WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STARTYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, MINERALIGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

DEWON

Lech MIŁACZEWSKI

STRATYGRAFIA, PALEOGEOGRAFIA I ZARYS SEDYMENTACJI W DEWONIE

Historia badań dewonu w segmencie stężyckim basenu lubelskiego

Badania dewonu w segmencie stężyckim basenu lubelskiego rozpoczęły się w 1971 r. Ich asumptem był program opracowany przez ówczesny Instytut Geologiczny, Centralny Urząd Geologii oraz przedsiębiorstwo Zjednoczenia Górnictwa Naftowego i Gazownictwa, zakładający wykonanie wierceń rozpoznających utwory permu, karbonu i ich podłoża oraz sieci profili sejsmicznych refleksyjnych. Celem tych prac było podjęcie wstępnych poszukiwań ropy naftowej i gazu ziemnego w północno-zachodniej części basenu lubelskiego. Segment stężycki był wówczas bardzo słabo rozpoznany. W 1972 r. w Instytucie Geologicznym został opracowany „Projekt badań geologicznych w rowie lubelskim i na podniesieniu łukowsko-hrubieszowskim" pod kierunkiem A.M. Żelichowskiego, przy współudziale autora niniejszego rozdziału oraz zespołu geologów i geofizyków. Projekt przewidywał wykonanie dwóch głębokich otworów wiertniczych – Wilga IG 1 i Maciejowice IG 1 oraz metodycznych sejsmicznych badań refleksyjnych z zastosowaniem techniki cyfrowej. Nadzór geologiczny nad otworem Wilga IG 1 w zakresie dewonu sprawował autor, który pierwszy sprofilował rdzenie przed ich dekompletacją na potrzeby innych badań. Głębienie otworu Wilga IG 1 w obrębie utworów dewonu odbywało się zgodnie z przyjętymi założeniami. Brak utworów famenu i nawiercone bezpośrednio pod utworami karbonu wapienie franu rejestrowano już w wielu profilach Lubelszczyzny. Głębiej spodziewano się dolomitów i anhydrytów dewonu środkowego oraz czerwonych utworów oldredu, które zostały przewiercone z uzyskiem rdzenia, ale okazały się cienkie i były nietypowo wykształcone. Pod nimi nawiercono szare piaskowce i szarozielonawe mułowce, znane wówczas pod nazwą serii mułowcowo-piaszczystej szarej, później zrewidowanej jako formacja czarnoleska (Miłaczewski, 1981). W profilu otworu zabrakło więc ok. 200 m dewonu środkowego oraz ok. 1000 m oldredu. Na podstawie wykonanych później otworów Maciejowice IG 1 oraz Stężyca 1 wykaza, że ku południowemu wschodowi profil dewonu stopniowo staje się bardziej kompletny. Przyczyną istnienia luk zapewne była śródewońska erozja i/lub niedepozycja. Otwór Wilga IG 1 osiągnął utwory charakterystycznej serii ilastej najniższej, nazwanej później formacją sycyńską.

Na etapie opracowywania dokumentacji wynikowej, poza autorem rozdziału, profil dewonu opracowali K. Radlicz w zakresie petrografii, B. Hajłasz, M. Nehring i E. Tomczykowa w zakresie paleontologii. Ostatecznie do dokumentacji nie trafiły niektóre wyniki badań, które trwały dłużej niż krótki czas wymagany przepisami do jej opracowywania. Po kilku latach zostały one opublikowane przez Miłaczewskiego i in. (1983) w okrojonej postaci. W 2011 r. ukazała się obszerna praca zbiorowa pt. „Baseny dewońskie południowo-wschodniej Polski" pod red. nauk. M. Narkiewicza, podsumowująca dotychczasową wiedzę o dewonie lubelskim oraz radomsko-łysogórskim. Ma ona przełomowe znaczenie, zwłaszcza w aspekcie stratygrafii i litologii.

Profil dewonu w otworze Wilga IG 1 i w sąsiednich otworach wiertniczych

W otworze Wilga IG 1 przewiercono dewon od franu po dolny lochkow, osiągając formację sycyńską bez jej przebicia. Znaczna część profilu dewonu górnego została zerodowana w czasie pofameńsko-przedpóźnowizeńskiej przerwy sedymentacyjnej. Erozji uległy wszystkie utwory famenu oraz górna część franu. W rezultacie, bezpośrednio na jasnych wapieniach franu, leżą utwory wizenu. Podobny profil

ma położony 4 km na północny wschód otwór Wilga 255-2, w którym pod utworami franu nawiercono dajkę diabazu, zapewne wieku karbońskiego. Nieodległe, położone na południowy wschód otwory Żabieniec 1, Izdebno IG 1 i Maciejowice IG 1, mają pełniejszy profil zarówno w górnej partii, jak i w części podfrańskiej. W położonym 9 km na zachód otworze Potycz 1 w ogóle nie ma utworów dewonu, a pod wizenem jest sylur (fig. 4).

Litostratygrafia

Spośród trzech kompleksów litologicznych, które stanowią podstawę podziału litostratygraficznego dewonu dolnego na obszarze radomsko-lubelskim, w profilu otworu wiertniczego Wilga IG 1 wyróżniono najniższy i środkowy. Obecnie są to jednostki formalne (Miłaczewski, 1981), kolejno od dołu:

- formacja sycyńska (lochkow dolny; poprzednia nazwa nieformalna – seria ilasta najniższa);
- formacja czarnoleska (lochkow dolny?–lochkow środkowy; poprzednia nazwa nieformalna –seria mułowcowo-piaszczysta szara).

Formacja sycyńska. Strop formacji w otworze wiertniczym Wilga IG 1 wyznaczono za pomocą pomiarów geofizycznych w nierdzeniowanej części profilu na głęb. 3285,0 m. Otwór zakończono na głębokości wiertniczej 3552,0, m, nie przebijając tej formacji. Przewiercona miąższość tej jednostki wynosi 267,0 m. W stosowanym w PGNiG SA podziale dewonu na geofizyczne kompleksy korelacyjne, formacja sycyńska należy do kompleksu A (Kaczyński, 1974, 1984; por. Miłaczewski i in., 1983 *vide* fig. 1 i 2). Formację sycyńską tworzą głównie ciemnoszare, niekiedy z odcieniem zielonawym, iłowce, iłowce pylaste i mułowce ilaste, czasami margliste lub dolomityczne, zawierające cienkie (1–3 cm grubości), soczewkowate przewarstwienia wapieni organodetrytycznych i wapieni ilastych. Formacja ta była dość skąpo rdzeniowana – w trzech odcinkach, każdy o długości 14 m. Na wykresach profilowań geofizycznych jest jednak widoczne zróżnicowanie profilu na cienkie warstwy, różniące się stopniem zailenia oraz zwięzłością. Grubsze przewarstwienia wapieni lub margli zaznaczają się na wykresach naturalnego promieniowania gamma w postaci anomalii ujemnych, a na wykresach promieniowania gamma wzbudzonego neutronami – jako anomalie dodatnie. W formacji sycyńskiej na ogół występują liczne skamieniałości, zarówno fauny bentonicznej, planktonicznej, jak i nektonicznej.

Formacja sycyńska jest szeroko rozprzestrzeniona na obszarze basenu lubelskiego, a także podniesienia radomsko-kraśnickiego. Występuje też w obniżeniach we wschodniej części basenu np. w zapadlisku włodawskim. Na północny zachód od otworu Wilga IG 1 jej występowanie jest ograniczone do granicy basenu i bloku warszawskiego, natomiast ku południowemu wschodowi przedłuża się na terytorium Ukrainy. Formacja pod względem litologicznym i zestawem skamieniałości przypomina utwory poziomów: borszczowskiego, czortkowskiego i iwaniewskiego z odsłonięć na Podolu (Ukraina), jednak w części polskiej w jej profilu udział iłowców jest większy.

Dolna granica formacji, nieprzewiercona w otworze Wilga IG 1, w profilach innych otworów przebiega w stropie warstwy wapienia ilastego, margla lub iłowca wapnistego, który stanowi geofizyczny poziom korelacyjny „w2a". Warstwa ta zwykle zaznacza się na wykresach sondowania oporności (SO), profilowania natężenia promieniowania gamma wzbudzonego neutronami (PNG) i naturalnego promieniowania gamma (PG). W jej pobliżu przebiega granica biostratygraficzna między sylurem (przydolem) a dewonem (lochkowem). Spąg formacji sycyńskiej nie jest tożsamy ze spągiem dewonu w sensie chronostratygraficznym. Granica biostratygraficzna między sylurem a dewonem przebiega między poziomami graptolitowymi *transgrediens* i *uniformis* oraz została zdefiniowana na podstawie wyników badań paleontologicznych (Pajchlowa, Miłaczewski, 2003). Problem tej granicy, jak również litologię formacji sycyńskiej, szerzej opisano w opracowaniu otworu Busówno IG 1 (Miłaczewski, 2007).

W profilu otworu Wilga IG 1 formacja sycyńska rozpoczyna się iłowcem ciemnoszarym z odcieniem zielonawym, bez warstwowania. Występują tu nieliczne, rozproszone i rozdzielone muszle ramienionogów, małży, a także grube człony liliowców. Miejscami występują soczewki beżowego wapienia pelitowego. W zapisie geofizyki otworowej, zwłaszcza na wykresach naturalnego profilowania gamma, jest widoczny dość wyraźny trend grubienia ziarna ku górze, który kończy się maksymalną anomalią ujemną na głęb. 3508,0–3501,0 m. Anomalia ta zapewne odpowiada odcinkowi profilu, w którym liczniej pojawiają się ławiczki przepełnione skamieniałościami – ramienionogów, koralowców gałązkowych, mszywiołów, małży, liliowców oraz tentakulitów, występujących w mułowcu. Jest to zapewne zapis wydarzenia sztormowego, którego skutkiem było rozmycie jakiejś biocenozy i wtórne złożenie szczątków organizmów, pochodzących z różnych biotopów. Ponad tą anomalią, aż do głęb. 3435,0 m, na krzywej PG jest widoczny lekki trend drobnienia ziarna. Krzywa na tym odcinku odzwierciedla cykliczność sedymentacji niższej rangi. Warstwy ilaste są przeławicone z mniej ilastymi, zapewne wapnistymi, które na głęb. 3470,0; 3455,0 i 3440,0 m odznaczają się anomaliami ujemnymi. Przypuszczalnie mogą to również być warstwy z liczniejszymi skamieniałościami. Na głęb. 3435,0 m występuje anomalia dodatnia i ponowna zmiana trendu wielkości ziarna z drobniejącego na grubiejący ku górze. Być może na tej głębokości występuje powierzchnia maksymalnego zalewu (ang. *Maximum Flooding Surface* – MFS *sensu* Embry, 2009). Powierzchnie MFS bywają związane z osadami skondensowanymi stratygraficznie, wzbogaconymi w skamieniałości, konkrecje pirytowe, substancję organiczną, pierwiastki promieniotwórcze, fosforyty (Embry, *op. cit.*). Powierzchnie tego typu dzielą sekwencje transgresywno-regresywne (T-R) na część dolną – transgresywny ciąg systemowy (ang. *Transgressive System Tract* – TST) oraz na część górną – regresywny ciąg systemowy (ang. *Regressive System Tract* – RST). Brak rdzenia

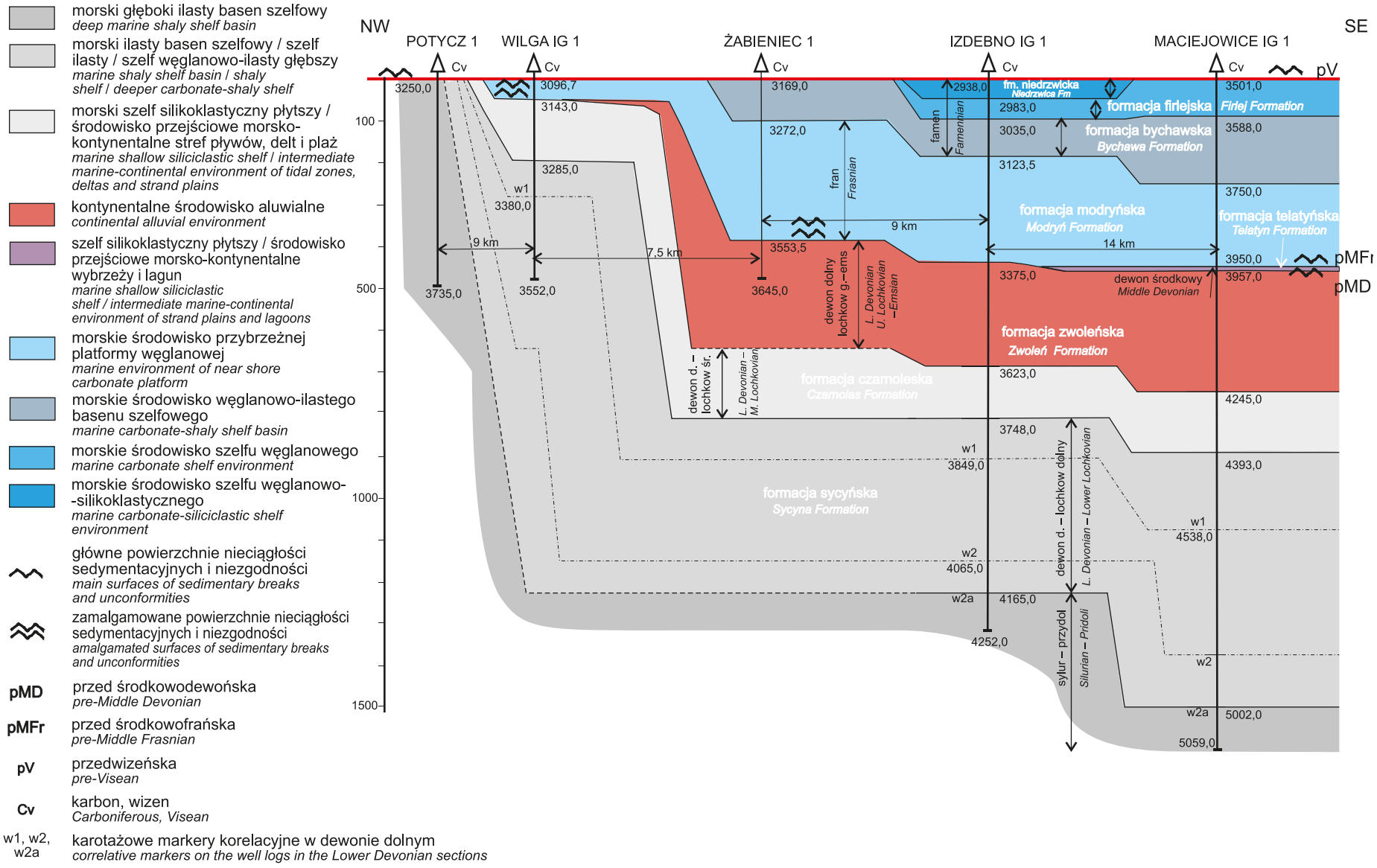


Fig. 4. Przekrój korelacyjny dewonu wzdłuż linii Potycz 1–Maciejowice IG 1

Correlation cross section along the line Potycz 1–Maciejowice IG 1 boreholes

ze wspomnianego odcinka profilu w otworze Wilga IG 1 nie pozwala jednak tego zagadnienia rozstrzygnąć. Ostatni rdzeń z formacji sycyńskiej, z głęb. 3397,3–3411,0 m, leży ok. 100 m poniżej wyznaczonej geofizycznie górnej granicy formacji. Litologia w tym rdzeniu nie odbiega od tych pobranych niżej, jednak wydaje się, że zawiera więcej skamieniałości fauny bentonicznej. Jest widoczny również różny stan zachowania skamieniałości – duże ramienionogi i małże *in situ* występują w formie rozproszonej w mułowcu, natomiast skamieniałości napławione są gorzej zachowane i tworzą ławiczki muszlowców. W przybliżeniu, w połowie profilu formacji sycyńskiej – na głęb. 3380,0 m (spąg) – przebiega geofizyczny poziom korelacyjny „w1", który odpowiada warstwie wapienia lub margla wśród iłowców. Poziom ten w profilu Izdebno IG 1 przebiega na głęb. 3849,0 m, a w profilu Maciejowice IG 1 – 4538,0 m (fig. 4). Warstwa ta może być powierzchnią maksymalnej regresji (ang. *Maximal Regressive Surface* – MRS) i granicą sekwencji (ang. *Sequence Boundary* – SB). Z powierzchniami tego typu bywa związana obecność zlepieńców, żwirowców, osadów wymieszanych, pokruszonych szczątków organicznych, ooidów i pizoidów żelazistych (Embry, 2009 z literaturą; Miłaczewski, 2014). Wyznaczanie granic sekwencji, zwłaszcza w praktyce poszukiwań naftowych, jest szeroko stosowane, ponieważ część z nich można przetransponować z karotażu na granice na sekcjach sejsmicznych. Wyznaczenie granicy sekwencji tylko na podstawie analizy diagramów geofizycznych bywa jednak zawodne (Catuneanu, 2002). Z powodu braku rdzenia geneza warstwy z głębokości geofizycznej 3380,0 m pozostaje nierozstrzygnięta. Niemniej jednak poziom „w1" stanowi horyzont korelacyjny w skali całego basenu lubelskiego (Miłaczewski, 2014). Być może jest odzwierciedleniem nagłego zjawiska geologicznego – tempestytem lub sejsmitem, powstałym w wyniku trzęsienia Ziemi i działania fali tsunami. Podobne utwory zostały opisane w ludlowie na obszarze lubelskim przez Porębskiego i in. (2013). Nad horyzontem „w1" w profilu Wilga IG 1 trend uziarnienia na krzywej PG zmienia się na drobniejący ku górze. Układ warstw przybiera charakter retrogradacyjny, aż do kolejnej granicy MFS na głęb. 3345,0 m, gdzie anomalia PG jest lokalnie największa. Od tej głębokości układ warstw jest agradacyjny. Na głęb. 3325,0 m występuje ostra granica, zapewne nieciągłości sedymentacyjnej, przykryta warstwą margla o miąższości ok. 5 m. Ponad nią na krzywej PG uwidacznia się grubienie ziarna ku górze, a układ warstw zmienia się na progradacyjny. Taka tendencja występuje na odcinku 40 m, aż do stropu formacji sycyńskiej na głębokości geofizycznej 3285,0 m.

Górna granica formacji jest usytuowana w miejscu pojawienia się pierwszych grubszych przewarstwień piaskowców wśród iłowców i jest jednocześnie dolną granicą formacji czarnoleskiej. Granica ta jest dość wyraźna na wykresach geofizyki otworowej i zaznacza się wzrostem pozornych oporów właściwych, spadkiem natężenia na krzywej PG i wzrostem natężenia na PNG.

Miąższość formacji sycyńskiej w otworach wynosi: Wilga IG 1 – ponad 267,0 m, Izdebno IG 1 – 317,0 m, Maciejowice IG 1 – 609,0 m, Łopiennik IG 1 – ok. 500 m (miąższość niepewna z powodu zaburzeń uskokowych). W odległym od Wilgi IG 1 o ok. 200 km na południowy wschód profilu Terebin IG 5 miąższość tej formacji wynosi 297,0 m, natomiast w profilach Białopole IG 1 – 289,0 m, a Strzelce IG 2 – 159,0 m.

W profilu pionowym formacji sycyńskiej można śledzić stopniowe spłycanie się morskiego zbiornika sedymentacyjnego, które zaznacza się w charakterze osadów i zespole skamieniałości. Iłowce ze skamieniałościami organizmów planktonicznych i nektonicznych są stopniowo ku górze zastępowane przez iłowce z obfitym bentosem i przewarstwieniami wapieni organodetrytycznych, a te przez iłowce pylaste z przewarstwieniami piaszczystymi i skamieniałościami organizmów brakicznych. Na krzywych geofizycznych zaznacza się przy tym wyraźny trend grubienia ziarna ku górze. W profilu formacji sycyńskiej z nieodległego otworu Pionki 4 Turnau (2011) oznaczyła nieliczne miospory, które pozwoliły określić lochkowski wiek tej formacji.

Formacja czarnoleska. Formacja ta została wykreowana przez Miłaczewskiego (1981) jako formalna jednostka litostratygraficzna. W podziale dewonu na geofizyczne kompleksy korelacyjne stosowanym przez PGNiG SA odpowiada ona dolnej części kompleksu B (Kaczyński, 1974; por. Miłaczewski i in., 1983 *vid*e fig. 1 i 2). W formacji nie wyróżniono ogniw. W profilu otworu Wilga IG 1 strop formacji występuje w rdzeniu wg miary wiertniczej na głęb. 3143,0 m. Na tej samej głębokości przebiega również jej strop wg miary geofizycznej. Spąg formacji nie był rdzeniowany i został przyjęty wg pomiarów geofizyki otworowej na głęb. 3285,0 m. Miąższość formacji wynosi 142,0 m.

Formacja czarnoleska jest reprezentowana przez mułowce i mułowce ilaste, ciemnoszare, niekiedy z odcieniem zielonawym, przewarstwione i rytmicznie laminowane szarymi piaskowcami kwarcowymi. Warstwy skalne są bardzo różnej miąższości, od centymetrów do kilku metrów. Cechą charakterystyczną utworów formacji czarnoleskiej są liczne zaburzenia sedymentacyjne typu pogrązów piaszczystych i konwolucji, rozmyć, spływów i zsuwów kohezyjnych oraz różnego rodzaju bioturbacji – śladów pełzania, bytowania i żerowania bentosu.

Dolna granica formacji przebiega w spągu pakietu piaskowców przeławiconych mułowcami o miąższości ok. 10 m, który wyraźnie odznacza się od osadów formacji sycyńskej. Przy granicy obu formacji występuje ujemna anomalia gamma, związana zapewne z powierzchnią maksymalnej regresji, rozpoczynającej nowy transgresywny ciąg systemowy (TST). Na wykresach PG do głęb. ok. 3260,0 m jest widoczny niewyraźny trend drobniejącego ziarna ku górze. Na tej głębokości przypada strop wyraźnej anomalii dodatniej, związanej zapewne z występowaniem iłowca lub mułowca, zawierającego podwyższoną ilość pierwiastków promieniotwórczych. Możliwe jest, że występuje tutaj również nieciągłość sedymentacyjna. Anomalia PG może być związana z powierzchnią MFS. W interwale głęb. 3255,0–3260,0 m krzywa wykazuje trend grubiejącego ziarna ku górze profilu. Występuje tutaj ujemna anomalia gamma i przegięcie krzywej, związane z warstwą piaskowca lub mułowca piaszczystego. Opisany odcinek

profilu może reprezentować RST, być może występuje tutaj powierzchnia MRS i granica sekwencji lub subsekwencji. Krzywa PG na odcinku 3155,0–3255,0 m wykazuje trend drobniejącego ziarna ku górze i ma zębaty kształt (ang. *serrated*). W rdzeniu pobranym z tego interwału występują przewarstwiające się wzajemnie piaskowce i mułowce mniej lub bardziej smugowane i laminowane, a brak jest grubszych warstw piaskowców i mułowców. Maksimum anomalii na krzywej PG występuje na głęb. 3155,0 m (w rdzeniu w pobliżu tej głębokości występują powierzchnie rozmyć okruszcowane pirytem oraz czerwonobrunatne mułowce). Od tego miejsca do głęb. 3143,0 m natężenie promieniowania gamma spada, a następnie ponownie rośnie z maksimum na głęb. geofizycznej 3142,0 m. Anomalię tę wywołuje 0,5 m warstwa dolomitu z pirytem w spągu. Nieco inaczej wyglądają anomalie w formacji czarnoleskiej na wykresie analogowym PG (dokumentacja wynikowa, arkusz A, odcinek pomiarowy PG 3097,5–3546,5 m z 3–5.06.1975 r.). Wykres ten był podstawą opracowania pierwszego profilu litologicznego do dokumentacji wynikowej otworu i artykułu Miłaczewskiego i in. (1983). Pomiar nie był standaryzowany ani unormowany. Wykresy analogowe poddane później zabiegom digitalizacji, normalizacji i łączenia odcinków pomiarowych różnią się nieco pod względem wielkości, kształtu i głębokości położenia anomalii. Na głęb. 3143,0 m przebiega granica nieciągłości stratygraficznej spowodowanej erozją oraz długotrwałą bardzo małą depozycją osadów, w wyniku czego nastąpiło wzbogacenie w minerały promieniotwórcze, które wywołały powstanie dodatniej anomalii gamma. Są to cechy granicy sekwencji depozycyjnej T-R, złączonej z powierzchnią MFS. Część dolna tej sekwencji – transgresywna, jest zamalgamowana z powierzchnią MFS. Autor tego rozdziału nie jest w stanie rozstrzygnąć, dlaczego opisane wykresy różnią się ułożeniem anomalii przy stropie formacji. Raczej bezsporne jest występowanie ostrej granicy między formacjami czarnoleską a modryńską, która jest podkreślona nieciągłością stratygraficzną. Różnice głębokości granic na obu wykresach można pominąć i przyjąć, że granica między nimi przebiega na głęb. geofizycznej 3143,0 m.

Górna granica formacji czarnoleskiej w profilu dewonu Lubelszczyzny stanowi jednocześnie dolną granicą formacji zwoleńskiej (Miłaczewski, 1981). W profilu Wilga IG 1 czerwone utwory formacji zwoleńskiej nie występują, chociaż pierwotnie prawdopodobnie leżały niewiele wyżej, ale zostały zerodowane. Przy stropie formacji czarnoleskiej pojawiają się niegrube warstwy czerwonych i zielonych mułowców, przewarstwionych utworami szarymi, ale zdaniem autora tego rozdziału i zarazem kreatora formacji, nie można ich zaliczyć do formacji zwoleńskiej. Na rozmytej górnej granicy formacji czarnoleskiej leżą utwory węglanowe franu.

Na wschodnim krańcu obszaru lubelskiego miąższość formacji czarnoleskiej ogólnie maleje ku wschodowi i południowemu wschodowi. W otworze Łopiennik IG 1 wynosi 187,5 m, lecz jest prawdopodobnie zredukowana uskokami, a w pobliskim otworze Małochwiej 1 – 320,0 m i jest prawdopodobnie zwiększona przez uskok odwrócony. Miąższość formacji w otworach wiertniczych wynosi: Białopole IG 1 – 143,5 m, Terebin IG 5 – 173,0 m, Strzelce IG 2 – 43,0 m, Horodło 1 – 38,0 m, a w otworze Trawniki 1, położonym w centralnej części basenu lubelskiego, ok. 150 m.

Zarówno strop, jak i spąg formacji czarnoleskiej są heterochroniczne, co zostało uwarunkowane niejednoczesną zmianą warunków sedymentacji w różnych miejscach basenu lubelskiego. W północno-zachodniej części basenu górna granica formacji jest erozyjna.

Formacja modryńska. Formacja ta, odpowiadająca franowi, została wykreowana przez Miłaczewskiego (1981) jako jednostka formalna podziału litostratygraficznego dewonu na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Miłaczewski (*w*: Miłaczewski i in., 1983 *vide* fig. 1) w otworze Wilga IG 1 utwory zaliczone do franu (serię dolomitową) skorelował z tożsamymi utworami z otworów Pionki 4, Maciejowice IG 1 i Izdebno IG 1. Seria dolomitowa odpowiada dolnej części geofizycznego kompleksu korelacyjnego E wg podziału Kaczyńskiego (1974). M. Narkiewicz (2011) rozciągnął zasięg formacji modryńskiej na cały obszar lubelski, zredefiniował wydzielone wewnątrz niej ogniwa i zdefiniował nowe. Według niego (M. Narkiewicz, 2011 *vi*de fig. 11) cały zachowany odcinek formacji modryńskiej w otworze Wilga IG 1 odpowiada poziomom trangresywno-regresywnym M-3 i nierozdzielonemu M-4/5. W profilu tym nie wydzielił on w obrębie formacji modryńskiej ogniw.

Według rdzeni utwory formacji modryńskiej występują w interwale głęb. 3096,7–3143,0 m (miąższość 46,3 m), a wg miary geofizycznej – 3094,5–3143,0 m (miąższość 48,5 m). Pierwsza warstwa formacji modryńskiej to ciemnoszary dolomikryt z zielonawym odcieniem o miąższości 0,5 m, nieregularnie smugowany grubszym materiałem piaszczystym z grudkami pirytu framboidalnego. Dolomikryt leży na nierównej powierzchni szarozielonawego mułowca ilastego należącego do formacji czarnoleskiej, pokrytej naskorupieniami krystalicznego pirytu. Różnego rodzaju dolomity, zarówno dolomikryty, jak i szarobrunatne dolosparyty marmurkowe z rozproszonym pirytem, występują do głęb. ok. 3115,0 m. W dwóch miejscach w ich obrębie są obecne smugi i laminy anhydrytu, wskazujące na hypersalinarne warunki sedymentacji. Wśród dolomitów występuje osiem poziomów brekcji śródformacyjnych (M. Narkiewicz, 2011 *vide* fig. 12). Na wykresach PG jest widoczny dość wyraźny trend wzrostu anomalii dodatnich w górę profilu, związany ze wzrostem zawartości minerałów ilastych i/lub pirytu. Krzywa ma kształt zębaty, co może sugerować względnie częstą i cykliczną zmianę warunków sedymentacji. Od głęb. ok. 3115,0 m pojawiają się w formacji modryńskiej szarobeżowe wapienie ziarniste, miejscami zawierające liczne skamieniałości, tj.: stromatoporoidy, koralowce, a niekiedy ramienionogi. Od głęb. ok. 3107,5 m wapienie stopniowo przechodzą w dolomity szarobeżowe, ziarniste, niekiedy dolomikryty marmurkowe, nieregularnie, faliście laminowane substancją ilastą. W dolomitach są widoczne bioturbacje. Od głęb. ok. 3102,0 m dolomity ponownie stopniowo przechodzą w beżowe wapienie pelitowe i ziarniste, zawierające nieliczne skamie-

niałości małżoraczków i krynoidów oraz lamelarnych stromatoporoidów. Wśród wapieni występują liczne intraklasty, brekcje śródformacyjne oraz powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnej. M. Narkiewicz (2011) uważa je za wynik etapów erozji i/lub rozpuszczania osadów przybrzeżnej platformy węglanowej. Na wykresach PG brekcje śródformacyjne zaznaczają się na głęb. ok. 3110,5; 3105,0 i 3100,0 m. Rozpuszczanie węglanów prowadziło do powstawania rezydualnych ilastych osadów, które mogą wywoływać dodatnie anomalie gamma na wykresach PG, jak np. w interwale głęb. 3098,0–3105,0 m. Na głęb. 3096,7 m, na nierównej powierzchni erozyjnej, będącej stropem formacji modryńskiej, leżą utwory wizenu. Powierzchnia ta jest wyraźnie widoczna na wykresach geofizyki otworowej na głęb. geofizycznej 3094,5 m.

Biostratygrafia i chronostratygrafia

W zonacji miosporowej formacje sycyńska i czarnoleska należą do poziomu MN (*micrornatus–newportensis* – podpoziomy R i M), czyli do niższego i środkowego lochkowu (Turnau i in., 2005). Później Turnau (2011) wydatowała formację czarnoleską na podpoziom R (lochkow środkowy). Należy podkreślić, że wydzielenia te są oparte na dość nielicznym materiale, który pochodzi z formacji sycyńskiej z otworów wiertniczych Pionki 4 i odległego otworu Terebin IG 5. W otworze Wilga IG 1 miospor dewonu nie znaleziono. Inne badane skamieniałości – małżoraczki, tentakulity, trylobity, ramienionogi i małże (Tomczyk, Tomczykowa, 1983; Miłaczewski i in., 1983) wskazywały na żedyn i zigen (lochkow nie był wtedy piętrem standardowym), a późniejsze badania i rewizje wykazały, że należą one do niższego lochkowu (Pajchlowa, Miłaczewski, 2003; Studencka, 2007).

Utwory franu w segmencie stężyckim basenu lubelskiego są wyłącznie węglanowe. Występuje w nich wiele istotnych stratygraficznie skamieniałości, przede wszystkim konodonty, a ponadto koralowce, stromatoporoidy, ramienionogi, tentakulity i małżoraczki. Inne skamieniałości, tj.: małże, ślimaki, liliowce, skolekodonty, otwornice i glony wapienne nie mają praktycznego znaczenia stratygraficznego. Oprócz konodontów wymienione skamieniałości w profilu otworu Wilga IG 1 nie występują w oznaczalnej postaci. Przewiercony fragment formacji modryńskiej, z racji swego położenia w profilu, był uważany przez Miłaczewskiego (*w*: Miłaczewski i in., 1983) za dolnofrański, chociaż jego korelacja z dolnym franem w innych profilach już wtedy była utrudniona. Dopiero badania K. Narkiewicz (2011), K. Narkiewicz i Bultyncka (2011) oraz K. Narkiewicz (ten tom) pokazały, że w otworze Wilga IG 1 na głęb. 3097,8–3127,3 m występują konodonty wskazujące na interwał od poziomu *falsiovalis* do poziomu dolny *hasii* dolnego–środkowego franu (*Polygnathus morgani* Klapper et Lane, *P. alatus* Huddle, *Icriodus* aff. *I. excavatus* Weddige oraz inne bliżej nieoznaczalne elementy).

Paleogeografia i zarys sedymentacji w dewonie

Rejon Wilgi we wczesnym dewonie znajdował się w okolicy 25° szerokości południowej (m.in. Ziegler, 1990), na południowym szelfie kontynentu Old Redu. Badania izotopowe (Joachimski i in., 2009) sugerują, że pomimo położenia w strefie podzwrotnikowej, morze wczesnego lochkowu było najzimniejsze w całej historii dewonu. Jego zasięg był rozległy i przekraczał granice obszaru radomsko-lubelskiego. Szelf sięgał na południowym wschodzie co najmniej do Dniestru, w centralnej Polsce obejmował region łysogórski Gór Świętokrzyskich (formacja z Rudek; Kozłowski, 2008) i ciągnął się na obszar dzisiejszych Reńskich Gór Łupkowych, Ardenów, Bretanii, południowo-zachodniej Walii i Maroka. O takim zasięgu świadczą podobne zespoły graptolitów (Porębska, Sawłowicz, 1997). We wczesnym lochkowie na obszarze radomsko-lubelskim odbywała się pelagiczna sedymentacja materiału iłowego formacji sycyńskiej. Połączenie tego zbiornika sedymentacyjnego z basenem bałtyckim nie jest jeszcze dostatecznie zbadane. Zbiornik w rejonie syneklizy bałtyckiej miał zupełnie inny charakter, gdyż była to płytsza część szelfu, w której odbywała się sedymentacja osadów piaskowcowych i mułowcowych w warunkach zwiększonego zasolenia wód (Kurszs, 1975, 1992). Być może była to strefa przybrzeżna jednego szelfu, którego częścią bardziej otwartomorską był basen radomsko-lubelski.

Morze lochkowskie na obszarze radomsko-lubelskim było stosunkowo głębokie. Dno znajdowało się poniżej podstawy falowania, w niezdiagenezowanym osadzie panowały warunki redukcyjne, o czym świadczy ciemna barwa skał i obecność pirytu. Przy dnie okresowo panowały warunki wybitnie niesprzyjające rozwojowi bentosu, o czym świadczy zachowanie delikatnej laminacji osadu, brak skamieniałości, występowanie szczątków jedynie nektonu i planktonu. Warunki tlenowe przy dnie okresowo były bardziej sprzyjające, które wówczas było zasiedlane przez cienkoskorupowe małże i ramienionogi. Jak podaje Radlicz (2008), w depozycji osadów mogły mieć udział również prądy zawiesinowe. Spokojna toń wodna była okresowo zaburzana przez sztormy, które uruchamiały złożone gdzie indziej osady. Potwierdzeniem tego jest współwystępowanie szczątków małży i ramienionogów cienkoskorupowych, charakterystycznych dla stref głębokomorskich, ze szczątkami małży i ramienionogów gruboskorupowych, pochodzących z płytszej części zbiornika. W tym przypadku takie warstwy można nazwać tempestytami. Być może taką genezę ma również anomalia geofizyczna „w1" na głęb. 3380,0 m. Anomalia ta ma regionalne rozprzestrzenienie i w profilach formacji sycyńskiej jest izochroniczna. Zdaniem Miłaczewskiego (1981, 2014) jest to zapis regionalnego wydarzenia, wywołanego zapewne trzęsieniem Ziemi. Takich wydarzeń w historii morza sycyńskiego było więcej, a wcześniej na tym obszarze zdarzały się też w sylurze (Porębski i in., 2013). Kozłowski (2015) podaje inną genezę anomalii sylurskiej, wiążąc ją z globalnym wydarzeniem kozlowskii/Lau.

Rozwój wczesnodewońskiego zbiornika sedymentacyjnego był wyraźnie ukierunkowany w czasie i przestrzeni. Akumulacja osadów zaczęła stopniowo przeważać nad subsydencją. U schyłku wczesnego lochkowu zbiornik zaczął wypełniać się osadami i spłycać, a jego powierzchnia uległa zmniejszeniu. W osadach znajduje to odzwierciedlenie w wyższej części formacji sycyńskiej, w postaci zwiększonego udziału kwarcu detrytycznego, a także pojawienia się ławiczek bioklastycznych złożonych ze szczątków bentosu, utworzonych w wyniku działalności sztormów w płyciejącym morzu. W rejonie otworów Busówno IG 1, Białopole IG 1 i Terebin IG 5 ławice wapieni bioklastycznych są grubsze i liczniejsze, co wskazuje, że morze było tam zapewne płytsze. Trend grubienia ziarna ku górze profilu może być efektem wzrostu energii środowiska, na przykład falowania, które utrudniało sedymentację cząstek iłowych. Taka tendencja nie występuje jednak na całej długości profilu formacji sycyńskiej, a drobnienie ziarna ku górze było zapewne wywołane ograniczeniem dopływu grubszych cząstek mułowych, zawierających mniej pierwiastków promieniotwórczych niż iły.

W otworze Wilga IG 1 granica formacji sycyńskiej i czarnoleskiej nie była rdzeniowana, dlatego o jej charakterze wywnioskowano na podstawie danych z innych otworów wiertniczych. W otworze Ciepielów IG 1, położonym ok. 100 km na południe od Wilgi IG 1, zmiana charakteru zbiornika sedymentacyjnego zaznaczyła się pojawieniem piaskowców i mułowców, powierzchni rozmyć śródformacyjnych, licznych bioturbacji, warstwowania i laminacji cyklicznej, a także zanikiem przewarstwień wapiennych. Nastąpiła również zmiana składu fauny – organizmy typowo morskie ustąpiły euryhalinowym rybom, wielorakom i małżoraczkom (Miłaczewski, 1981). Powyższe obserwacje świadczą o spłyceniu morza oraz zbliżaniu się strefy brzegowej (fig. 5).

Osady formacji czarnoleskiej były deponowane we wczesnym i być może w środkowym lochkowie. Obie granice formacji są heterochroniczne w ułożeniu regresywnym. Na północ i północny wschód od otworu Wilga IG 1 formacja pojawia się i znika wcześniej niż w miejscach położonych na południowy zachód. Osady formacji czarnoleskiej powstały w środowisku sublitoralnym i litoralnym, a później na lądowych równiach aluwialnych i/lub deltowych. Z punktu widzenia analizy basenów sedymentacyjnych jest to płytki szelf silikoklastyczny. Na figurze 5 przedstawiono uproszczony schemat otwartego regresywnego wybrzeża morskiego wraz z pozycją profilu otworu Wilga IG 1 w czasie sedymentacji formacji sycyńskiej (I–VII) i czarnoleskiej (VIII–XIX).

Osady, z których powstały utwory formacji czarnoleskiej, to drobnoziarniste piaski kwarcowe, muły, iły, fragmenty ziaren muskowitu i biotytu. Odznaczają się one warstwowym ułożeniem z rytmiczną alternacją lamin piasek/muł. Laminacja miejscami jest bardzo regularna, miejscami zaburzona przez synsedymentacyjne procesy erozji różnej skali oraz działalność organizmów morskich w osadzie lub na jego powierzchni. Charakter laminacji i warstwowania wskazuje na dwukierunkowość działania prądów, transport części osadów odbywał się od morza w stronę brzegu, co jest charakterystyczne dla strefy pływowej. Osady formacji czarnoleskiej mają cechy charakterystyczne dla osadów pływowych podane przez Einsele (1992), które rozpatrywane łącznie mogą przesądzić o pływowej genezie osadów. Istnieją jednak pewne unikatowe cechy osadów pływowych (Nio, Yang, 1991; Davis, Dalrymple, 2011; Fan, Wang, 2013 z literaturą), z których, wg opinii autora tego rozdziału, tylko trzy są możliwe do rozpoznania w stanie kopalnym w rdzeniu wiertniczym, tj.: kuplety mułowe lub sparowane draperie mułowe (ang. *mud couplets or paired mud drapes*), rytmity pływowe i powierzchnie reaktywacji. Kuplet mułowy to para warstewek lub lamin – piaskowcowej i mułowcowej. Draperie mułowe są pozostałością po laminie mułowej, rozmytej przez prąd powrotny pływu. Według Thomasa i in. (1987) i Vissera (1980) podwójne draperie mułowe są charakterystyczne dla strefy niżejpływowej, w której występują dwa stadia zastoju (ang. *slack water stages*). W strefie międzypływowej występuje tylko jedno stadium zastoju, w czasie którego powstaje tylko jedna powłoczka mułowa. Pojedyncze draperie mułowe mogą powstawać też w warunkach fluwialnych, stąd nie są diagnostyczne dla stref międzypływowych.

Pakiety pływowe składają się z kupletów piasek–muł o zmiennej grubości. Sekwencja pakietów pływowych może reprezentować cykl kwadraturowo-syzygijny. Taka sekwencja może wyrażać się zmianami w miąższości warstw z okresowością 14 lub 28 dni. Przy pływach syzygijnych warstewki piaskowe są grubsze (większa siła prądu pływowego), przy pływach kwadraturowych – cieńsze. W szczególnych przypadkach kuplety układają się w warstwy rytmitów. Rytmity pływowe w rdzeniu wiertniczym przypominają równolegle laminowane osady równi zalewowych, jednak dokładna analiza wykazuje w nich 14- lub 28-dobową zmianę laminacji zgodnie z rytmem pływów. Rytmity w stanie kopalnym były badane przez Gradzińskiego i in. (2005) oraz Tape i in. (2003). Rytmity, a także inne diagnostyczne struktury pływowe, zostały również opisane i zilustrowane przez Pacześną (2010 *vide* fig. 29, 32A, C, D i 33) w osadach ediakaru z obszaru lubelskiego. Rytmity pływowe powstają przez agradację pionową z zawiesiny i składają się z bardzo cienkich (rzędu milimetrów), lecz wyrazistych lamin (Tessier, 1993; Davis, Dalrymple, 2011). Cykliczność taka jest diagnostyczna dla osadów równi międzypływowych, aczkolwiek nie jest zbyt często obserwowana, ani w osadach współczesnych, ani kopalnych. Częściej występuje w specyficznych warunkach estuariowych. Cykliczne rytmity pływowe, zarówno współczesne, jak i kopalne mają miąższość ok. 1 m.

Powierzchnie reaktywacji są cienkimi powierzchniami erozyjnymi powstałymi przy zmianie kierunku prądu formującego riplemarki. Prąd odpływu rozmywa szczyt zmarszczki, a następny prąd przypływu nadbudowuje ją w nieco innej postaci.

W profilu formacji czarnoleskiej opisane powyżej struktury są obecne, tak więc pływowa geneza osadów wydaje się wysoce prawdopodobna. Na obszarze radomsko-lubelskim, który liczy ok. 100 km szerokości, w formacji czarno-

leskiej istnieje jeszcze możliwość wykrycia wielu subśrodowisk pływowych (fig. 5, 6), wyłączając jednak laguny i estuaria, które nie tworzą się w reżimach regresywnych.

Formacja czarnoleska powstała z osadów silikoklastycznych przyniesionych do morza przez rzeki najprawdopodobniej z ujściem deltowym. Część osadów została zakumulowana w delcie, część trafiła do morza, a część została osadzona przy brzegu na plażach, równiach nadbrzeżnych i równiach pływowych (fig. 5, 6). Na figurze 5 zilustrowano strefy sedymentacji w środowisku wybrzeża morskiego, które można rozpoznać w dolnym dewonie obszaru radomsko-lubelskiego. Na figurze tej po lewej stronie (Fan, Wang, 2013) zaznaczono otwartą równię pływową. Rozpoczyna się ona równią chenierową – płaską strefą nadpływową pokrytą osadami drobnoziarnistymi, które wraz z okruchami muszli tworzą równoległe, dość regularne nasypy o wysokości do ok. 1 m. Równie te powstają przez progradację linii brzegowej i są odpowiednikami równi plażowych. Równia pływowa należy do brzeżnego środowiska depozycyjnego I rzędu (Boyd, Dalrymple, 1992) i jest odpowiednikiem plaży, osłaniającej równię plażową (ang. *beaches margining strandplains*) (fig. 5 – prawa strona). Równie pływowe występujące na obrzeżach delt współczesnych dużych rzek mogą ciągnąć się na długości setek kilometrów. Nie ma obecnie dostatecznych danych, jak długie były równie pływowe we wczesnym dewonie na obszarze radomsko-lubelskim.

Współczesne równie pływowe typu mułowego mają cechę szybkiego wygaszania energii fal, pełniąc rolę skutecznego falochronu osłaniającego brzeg przed abrazją (Fan, Wang, 2013). Możliwe jest, że podobnie było w czasie depozycji formacji czarnoleskiej, która jest reprezentowana przez drobnoziarniste piaskowce oraz mułowce bez osadów gruboziarnistych.

We współczesnych środowiskach pływowych górna część równi międzypływowej oraz równia ponadpływowa bywa porośnięta roślinnością, w zależności od klimatu – mangrowcami lub słonolubnymi trawami. W klimacie suchym roślinność nie występuje, są obecne za to ewaporaty. W profilu formacji czarnoleskiej nie zaobserwowano w górnej części cykli pływowych nagromadzenia szczątków roślinnych, chociaż we wczesnym dewonie istniała już prymitywna flora lądowa. Niewykluczone, że obecność w górnej części formacji czerwonych mułowców i struktur *caliche* jest dowodem na suchy klimat.

Osady równi międzypływowych wykazują regularną zmienność warstwowania od smużystego poprzez faliste do soczewkowego w ułożeniu typu drobniejącego ku górze. Takie warstwowania i laminacje są częste w profilu dewonu otworu Wilga IG 1.

Fan i Wang (2013) uważają trzy kryteria za diagnostyczne do wyróżniania osadów równi pływowych:

1. Regularne następstwo pionowe warstwowania (poczynając od warstwowania smużystego, przez faliste do soczewkowego) – takie następstwo jest diagnostyczne dla większości równi międzypływowych; często występuje w sukcesjach heterolitowych, np. opisanych i zilustrowanych z karbonu górnośląskiego przez Gradzińskiego i in. (2005).
2. Obecność cyklicznie ułożonych rytmitów pływowych – wskazuje na równie pływowe typowe dla wewnętrznych części estuariów makropływowych.
3. Rytmiczna alternacja depozycji sztormowej i pływowej – jest diagnostyczna dla nieosłoniętych równi

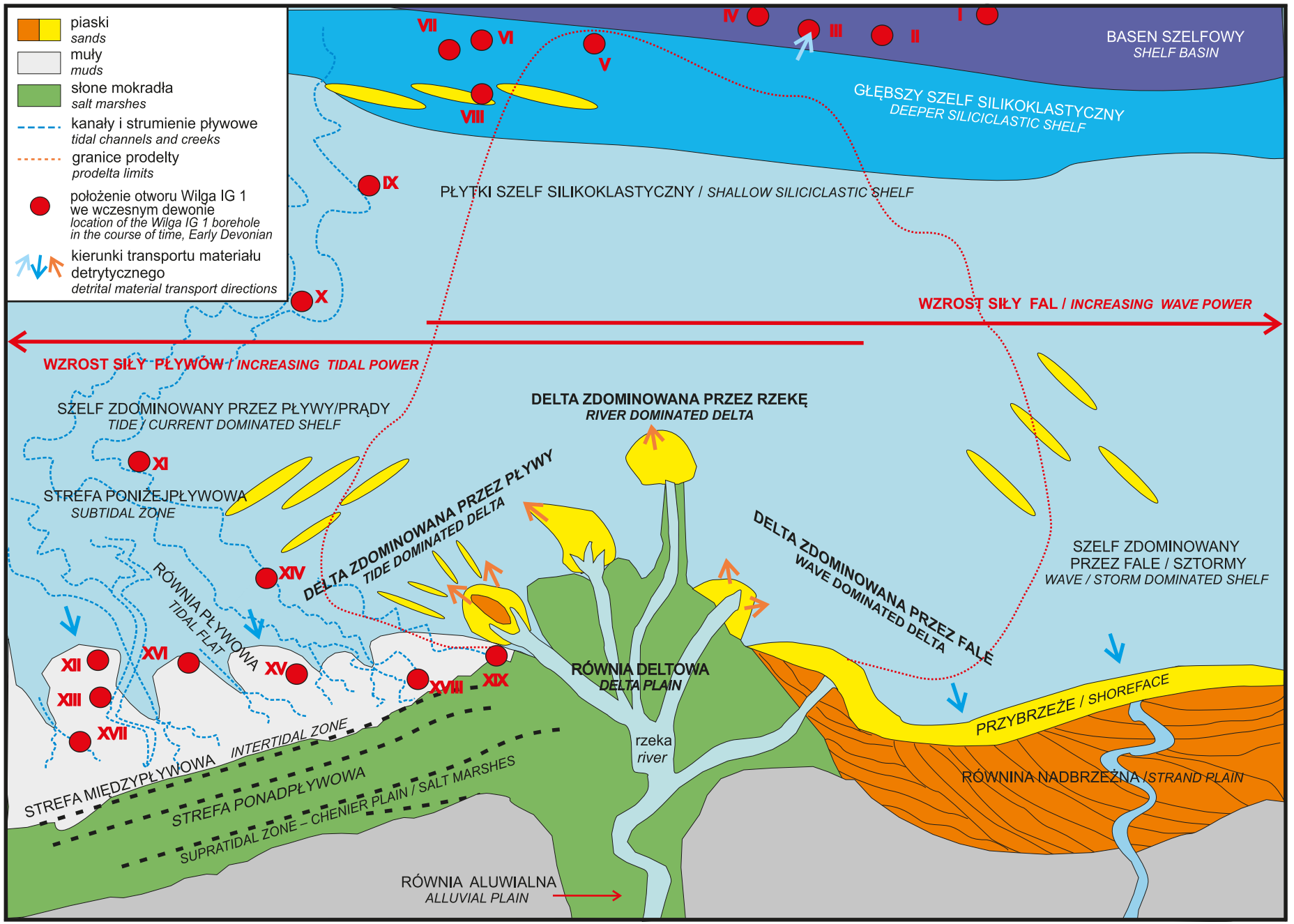
→

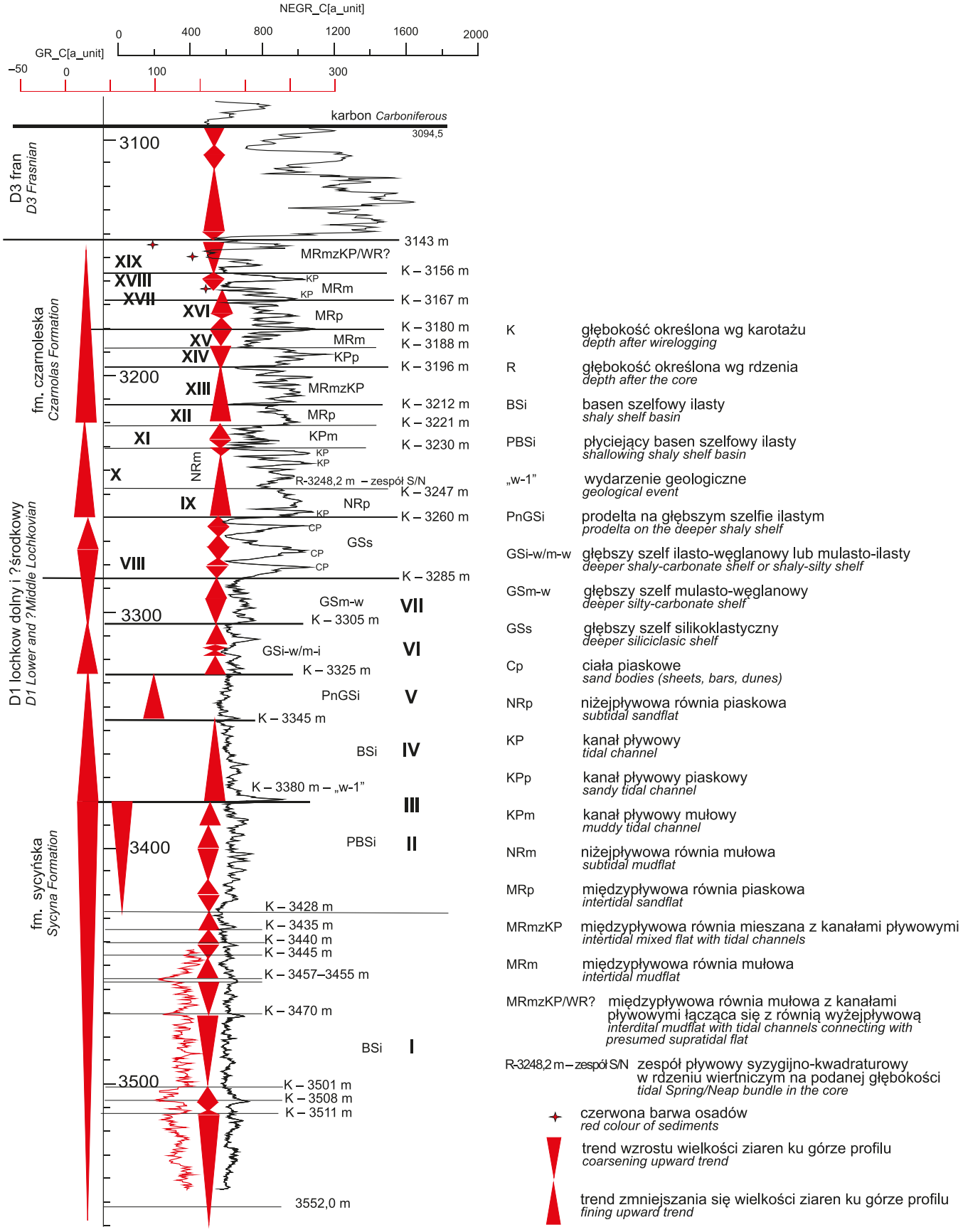
Fig. 5. Ewolucja środowisk sedymentacji we wczesnym dewonie w profilu Wilga IG 1 (za Fan, Wang, 2013, zmienione), bez skali

I. 3552,0–3428,0 m, formacja sycyńska, ilasty basen szelfowy. **II.** 3428,0–3380,0 m, formacja sycyńska, płyciejący ilasty basen szelfowy. **III.** 3380,0 m, formacja sycyńska, wydarzenie „w-1". **IV.** 3380,0–3345,0 m, formacja sycyńska, basen szelfowy ilasty. **V.** 3345,0–3325,0 m, formacja sycyńska, prodelta. **VI.** 3325,0–3305,0 m, formacja sycyńska, głębszy szelf ilasto-wapienny lub ilasto-mulasty. **VII.** 3305,0–3285,0 m, formacja sycyńska, głębszy szelf mulasto-węglanowy. **VIII.** 3285,0–3260,0 m, formacja czarnoleska, głębszy szelf silikoklastyczny. **IX.** 3260,0–3247,0 m, formacja czarnoleska, strefa niżejpływowa na płytszym szelfie silikoklastycznym. **X.** 3247,0–3230,0 m, formacja czarnoleska, niżejpływowa równia mułowa. **XI.** 3230,0–3221,0 m, formacja czarnoleska, mułowy kanał pływowy. **XII.** 3221,0–3212,0 m, formacja czarnoleska, strefa międzypływowa, równia piaskowa. **XIII.** 3212,0–3196,0 m, formacja czarnoleska, równia mieszana. **XIV.** 3196,0–3188,0 m, formacja czarnoleska, kanał pływowy. **XV.** 3188,0–3180,0 m, formacja czarnoleska, równia mułowa międzypływowa. **XVI.** 3180,0–3167,0 m, formacja czarnoleska, równia piaskowa z kanałami pływowymi. **XVII.** 3167,0 m, formacja czarnoleska, kanał pływowy. **XVIII.** 3167,0–3156,0 m, formacja czarnoleska, równia międzypływowa mieszana. **XIX.** 3156,0–3143,0 m, formacja czarnoleska, równia międzypływowa mułowa z kanałami pływowymi / równia wyżejpływowa?

Evolution of the sedimentary environments during the Early Devonian in the Wilga IG 1 succession (after Fan, Wang, 2013 with modifications), not to scale

I. 3552.0–3428.0 m, Sycyna Formation, shaly shelf basin. **II.** 3428.0–3380.0 m, Sycyna Formation, shallowing shaly shelf basin. **III.** 3380.0 m, Sycyna Formation, "w-1" event. **IV.** 3380.0–3345.0 m, Sycyna Formation, shaly shelf basin. **V.** 3345.0–3325.0 m, Sycyna Formation, prodelta. **VI.** 3325.0–3305.0 m, Sycyna Formation, deeper shaly-carbonate or shaly-silty shelf basin. **VII.** 3305.0–3285.0 m, Sycyna Formation, deeper silty-carbonate shelf. **VIII.** 3285.0–3260.0 m, Czarnolas Formation, deeper siliciclastic shelf. **IX.** 3260.0–3247.0 m, Czarnolas Formation, subtidal zone of the shallow siliciclastic shelf. **X.** 3247.0–3230.0 m, Czarnolas Formation, subtidal mudflat. **XI.** 3230.0–3221.0 m, Czarnolas Formation, muddy tidal channel. **XII.** 3221.0–3212.0 m, Czarnolas Formation, intertidal zone, sandflat. **XIII.** 3212.0–3196.0 m, Czarnolas Formation, mixed tidal flat. **XIV.** 3196.0–3188.0 m, Czarnolas Formation, tidal channel. **XV.** 3188.0–3180.0 m, Czarnolas Formation, intertidal mudflat. **XVI.** 3180.0–3167.0 m, Czarnolas Formation, sandflat with tidal channels. **XVII.** 3167.0 m, Czarnolas Formation, tidal channel. **XVIII.** 3167.0–3156.0 m, Czarnolas Formation, mixed intertidal flat. **XIX.** 3156.0–3143.0 m, Czarnolas Formation, intertidal mudflat with tidal channels / supratidal flat?


piaski
sands
muły
muds
słone mokradła
salt marshes
kanały i strumienie pływowe
tidal channels and creeks
granice prodelty
prodelta limits
położenie otworu Wilga IG 1 we wczesnym dewonie
location of the Wilga IG 1 borehole in the course of time, Early Devonian
kierunki transportu materiału detrytycznego
detrital material transport directions
BASEN SZELFOWY
SHELF BASIN
GŁĘBSZY SZELF SILIKOKLASTYCZNY
DEEPER SILICICLASTIC SHELF
PŁYTKI SZELF SILIKOKLASTYCZNY / SHALLOW SILICICLASTIC SHELF
WZROST SIŁY FAL / INCREASING WAVE POWER
WZROST SIŁY PŁYWÓW / INCREASING TIDAL POWER
SZELF ZDOMINOWANY PRZEZ PŁYWY/PRĄDY
TIDE / CURRENT DOMINATED SHELF
DELTA ZDOMINOWANA PRZEZ RZEKĘ
RIVER DOMINATED DELTA
STREFA PONIŻEJPŁYWOWA
SUBTIDAL ZONE
DELTA ZDOMINOWANA PRZEZ PŁYWY
TIDE DOMINATED DELTA
DELTA ZDOMINOWANA PRZEZ FALE
WAVE DOMINATED DELTA
SZELF ZDOMINOWANY PRZEZ FALE / SZTORMY
WAVE / STORM DOMINATED SHELF
RÓWNIA PŁYWOWA
TIDAL FLAT
RÓWNIA DELTOWA
DELTA PLAIN
rzeka
river
PRZYBRZEŻE / SHOREFACE
STREFA MIĘDZYPŁYWOWA
INTERTIDAL ZONE
STREFA PONADPŁYWOWA
SUPRATIDAL ZONE – CHENIER PLAIN / SALT MARSHES
RÓWNINA NADBRZEŻNA / STRAND PLAIN
RÓWNIA ALUWIALNA
ALLUVIAL PLAIN
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
XIII
XIV
XV
XVI
XVII
XVIII
XIX



K — głębokość określona wg karotażu / *depth after wirelogging*

R — głębokość określona wg rdzenia / *depth after the core*

BSi — basen szelfowy ilasty / *shaly shelf basin*

PBSi — płyciejący basen szelfowy ilasty / *shallowing shaly shelf basin*

„w-1” — wydarzenie geologiczne / *geological event*

PnGSi — prodelta na głębszym szelfie ilastym / *prodelta on the deeper shaly shelf*

GSi-w/m-w — głębszy szelf ilasto-węglanowy lub mulasto-ilasty / *deeper shaly-carbonate shelf or shaly-silty shelf*

GSm-w — głębszy szelf mulasto-węglanowy / *deeper silty-carbonate shelf*

GSs — głębszy szelf silikoklastyczny / *deeper siliciclasic shelf*

Cp — ciała piaskowe / *sand bodies (sheets, bars, dunes)*

NRp — niżejpływowa równia piaskowa / *subtidal sandflat*

KP — kanał pływowy / *tidal channel*

KPp — kanał pływowy piaskowy / *sandy tidal channel*

KPm — kanał pływowy mułowy / *muddy tidal channel*

NRm — niżejpływowa równia mułowa / *subtidal mudflat*

MRp — międzypływowa równia piaskowa / *intertidal sandflat*

MRmzKP — międzypływowa równia mieszana z kanałami pływowymi / *intertidal mixed flat with tidal channels*

MRm — międzypływowa równia mułowa / *intertidal mudflat*

MRmzKP/WR? — międzypływowa równia mułowa z kanałami pływowymi łącząca się z równią wyżejpływową / *interdital mudflat with tidal channels connecting with presumed supratidal flat*

R-3248,2 m – zespół S/N — zespół pływowy syzygijno-kwadraturowy w rdzeniu wiertniczym na podanej głębokości / *tidal Spring/Neap bundle in the core*

czerwona barwa osadów / *red colour of sediments*

trend wzrostu wielkości ziaren ku górze profilu / *coarsening upward trend*

trend zmniejszania się wielkości ziaren ku górze profilu / *fining upward trend*

Fig. 6. Środowiska depozycyjno-paleogeograficzne w profilu dewonu dolnego otworu Wilga IG 1

Depositional-palaeogeographic environments in the Lower Devonian section of the Wilga IG 1 borehole

międzypływowych, w szczególności na wybrzeżach otwartych.

Osady równi pływowych w profilu pionowym ogólnie są przykryte przez osady słonych mokradeł, natomiast są podścielone przez różne sukcesje osadowe strefy niżejpływowej:

- grube wypełnienia kanałów pływowych, kompleksy wałów piaszczystych w środowiskach przybrzeżnych osłoniętych;
- sukcesje o ziarnie rosnącym ku górze na równiach niżejpływowych lub miąższe niżejpływowe kompleksy wałów piaszczystych rozwinięte na wybrzeżach otwartych (Fan, Wang, 2013).

Odróżnienie w stanie kopalnym osadów równi niżejpływowych w środowiskach wybrzeży osłoniętych od osadów utworzonych w środowiskach odsłoniętych jest trudne. W profilu otworu Wilga IG 1 jest wiele cienkich i grubszych sukcesji o ziarnie rosnącym ku górze, podobnie jak sukcesji o ziarnie malejącym ku górze (fig. 6).

Poniżej przedstawiono potencjalny scenariusz rozwoju kolejnych etapów (oznaczonych cyframi rzymskimi) depozycji osadów formacji sycyńskiej i czarnoleskiej w profilu otworu Wilga IG 1 w czasie lochkowu (fig. 5, 6).

Formacja sycyńska

I. Głęb. 3552,0–3511,0 m; basen szelfowy. Zbiornik wypełniany osadem ilastym opadającym z zawiesiny. Dno jest zasiedlone przez nieliczne ramienionogi, małże i liliowce. Podstawa falowania nie sięga dna. Następuje stopniowy wzrost cząstek mułowych w osadzie. Sedymentacja nie ulega wyraźnym zmianom. Występuje kilka cykli grubienia i drobnienia ziarna ku górze. Zaznacza się obecność kilku ostrych anomalii na krzywej PNG, sugerujących raptowną depozycję mniej radioaktywnych cząstek mułowych lub depozycję mułów z wapiennym materiałem szkieletowym.

II. Głęb. 3428,0–3380,0 m; płyciejący ilasty basen szelfowy. Osad ilasty nie ulega wyraźnym zmianom, następuje jednak zmiana ogólnego trendu PG na ujemny, sugerujący postępujące spłycenie morza. Obecność falistych lamin wapiennych złożonych z okruchów skamieniałości (w rdzeniu na głęb. 3397,3–3411,0 m) sugeruje, że powstały one przy udziale prądów, zapewne wywołanych okresowymi sztormami, kiedy podstawa falowania sięgnęła dna.

III. Głęb. 3380,0 m; wydarzenie „w1". Zaznacza się raptowne zmniejszenie zawartości pierwiastków promieniotwórczych w osadzie, dające anomalię ujemną na PG, która jest również notowana w formacji sycyńskiej w wielu innych otworach w podobnej pozycji jak w profilu otworu Wilga IG 1 (Miłaczewski, 2014 i ten tom). Najprawdopodobniej jest to ok. 2-metrowa warstwa wapienia organodetrytycznego ze szczątkami ramienionogów i małży, redeponowanych z płytszej strefy zbiornika sycyńskiego w wyniku ruchów masowych, indukowanych trzęsieniem Ziemi (Radlicz *w*: Miłaczewski i in., 1983).

IV. Głęb. 3380,0–3345,0 m; basen szelfowy ilasty. Jest widoczny wyraźny trend drobnienia ziarna ku górze, co wskazuje, że basen zaczyna się znów pogłębiać lub zmniejsza się dostawa grubszego materiału osadowego. Energia środowiska stopniowo maleje. Brak tutaj wyróżniających się warstw w ogólnie coraz bardziej ilastym tle. Pod koniec tego etapu tworzy się warstwa iłu (obecnie iłowiec o miąższości ok. 2 m).

V. Głęb. 3345,0–3325,0 m; prodelta. Głębokość zbiornika nie ulega zmianom, dno znajduje się poniżej normalnej podstawy falowania, brak też wyróżniających się warstw skalnych. Depozycji ulega homogeniczny osad iłowy dostarczany w zawiesinie z delty.

VI. Głęb. 3325,0–3305,0 m; głębszy szelf ilasto-wapienny lub ilasto-mulasty. Depozycja rozpoczyna się warstwą mułu, który raptownie dopłynął z czoła tworzącej się na zapleczu delty, po czym powraca depozycja iłów, przerywana wydarzeniami sztormowymi. Są obecne ławice muszlowców małżowych i ramienionogowych. Głębokość morza stopniowo maleje.

VII. Głęb. 3305,0–3285,0 m; głębszy szelf mulasto-węglanowy. Następuje zmiana trendu PG na ujemny. W osadach zaczynają przeważać muły. Głębokość morza maleje. Coraz liczniej pojawiają się ławice muszlowców małżowych i ramienionogowych (zaznaczają się na PNG w postaci cienkich anomalii).

Formacja czarnoleska

VIII. Głęb. 3285,0–3260,0 m; głębszy szelf silikoklastyczny. Rozpoczyna się depozycja osadów formacji czarnoleskiej. Morze ma głębokość ponad 50 m, nie sięgają tu pływy. Dominuje muł. Prądy wzdłużbrzegowe usypują piasek w postaci trzech płatów lub wałów. W ciałach piaskowych ziarna grubieją ku górze.

IX. Głęb. 3260,0–3247,0 m; strefa niżejpływowa na płytszym szelfie silikoklastycznym. Iłowiec należący do niższego cyklu jest rozcięty kanałem pływowym, wypełnionym piaskiem i mułem z muszlami małży. Kolejne pływy tworzą piaskową równię pływową. Energia środowiska (falowanie, prądy, pływy) maleje z upływem czasu. W odróżnieniu od pionowej akrecji osadu, przeważającej w etapach I–V, tutaj dominuje akrecja lateralna na skutek działania dwukierunkowych prądów pływowych.

X. Głęb. 3247,0–3230,0 m; niżejpływowa równia mułowa. Strefa ta jest położona bliżej brzegu niż niższa równia piaskowa. Przeważa depozycja mułów w podrzędnych cyklach pływowych, które w większości zawierają w spągu powierzchnie erozyjne, podkreślone warstewkami zlepieńców śródformacyjnych i fragmentami kości ryb. Bioturbacje występują rzadko. W rdzeniu z głęb. 3248,2 m jest widoczny kanał pływowy z wyraźną sygnaturą pływów kwadraturowych w postaci pary mułowców utworzonych w fazie odpływu. W górnej połowie cyklu pojawiają się dwa wypełnione piaskiem kanały pływowe o głęb. 1,5–2,0 m.

XI. Głęb. 3230,0–3221,0 m; mułowy kanał pływowy. Kanał o głęb. ok. 10 m wycięty w równi mułowej i wypełniony mułem.

XII. Głęb. 3221,0–3212,0 m; strefa międzypływowa, równia piaskowa. Następuje stopniowa progradacja linii brzegowej. Strefa ta jest przykryta wodą tylko podczas

przypływu raz lub dwa razy na dobę. Cykle pływowe o wysokiej energii sprzyjają depozycji piasku, przykrywającego opisany wyżej kanał pływowy.

XIII. Głęb. 3212,0–3196,0 m; równia mieszana. Energia prądów pływowych maleje, stąd więcej mułu w osadach. Powierzchnia równi jest pocięta niegłębokimi kanałami pływowymi o głęb. 1–3 m wypełnionymi piaskiem. Występuje niewielka ilość rozmyć synsedymentacyjnych i nieliczna ichnofauna.

XIV. Głęb. 3196,0–3188,0 m; kanał pływowy. Kanał jest wycięty w równi pływowej i ma głęb. ok. 10 m. Jest wypełniony przeważnie piaskiem, a miejscami heterolitem piaskowo-mułowym jak niżej.

XV. Głęb. 3188,0–3180,0 m; równia mułowa międzypływowa. Heterolityczny osad mułowo-piaskowy z ostrą granicą przykrywa niższy kanał. Osad miejscami wykazuje sekwencję od laminacji smużystej przez falistą do soczewkowej. Czasami jest silnie przerobiony przez infaunę. W stropie występuje kanał wypełniony przemytym piaskiem.

XVI. Głęb. 3180,0–3167,0 m; równia piaskowa z kanałami pływowymi. Zaznacza się spadek energii środowiska. Kanały są wypełniane z początku piaskiem, następne mułem i piaskiem.

XVII. Głęb. 3167,0 m; kanał pływowy. Kanał o głęb. ok. 2 m jest wypełniony piaskiem. W spągu występuje bruk korytowy złożony z okruchów mułowców.

XVIII. Głęb. 3167,0–3156,0 m; równia międzypływowa mieszana. Początkowo równia jest pocięta kanałami wypełnionymi piaskiem i mułem. W środkowej części cyklu dochodzi do dłuższej ekspozycji subaeralnej osadzonego mułu, przez co przybiera on czerwoną i zieloną barwę, tworzą się też konkrecje węglanowe typu *caliche*. W rdzeniu z głęb. 3160,9–3174,8 m mułowce te występują tuż przy stropie. Muły są rozcięte w stropie przez kanał pływowy wypełniony heterolitem piaskowo-mułowym z licznymi bioturbacjami.

XIX. Głęb. 3156,0–3143,0 m; równia międzypływowa mułowa z kanałami pływowymi lub ?równia wyżejpływowa. Muły tej równi układają się na osadach niższego cyklu po przerwie sedymentacyjnej. Następnie są rozcięte kanałem pływowym wypełnionym heterolitem piaskowo-mułowym, wykazującym charakterystyczne uwarstwienie smużyste-faliste-soczewkowe. Na heterolicie leżą zielonawe muły laminowane horyzontalnie z przerostami mułów barwy brunatnoceglastej. Układ osadów sugeruje, że jest to górny zasięg równi pływowej – jest ona przykryta przez osady rzecznej lub deltowej równi zalewowej, poddane wietrzeniu subaeralnemu. Z kolei te z powrotem są przykryte przez morskie osady pływowe z bioturbacjami. Na tych osadach kończy się zapis geologiczny wczesnego dewonu w otworze Wilga IG 1. Opisana sekwencja zachowała się w rdzeniach wiertniczych z głęb. 3130,5–3154,0 m.

Od późnego lochkowu po ems, a miejscami nawet eifel, akumulacja osadów odbywała się w środowisku lądowym, w rzekach i zastoiskach (Miłaczewski, 1981; Miłaczewski, Radlicz, 2007; Radlicz, 2008, 2012). Osady formacji zwoleńskiej nie zachowały się jednak w profilu omawianego otworu, stąd dane o nich i ich historii czerpiemy z profilów położonych bardziej ku południowemu wschodowi. Sedymentacja osadów lądowych odbywała się z częstymi przerwami, o czym świadczą występujące w formacji zwoleńskiej liczne powierzchnie rozmyć śródformacyjnych. Depozycji towarzyszyła stała subsydencja dna basenu, co umożliwiło akumulację sięgających ponad 1000 m miąższości osadów old redu.

Transgresja morska nowego cyklu sedymentacyjnego przypuszczalnie wkroczyła w rejon Wilgi ze schyłkiem emsu lub początkiem eiflu lub nawet później. Jak dotychczas nie ma żadnych materialnych dowodów na to, że w ogóle nastąpiła przed franem. Jednak o długiej niedepozycji może świadczyć charakter wzbogaconej w uran powierzchni niezgodności w spągu franu. Nie sposób wykluczyć również, że jakieś cienkie utwory dewonu środkowego uległy erozji.

Od wczesnego–środkowego franu rozwój sedymentacji był zapewne podobny do innych części basenu lubelskiego (por. Miłaczewski,1976; Miłaczewski, 1981). Sedymentacja odbywała się w płytkim morzu tropikalnym z akumulacją osadów węglanowych na obszarach rozległych i płytkich platform węglanowych. Platformy te zostały zatopione w famenie, kiedy obszar zdominowała akumulacja charakterystycznych wapieni gruzłowych formacji firlejskiej. Basen lubelski został w późnym famenie wypełniony osadami terygenicznymi formacji hulczańskiej i poddany erozji (Miłaczewski, 1981; Miłaczewski *w*: Modliński i in., 2010; M. Narkiewicz, 2011). Po późny wizen w rejonie Wilgi przeważała erozja.

Sedymentacja cykliczna w dewonie rejonu Wilgi oraz analiza przerw i nieciągłości

Wenlok wyznacza początek depozycyjnej sekwencji transgresywno-regresywnej II rzędu, w której aż po późny ems rozwijała się depozycja osadów w trendzie grubiejącego ziarna ku górze (Miłaczewski, 2014). Górna granica tej sekwencji ma charakter erozyjnej poligenicznej i polichronicznej powierzchni nieciągłości, ścinającej różne ogniwa dewonu dolnego. W segmencie komarowskim basenu lubelskiego powierzchnia ta przebiega między formacją zwoleńską a ogniwem przewodowskim formacji telatyńskiej (Miłaczewski, 2014). Podobnie jest w segmencie centralnym, gdzie występują osady klastyczne cyklu T-1 (M. Narkiewicz, 2011), leżące na utworach formacji zwoleńskiej. W segmencie stężyckim powierzchnia ta ku północnemu zachodowi coraz bardziej ścina formację zwoleńską, a w profilu Wilga IG 1 nawet górną część formacji czarnoleskiej (Miłaczewski, 2014 *vide* fig. 4). Na tej powierzchni nieciągłości leżą różne ogniwa formacji telatyńskiej (głównie cyklu T-1) w segmentach komarowskim i centralnym, a nawet w południowej części segmentu stężyckiego, jak np. w profilu otworu Stężyca 1. Natomiast ku północnemu zachodowi na powierzchni tej leżą różne ogniwa młodszej formacji modryńskiej, a w przypadku profilu otworu Wilga IG 1 dopiero utwory węglanowe cyklu M-3 (M. Narkiewicz 2011 *vide* fig. 23). W rejonie Wilgi doszło do amalgamacji

dwóch powierzchni nieciągłości, tj.: dolnodewońskiej oraz sedymentacyjnej na granicy żywetu i franu. W profilu Wilga IG 1 po dolnej stronie powierzchni nieciągłości występują utwory lochkowu, a po górnej – dolnego–środkowego franu. Czas zawarty w tej luce mieści się w okresie od środkowego lochkowu po wczesny fran.

Następna transgresywno-regresywna sekwencja depozycyjna II rzędu rozpoczęła się w późnym emsie i trwała do schyłku famenu, a być może – turneju (chorevski gorizont na Wołyniu). Sekwencja ta jest dzielona na dwie niższego rzędu (Miłaczewski, 2014 *vide* fig. 4). Dolna jest trangresywna i odpowiada górnemu emsowi (cykl T–1; M. Narkiewicz, 2011) po środkowy fran, natomiast górna – regresywna, powstała od środkowego franu po famen/dolny turnej. W profilu otworu Wilga IG 1 sekwencja ta występuje w utworach franu (fig. 4 i 6). Kończy się ona walną powierzchnią nieciągłości sedymentacyjnej, powierzchnią erozyjną i niezgodnością kątową, ścinającą różne ogniwa dewonu, syluru, ordowiku, kambru i ediakaru oraz podłoża krystalicznego. W wielu miejscach obszaru radomsko-lubelskiego powierzchnia ta ulega amalgamacji z przedjurajską powierzchnią nieciągłości, jak np. w profilu otworu Ciepielów IG 1, gdzie na erozyjnym stropie formacji zwoleńskiej niezgodnie leżą utwory jury.

Maria NEHRING, Ewelina KRZYŻAK, Krystian WÓJCIK

MAŁŻORACZKI DEWOŃSKIE

W omawianym otworze M. Nehring (*w*: Niemczycka, Żelichowski, 1975) stwierdziła w 11 próbkach z interwału głęb. 3397,3–3411,0 m obecność małżoraczków. Próbki te pochodzą z formacji sycyńskiej dewonu dolnego. Zespół rozpoznanych małżoraczków zawiera tabela 2. Małżoraczki mają dobrze zachowane skorupki i występują masowo. Obok gładkoskorupowych przedstawicieli rzędu Podocopida są obecni także przedstawiciele nadrodziny Beyrichiacea, charakteryzującej się skomplikowaną morfologią skorupek. Małżoraczkom towarzyszą licznie tentakulity, małże, krynoidy i trylobity.

Wśród małżoraczków najliczniej są reprezentowane *Zygobeyrichia tetrapluera* (Fuchs) i *Carinokloedenia alata* Abushik. Pierwszy gatunek jest powszechny w całym dewonie gór Eifel i w Reńskich Górach Łupkowych, począwszy od lochkowu po dolny ems. Drugi z wymienionych gatunków jest przewodni dla górnej części poziomu iwaniewskiego Podola, który odpowiada dolnemu lochkowowi. Gatunek ten jest zbliżony, a być może identyczny z *Zygobeyrichia bodei* (Eichwald) i *Z. schmidti* (Fischer), przy czym *Z. bodei* odpowiadałaby formie żeńskiej, a *Z. schmidti* – formie męskiej gatunku *Carinokloedenia alata* Abushik. Wymienione zygobeyrichie są charakterystyczne dla równowiekowych osadów dolnego Harcu, Kellerwaldu, Ardenów, Reńskich Gór Łupkowych i regionu Artois. Obydwa gatunki – *Zygobeyrichia tetrapluera* (Fuchs) i *Carinokloedenia alata* Abushik występują masowo w lochkowie obszaru radomsko-lubelskiego.

W dolnodewońskim zespole małżoraczków z otworu Wilga IG 1 niemal zupełnie brak przedstawicieli rodzaju *Poloniella*, który z reguły towarzyszy carinokloedeniom i zygobeyrichiom. W analizowanym interwale znaleziono zaledwie kilkanaście okazów *Poloniella montana* (Spriesterbach), który to gatunek zazwyczaj występuje masowo. Pierwsza autorka stwierdziła też obecność nielicznych form określonych jako *Poloniella* sp., które reprezentują nieznany dotąd gatunek polonielli.

Spośród pozostałych rozpoznanych przez pierwszą autorkę gatunków, tj. *Richina kozlowskyi* Krandijevsky, *Aparchites chuchlensis* Pribyl et Snajdr, *Volyniella silurica* Nehring, *Volyniella abushikae* Nehring i *Cytherellina oleskoiensis* (Neckaja) są charakterystyczne dla dolnego lochkowu obszaru lubelskiego (Nehring-Lefeld i in., 2003), podczas gdy *Cytherellina obliqua* (Kummerow) była notowana również w żywecie w otworze Szwejki IG 3 (Malec i in., 1996), a także w formacjach Trois-Fontaines i Terres d'Haurs w górach Mont d'Haurs we Francji (Casier i in., 2010; patrz także Brandão i in., 2018). Zasięgi *Ulrichia* (*Subulrichia*) *obliqua* Abushik i *Aparchites chuchlensis* Pribyl et Snajdr są szerokie i niesprecyzowane.

Pionowe zasięgi kloedenidów i zygobeyrichii w otworach zlokalizowanych na obszarze radomsko-lubelskim wskazują, że występowanie tych rodzajów przy jednoczesnym braku polonielii można odnotować w Busównie IG 1 na głęb. 1773,0–1801,0 m i Ciepielowie IG 1 na głęb. 2186,3–2221,0 m. Podobne asocjacje małżoraczków jak w otworze Wilga IG 1 znaleziono na obszarze radomsko-lubelskim również w otworach Krowie Bagno IG 1 (głęb. 1730,0–1811,0 m), Białopole IG 1 (głęb. 1353,0–1412,0 m), Zakrzew IG 3 (głęb. 2332,0–2456,8 m), Struża IG 1 (głęb. 1601,0–1645,0 m) i Ciepielów IG 1 (głęb. 2186,0–2365,4 m).

Małżoraczki zidentyfikowane w otworze Wilga IG 1 pozwalają jednoznacznie zaliczyć zawierające je osady do dewonu dolnego, przy czym skamieniałości mają charakter zespołu ardeńsko-reńskiego. Masowe występowanie carinokloedenii i zygobeyrichii są charakterystyczne zarówno dla reńskich zespołów małżoraczkowych z zachodniej Europy, jak również zachodniego obrzeżenia platformy wschodnioeuropejskiej. Rodzaje te występują w otworze Wilga IG 1 niezwykle licznie – na powierzchni ok. 10 cm^2 można znaleźć kilkadziesiąt okazów. Nie wszystkie zostały jednak oznaczone i zdaniem pierwszej autorki mogą reprezentować nowe gatunki, które czekają na opracowanie. Zespół małżoraczków w otworze Wilga IG 1 jest charakterystyczny dla formacji sycyńskiej na obszarze radomsko-lubelskim. Zasięgi rozpoznanych taksonów nie pozwalają jednoznacznie określić przedziału stratygraficznego, który może sięgać od lochkowu do emsu. Na obszarze Polski nie przekraczają one jednak dolnego lochkowu (Nehring-Lefeld i in., 2003).

Tabela 2

Małżoraczki z formacji sycyńskiej z otworu Wilga IG 1

Ostracods from the Sycyna Formation from the Wilga IG 1 borehole

Odcinek rdzenia [m] Core interval	Numer skrzynki Core box no.	Małżoraczki Ostracods
3397,0–3411,0	I	*Richina kozlowskyi* Krandijevsky *Carinokloedenia alata* Abushik *Healdianella* sp.
	II	*Carinokloedenia alata* Abushik *Ulrichia (Subulrichia) obliqua* Abushik *Healdianella* sp.
	III	*Carinokloedenia alata* Abushik *Zygobeyrichia tetrapluera* (Fuchs) *Poloniella montana* (Spriesterbach) *Poloniella* sp. *Ulrichia* (*Subulrichia*) *obliqua* Abushik *Cytherellina obliqua* (Kummerow) *Healdianella* sp.
	IV	*Richina kozlowskyi* Krandijevsky *Healdianella* sp. *Poloniella* sp. *Cytherellina oleskoiensis* (Neckaja) *Ulrichia* (*Subulrichia*) *obliqua* Abushik *Carinokloedenia alata* Abushik *Zygobeyrichia tetrapluera* (Fuchs) *Cytherellina obliqua* (Kummerow) *Volyniella abushikae* Nehring *Cornikloedenina* sp.
	V	*Zygobeyrichia tetrapluera* (Fuchs) *Cytherellina obliqua* (Kummerow) *Carinokloedenia alata* Abushik *Volyniella abushikae* Nehring
	VI	*Cytherellina obliqua* (Kummerow) *Carinokloedenia alata* Abushik *Healdianella* sp.
	VII	*Carinokloedenia alata* Abushik *Zygobeyrichia tetrapluera* (Fuchs) *Leptoprimitia* sp. *Cytherellina obliqua* (Kummerow) *Zygobeyrichia* sp. aff. *Z. spinosa* (Fuchs) *Healdianella* sp.
	VIII	*Carinokloedenia alata* Abushik *Zygobeyrichia tetrapluera* (Fuchs) *Poloniella montana* (Spriesterbach) *Volyniella silurica* Nehring *Cytherellina obliqua* (Kummerow) Healdianella cytherellinoides (Kummerow) ?*Bythocypris recta* (Kummerow)
	IX	*Ulrichia (Subulrichia) obliqua* Abushik *Cornikloedenina inornata* (Alth) *Cytherellina obliqua* (Kummerow) *Poloniella* sp. *Cavellina* cf. *subparalella* Jones *Cornikloedenina* sp.
	X	*Zygobeyrichia tetrapluera* (Fuchs) *Carinokloedenia alata* Abushik *Cytherellina obliqua* (Kummerow) *Poloniella* sp. *Aparchites chuchlensis* Pribyl et Snajdr
	XI	*Carinokloedenia alata* Abushik *Cytherellina obliqua* (Kummerow) *Zygobeyrichia tetrapluera* (Fuchs)

Katarzyna NARKIEWICZ

WYNIKI BADAŃ MIKROSKAMIENIAŁOŚCI W UTWORACH FRANU

W utworach dewonu najlepszymi wskaźnikami biostratygraficznymi są konodonty. W celu określenia wieku formacji modryńskiej (Miłaczewski, 1981; K. Narkiewicz, 2011) w profilu Wilga IG 1 pobrano cztery próbki z górnej, bardziej wapiennej części profilu. Nieliczne konodonty (8 okazów) stwierdzono tylko w jednej z nich, na głęb. 3097,8 m (K. Narkiewicz, Bultynck, 2011 *vide* tabl. II, fig. 4, 7, 10). Wiek zespołu konodontowego ustalono na dolny poziom *hassi* (K. Narkiewicz, Bultynck, *op cit.*). Na potrzeby tego opracowania ponownie zmacerowano pozostałości skał zarówno z głęb. 3097,8 m, jak i z pozostałych trzech próbek (głęb. 3104,2; 3118,1 i 3127,3 m – fig. 7) oraz ponownie przejrzano rezidua w celu wyizolowania i przebadania całego materiału organicznego.

Analizowany materiał pochodził z próbek, których wielkość wahała się od 0,5–1,0 kg. Do rozpuszczenia skał zastosowano 15% kwas mrówkowy, powszechnie używany przy preparacji elementów konodontowych. Zgromadzona kolekcja obejmuje różne grupy skamieniałości, tj.: konodonty, skolekodonty, otwornice, małżoraczki, ślimaki i gąbki. Frekwencja mikroskamieniałości (tab. 3) jest niska w dolnych próbkach, natomiast ich liczebność i zróżnicowanie wzrasta w próbce położonej najwyżej (głęb. 3097,8 m). W interwale głęb. 3104,2–3127,3 m stwierdzono nieliczne szczątki organiczne, głównie skolekodonty i konodonty oraz pojedyncze otwornice. W próbce z głęb. 3097,8 m, poza skolekodontami, występują pozostałe wymienione grupy organiczne, z wyraźną dominacją małżoraczków i otwornic. Wybranych przedstawicieli poszczególnych grup zilustrowano na figurze 8. Merytoryczne konsultacje dotyczące identyfikacji okazów przeprowadzono z prof. Hubertem Szaniawskim, prof. Andrzejem Piserą (Polska Akademia Nauk), dr Elżbietą Sarnecką, mgr Jolantą Iwańczuk (PIG-PIB) oraz dr Wojciechem Krawczyńskim (Uniwersytet Śląski).

Stan zachowania mikroskamieniałości jest różny, uzależniony od wpływu maceracji oraz procesów tafonomicznych. Większość znalezionych elementów jest zmieniona diagenetycznie, często zmineralizowana w wyniku procesów dolomityzacji. Ponadto zastosowany do maceracji kwas rozpuścił całkowicie lub częściowo skorupki wapienne, niszcząc ich zewnętrzną strukturę i zacierając cechy charakterystyczne. Skolekodonty, chociaż są zbudowane z substancji organicznej odpornej na działanie czynników diagenetycznych, zostały zdeformowane, spłaszczone i połamane, prawdopodobnie pod wpływem kompakcji. Najlepiej zachowały się konodonty.

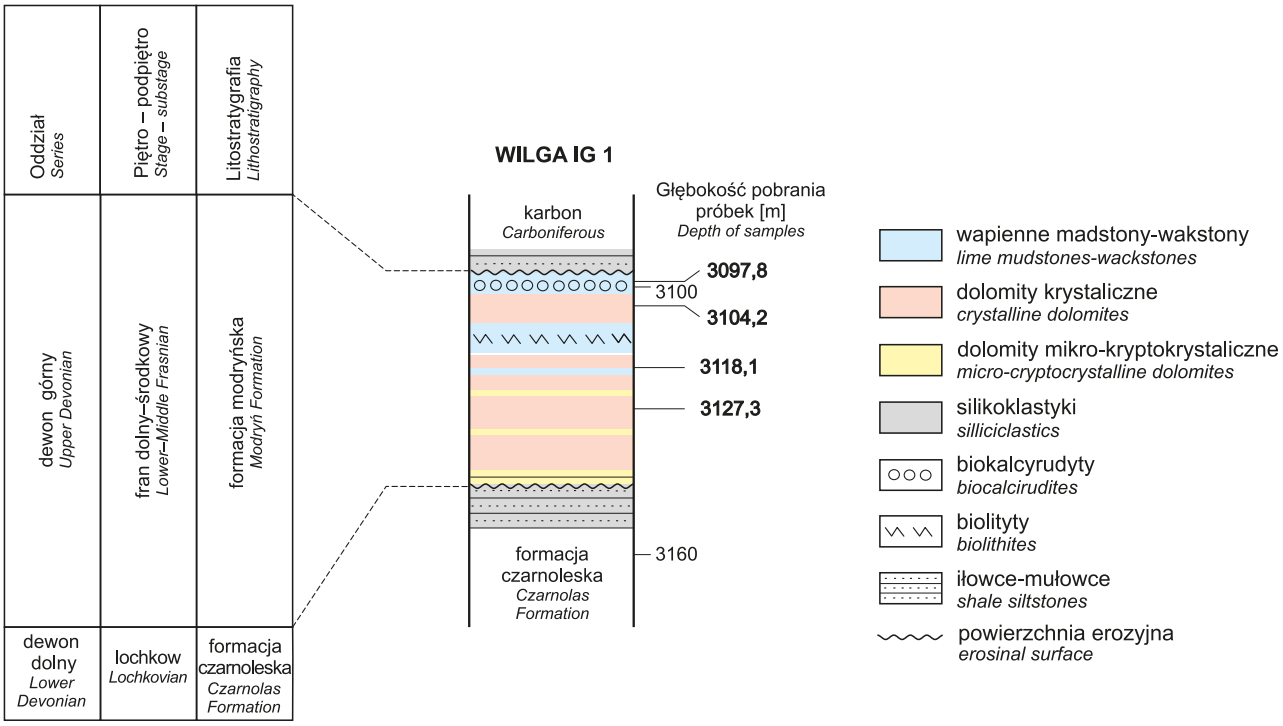


Fig. 7. Lokalizacja badanych próbek z mikroskamieniałościami na tle litologii i stratygrafii formacji modryńskiej (fran) w profilu otworu Wilga IG 1 (wg M. Narkiewicza, 2011; K. Narkiewicz, Bultyncka, 2011)

Location of microfossil samples against lithology and stratigraphy of the Modryń Formation (Frasnian) in the Wilga IG 1 borehole section (after M. Narkiewicz, 2011; K. Narkiewicz, Bultynck, 2011)

CAI

Wskaźnik przeobrażenia koloru konodontów (CAI) we wszystkich próbkach jest podobny i wynosi 1,5. Zakres paleotemperatur dla tego wskaźnika oszacowano na 50–80°C (Epstein i in., 1977). Zakres ten można zawęzić, stosując wykres Arrheniusa oraz regionalne dane o historii subsydencji (wg Epstein *op cit*.). Analiza historii pogrzebania północnej części basenu lubelskiego sugeruje, że osady franu osiągnęły swoją maksymalną głębokość pogrążenia w późnej kredzie. Zatem, maksymalny czas do osiągnięcia ich dojrzałości termicznej wynosił ok. 300 mln lat. Paleotemperatury interpretowane za pomocą wykresu Arrheniusa dla maksymalnego czasu (300 mln lat), potrzebnego do osiągnięcia dojrzałości termicznej przy wskaźniku CAI 1,5, są rzędu ok. 50°C. Tak niskie paleotemperatury są prawdopodobnie związane z podgrzaniem skał w wyniku subsydencji i wskazują na niedojrzałe facje metamorfizmu organicznego.

Wyniki analiz mikroskamieniałości

Konodonty. Łącznie uzyskano 13 okazów, z czego aż 9 w próbce najwyższej (tab. 3). W stosunku do wcześniejszych danych (K. Narkiewicz, Bultynck, 2011), znaleziono trzy nowe okazy w próbce najniższej z głęb. 3127,3 m oraz

Tabela 3

Występowanie i frekwencja mikroskamieniałości franu w otworze Wilga IG 1

Occurrence and frequency of the Frasnian microfossils in the Wilga IG 1 borehole section

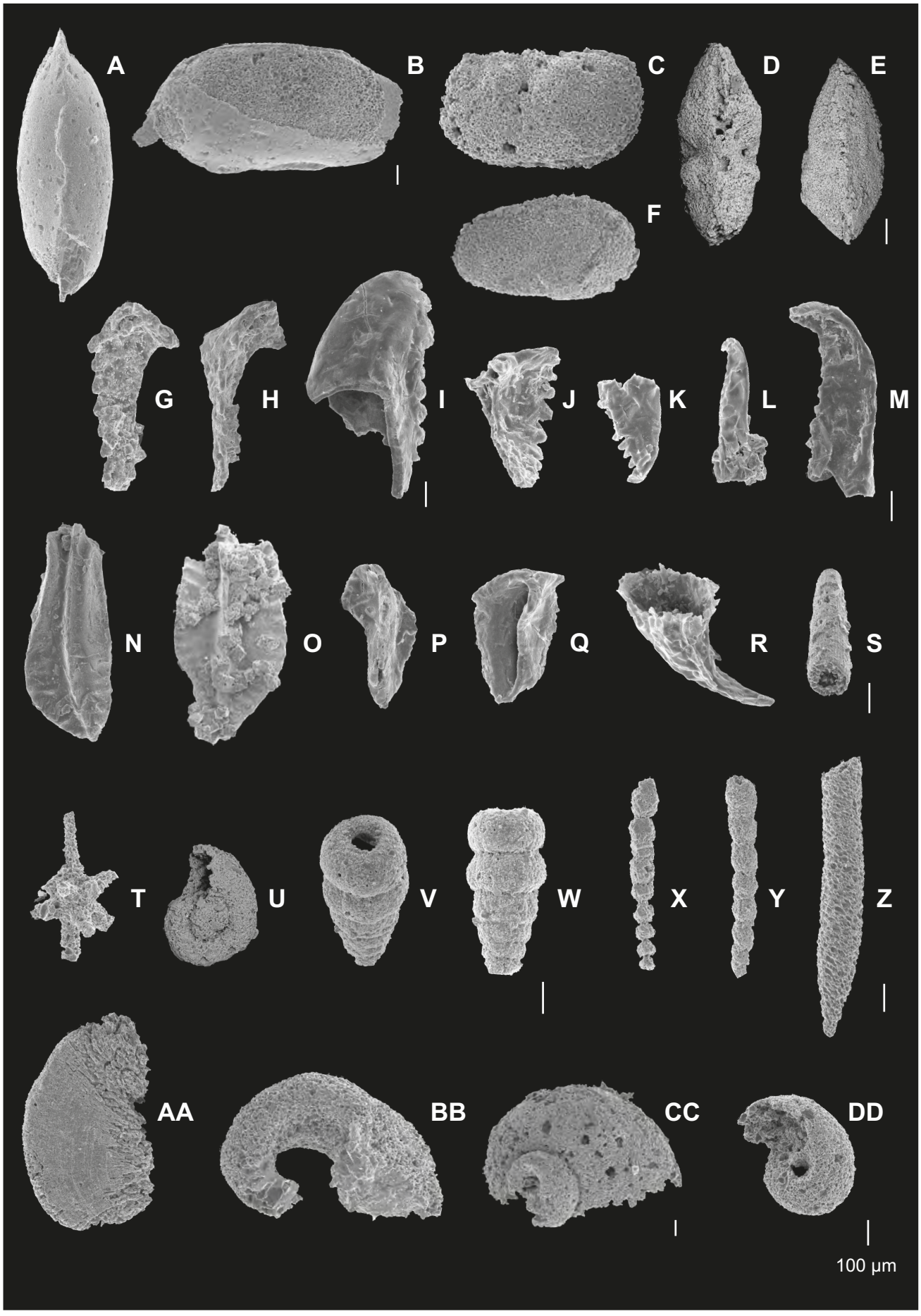
Poziom konodontowy Conodont zone	*falsiovalis*–dolny *hassi* *falsiovalis*–Lower *hassi*			dolny *hassi* Lower *hassi*
Głębokość [m] / Depth	3127,3	3118,1	3104,2	3097,8
Konodonty	3	1	–	9
Skolekodonty	6	–	11	–
Otwornice	–	–	2	>100
Małżoraczki	–	–	–	>100
Ślimaki	–	–	–	18
Igły gąbek	–	–	–	14

Fig. 8. Mikroskamieniałości z utworów franu z profilu otworu Wilga IG 1

A–F. Małżoraczki: A, B – *Bairdia* (*Rectobairdia*) sp., A – skorupka prawa, B – pancerzyk od strony brzusznej; C, D – *Knoxiella* sp., C – skorupka prawa, D – pancerzyk od strony grzbietowej; E, F – Podocopida indet., E – skorupka lewa, F – pancerzyk od strony grzbietowej; głęb. 3097,8 m. **G–M** i **P–R.** Skolekodonty: G, H, J, K, P, Q – Polychaetaspidae indet., G – druga prawa od strony grzbietowej, widok skośno-grzbietowy; H – druga prawa szczęka od strony grzbietowej; J – płytka bazalna od strony wewnętrznej; K – płytka bazalna od strony zewnętrznej; głęb. 3104,2 m; P – druga lewa szczęka od strony grzbietowej; Q – druga lewa szczęka od strony wewnętrznej; głęb. 3127,3 m; I, L, M – Paulinitidae indet., I – druga prawa szczęka od strony wewnętrznej; L – pierwsza lewa szczęka od strony grzbietowej; głęb. 3127,3 m; M – pierwsza lewa szczęka od strony grzbietowej; głęb. 3104,2 m; R – ?Mochtyellidae, izolowany ząb; głęb. 3104,2 m. **N–O.** Konodonty: N – *Polygnathus alatus* Huddle, 1934, strona górna; głęb. 3127,3 m; O – *Polygnathus morgani* Klapper i Lane, 1985, strona górna (zilustrowana w pracy Narkiewicz, Bultynck, 2011: tablica II, fig. 7a); głęb. 3097,8 m. **S.** Niezidentyfikowany kolec wapienny (?jeżowca). **T, Z.** Gąbki: T, Z – wapienne igły gąbek, T – ośmiopromienna; Z – fragment igły. **U–Y.** Otwornice: U – *Nanicella* sp., strona zewnętrzna; głęb. 3097, 8 m; V, W – *Tikhinella* sp., V – widok od strony ujścia; W – widok z boku, głęb; 3104,2 m; X – *Tikhinella measpis* Bykova, 1952, widok z boku; *Paratikhinella cannula* (Bykova, 1952), widok z boku. **AA**. Niezidentyfikowana struktura wapienna. **BB–DD.** Ślimaki: BB, DD – niezidentyfikowane ślimaki; CC – ?*Naticopsis* McCoy, 1844; głęb. 3097,8 m

Frasnian microfossils from the Wilga IG 1 borehole section

A–F. Ostracoda: A, B – *Bairdia* (*Rectobairdia*) sp., A – right lateral view, B – ventral view; C, D – *Knoxiella* sp., C – right lateral view, D –dorsal view; E, F – Podocopida indet., E –left lateral view, F – dorsal view; depth 3097.8 m. **G–M, P–R.** Scolekodonts: G, H, K, J, P, Q – Polychaetaspidae indet., G – right MII (maxillae), oblique-dorsal view; H – right MII, dorsal view; J –basal plate, ventral view; K – basal plate, dorsal view; depth 3104.2 m; P – left MII, dorsal viewj; Q – left MII , ventral view; depth 3127.3 m; I, L, M – Paulinitidae indet., I – right MII, ventral view; L – left MI, dorsal view; depth 3127.3 m; M – left MI, dorsal view; depth 3104.2 m; R – ?Mochtyellidae, isolated tooth; depth 3104.2 m. **N–O.** Conodonts: N – *Polygnathus alatus* Huddle, 1934, upper view; depth 3127.3 m; O – *Polygnathus morgani* Klapper and Lane, 1985, upper view (illustrated by Narkiewicz and Bultynck, 2011, Table II, Fig. 7a); depth 3097.8 m. **S.** Unidentified (echinoid ?). **T, Z.** Calcareos sponge spicules: T – octactinellid sponge spicula; Z – sponge spicula fragment. **U–Y.** Foraminifera: U – *Nanicella* sp.; depth 3097,8 m; V, W – *Tikhinella* sp., V – aperture view; W – latera view; depth 3104.2 m; X – *Tikhinella measpis* Bykova, 1952; *Paratikhinella cannula* (Bykova, 1952). **AA.** Unidentified calcareous skeletal part. **BB–DD.** Gastropoda: BB, DD – Gastropoda indet; CC- ?*Naticopsis* McCoy, 1844; depth 3097.8 m


A
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
L
M
N
O
P
Q
R
S
T
U
V
W
X
Y
Z
AA
BB
CC
DD
100 µm

po jednym okazie w pozostałych dwóch próbkach. Są to głównie połamane elementy gałązkowe nieprzydatne do stratygrafii. Nowe elementy platformowe stwierdzono w próbce z głęb. 3127,3 m, w której zidentyfikowano jeden okaz *Polygnathus alatus* Huddle (fig. 8N) oraz w próbce z głęb. 3097,8 m, w której nie można było oznaczyć okazu do gatunku.

Skolekodonty. Izolowane elementy aparatów szczękowych wieloszczetów (Polychaeta) stwierdzono w próbkach z głęb. 3104,2 oraz 3127,3 m (tab. 3). Głównie są reprezentowane przez szczęki (maxillae) MI i MII oraz płytki bazalne (Kielan-Jaworowska, 1966; Szaniawski, 1996). Zły stan zachowania okazów oraz kontrowersje dotyczące pozycji systematycznej niektórych taksonów (por. Tarnova, 2008) uniemożliwiły identyfikację okazów na poziomie gatunkowym, a nawet rodzajowym. W badanym materiale stwierdzono izolowane elementy należące do rodziny Paulinitidae (fig. 8I, L, M) i Polychaetaspidae (fig. 8G, H, J, K, P, Q) w obu wskazanych próbkach.

Otwornice. Występują w dwóch najwyżej położonych w profilu próbkach z głęb. 3097,8 i 3104,2 m (tab. 3). Są to formy wapienne jednoseryjne zaliczone do nadrodziny Eonodosarioidea oraz zwinięte planispiralnie z nadrodziny Nanicellidea (systematyka wg Vacharda i in., 2010). W niżej położonej próbce znaleziono dwa okazy eonodosarioidów (fig. 8V–W), które oznaczono jako *Tikhinella* sp. Takson ten różni się od innych przedstawicieli rodzaju *Tikhinella* Bykova tym, że dwie ostatnie komory są duże, przy czym druga jest nieco większa od pierwszej. Znacznie liczniejszy zespół (tab. 3), składający się z kilku taksonów, stwierdzono na głęb. 3097,8 m. Znaleziono tu 34 okazy zaliczone do *Paratikhinella cannula* Bykova (Bykova, 1952) (fig. 8Y), pojedyncze formy *Tikhinella measpis* Bykova (fig. 8X) i *Tikhinella* cf. *pirula* Bykova oraz trzy planispiralnie zwinięte okazy z rodzaju *Nanicella* Henbest (fig. 8U).

Małżoraczki. Stwierdzono tylko w próbce z głęb. 3097,8 m. Zespół jest liczny (tab. 3) i reprezentowany przez różne stadia rozwoju ontogenetycznego. Identyfikacja okazów była utrudniona z powodu uszkodzenia skorupek i zniszczenia większości cech charakterystycznych. Pomimo tego, udało się rozpoznać przedstawicieli rzędów Podocopida i Platycopida. Chociaż Podocopidy są reprezentowane licznie (fig. 8A, B, E, F) to oznaczono wśród nich tylko jeden rodzaj *Bairdia* (*Rectobairdia*) (por. Olempska, 1979; Olempska *w:* Głuchowski i in., 2006). W obrębie mniej licznych Platycopida zaobserwowano przedstawicieli rodzaju *Knoxiella* Egorov (fig. 8C, D), które zidentyfikowano na podstawie kształtu pancerzyka przypominającego ścięty owal oraz charakterystycznych niewysokich guzków o kolistym zarysie występujących na obydwu skorupkach.

Ślimaki. W próbce z głęb. 3097,8 m znaleziono 18 okazów ślimaków (fig. 8BB, CC, DD) w różnym stadium rozwoju ontogenetycznego. Zły stan zachowania muszli i brak komory embrionalnej uniemożliwił ich dokładne oznaczenie. Jednak budowa okazu zilustrowanego na figurze 8CC sugeruje podobieństwo do rodzaju *Naticopsis* McCoy, jednego z najliczniej występujących w obrębie środkowego franu (Krawczyński, 2002, 2006).

Gąbki. Przedstawiciele tej grupy są reprezentowani tylko przez izolowane igły (fig. 8T, Z).

Uwagi o biostratygrafii

We wcześniejszej pracy (K. Narkiewicz, Bultynck, 2011) wiek próbki z głęb. 3097,8 m odniesiono do dolnego poziomu *hassi* w obrębie środkowego franu na podstawie całkowitego zasięgu konodontowego gatunku *Polygnathus morgani* Klapper i Lane (Klapper, Lane, 1985; fig. 8O). Nowe dane uzyskane w trakcie badań z głęb. 3097,8–3127,3 m nie zmieniają dotychczasowych ustaleń wiekowych odnośnie stropu interwału i nie pozwalają na dokładne datowanie utworów położonych niżej. W odcinku 3104,2–3127,3 m nie znaleziono żadnych taksonów wskaźnikowych i charakterystycznych. Stwierdzony w najniższej próbce *Polygnathus alatus* (fig. 8N) ma długi zasięg stratygraficzny, obejmujący cały fran (Ovnatanova, Kononova, 2001). Biorąc pod uwagę datowanie próbki z głęb. 3097,8 m i pierwsze pojawienie się (FAD) gatunku *P. alatus* stwierdzono, że wiek utworów w interwale głęb. 3104,2–3127,3 m nie może być starszy od poziomu *falsiovalis* i młodszy od dolnego poziomu *hassi*.

Wcześniej ustalony wiek próbki z głęb. 3097,8 m potwierdzają nowe dane otwornicowe. Formy *Paratikhinella cannula, Tikhinella measpis, Tikhinella* cf. *pirula* oraz *Nanicella* sp. znalezione w tej próbce są szeroko rozprzestrzeniony na świecie (Soboń-Podgórska, Tomaś, 2003; Özkan, 2011). Występują na obszarze platformy rosyjskiej, Uralu i środkowej Europy. Wchodzą w skład otwornicowego poziomu *Paratikhinella, Tikhinella measpis* i *Nanicella porrecta* wydzielonego przez Chuvashova i Anfimova (2005) dla Uralu, który odpowiada górnej części otwornicowego poziomu *Paratikhinella cannula* wydzielonego przez Özkana (2011) w południowej Turcji (wschodnia i centralna część gór Taurus). Oba poziomy odpowiadają środkowej części franu (Özkan, 2011).

Uwagi o paleoekologii

W badanym materiale zaznacza się wyraźna różnica pomiędzy zespołami mikroskamieniałości z interwału głęb. 3104,2–3127,3 m, a także z głęb. 3097,8 m. Świat organiczny z pierwszego przedziału głębokości jest ubogi, zdominowany przez wieloszczety. Wieloszczety są grupą konserwatywną, która podlegała nieznacznym zmianom ewolucyjnym w trakcie swojego rozwoju. Występują one w różnych utworach morskich, ale najliczniejsze zespoły stwierdzono w płytkowodnych wapieniach marglistych i łupkach. Rzadko są znajdowane w facjach rafowych i osadach głębokowodnych. Współczesne wieloszczety preferują płytkomorskie środowiska w pobliżu linii brzegowej, natomiast kopalne są odnoszone do różnych środowisk, od równi pływowych po strefy abysalne. Większość z nich zamieszkiwała środowiska płytkowodne na szelfach węglanowych (Stauffer, 1939), a tylko niektóre gatunki występowały w strefach głębszych (Hints, Eriksson, 2010). Zauważono, że znaczna liczba gatunków należących do rodziny

Paulinitidae, jak i Polychaetaspide przystosowała się do życia na obszarach lagunowych i równiach pływowych (Suttner, Hints, 2010).

Bardziej zróżnicowany zespół faunistyczny, zdominowany przez małżoraczki i otwornice, ale pozbawiony skolekodontów, stwierdzono w najwyżej próbce z głęb. 3097,8 m. Analiza występowania dewońskich małżoraczków bentonicznych wykazała, że preferują one płytkie, spokojne środowiska morskie poniżej podstawy falowania (Olempska, 1979; Casier i in., 2006). Wśród badanego zespołu przeważają przedstawiciele rzędu Podocopida, a przedstawiciele Platycopida są mniej nielicznie reprezentowani. Zespoły zdominowane przez Podocopida występują w środowisku dobrze natlenionych wód morskich (Casier, Préat, 2003).

Dewońskie otwornice wapienne są powszechnie znajdowane w wapieniach płytkowodnych platform i ramp węglanowych, jednak preferencje środowiskowe przedstawicieli Eonodosarioidea są ciągle niedostatecznie rozpoznane (Vachard i in., 2010).

Podsumowując, badana fauna w niższej części profilu (dolne trzy próbki) rozwijała się w morskim środowisku przybrzeżnym, o ograniczonym dopływie wód oceanicznych (por. M. Narkiewicz i in., 2011). Natomiast w środkowym franie (dolny poziom *hassi*) zróżnicowanie fauny, większa liczba elementów konodontowych i dominacja podocopidów wskazują na poprawę warunków morskich związaną z nagłym dopływem świeżych wód oceanicznych. Obecność różnych stadiów rozwoju ontogenetycznego wśród małżoraczków i ślimaków sugeruje, że jest to zespół *in situ*, który rozwijał się w płytkowodnym, spokojnym środowisku, poniżej podstawy falowania. Nagły impuls morski był najprawdopodobniej związany z środkowofrańskim pulsem subsydencji tektonicznej, wywołanym przez regionalną ekstensję, która doprowadziła do powstania rowu Prypeci i depocentrum basenu lubelskiego (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008; M. Narkiewicz i in., 2011).

Krzysztof RADLICZ, Krystian WÓJCIK

MIKROFACJE I PETROGRAFIA UTWORÓW DEWONU

Dokumentacja petrograficzna dewonu w otworze wiertniczym Wilga IG 1 zawiera charakterystykę mikroskopową 82 płytek cienkich (Radlicz *w*: Niemczycka, Żelichowski, 1975). W niniejszym opracowaniu w opisach mikrostruktury skał węglanowych wykorzystano klasyfikację Dunhama (1962), zmodyfikowaną przez Embry'ego i Klovana (1972), Wrighta (1992) i wprowadzoną do piśmiennictwa polskiego przez Jaworowskiego (1987). Przegląd tych klasyfikacji wraz z szerokim komentarzem i ilustracjami można znaleźć u Flügela (2004).

Mikrostruktury skał węglanowych zostały podzielone na dwie grupy genetyczne. Do pierwszej zaliczono mikrostruktury terygeniczne, w których jest czytelna pierwotna struktura osadu, powstała w rezultacie sedymentacji. Obejmuje ona:

- madston – mikryt węglanowy lub węglanowo-ilasty z udziałem do 10% allochemów;
- wakston – mikryt węglanowy lub węglanowo-ilasty z udziałem 10–45% allochemów;
- pakston – mikryt węglanowy lub węglanowo-ilasty z udziałem powyżej 45% allochemów i zwartym szkielecie ziarnowym (niekiedy ziarna częściowo są spojone węglanem krystalicznym). Do drugiej grupy zaliczono mikrostruktury diagenetyczne (dolomikrosparston/madston dolomitowy, dolosparston), które częściowo lub całkowicie zacierają pierwotną, depozycyjną mikrostrukturę osadu.

Zwięzłość osadu i sposób uporządkowania allochemów w obrębie tła skalnego zdefiniowano jako teksturę skały, tj.: jednorodną, smużystą, równoległą, gruzłową, laminowaną równolegle i przekątnie. Zawartość materiału ziarnowego określono według wzorców Tanaki i Katady (1966). Identyfikację bioklastów przeprowadzono na podstawie prac: Cayeux (1931), Johnsona (1961), Masłowa (1956), Majewske (1969), Horowitza i Pottera (1971), Kaźmierczaka (1976) i Flügela (2004). Główne i podstawowe frakcje allochemów określono na podstawie tabeli Wentwortha (1922), w której granicę frakcji pylastej i piaskowej określa średnica ziaren 0,0625 mm, zaś granice frakcji piaskowej i żwirowej – 2 mm, a dalej, każda z frakcji głównych jest podzielona na frakcje podstawowe od bardzo drobnoziarnistej, przez drobno-, średnio- i gruboziarnistą do bardzo gruboziarnistej.

Wyniki analiz petrograficznych dewonu zebrano w tabeli 4. Płytki cienkie z otworu Wilga IG 1 są zdeponowane w Muzeum Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Warszawie (kolekcja PIG-537/1-84).

W 1975 r. w Głównym Laboratorium Chemicznym ówczesnego Instytutu Geologicznego wykonano 60 oznaczeń chemicznych CaO, MgO, CO_2 i części nierozpuszczalnych w HCl z próbek dewońskich. Wyniki analiz zostały przeliczone na zawartość $CaCO_3$, $CaMg(CO_3)_2$, $FeCO_3$, $CaSO_4$, MgO i CaO oraz na stosunek CaO/MgO i stopień dolomityczności (dd) wg metodyki opracowanej przez Radlicza (1967, 1968, 1974). Stopień dolomityczności jest określony wzorem dd = [%wag] MgO / [%wag] CaO × 1391 i określa zawartość dolomitu w węglanach, zawsze wyrażony liczbą całkowitą. W czystym dolomicie dd = 1000, przy 50% zawartości $CaCO_3$ i 50% zawartości dolomitu dd = 352, przy zawartości 95% $CaCO_3$ i 5% zawartości dolomitu dd = 29. Analizy chemiczne węglanów przeliczono na skład mineralny wg instrukcji Radlicza (1974). Wyniki tych analiz w formie skróconej przedstawiono w tabeli 4.

Tabela 4

Petrografia dewonu oraz wyniki analiz chemicznych w otworze Wilga IG 1 (Radlicz, 1975; zmienione)

Petrography of the Devonian rocks and results of chemical analyses in the Wilga IG 1 borehole (after Radlicz, 1975; modified)

Litostratygrafia / Lithostratigraphy	Nr próbki / Sample No.	Głębokość / Depth [m]	Struktura / Structure								Tekstura / Texture						Spoiwo / Matrix						Allochemy / Allochems					Bioklasty / Bioclasts								Analizy chemiczne / Chemical analyses						
			madston / mudstone	wakston / wackstone	pakston / packstone	dolomikrosparston / dolomicrosparstone	dolosparston / dolosparstone	mułowiec / clastic mudstone	waka / wacke	arenit / arenite	bezładna / nor-organized	smużysta / flaser	równoległa / parallel	gruzłowa / nodular	laminowana równolegle / flat lamination	laminowana przekątnie / cross lamination	mikryt / micrite	sparyt / sparite	dolomikryt / dolomicrite	dolosparyt / dolosparite	minerały ilaste / clay minerals	krzemionka / silica	kwarc / quartz	muskowit, biotyt, chloryt / muscovite, biotite, chlorite	skalenie / feldspar	minerały ciężkie / haevy minerals	litoklasty/intraklasty / lithoclasts/intraclasts	stromatoporoidy / stromatoporoids	ramienionogi / brachiopods	ślimaki + małże / gastropods + mollusks	kalcisfery + małżoraczki / calcisphaeres + ostracods	stylioliny/tentakulity / stiliolins/tantaculites	krynoidy + mszywioły + trylobity crinoids + bryozoans + trilobites	inne bioklasty / other bioclasts	CaO [%]	MgO[%]	dd	$CaCO_3$ [%]	$CaMg(CO_3)_2$ [%]	$FeCO_3$ [%]	$CaSO_4$ [%]
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**	**15**	**16**	**17**	**18**	**19**	**20**	**21**	**22**	**23**	**24**	**25**	**26**	**27**	**28**	**29**	**30**	**31**	**32**	**33**	**34**	**35**	**36**	**37**	**38**	**39**	**40**	**41**	**42**
Formacja modryńska	1	3096,8	■									■					70															+		+	49,5	2,7	77	82,3	11,8	4,5	0,0
	2	3098,0		■								■					50			5							40					+			50,4	1,9	53	85,7	8,3	1,0	0,0
	3	3099,0			■								■				2											98							55,6	0,2	4	98,8	0,8	0,4	0,0
	4	3100,0			■								■				10											90							32,2	18,0	778	16,4	78,8	1,3	0,0
	5	3102,0					■				■									98														+	42,2	10,1	332	52,3	44,1	0,0	0,1
	5	3103,0					■				■								50								50								31,7	18,5	812	14,3	81,0	0,3	0,0
	6	3105,0					■				■									98														+	31,3	19,2	854	12,0	84,0	1,6	0,1
	7	3105,3					■				■									95									+					+	31,7	18,6	817	14,1	81,4	0,6	0,0
	8	3107,3					■													20								80							31,9	18,8	821	13,9	82,3	1,7	0,3
	9	3107,6					■				■									98														+	38,0	17,1	721	19,9	74,8	2,7	0,0
	10	3108,1			■								■				28			2								70							54,6	0,4	10	96,6	1,6	0,7	0,1
	11	3112,7			■								■				35			25								40	+		+	+		+	49,5	3,8	107	79,7	16,6	1,8	0,1
	12	3112,9			■								■				25											75							49,9	4,3	120	79,3	18,8	0,7	0,0
	13	3113,1			■								■				55			5								40			+	+		+	44,9	6,0	186	66,4	26,3	1,1	0,0
	14	3113,8		■								■					55			5							40		+			+			34,3	0,5	21	60,2	2,2	0,0	0,2
	15	3116,6					■				■								85								15								27,9	16,9	842	11,2	74,0	1,2	0,2
	16	3122,5					■							■					28	70														+	32,3	16,7	719	19,4	73,1	1,9	0,3
	17	3126,0					■				■						5	8		85														+	33,4	18,2	758	18,1	79,6	0,3	0,2

Tabela 4 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
cd. Formacja modryńska	18	3127,0					■				■									98														+	32,1	18,4	798	15,3	80,6	0,0	0,2
	19	3130,5					■				■									98														+	26,5	17,9	939	2,8	81,9	0,0	16,8
	20	3131,0					■							■					30	70															33,6	16,7	691	21,8	73,1	0,6	0,3
	21	3131,9				■					■								100																29,4	17,3	821	13,9	75,9	0,0	0,0
	22	3133,0					■				■						5	18		75														+	36,0	15,6	604	28,7	68,3	0,0	0,2
	23	3134,2					■				■							15	15								70								32,3	18,0	776	16,5	78,8	0,0	0,3
	24	3136,0					■							■					10	90															31,9	18,8	819	14,0	82,3	0,8	0,4
	25	3141,5					■				■						10	8		80														+	33,1	18,0	757	18,0	78,8	0,5	0,2
	26	3142,5				■					■								100																29,6	1,0	753	16,3	70,0	0,0	0,0
Formacja czarnoleska	27	3143,5				■						■							85				15												12,6	8,8	978	2,3	38,6	0,0	0,1
	28	3144,0						■			■										73		80		+										0,7	0,3	515	0,7	1,2	0,0	0,3
	29	3144,5						■							■						75		20	7											8,3	5,1	858	3,1	22,4	0,0	0,0
	30	3145,5						■			■										68		20	5											0,2	0,1	1000	0,0	0,5	0,0	1,0
	31	3146,1						■			■												30	+											0,7	0,5	903	0,2	2,1	0,0	0,0
	32	3148,3								■			■				+				10	20	60	5	5	+									3,9	1,0	339	4,8	4,2	0,0	0,0
	33	3149,3						■					■								75	+	20	+											0,5	0,1	433	0,5	0,6	0,0	0,0
	34	3151,5								■			■				+				5	15	70	5	5	+									12,6	0,2	18	22,1	0,8	0,0	1,6
	36	3158,7									■										17	10	70	1	2										4,2	0,0	3	7,5	0,0	0,0	0,0
	37	3161,4						■					■								75		15	10											1,1	0,4	506	1,0	1,8	0,0	0,0
	38	3163,4							■						■						15	10	65	7	2										0,2	0,2	1000	0,0	0,7	5,7	0,0
	39	3164,4						■							■						75		15	5											0,1	0,1	1000	0,0	0,4	1,1	0,0
	40	3166,0								■			■				+				5	15	75	5	+	+									0,6	0,4	1000	0,0	2,0	3,7	0,0
	41	3168,1							■		■										17	10	70	1	2										0,6	0,4	1000	0,0	2,0	2,1	0,0
	42	3169,4							■						■						25	15	40	20	+										0,8	0,6	1000	0,0	2,7	2,6	0,0
	43	3170,4							■						■						20	5	70	3	2										0,7	0,5	1000	0,0	2,4	0,4	0,0
	44	3172,2								■			■			■	+					15	80	5	+										1,8	0,5	417	1,9	2,4	0,0	0,0
	45	3174,1								■					■						5	20	45	25	5										3,3	0,0	4	5,9	0,0	0,0	0,0
	46	3181,5								■						■	+					5	80	5	5	5															
	46a	3182,0						■					■								75		5	20																	
	47	3183,0									■										5	20	55	15	5																
	48	3185,0							■						■	■					45	3	32	20	+																
	49	3188,0							■						■	■					30	5	50	15	+																
	50	3193,0								■					■		+					5	80	5	5	5															

Tabela 4 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
cd. formacja czarnoleska	51	3194,5								■			■				+				10	5	75	5	5	+									+							
	52	3195,0							■				■				3				15	5	65	+		+	10								+							
	53	3197,4							■				■								20	10	55	15	+																	
	53a	3198,9						■													75		15	5																	
	54	3199,5							■				■								20	7	50	13	+																	
	56	3206,7								■	■										5	20	60	10	5																	
	57	3209,6								■			■				+				5	5	80	+	+	+																
	59	3234,0								■			■				+				5	30	60	5	+	+																
	60	3235,0							■				■								20	5	25	15	5		25								+							
	61	3238,2								■			■				5				5	20	70	+	+	+																
	62	3240,0						■								■					65		20	15																	
	63	3245,0								■					■	■					15	20	65	10	+																	
	64	3249,7								■					■	■					10	15	50	25	+																	
	65	3252,7								■					■						5	15	50	30	+																	
	65a	3256,3								■					■		25				10	5	55	5		+																
	66	3258,7								■					■		5				5	10	75	5	+	+																
	67	3260,3							■				■								15	5	30	10	+		40								+	1,1	0,7	885	0,4	3,0	0,0	0,0
	70	3262,5						■					■								77		3	20												0,6	0,4	942	0,2	1,8	0,0	0,1
	71	3264,6							■				■								20	5	35	5	+		30								+	0,7	0,3	580	0,6	1,3	0,0	0,1
	72	3265,4							■				■								15	5	43	7	+		30								+							
	73	3267,5						■					■								77		3	20												0,8	0,4	662	0,6	1,7	0,0	0,1
	74	3272,7						■					■								65	10	20	5												0,8	0,4	637	0,6	1,7	0,0	0,1
Formacja sycyńska	75	3398,0			■										■						83		2	+					+	+	+	+	+	+	12,1	1,7	189	17,9	7,2	0,0	0,0
	76	3404,6			■										■						40		+	+					+	+	+	+	+	+							
	77	3501,5	■												■						95		+	+										+	5,2	1,6	423	5,7	6,9	0,0	0,0
	78	3508,5	■												■						95		+	+										+	11,1	1,7	217	15,8	7,6	0,0	0,0
	79	3514,5	■												■						95		+	+										+	4,0	1,5	529	3,6	6,7	0,0	0,0
	80	3538,5	■												■						95		+	+										+	3,1	1,5	687	2,0	6,7	0,0	0,0
	81	3544,0	■												■						95		+	+					+		+		+	+	2,6	1,3	669	1,7	5,5	0,0	0,0
	82	3549,5	■					■							■						95		5												3,6	1,7	661	2,5	7,5	0,0	0,0
	83	3552,0	■					■							■						98		2												2,3	1,6	1000	0,1	7,6	2,8	0,0

+ pojedyncze / single elements

Mikrofacje skał węglanowych

Mikrostruktury terygeniczne

Madston występuje w próbce z głęb. 3096,8 m. Tekstura osadu jest smużysta. Występują pseudogruzełki ankerytowe w ilości 5–30% powierzchni płytki cienkiej oraz pojedyncze bioklasty – małżoraczki i inne bliżej nierozpoznawalne formy. Mikrytowe i mikrosparytowe tło skalne stanowi ok. 70%, kryształy kalcytu są wielkości 0,04–0,20 mm. Powszechnie występują też gniazdowe skupienia sparytowe. Zawartość $CaCO_3$ wynosi 82,3%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 11,8%, przy stopniu dolomityzacji równym 77.

Madstony z bioklastami występują w próbkach 3501,5; 3508,5; 3514,5; 3538,5 i 3544,5 m. Tekstury osadów są laminowane równolegle. Udział ziaren kwarcu wynosi maksymalnie 2% we frakcji 0,01–0,17 mm, a muskowitu – do 5%. Do 2% stanowią bioklasty – pojedyncze szczątki mszywiołów, ramienionogi, małżoraczki, krynoidy, trylobity i mikroproblematyki. Spoiwo jest mikrosparytowo-ilaste. Zawartość $CaCO_3$ wynosi 1,7–15,8%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 5,5–7,6%, przy stopniu dolomityzacji 217–687.

Pakstony bioklastyczne występują w próbkach z głęb. 3099,0; 3100,0; 3108,1; 3112,7; 3112,9 i 3113,1 m. Tekstura jest równoległa, bioklasty stanowią 40–90% i są reprezentowane przez szczątki stromatoporoidów i koralowców, stylioliny, ramienionogi, małżoraczki, otwornice i bliżej nierozpoznawalne problematyki. Płytki cienkie z głęb. 3099,0; 3100,0 i 3112,9 m objęły duże części stromatoporoidów. Bioklasty są wielkości 0,4–50,0 mm. Występują też gniazdowe skupienia pelletów. Mikrytowe i mikrosparytowe tło stanowi 20–55%, a średnica kryształów wynosi 0,04–0,35 mm. Dolosparyt stanowi 2–25% tła. Zawartość $CaCO_3$ wynosi 66,4–98,8%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 0,8–26,3% przy stopniu dolomityzacji 4–186. Wyjątkiem jest próbka z głęb. 3100,0 m, w której zawartość $CaCO_3$ wynosi zaledwie 16,4%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 78,8%, przy stopniu dolomityzacji 778.

W szczególnej odmianie pakstony bioklastyczne stwierdzono w próbkach z głęb. 3398,0 i 3404,6 m. Tekstura próbek jest laminowana równolegle. Bioklasty stanowią 15–60% i są reprezentowane przez krynoidy, ramienionogi, trylobity, tentakulity, małże, ślimaki, małżoraczki, łuski ryb i mikroproblematyki. Oprócz nich występuje do 2% kwarcu we frakcji 0,02–0,08 mm i pojedyncze blaszki muskowitu. Spoiwo mikrosparytowo-ilaste stanowi 40–83% powierzchni płytki cienkiej. W jednej ze zbadanych próbek (głęb. 3398,0 m) zawartość $CaCO_3$ wynosi 17,9%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 7,2%, przy stopniu dolomityzacji 189.

Wakstony intraklastowe występują w próbkach z głęb. 3098,0 i 3113,8 m. Tekstura jest smużysta. Intraklasty stanowią ok. 40% i mają struktury wakstonów ze styliolinami (próbka 3098,0 m) oraz madstonów i pakstonów peloidowych (3113,8 m). Intraklasty bywają częściowo zdolomityzowane, są nieobtoczone i osiągają wielkość 0,15–5,00 mm. Osobny składnik stanowią bioklasty – stylioliny i mikroproblematyki, ich ilość nie przekracza jednak 5%. Mikrytowe i mikrosparytowe tło skalne zajmuje 50–55% powierzchni płytki cienkiej, a dolomikrosparyt, o wielkości kryształów 0,005–0,080 mm, stanowi do 5%. Zawartość $CaCO_3$ wynosi 60,2–85,7%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 2,2–8,3% przy stopniu dolomityzacji 21–53.

Marglisty madston dolomitowy występuje w próbce z głęb. 3143,5 m. Ma teksturę smużystą. W składzie wyróżniono 15% kwarcu o średnicy ziaren 0,04–0,50 mm z przewagą frakcji 0,12 mm, a także pojedyncze skalenie potasowe i muskowit. Miejscami występują również agregatowe skupienia pirytu. Zawartość $CaCO_3$ wynosi 2,3%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 38,6%, przy stopniu dolomityzacji 978.

Dolosparstony z bioklastami zostały rozpoznane w próbkach z głęb.: 3102,0; 3105,0; 3105,3; 3107,3; 3107,6; 3122,5; 3126,0; 3127,0; 3130,5; 3131,0; 3133,0; 3136,0 oraz 3141,5 m. Tekstura skały jest jednorodna, czasem są widoczne w zarysie gruzły. W próbkach występują lepiej lub gorzej rozpoznawalne relikty stromatoporoidów. Dolosparyt stanowi 70–98% (wyjątek stanowi próbka 3107,3 m, która objęła dużą część zdolomityzowanego stromatoporoida), a jego własno- i współwłasnokształtne kryształy osiągają wielkość 0,005–0,5 mm z przewagą 0,06–0,20 mm. W próbkach z głęb. 3126,0; 3133,0 i 3141,5 m część tła stanowi sparyt, którego obcokształtne kryształy osiągają 0,2–3,0 mm średnicy. Zawartość $CaCO_3$ wynosi 2,8–52,3%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 44,1–84,0%, przy stopniu dolomityzacji 332–939.

Dolosparstony intraklastowe zostały stwierdzone w próbkach z głęb. 3103,0; 3116,6 i 3134,2 m. Tekstura skał jest jednorodna. Intraklasty mają struktury jednorodne – mikrytowe, dolomikrosparytowe i dolosparytowe. Ich udział waha się od 15 do 70%, a wielkość wynosi 0,1–15,0 mm. Spoiwo stanowi dolomikrosparyt. Wielkość kryształów dolosparytu wynosi 0,005–0,15 mm. Jedynie w ostatniej z wymienionych próbek w spoiwie występuje sparyt (15%) o wielkości kryształów kalcytu 0,1–1,0 mm. Zawartość $CaCO_3$ wynosi 11,2–16,5%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 74,0–81,0%, przy stopniu dolomityzacji 776–842.

Mikrostruktury diagenetyczne

Dolomikrosparstony występują w próbkach z głęb. 3031,9 i 3142,5 m. Kryształy dolosparytu osiągają wielkość 0,005–0,1 mm. Zawartość $CaCO_3$ wynosi 13,9–16,3%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 70,0–75,9%, przy stopniu dolomityzacji 753–821.

Mikrofacje skał klastycznych

Mułowce wyróżniono w próbkach z głęb. 3144,0; 3144,5; 3145,5 i 3146,1 m. Tekstura tych skał jest jednorodna do równolegle laminowanej. Wśród ziaren występują kwarc w ilości 20–25% oraz muskowit 5–7%, niekiedy chloryt i skalenie. Z rzadka pojawiają się grudki getytu i hematytu. Ziarna kwarcu mają wielkość 0,02–0,18 mm, przeważa jednak frakcja 0,06 mm. Ziarna muskowitu osiągają wielkość 0,04–0,30 mm. Spoiwo jest ilaste, drobnołuseczkowe i stanowi 68–75% powierzchni płytki cienkiej. W próbce z głęb. 3144,0 m występuje lamina waki kwarco-

wej zbudowana w 60% z ziaren kwarcu o wielkości 0,10–0,25 mm z przewagą frakcji 0,1 mm i pojedynczymi skaleniami, a pozostałą cześć stanowi spoiwo – sparyt kalcytowy i minerały ilaste (40%). Zawartość $CaCO_3$ wynosi maksymalnie 3,1%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 22,4%, przy stopniu dolomityzacji 515–1000.

Mułowce kwarcowe z muskowitem występują w próbkach z głęb. 3149,3; 3161,4; 3164,4; 3198,9; 3240,0 i 3272,7 m. Tekstury są równoległe, laminowane przekątnie, niekiedy zaburzone. Kwarc we frakcji 0,02–0,20 mm z przewagą ziaren 0,06–0,10 mm stanowi 15–30%. Muskowit stanowi maksymalnie 20% i występuje we frakcji 0,06–0,40 mm. Są spotykane też liczne grudki i skupienia pirytu. Spoiwo ilaste zajmuje 65–75%, a krzemionkowe maksymalnie 10%. W sześciu analizowanych próbkach zawartość $CaCO_3$ wynosi maks. 1,0%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 1,8%, przy stopniu dolomityzacji 433–1000.

Mułowce muskowitowe zostały rozpoznane w próbkach z głęb. 3182,0; 3262,5 i 3267,5 m. Tekstura jest równolegle laminowana. Występuje 20% muskowitu we frakcji 0,04–0,40 mm i 3–5% kwarcu we frakcji 0,01–0,15 mm. Spoiwo ilaste stanowi 75–77%. W dwóch ostatnich próbkach zawartość $CaCO_3$ wynosi maks. 0,6%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 1,8%, przy stopniu dolomityzacji 662–942.

Mułowce/madstony występują w próbkach z głęb. 3549,5 i 3552,0 m. Mają one teksturę laminowaną równolegle i są złożone z naprzemiennych lamin ilastych i ilasto-pylastych z 2–5% udziałem ziaren kwarcu o średnicy 0,01–0,17 mm i przewagą frakcji 0,05 mm. Spoiwo ilaste jest przekrystalizowane smużyście. Zawartość $CaCO_3$ wynosi 0,1–2,5%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 7,5–7,6%, przy stopniu dolomityzacji 661–1000.

Waki kwarcowo-łyszczykowe występują w próbkach z głęb. 3163,4; 3169,4; 3185,0; 3188,0; 3197,4 i 3199,5 m. Tekstura tych skał jest laminowana równolegle i przekątnie, czasem frakcjonalnie. Kwarc stanowi 40–65%, a ziarna mają średnicę 0,02–0,35 mm przy dominującej frakcji 0,06 mm. Muskowit wraz z chlorytem i biotytem stanowią 7–20% powierzchni płytki cienkiej i występują we frakcji 0,04–0,80 mm z przewagą ziaren 0,15–0,20 mm. Skalenie stanowią maksymalnie 2%. Spoiwo ilaste stanowi 15–45%, występuje również spoiwo regeneracyjne krzemionkowe (3–10%). W dwóch analizowanych próbkach (głęb. 3163,4 i 3169,4 m) zawartość $CaCO_3$ wynosi 0,0%, a $CaMg(CO_3)_2$ – maks. 2,7% (stopnień dolomityzacji 1000).

Waki kwarcowe występują w próbkach z głęb. 3158,7; 3168,1 i 3170,4 m. Tekstury są jednorodne do laminowanych równolegle. Kwarc stanowi 70% powierzchni płytki cienkiej, jego ziarna występują we frakcji 0,02–0,28 mm z dominacją frakcji 0,10–0,12 mm. Ponadto do 5% stanowią skalenie i łyszczyki (muskowit, chloryt i biotyt) we frakcji 0,06–0,50 mm. Spoiwo ilaste stanowi 17–20%, a krzemionkowe regeneracyjne – 5–10%. Zawartość węglanów nie przekracza 10%.

Waka sublityczna została rozpoznana w próbce z głęb. 3195,0 m. Ma ona równoległą teksturę. Litoklasty iłowców stanowią 10% i występują we frakcji 0,3–6,0 mm. Ponadto występuje 65% kwarcu we frakcji 0,04–0,35 mm z przewagą ziaren 0,15 mm, do 2% skaleni i pojedyncze minerały ciężkie, muskowit i bioklasty. Spoiwo ilaste stanowi 15% powierzchni płytki cienkiej, natomiast krzemionkowe regeneracyjne – 5%, a dolosparytowe – 3%.

Waki lityczne występują w próbkach z głęb. 3235,0; 3260,3; 3264,6 i 3265,4 m. Tekstury są równoległe. Litoklasty iłowców i iłowców piaszczystych stanowią 25–40% i występują we frakcji 0,4–14,0 mm z dominacją 4,0–8,0 mm. Ziarna kwarcu we frakcji 0,02–0,42 mm stanowią 25–43%, muskowit – do 15%, a skalenie – maks. 2%. Pojawiają się też bioklasty (szczątki ryb). Spoiwo ilaste stanowi 15–20%, a krzemionkowe regeneracyjne 5–10%. W dwóch analizowanych próbkach (głęb. 3260,3 i 3264,6 m) zawartość $CaCO_3$ wynosi maksymalnie 0,6%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 1,3–3,0%, przy stopniu dolomityzacji 580–885.

Arenity kwarcowo-łyszczykowe stwierdzono w próbkach z głęb.: 3174,1; 3183,0; 3206,7; 3245,0; 3249,7 i 3252,7 m. Tekstury są laminowane równolegle, przekątnie lub jednorodne. Kwarc stanowi 45–60% i występuje we frakcji 0,02–0,40 mm z przewagą ziaren 0,06–0,15 mm. Muskowit, chloryt i biotyt stanowią 10–30%, ich ziarna mają wielkość 0,06–1,00 mm. Ponadto do 5% stanowią skalenie. Spoiwo ilaste nie przekracza 15%, a krzemionkowe regeneracyjne stanowi 15–20%. W pierwszej z wymienionych próbek zawartość $CaCO_3$ wynosi 5,9%, a stopień dolomityzacji 4.

Arenity kwarcowe występują w próbkach z głęb.: 3148,3; 3151,5; 3166,0; 3172,2; 3181,5; 3193,0; 3194,5; 3209,6; 3234,0; 3238,2; 3256,3 i 3258,7 m. Tekstury są równoległe, laminowane przekątnie i niekiedy frakcjonalnie. Kwarc stanowi 55–80% i występuje we frakcji 0,02–0,35 mm z przewagą 0,1–0,2 mm. Występuje również domieszka skaleni (do 5%), łyszczyków (do 5%), bioklasty (do 2%) i pojedyncze minerały ciężkie. Spoiwo ilaste nie przekracza 10% powierzchni płytki cienkiej, a krzemionkowe regeneracyjne – maks. 30%. W pierwszych czterech próbkach zawartość $CaCO_3$ wynosi maks. 22,1%, a $CaMg(CO_3)_2$ – 0,8–4,2%, przy stopniu dolomityzacji 18–1000.

Petrografia utworów dewonu

Utwory **formacji sycyńskiej**, zaliczane do dolnego lochkowu, przeanalizowano w dziewięciu płytkach cienkich (próbki nr 75–83 z głęb. 3398,0–3552,0 m). W obrębie formacji występują (tab. 4; fig. 9):

- pakstony bioklastyczne (próbki z głęb. 3398,0 oraz 3404,6 m);
- madstony z bioklastami (głęb. 3501,5; 3508,5; 3514,5; 3538,5 oraz 3544,5 m);
- mułowce/madstony (głęb. 3549,5 oraz 3552,0 m).

Mikrotekstury skał są laminowane równolegle. Spoiwo jest zdominowane przez minerały ilaste, z niewielką domieszką kwarcu i muskowitu. Udział bioklastów wzrasta w górę profilu, tam też mikrofacje madstonów i mułowców ustępują pakstonom bioklastycznym. Wśród rozpoznawalnych szczątków szkieletowych są: ramienionogi, ślimaki, małże, krynoidy, szczątki mszywiołów i trylobitów, a także małżoraczki i tentakulity. Zawartość $CaCO_3$ w obrębie

formacji waha się od 0,1 do 17,9%, a $CaMg(CO_3)_2$ – od 5,5 do 7,6%, przy czym w górę profilu następuje stopniowy wzrost zawartości węglanu wapnia przy dość stałej zawartości dolomitu. W tym też kierunku wyraźnie maleje stopień dolomityczności – od 1000 do 189. Podobne tendencje zmian mikrofacjalnych oraz ewolucji chemicznej w obrębie formacji sycyńskiej zauważył Radlicz (1975) w otworach: Izdebno IG 1, Krowie Bagno IG 2 i Białopole IG 1.

Zespół mikrofacji formacji sycyńskiej świadczy o spokojnej sedymentacji w warunkach otwartomorskich na głębokości poniżej sztormowej podstawy falowania. Ciemna barwa osadów, obecność pirytu oraz brak szczątków organicznych i bioturbacji przemawia za okresowym niedoborem tlenu w przydennej partii osadu, uniemożliwiającym kolonizację przez faunę bentoniczną. Dopiero w wyższej części profilu pojawiają się skamieniałości – pojedyncze cienkoskorupowe małże i ramienionogi oraz nekton, wymieszane z biodetrytusem charakterystycznym dla płytszej części zbiornika, tj. ślimaki, małże, kalcisfery, krynoidy, mszywioły. Nagromadzenia szczątków szkieletowych oraz wzrost zawartości ziaren kwarcu w najwyższej części profilu formacji sycyńskiej są efektem działalności prądów zawiesinowych i/lub konturytów, co może świadczyć o powolnym spłycaniu środowiska sedymentacji.

Utwory **formacji czarnoleskiej**, zaliczane do środkowego lochkowu, przeanalizowano w 46 płytkach cienkich (próbki nr 27–74 z głęb. 3143,5–3272,7 m). Formacja jest reprezentowana przez (tab. 4; fig. 10B–D):

– mułowce (próbki z głęb. 3144,0; 3144,5; 3145,5 m i 3146,1 m);

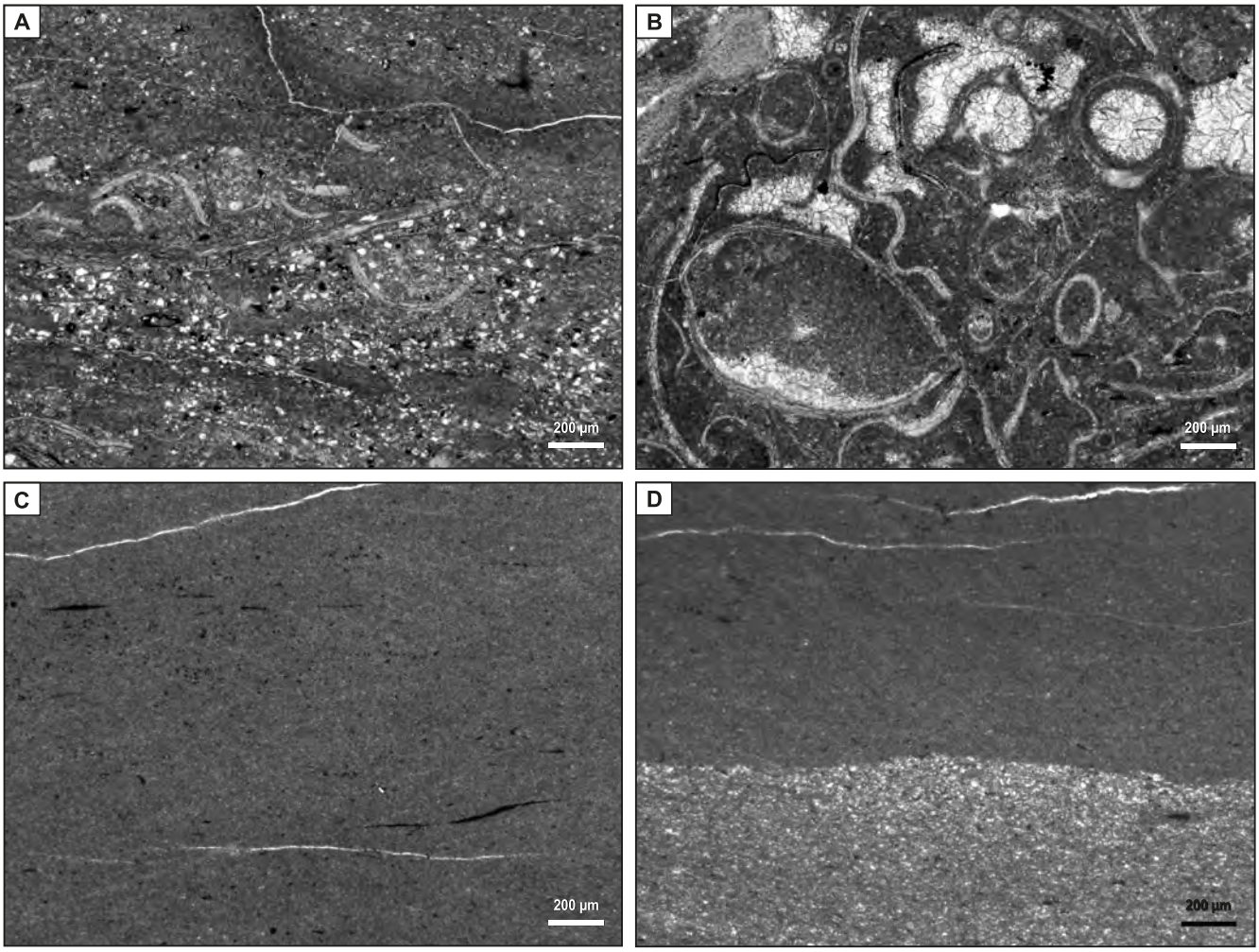


Fig. 9. Mikrofacje dewonu formacji sycyńskiej w otworze Wilga IG 1

A. Pakston bioklastyczny z ramienionogami, małżoraczkami i ziarnami kwarcu; formacja sycyńska; głęb. 3398,0 m; bez analizatora. **B.** Pakston bioklastyczny z ramienionogami, trylobitami i mszywiołami; formacja sycyńska; głęb. 3404,6 m; bez analizatora. **C.** Madston o jednorodnej teksturze; formacja sycyńska; głęb. 3501,5 m; bez analizatora. **D.** Madston ze smugą arenitową; formacja sycyńska; głęb. 3514,5 m; bez analizatora

Microfacies of the Devonian Sycyna Formation from the Wilga IG 1 borehole

A. Bioclastic packstone with brachiopods, ostracods and quartz grains; Sycyna Formation; depth 3398.0 m; with no analyzer. **B.** Bioclastic packstone with brachiopods, trilobites and bryozoans; Sycyna Formation; depth 3404.6 m; with no analyzer. **C.** Homogeneous mudstone; Sycyna Formation; depth 3501.5 m; with no analyzer. **D.** Mudstone with arenite smudge; Sycyna Formation; depth 3514.5 m; with no analyzer

– mułowce kwarcowe z muskowitem (głęb. 3149,3; 3161,4; 3164,4; 3198,9; 3240,0 i 3272,7 m);
– mułowce muskowitowe (głęb. 3182,0; 3262,5; i 3267,5 m);
– waki kwarcowo-łyszczykowe (głęb. 3163,4; 3169,4; 3185,0; 3188,0; 3197,4 i 3199,5 m);
– waki kwarcowe (głęb. 3158,7; 3168,1 i 3170,4 m);
– wakę sublityczną (głęb. 3195,0 m);
– waki lityczne (głęb. 3235,0; 3260,3; 3264,6 i 3265,4 m);
– arenity kwarcowo-łyszczykowe (głęb. 3174,1; 3183,0; 3206,7; 3245,0; 3249,7 i 3252,7 m);
– arenity kwarcowe (głęb. 3148,3; 3151,5; 3166,0; 3172,2; 3181,5; 3193,0; 3194,5; 3209,6; 3234,0; 3238,2; 3256,3 i 3258,7 m);
– marglisty madston dolomitowy (głęb. 3143,5 m).

Mułowce, waki i arenity występują w podobnych proporcjach, brak natomiast wyraźnej prawidłowości ich wertykalnej dystrybucji w profilu. Mikrotekstury skał są różnorodne, najczęściej laminowane równolegle i przekątnie lub jednorodne. Spoiwo jest zdominowane przez minerały ilaste i krzemionkę, choć często niewielki procent stanowi mikryt, a w jednym przypadku (głęb. 3143,5 m) – dolosparyt. Udział bioklastów jest znikomy – pojedyncze i bliżej nierozpoznawalne szczątki organiczne pojawiają się w niższej części profilu. Wśród allochemów dominuje kwarc nad muskowitem, skaleniami i minerałami ciężkimi. Udział muskowitu wydaje się być większy w dolnej części formacji. W tej części liczniej pojawiają się też litoklasty. Zawartość $CaCO_3$ w formacji czarnoleskiej jest niewielka

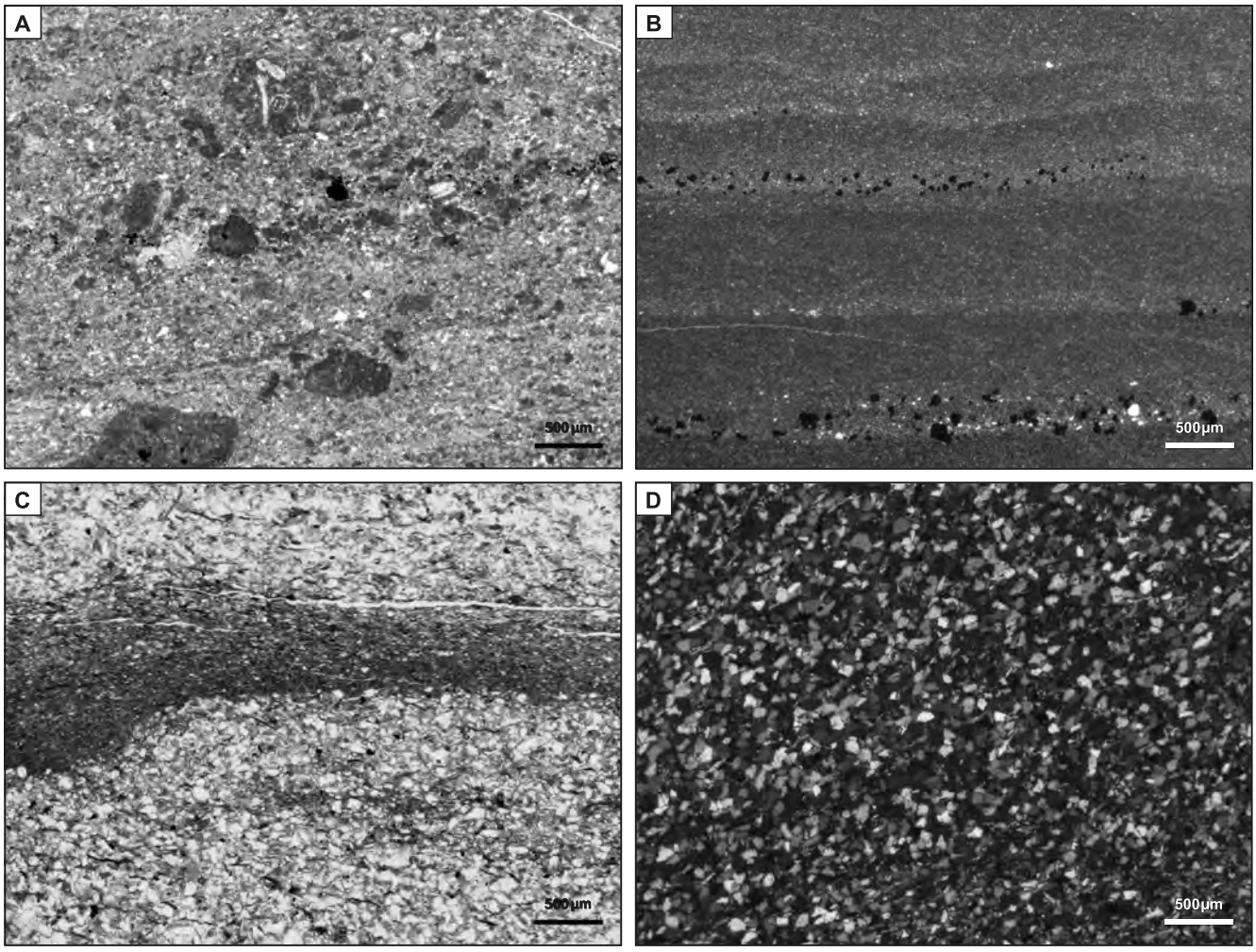


Fig. 10. Mikrofacje dewonu formacji modryńskiej i czarnoleskiej w otworze Wilga IG 1

A. Wakston intraklastowy z glonami; formacja modryńska; głęb. 3113,8 m; bez analizatora. **B.** Marglisty madston dolomitowy; na zdjęciu widoczna płaska laminacja podkreślona koncentracjami pirytu; formacja czarnoleska; głęb. 3143,5 m; bez analizatora. **C.** Waka kwarcowo-łyszczykowa; formacja czarnoleska; głęb. 3188,0 m; bez analizatora. **D.** Arenit kwarcowy; formacja czarnoleska; głęb. 3258,7 m; nikole skrzyżowane

Microfacies of the Devonian Modryń and Czarnolas formations from the Wilga IG 1 borehole

A. Intraclastic wackstone with algae; Modryń Formation; depth 3113.8 m; with no analyzer. **B.** Marly dolomitic mudstone; see flat lamination with piryte concentrations; Czarnolas Formation; depth 3143.5 m; with no analyzer. **C.** Quartz-muscovite wacke; Czarnolas Formation; depth 3188.0 m; with no analyzer. **D.** Quartz arenite; Czarnolas Formation; depth 3258.7 m; crossed nicols

i najczęściej wynosi poniżej 1%, a $CaMg(CO_3)_2$ – poniżej 3%. Wyższe wartości pojawiają się w górnej części profilu. W tym też kierunku wyraźnie wzrasta stopień dolomityczności, sięgając często 1000.

Formacja czarnoleska jest reprezentowana przez płytkomorskie osady klastyczne, które odzwierciedlają dalszy etap spłycania środowiska sedymentacji. Zespół mikrofacji formacji czarnoleskiej jest typowy dla pływowych i subpływowych stref przybrzeża z depozycją dojrzałych arenitów i wak kwarcowych w obrębie barier lub wak i mułowców w strefach zabarierowych (Radlicz, 1975). Zagadkowa pozostaje jednak najwyższa część formacji czarnoleskiej (próbki z głęb. 3143,5–3148,3 m), w których występują impregnacje getytowo-hematytowe. Jeżeli przyjąć ich pierwotną – synsedymentacyjną genezę, można je zinterpretować jako osady dalszego spłycenia, a nawet sedymentacji śródlądowej w strefach równi zalewowej. Przynależność tych utworów do młodszej formacji zwoleńskiej jest jednak kwestionowana przez Miłaczewskiego (ten tom).

Utwory **formacji modryńskiej**, zaliczane do franu, przeanalizowano w 27 płytkach cienkich (próbki nr 1–26 z głęb. 3096,8–3142,5 m). W obrębie formacji zidentyfikowano (tab. 4; fig. 10A, 11):

- madston (głęb. 3096,8 m);
- madstony z bioklastami (głęb. 3501,5; 3508,5; 3514,5; 3538,5 i 3544,5 m);
- wakstony intraklastowe (głęb. 3098,0 i 3113,8 m);

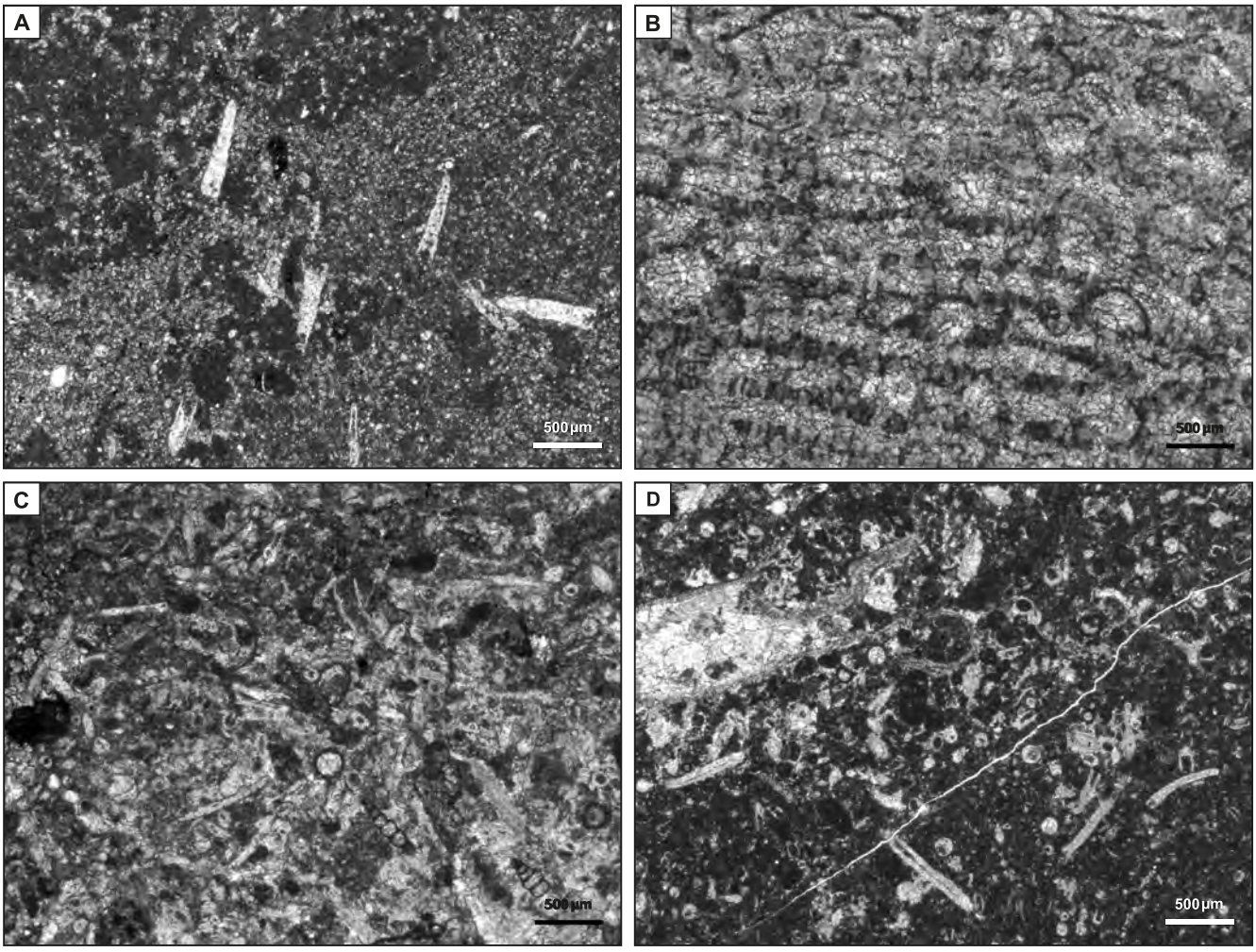


Fig. 11. Mikrofacje dewonu formacji modryńskiej w otworze Wilga IG 1

A. Wakston z litoklastami i tentakulitami; formacja modryńska; głęb. 3098,0 m; bez analizatora. **B.** Pakston stromatoporoidowy; na zdjęciu widoczny fragment dużego bioklastu; formacja modryńska; głęb. 3099,0 m; bez analizatora. **C.** Pakston bioklastyczny (stromatoporoidowo-glonowo-kalcisferowy z otwornicami); formacja modryńska; głęb. 3112,7 m; bez analizatora. **D.** Pakston bioklastyczny (glonowo-kalcisferowy); formacja modryńska; głęb. 3113,1 m; bez analizatora

Microfacies of the Devonian Modryń Formation from the Wilga IG 1 borehole

A. Lithoclastic wackstone with tentaculites; Modryń Formation; depth 3098.0 m; with no analyzer. **B.** Stromatoporoid packstone; see fragment of large bioclast; Modryń Formation; depth 3099.0 m; with no analyzer. **C.** Bioclastic (stromatoporoid-algae-calcisphaerid-foraminiferal) packstone; Modryń Formation; depth 3112.7 m; with no analyzer. **D.** Bioclastic (algae-calcisphaerid) packstone; Modryń Formation; depth 3113.1 m; with no analyzer

– pakstony bioklastyczne (głęb. 3099,0; 3100,0; 3108,1; 3112,7; 3112,9 i 3113,1 m);
– dolomikrosparstony (głęb. 3031,9 i 3142,5 m);
– dolosparstony z bioklastami (głęb. 3102,0; 3105,0; 3105,3; 3107,3; 3107,6; 3108,1; 3122,5; 3126,0; 3127,0; 3130,5; 3131,0; 3133,0; 3136,0 i 3141,5 m);
– dolosparstony intraklastowe (głęb. 3103,0; 3116,6; i 3134,2 m).

Pod względem mikrofacjalnym profil formacji modryńskiej jest czwórdzielny. W dolnej części (głęb. 3116,6–3142,5 m) dominują dolosparstony z podrzędnym udziałem dolomikrosparstonów. Pierwotna struktura tych skał jest niemal zupełnie zatarta, z rzadka dopatrzyć się można jedynie reliktów intraklastów i bliżej nierozpoznawalnych bioklastów. Cechą charakterystyczną tych osadów jest bimodalny rozkład frakcji kryształów dolomitów, wysoki udział procentowy dolomitu – 68,3–82,3% oraz wysoki stopień dolomityzacji, wynoszący 604–939. Tekstury skał są zazwyczaj jednorodne, a w trzech przypadkach – gruzłowe. Radlicz (1975) interpretuje środowisko sedymentacji tych utworów jako platformę węglanową w strefie ławicy zabarierowej, wiążąc wysoki stopień przeobrażenia osadów z procesami dolomityzacji wczesnodiagenetycznej.

W środkowej części profilu (głęb. 3108,1–3113,8 m) pojawiają się pakstony bioklastyczne o równoległych teksturach, podścielone przez smużysty wakston intraklastowy. Wśród bioklastów dominują amfipory nad kalcisferami i małżoraczkami. Osobny zespół stanowią stylioliny. Udział dolomitu spada tutaj poniżej 30%, a stopień dolomityzacji – poniżej 190. Osady te reprezentują bardziej otwartomorską część basenu – skłon platformy węglanowej – i były deponowane w spokojnym środowisku sedymentacji, z pewnością poniżej normalnej podstawy falowania. Wskazują na to większy udział mikrytu, którego wymywanie było utrudnione, a także wymieszanie szczątków organizmów płytko- i otwartomorskich.

Wyższą część profilu formacji modryńskiej (3102,0–3107,6 m) ponownie budują dolosparstony. Powtórnie wzrasta tu udział dolomitu – do 84,0% i stopień dolomityzacji – maks. 854, a wśród szczątków organicznych pojawiają się stromatoporoidy i ramienionogi. Pierwotnie osady te mogły mieć charakter biolitytowy, zatarty podczas dolomityzacji późnodiagenetycznej (Radlicz, 1975).

Najwyższą część profilu (3096,8–3100,0 m) tworzą pakstony bioklastyczne oraz wakston intraklastowy i madston. Mają one równoległe lub smużyste tekstury. W pakstonach są obecne duże szczątki stromatoporoidów, mikrytowe tło skalne świadczy jednak o ich redeponowanym charakterze. W tej części profilu wzrasta zawartość mikrytu oraz wyraźnie spada stopień dolomityzacji. Osady te prawdopodobnie zostały zdeponowane na skłonie platformy węglanowej.

KARBON

Maria I. WAKSMUNDZKA

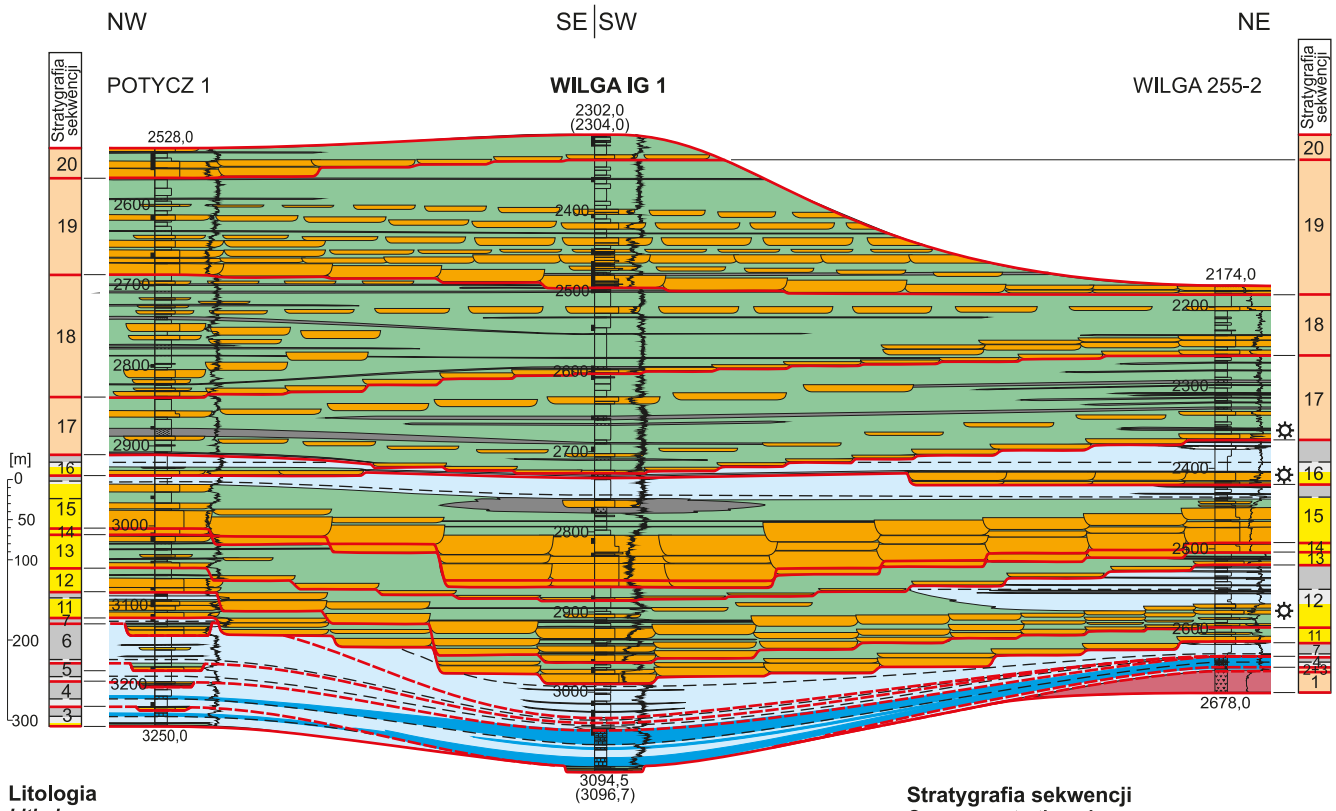
LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I SEDYMENTOLOGIA

Profil utworów karbonu wg pomiarów geofizycznych występuje na głęb. 2302,0–3094,5 m (miąższość 792,5 m), natomiast wg rdzeni – 2304,0–3096,7 m (miąższość 792,7 m). W podłożu karbonu występują utwory dewonu górnego (franu), powyżej natomiast leżą osady czerwonego spągowca górnego.

Profil w otworze Wilga IG 1 jest jednym z reperowych, na podstawie których autorka opracowała model stratygrafii sekwencji oraz podział globalny karbonu dla obszaru basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2005, 2008a, 2010a, 2018), jak również dla rejonu centralnej Polski (Waksmundzka, 2019). W wyżej wymienionych pracach przedstawiono korelacje profilu otworu Wilga IG 1 o generalnym przebiegu z północnego zachodu na południowy wschód, ilustrując wykształcenie litologiczno-facjalne oraz stratygrafię wzdłuż rozciągłości struktur geologicznych. W tej pracy profil otworu Wilga IG 1 dowiązano do mniej znanych profili, tj. otworu Potycz 1, oddalonego o ok. 8 km ku północnemu zachodowi, oraz Wilga 255-2, znajdującego się w odległości ok. 5 km ku północnemu wschodowi (fig. 1), gdzie wg interpretacji Tomaszczyka i Jarosińskiego (2017) występuje północno-zachodni kraniec strefy uskokowej Kocka. Litologia i stratygrafia karbonu w tych dwóch otworach została opracowana w ramach projektu archiwalnego wykonanego na zlecenie firmy FX Energy (Waksmundzka, 2007c). Korelacja litologiczno-facjalna i stratygrafia sekwencji (fig. 12, 13) ilustrują architekturę depozycyjną karbonu w północno-zachodniej części basenu, w której występuje złoże gazu Wilga (Roszkowska-Remin, ten tom). Umożliwia ona korelację litosomów zbiornikowych i uszczelniających z tego złoża z rejonem złoża ropy i gazu Stężyca oraz z profilami karbonu z centralnej Polski, przez analizowany profil otworu Wilga IG 1 (Waksmundzka, 2008a, 2019).

Litologia

Litologię utworów karbonu scharakteryzowano na podstawie opisu makroskopowego i analizy litofacjalnej rdzeni wiertniczych, analizy pomiarów geofizyki otworowej (Waksmundzka, 2005, 2008a, 2010a), jak również archiwalnego opisu rdzeni i próbek okruchowych, znajdującego się w dokumentacji wynikowej otworu (Niemczycka, Żelichowski, 1975). Profil karbonu przerdzeniowano w 22,6%, uzyskując sumaryczną długość rdzeni wynoszącą ok. 150 m. Rdzeniowanie było odcinkowe, w postaci interwałów osiągających najczęściej kilka metrów, pomiędzy którymi kilkudziesięciometrowe odcinki przewiercano gryzerem. Tylko



Litologia
Lithology

- iłowiec / *claystone*
- mułowiec / *siltstone*
- piaskowiec drobnoziarnisty / *fine-grained sandstone*
- piaskowiec średnioziarnisty / *medium-grained sandstone*
- piaskowiec gruboziarnisty / *coarse-grained sandstone*
- zlepieniec / *conglomerate*
- węgiel / *coal*
- iłowiec węglisty / *carbonaceous claystone*
- gleba stigmariowa / *stigmaria soil*
- wapień / *limestone*
- margiel / *marl*
- bazalt / *basalt*

- profilowanie gamma / *gamma-ray log*
- rdzeń wiertniczy / *core*
- 3094,5 głębokość geofizyczna [m] / *geophysical depth [m]*
- (3096,7) głębokość wiertnicza [m] / *drilling depth [m]*
- horyzont gazowy / *gas horizon*

Stratygrafia sekwencji
Sequence stratigraphy

- ciąg systemów wysokiego stanu HST / *highstand systems tract HST*
- ciąg transgresywny TST / *transgressive systems tract TST*
- ciąg systemów niskiego stanu LST / *lowstand systems tract LST*
- sekwencja nierozdzielona / *undivided sequence*
- granica sekwencji / *sequence boundary*
- przypuszczalna granica sekwencji / *supposed sequence boundary*
- powierzchnia maksimum zalewu / *maximum flooding surface*

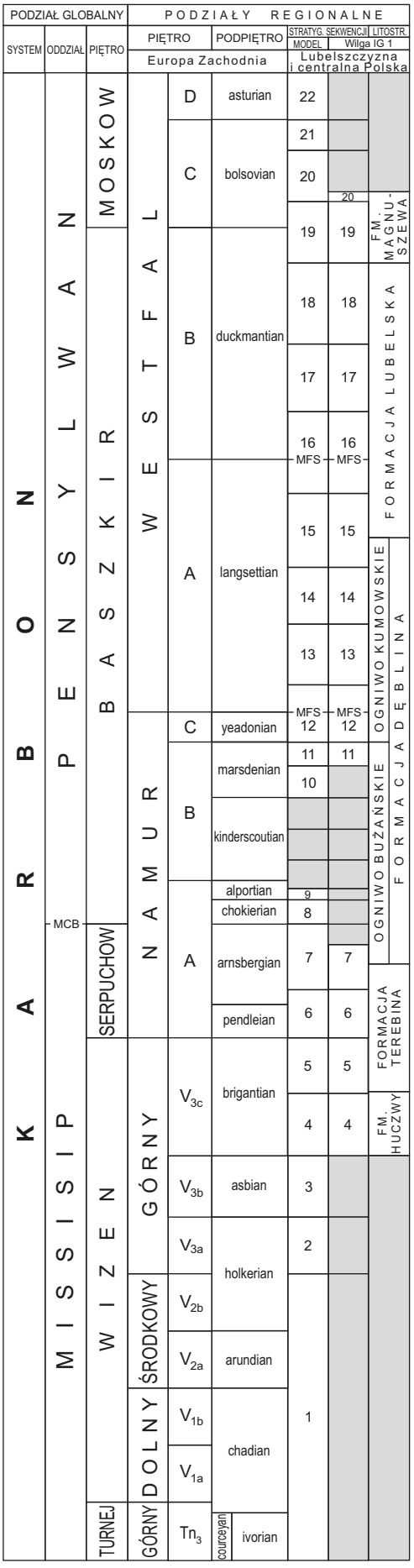
Środowiska depozycji i procesy
Depositional environment and processes

- wulkanizm / *volcanic*
- wcięta dolina, koryto rzeczne / *incised valley, fluvial channel*
- bagno torfowiskowe, rozwój wegetacji i procesów pedogenicznych / *peat swamp, overgrown by vegetation and pedogenic processes*
- wał brzegowy,stożek krewasowy, dno jeziora / *levee, crevasse splay, lake bottom*
- koryto rozprowadzające / *distributary channel*
- bagno torfowiskowe, rozwój wegetacji i procesów pedogenicznych / *peat swamp, overgrown by vegetation and pedogenic processes*
- prodelta, skłon delty, płytki szelf ilasty / *prodelta, delta front, clay shallow shelf*
- płytki szelf węglanowy / *carbonate shallow shelf*

rzeczna równia zalewowa / *fluvial floodplain*
równia deltowa / *delta plain*
delta płytkowodna / *inner-shelf delta*

Fig. 12. Korelacja litofacjalna i stratygrafia sekwencji utworów karbonu w rejonie otworu Wilga IG 1

Lithofacies correlation and sequence stratigraphy of the Carboniferous succession in the Wilga IG 1 borehole area



kilka rdzeni jest dłuższych, od kilkunastu do ok. 40 m, i są to interwały przy spągu i stropie karbonu oraz w wyższej części profilu.

Profil karbonu tworzą głównie mułowce i iłowce, natomiast piaskowce mają mniejszy udział i występują najczęściej w niższej oraz wyższej części profilu (fig. 12). Najrzadziej są spotykane wapienie, margle, zlepieńce, iłowce węgliste (łupki węglowe) i węgle. Największy udział miąższościowy mają iłowce, wśród których wyróżniono cztery typy. Występują one w warstwach o miąższości od 0,1 do ok. 29 m, jednak najczęściej wynosi ona poniżej kilku metrów. Pierwszy typ iłowców to ciemnoszare lub czarne skały, masywne, zawierające ramienionogi, tj. lingule, chonetesy, gigantoproduktusy oraz liczne okruchy innych skamieniałości. Rzadko jest spotykana w ich obrębie zwęglona sieczka roślinna oraz większe fragmenty flory. Drugi typ iłowców charakteryzuje się najczęściej ciemnoszarą barwą, ale w wyższej części profilu są spotykane barwy wskazujące na wtórne utlenienie, tj.: wiśniowoszare, wiśniowe, pstre, plamiste, zielonkawe, zielonoszare czy też czerwonobrązowe, brązowe, brązowoszare. Iłowce są warstwowane poziomo, rzadko spotyka się w ich obrębie zlustrowania kompakcyjne. Obecność zwęglonej sieczki roślinnej, większych fragmentów flory kalamitów, konkrecji syderytowych oraz syderytyzacji charakteryzuje iłowce barwy ciemnoszarej. W iłowcach innej barwy brak jest szczątków roślin, natomiast mogą być one żelaziste i zawierać konkrecje hematytowe. Kolejny typ iłowców to te, mające najczęściej barwę ciemnoszarą lub szarą, rzadko wiśniowoszarą, pstrą, które są gruzłowate oraz zawierają liczne zlustrowania kompakcyjne, zwęgloną sieczkę roślinną, duże fragmenty flory (witryn, fuzyn), stigmarie i apendiksy. Cechy te nadają tym skałom charakter tzw. gleby stigmariowej. Najrzadziej spotykane to iłowce węgliste (łupki węglowe), zawierające laminy czarnych iłowców i węgla kamiennego błyszczącego.

Fig. 13. Chronostratygrafia, stratygrafia sekwencji i litostratygrafia utworów karbonu w profilu otworu Wilga IG 1

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

luka stratygraficzna *stratigraphical gap*

MCB — granica śródkarbońska *Mid-Carboniferous Boundary*

STRATYG. SEKWENCJI — stratygrafia sekwencji *sequence stratigraphy*

– MFS – powierzchnia maksimum zalewu *maximum flooding surface*

LITOSTR. — litostratygrafia *lithostratigraphy*

FM. — formacja *formation*

Mułowce i rzadziej mułowce piaszczyste występują w warstwach o miąższości 0,05–19,00 m. W niższej części profilu są zwykle ciemnoszare lub szare, natomiast w wyższej, podobnie jak iłowce, mają barwę związaną z wtórnym utlenieniem, tj.: wiśniową, wiśniowoszarą, czerwonobrązową, zieloną, pstrą, beżową, szarobrązową, zielonoszarą. Skały te mogą być masywne lub laminowane poziomo, smużyście, faliście, soczewkowo, nieregularnie, a czasami zaburzone niestatecznymi warstwowaniami gęstościowymi. Jako zaburzenia są spotykane płaty piaszczyste, płaty deformacyjne, pogrązy, czy też warstwowanie rozdrobnione. W mułowcach jest spotykana zwęglona sieczka roślinna, duże fragmenty flory (witryn), pojedyncze stigmarie i apendiksy, konkrecje syderytowe, syderytyzacja, jasne łyszczyki i substancja węglista podkreślająca laminację. Czasami występują liczne spękania, które mogą być wypełnione czerwonymi zażelazieniami. Rzadko są spotykane pojedyncze zlustrowania kompakcyjne.

Piaskowce występują w profilu w postaci cienkich kilkucentymetrowych warstewek, jak również warstw o większej miąższości, dochodzącej do 63,5 m. Zwykle są barwy jasnoszarej, ale mogą być również szarobrązowe, szare, szarożółte, białe lub różowe. Najczęściej są to piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste, a rzadziej bardzo drobnoziarniste, kwarcowe, kwarcowo-skaleniowe, arkozowe, skaolinityzowane, sporadycznie syderytyczne lub krzemionkowo-wapniste. Czasami występuje duża ilość spoiwa kaolinitowego lub ilasto-żelazistego. Piaskowce mogą być masywne, warstwowane poziomo, przekątnie w dużej skali (fig. 14A), laminowane riplemarkowo, smużyście, faliście, soczewkowo. Mogą być warstwowane nieregularnie i zaburzone niestatecznymi warstwowaniami gęstościowymi, np. w postaci płatów piaszczystych, kanałów odwodnieniowych lub bioturbacyjnie. W wyższej części profilu laminacja może być podkreśla czerwoną barwą, natomiast w niższej na powierzchniach lamin występuje zwęglona sieczka roślinna, substancja węglista, jasne łyszczyki, a czasami syderytyzacja. W obrębie piaskowców są spotykane cienkie (1–2 cm) laminy iłowcowe lub mułowcowe, smugi ilaste, węgliste, żwir kwarcowy, lidytowy, liczne klasty ilaste, syderytowe, mułowcowe (fig. 14B), węgliste (fig. 14B), duże fragmenty zwęglonej flory kalamitów,

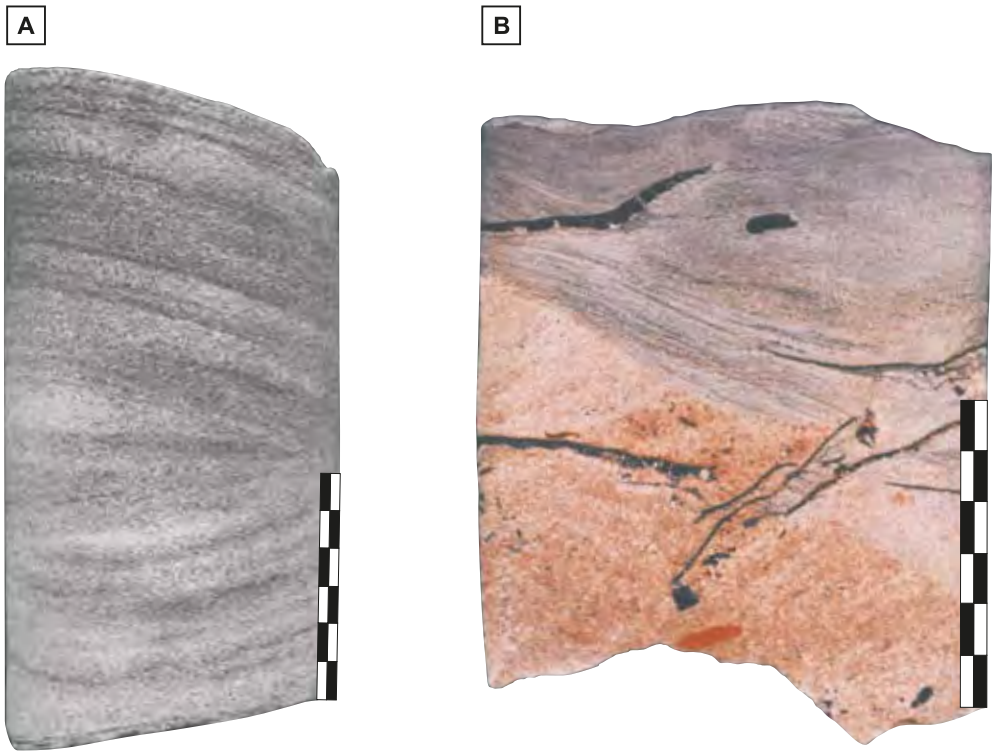


Fig. 14. Przykłady piaskowców z profilu karbonu; odcinek skalowy równy 1 cm

A. Piaskowiec średnioziarnisty warstwowany przekątnie w dużej skali; głęb. 2492,2–2492,4 m. **B.** W niższej części piaskowiec drobnoziarnisty masywny z brązowymi klastami syderytowymi i czarnymi węglistymi; w wyższej części duży klast mułowcowy z widoczną laminacją smużystą tworzący wraz z klastami węglistymi strukturę parasolowatą; głęb. 2488,8–2488,9 m

Examples of sandstones in the Carboniferous section; units on scale bar equal 1 cm

A. Medium-grained large-scale cross-stratified sandstone; depth 2492.2–2492.4 m. **B.** In the lower part fine-grained massive sandstone with brown siderite and black carbonaceous clasts; in the upper part big muddy clast with flaser lamination formed the umbrella structure with carbonaceous clasts; depth 2488.8–2488.9 m

rzadko stigmarie. Zlepieńce występują sporadycznie. Opisano cienką wkładkę (0,1 m) w obrębie piaskowców, złożoną z klastów syderytowych spojonych piaskowcem gruboziarnistym, oraz warstwę zlepieńca ze spągu karbonu o miąższości 0,45 m, składającą się z klastów wapieni spojonych piaskowcem drobnoziarnistym. Węgle są spotykane w profilu w postaci kilkunastu warstw o miąższości 0,3–1,2 m, stwierdzonych na podstawie analizy pomiarów geofizyki otworowej.

Chronostratygrafia i stratygrafia sekwencji

Pierwszy podział chronostratygraficzny karbonu w profilu otworu Wilga IG 1, znajdujący się w dokumentacji wynikowej, opracowali Żelichowski i in. (1975). Wydzielili oni podane poniżej jednostki, których granice wyznaczono na podstawie analizy pomiarów geofizyki otworowej, w nawiasie podano miąższość:

- westfal dolny (A–B) + westfal C (?), na głęb. 2302,0–2965,0 m (663,0 m);
- namur + wizen górny, na głęb. 2965,0–3094,5 m (129,5 m) – podział widniejący na karcie otworu, znajdującej się w dokumentacji, różni się od podanego powyżej brakiem westfalu C(?).

Najstarszy podział został zmodyfikowany na podstawie wyników przeprowadzonych badań makro- i mikrofaunistycznych, florystycznych oraz miosporowych, które udokumentowały obecność wizenu, namuru i westfalu (Żelichowski i in., 1983). Wyróżniono następujące jednostki, których granice geofizyczne znajdują się na podanych głębokościach, w nawiasie podano miąższość:

- westfal B, na głęb. 2302,0–2720,0 m (418,0 m);
- westfal A, na głęb. 2720,0–2962,5 m (242,5 m);
- namur B–C, na głęb. 2962,5–2993,0 m (30,5 m);
- namur A, na głęb. 2993,0–3044,5 m (51,5 m);
- wizen górny, na głęb. 3044,5–3094,5 m (50,0 m).

W ww. pracy nie podano definicji granic chronostratygraficznych, poza wyznaczeniem ich głębokości na profilu litologicznym. Jednak, jak wynika z podanej przez autorów szczegółowej charakterystyki wykształcenia litologicznego jednostek litostratygraficznych, granice chronostratygraficzne wyznaczono w miejscach wyraźnej zmiany litologicznej, np w spągu lub stropie ławicy piaskowca, i w niższej części profilu karbonu pokrywają się z granicami jednostek litostratygraficznych.

Zaproponowana w tym tomie chronostratygrafia i podział na jednostki globalne (fig. 13) został opracowany na podstawie metodologii stratygrafii sekwencji (fig. 12), której założenia metodologiczne oraz najważniejsze wyniki znajdują się we wcześniejszych pracach autorki (Waksmundzka, 2006, 2008ab, 2010ab, 2012a, 2013). Podział karbonu w części północno-zachodniej basenu lubelskiego powstał na podstawie korelacji litologiczno-facjalnej ośmiu profili otworów, w tym charakteryzowanego profilu otworu Wilga IG 1, wyznaczenia granic sekwencji depozycyjnych, a następnie dowiązania ich do modelu stratygrafii sekwencji oraz globalnego podziału karbonu (Waksmundzka, 2005, 2008a, 2010a). W niniejszym tomie profile otworów Wilga IG 1, Wilga 255-2 oraz Potycz 1 skorelowano z nowszym (fig. 12, 13) niż w ww. pracach modelem stratygrafii sekwencji, w którym wprowadzono zmiany w obrębie wieku sekwencji 1, określonym na turnej górny–wizen środkowy (Waksmundzka, 2018). Jednak modyfikacja modelu nie wpłynęła na podział w profilu otworu Wilga IG 1, gdyż karbon zaczyna się tutaj dopiero od sekwencji 4. Przebieg granic sekwencji w niższej części profilu jest bardziej hipotetyczny, ponieważ w spągach sekwencji 5–7 nie występują piaskowce koryt rzecznych i wciętych dolin, a granice postawiono jako korelatywne zgodności. Jedna modyfikacja jaką wprowadzono w najwyższej części profilu dotyczy przesunięcia dolnej niezgodności sekwencji 20 o ok. 80 m wyżej, w stosunku do jej pozycji zaproponowanej w pracy Waksmundzkiej (2008a *vide* fig. 2). Zmiana przebiegu tej granicy jest związana z wynikami korelacji z nowymi profilami otworów, m.in. Potycz 1 (fig. 12), na których granica ta jest lepiej identyfikowalna (Waksmundzka, 2007c).

Na korelacji litologiczno-facjalnej jako poziom odniesienia przyjęto powierzchnię maksimum zalewu sekwencji 16, która często na krzywej profilowania gamma manifestuje się w postaci maksimum, jak np. w profilu Potycz 1, i która koreluje się (Waksmundzka, 2010a) z dobrze datowanym paleontologicznie izochronicznym horyzontem faunistycznym *Dunbarella* (Musiał, Tabor, 1988). W profilu otworu Wilga IG 1 maksimum to zostało zerodowane, ale na wyznaczanie jego pozycji pozwoliła korelacja z otworami sąsiednimi. W profilach badanych otworów występuje również drugie charakterystyczne maksimum zalewu sekwencji 7, identyfikowane w miejscu wyraźnego piku na krzywej profilowania gamma, które odpowiada drugiemu dobrze datowanemu horyzontowi faunistycznemu *Posidonia* I (Musiał, Tabor, 1988). W rejonie tym nie występuje natomiast trzecie maksimum sekwencji 8, używane do korelacji w centralnej i południowo-wschodniej części basenu, związane z horyzontem faunistycznym *Posidonia* II, które również zostało zerodowane. Jednak obecność dwóch charakterystycznych maksimum sekwencji 7 oraz 16 umożliwiła dowiązanie modelu stratygrafii sekwencji, zarówno do globalnego, jak i zachodnioeuropejskiego podziału karbonu (fig. 12, 13).

Granice nieformalnych zachodnioeuropejskich pięter karbonu wyznaczono ze względów praktycznych, gdyż umożliwia to korelację z tymi profilami w basenie lubelskim, w których nie są wykreowane piętra globalne, i które stanowią zdecydowaną większość. Piętra wydzielono w następujących przedziałach głębokościowych, w nawiasach podano miąższość:

- westfal C, na głęb. 2302,0 [wg rdzenia 2304,0]–2431,5 m (129,5 m);
- westfal B, na głęb. 2431,5–2726,0 m (294,5 m);
- westfal A, na głęb. 2726,0–2900,0 m (174,0 m);
- namur C, na głęb. 2900,0–2962,5 m (62,5 m);
- namur B, na głęb. 2962,5–2988,0 m (25,5 m);
- namur A, na głęb. 2988,0–3038,5 m (50,5 m);
- wizen górny, na głęb. 3038,5–3094,5 / 3096,7 m (56,0 m).

Przedstawiony podział różni się od podziału wykreowanego przez Żelichowskiego i in. (1983) przede wszystkim wydzieleniem utworów westfalu C, których przypuszczalną obecność widzieli Żelichowski i in. (1975), ale ostatecznie nie została ona potwierdzona w ww. pracy. Jednak obecność utworów wyższej części sekwencji 19, jak też sekwencji 20, zarówno w profilach otworów Wilga IG 1 i Potycz 1, jak i większości otworów z północno-zachodniej części basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2008a), z wyjątkiem profilu otworu Wilga 255-2, który jest mocno zredukowany w części przystropowej, wskazuje na występowanie utworów tego piętra. Tę obecność potwierdza również weryfikacja wyników badań palinologicznych zamieszczona w tym tomie (Trzepierczyńska, Kmiecik, ten tom).

Charakterystyka litofacjalna profilu stratygraficznego

Wizen. Spąg wizenu pokrywa się ze spągiem karbonu oraz dolną niezgodnością sekwencji 4, która wraz z sekwencją 5 odpowiadają temu piętru. Strop wizenu wyznaczono w przypuszczalnym stropie sekwencji 5, który arbitralnie przyjęto w stropie mułowców deltowych na głęb. 3038,5 m. W północno-zachodniej części basenu lubelskiego wykształcenie litologiczno-facjalne nie pozwala na pewne określenie górnej niezgodności sekwencji 5, ze względu na brak utworów koryt rzecznych i wciętych dolin lub innych osadów lądowych (Waksmundzka, 2008a, 2010a). W spągu wizenu występują zlepieńce i mułowce powstałe w czasie niskiego stanu względnego poziomu morza (WPM) w korycie rzecznym oraz na obszarze równi zalewowej. Wyższa część wizenu jest wykształcona jako wapienie i margle powstałe na obszarze płytkiego szelfu węglanowego oraz iłowce i mułowce związane ze środowiskiem delty płytkowodnej i płytkiego szelfu ilastego. Utwory te powstawały w czasie podnoszenia się i wysokiego stanu WPM.

Serpuchow. Utwory serpuchowu są reprezentowane przez sekwencję 6 oraz niższą część sekwencji 7. Jego przypuszczalny spąg pokrywa się ze spągiem iłowców, a zarazem dolną granicą sekwencji 6, wyznaczoną arbitralnie na głęb. 3038,5 m. Strop serpuchowu przebiega wzdłuż dolnej niezgodności sekwencji 11. W profilu nie stwierdzono erozyjnie usuniętych utworów wyższej części sekwencji 7 oraz sekwencji 8–10. Ich brak łączy się z występowaniem luki stratygraficznej, obejmującej wyższy serpuchow–najniższy baszkir, co w podziale zachodnioeuropejskim odpowiada podpiętrom wyższy arnsbergian–niższy marsdenian. Obecność luki o tak dużej rozpiętości jest notowane również w innych profilach, zarówno w północno-zachodniej, jak i wschodniej części basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2007a, 2008a, 2010a, 2018). W profilu serpuchowu występują mułowce i iłowce powstałe w środowisku delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego w czasie podnoszenia i wysokiego stanu WPM.

Baszkir. Spąg baszkiru jest tożsamy z dolną niezgodnością sekwencji 11, jak również wyznacza granicę śródkarbońską pomiędzy missisipem a pensylwanem. Do baszkiru włączono sekwencje 11–18 oraz niższą cześć sekwencji 19 do stropu miąższego kompleksu piaskowców korytowych na głęb. 2431,5 m, w którym arbitralnie przyjęto strop baszkiru (Waksmundzka, 2008a). W obrębie sekwencji 11–15 oraz niższej części sekwencji 19 przeważają piaskowce koryt rzecznych, powstałe w czasie wypełniania koryt rzecznych zwykle we wciętych dolinach u schyłku niskiego stanu WPM. W tego typu piaskowcach, należących do sekwencji 12, 16 i 17, występują trzy horyzonty gazowe w złożu Wilga. Podobnej genezy i wieku są dwa horyzonty gazowe, występujące w sekwencjach 12 i 16, w złożu Stężyca (Waksmundzka, 2008a).

Przeławicające się z piaskowcami iłowce, mułowce, gleby stigmariowe, iłowce węgliste i węgle są związane z różnymi subśrodowiskami rzecznych równi zalewowych, które rozwijały się wielokrotnie w miejscu wypełnionych osadami koryt rzecznych, zarówno w czasie niskiego stanu WPM, jak i jego podnoszenia oraz wysokiego stanu. W wyższej części sekwencji 15 oraz w sekwencjach 17–18 zdecydowanie dominują pod względem miąższości mułowce, którym towarzyszą iłowce, gleby stigmariowe, iłowce węgliste i węgle, które również powstały na rzecznych równiach zalewowych. Rzadko występujące w profilu ławice piaskowców o małej miąższości reprezentują środowisko koryt rzecznych. Jedynie w najwyższej części sekwencji 15 oraz sekwencji 16 są spotykane utwory powstałe w środowisku delty płytkowodnej i płytkiego szelfu ilastego.

Moskow. Najwyższa część profilu karbonu, włączona do moskowu i obejmująca wyższą cześć sekwencji 19 oraz najniższą cześć zredukowanej w stropie sekwencji 20, jest wykształcona głównie jako iłowce, mułowce oraz towarzyszące im nieliczne piaskowce, które również reprezentują środowisko rzecznych równi zalewowych oraz koryt rzecznych.

Litostratygrafia

W tekście dokumentacji wynikowej otworu Wilga IG 1 nie umieszczono w opisie profilu litologiczno-stratygraficznego karbonu nazw jednostek litostratygraficznych. Zrobiono to jedynie na karcie otworu, na której dwie nazwy są podane w skrócie i bez objaśnienia oraz nie podano głębokości spągu tych jednostek. W celu uporządkowania poniżej podano jednak pełne nazwy jednostek litostratygraficznych, rozwijając skróty powszechnie znanych nazw i wyznaczając głębokości granic, gdyż są one takie same jak w późniejszym podziale. Wydzielono nazwy jednostek w nawiązaniu do podziału (fig. 15) wykreowanego przez Porzyckiego i Żelichowskiego (1977 *vide* Porzycki, 1979). Podana w nim nazwa formacji lubelskiej została rozszerzona przez dodanie określenia „węglonośna", czego nie przewiduje podział z ww. pracy. Wcześniejsze podziały, znane z innych profili karbonu lubelskiego (fig. 15), jak np.: Cebulaka i Porzyckiego (1966), Żelichowskiego (1969) czy też Porzyckiego (1971 *vide* Porzycki, 1979), w profilu otworu Wilga IG 1 nie były stosowane. Wymienione poniżej jednostki wyróżniono w następujących przedziałach głębokościowych, określonych na podstawie pomiarów geofizycznych, w nawiasach podano miąższość:

– lubelska formacja węglonośna, na głęb. 2302,0–2800,0 m (498,0 m);

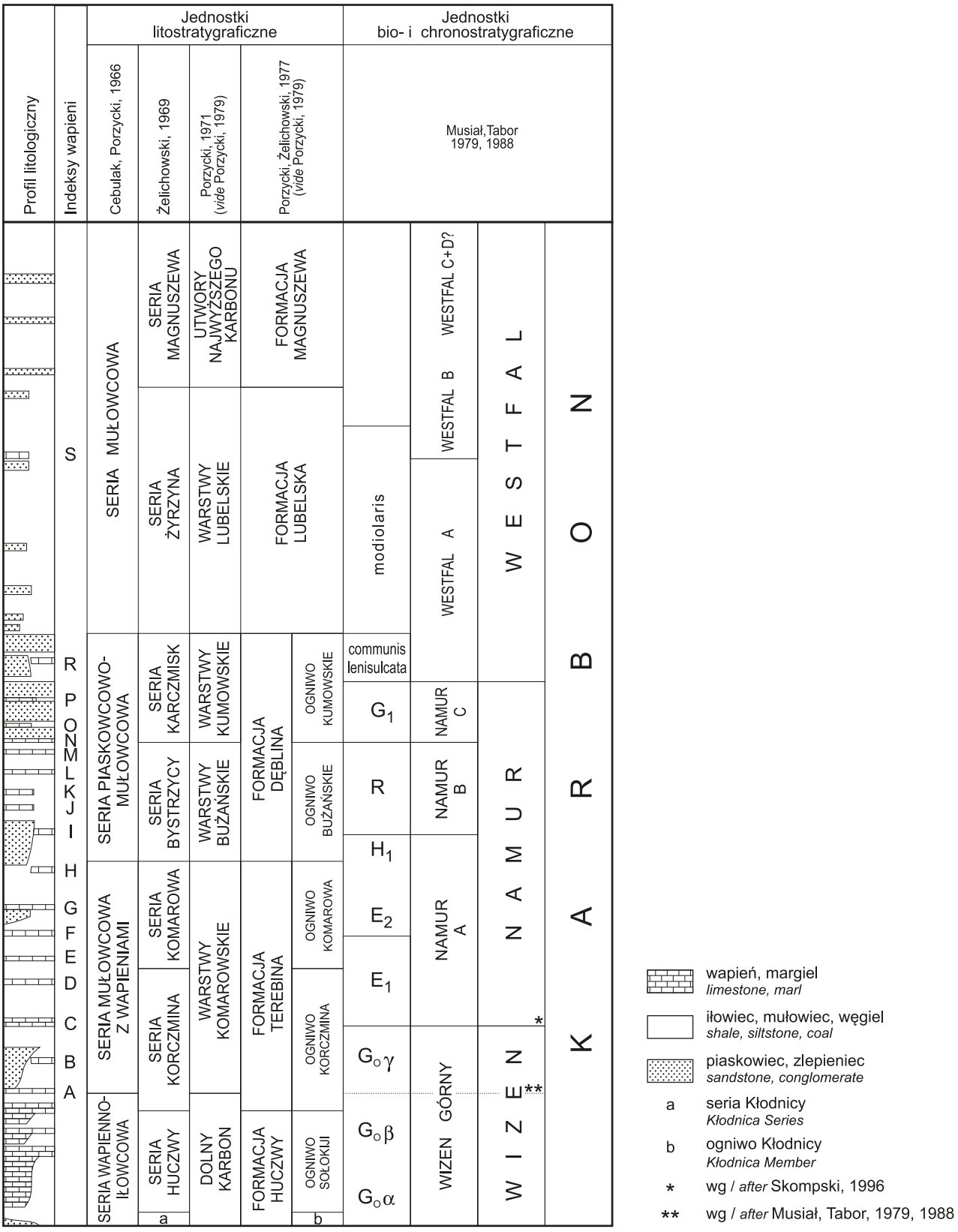


Fig. 15. Podziały lito-, bio- i chronostratygraficzne karbonu basenu lubelskiego

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

– formacja dęblińska, na głęb. 2800,0–2993,0 m (193,0 m);
– ogniwo kumowskie, na głęb. 2800,0–2962,5 m (162,5 m);
– ogniwo bużańskie, na głęb. 2962,5–2993,0 m (30,5 m);
– formacja Terebina, na głęb. 2993,0–3044,5 m (51,5 m);
– formacja Huczwy, na głęb. 3044,5–3094,5 m (50,0 m).

W pracy Żelichowskiego i in. (1983) podział ten został lekko zmodyfikowany, gdyż w najwyższej części profilu wyróżniono jeszcze formację magnuszewską. W niniejszym tomie autorka, bazując na granicach podanych w ww. pracy, zaproponowała nazwy jednostek litostratygraficznych (fig. 13, 15), które wiernie nawiązują do podziału Porzyckiego i Żelichowskiego (1977 *vide* Porzycki, 1979). Dla granic przebiegających w rdzeniach, oprócz geofizycznych, podano również głębokości wiertnicze. Wyróżniono następujące jednostki w podanych przedziałach głębokości, w nawiasach umieszczono miąższość:

– formacja Magnuszewa, na głęb. 2302,0–2494,0 m (192,0 m) / 2304,0 –2493,4 m (189,4 m);
– formacja lubelska, na głęb. 2494,0/2493,4–2800,0 m (306,6 m);
– formacja Dęblina, na głęb. 2800,0–2993,0 m (193,0 m);
– ogniwo kumowskie, na głęb. 2800,0–2962,5 m (162,5 m);
– ogniwo bużańskie, na głęb. 2962,5–2993,0 m (30,5 m);
– formacja Terebina, na głęb. 2993,0–3044,5 m (51,5 m);
– formacja Huczwy, na głęb. 3044,5–3094,5/3096,7 m (52,2 m).

Granice ww. jednostek litostratygraficznych porównano z granicami sekwencji depozycyjnych oraz z chronostratygraficznym podziałem karbonu w profilu otworu Wilga IG 1 (fig. 13). Na tej podstawie określono rozpiętość czasową tych jednostek i porównano z danymi literaturowymi. Wiek formacji Huczwy obejmuje wyższy wizen (wyższy wizen górny), bez jego części przystropowej, natomiast formacji Terebina – najwyższy wizen–wyższy serpuchow (najwyższy wizen górny–wyższy namur A). Ogniwo bużańskie, należące do formacji Dęblina, odpowiada najwyższemu serpuchowowi–najniższemu baszkirowi (najwyższy namur A–namur B), a drugie ogniwo kumowskie – niższemu baszkirowi (namur C–niższy westfal A). Wiek formacji lubelskiej określono na wyższy baszkir (wyższy westfal A–niższy westfal B), a formacji Magnuszewa – najwyższy baszkir–niższy moskow (wyższy westfal B–niższy westfal C). Porównanie rozpiętości czasowej ww. jednostek litostratygraficznych z ich wiekiem podawanym w literaturze (fig. 13, 15) wykazało, że różni się on w przypadku najniższych formacji Huczwy i Terebina, a dla pozostałych jednostek jest zgodny. Mniejsze lub większe różnice w wieku jednostek litostratygraficznych stwierdzono również w wielu innych profilach karbonu z basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2007a, b; 2008a, b; 2011, 2012b, 2014, 2018), co potwierdza diachroniczny przebieg ich granic, które w starszej literaturze uchodzą za izochroniczne (Porzycki, Żelichowski, 1977 *vide* Porzycki, 1979). Tym samym korelacje utworów karbonu oparte jedynie na jednostkach litostratygraficznych są dużo bardziej hipotetyczne niż te wyznaczone na podstawie granic chronostratygraficznych.

Stanisław SKOMPSKI

WYNIK BADAŃ BIOSTRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW KARBONU NA PODSTAWIE KONODONTÓW I GLONÓW

Konodonty i glony wapienne uzyskane z profilu otworu Wilga IG 1 pochodzą z głęb. 3047,1–3051,0 m, a więc ze stropowej partii miąższego kompleksu wapiennego, występującego w spągowej części profilu. Dotychczasowe badania wykazały, że ławice wapienne kilku-, kilkunastometrowej miąższości pojawiają się w wizeńskiej części profilu karbonu Lubelszczyzny lub stanowią tzw. wapień F, datowany na serpuchow (najniższą część namuru A w tradycyjnym podziale zachodnioeuropejskim). Zagadnienie przynależności stratygraficznej badanych warstw jest więc istotne dla zrozumienia architektury sedymentacyjnej i dla konstrukcji schematu stratygraficzno-sekwencyjnego. Analiza występowania glonów wapiennych oraz konodontów mogła rozwiązać ten problem, aczkolwiek identyfikacja granicy między serpuchowem a wizenem jest wyjątkowo trudnym zadaniem stratygraficznym. Od kilkunastu lat granicę tę wyznacza się na podstawie pojawienia się konodontowego gatunku *Lochriea ziegleri* (Nemirovskaya, Perret et Meischner) (Skompski i in., 1995), ale jak dotąd nie ma ona statusu formalnego. Frekwencje konodontów w krytycznym interwale pogranicza zazwyczaj są niewielkie, a różnice morfologiczne gatunku *L. ziegleri* w stosunku do gatunków pokrewnych tego rodzaju są bardzo subtelne. Bardzo pomocne w określeniu interwału pogranicza dwóch pięter są glony wapienne, bowiem nastąpił wtedy rozkwit łatwo identyfikowalnego gatunku *Calcifolium okense* (Shvetsov et Birina). Rozkwit ten obejmuje jednak całe pogranicze jednostek stratygraficznych i tym samym niemożliwe jest rozdzielenie najwyższego wizenu od najniższego serpuchowu. Trzecia grupa mikroskamieniałości, która powinna dać stosunkowo dokładne wyniki – otwornice bentoniczne – również wykazuje niewielką zmienność w dyskutowanym interwale i nie wnosi rozstrzygających informacji stratygraficznych.

Wapienie, które były przedmiotem badań to wapienie gruzłowe, reprezentujące mikrofację otwornicowo-ślimakową z wyjątkowo licznymi otwornicami i strukturami bioturbacyjnymi (fig. 16). W dwóch próbkach oznaczono następujące taksony:

– glony wapienne:
  • próbka z głęb. 3049,0 m *Calcifolium okense* (pojedyncze);

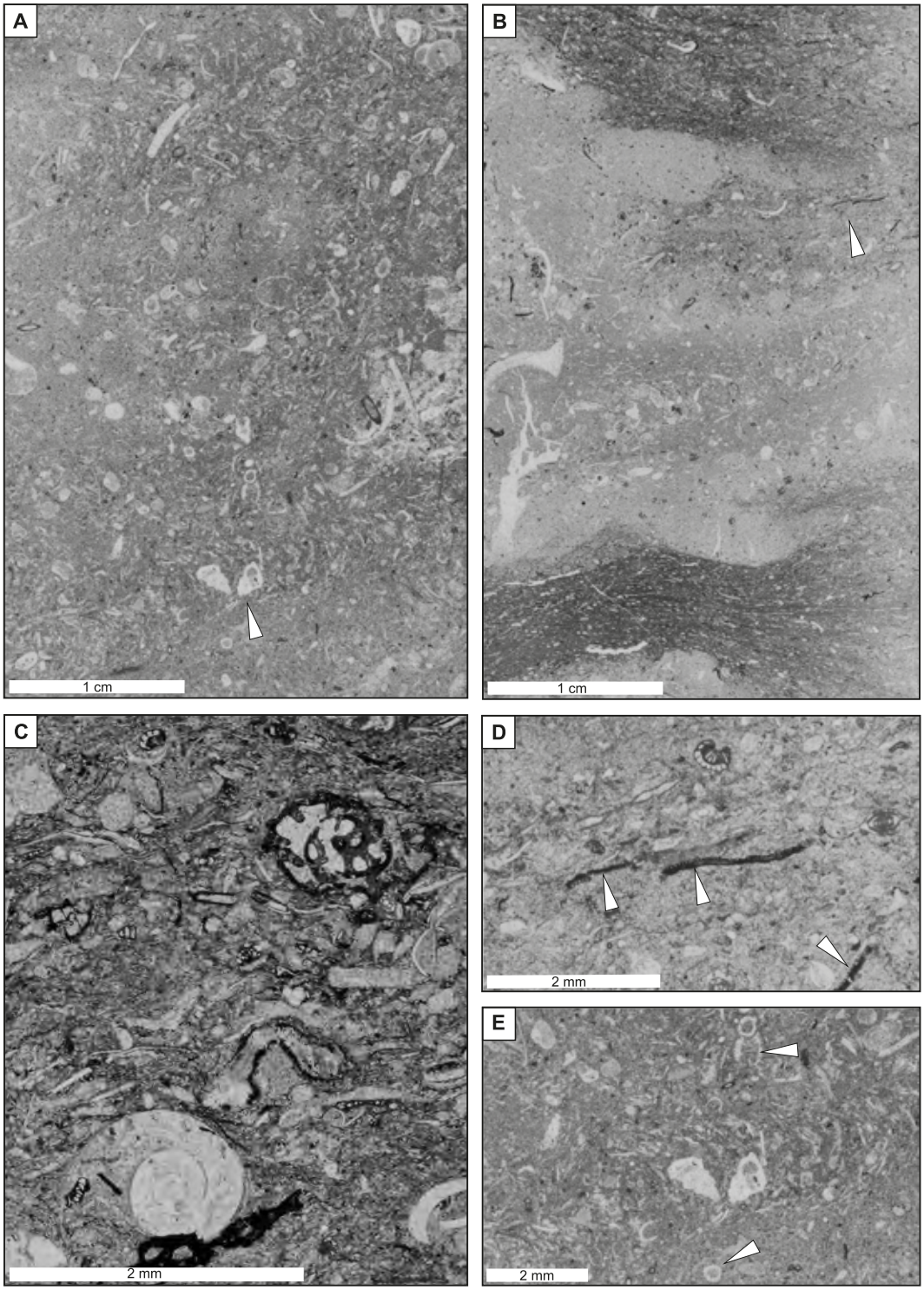


Fig. 16. Mikrofacje i glony wizeńskie

A. Mikrofacja otwornicowo-ślimakowa; próbka z głęb. 3051,0 m; biała strzałka wskazuje miejsce powiększone na fig. 16E. **B.** Mikrofacjalny obraz epigenetycznego gruzła wapiennego; próbka z głęb. 3049,0 m; biała strzałka wskazuje miejsce powiększone na fig. 16D. **C.** Szczegóły mikrofacji ślimakowo-otwornicowej; próbka z głęb. 3047,1 m. **D.** Fragment płytki cienkiej z fig. 16B – strzałki wskazują glon *Calcifolium okense*. **E.** Fragment płytki cienkiej z fig. 16A – strzałki wskazują nieoznaczalne glony dazykladowate

Visean microfacies and algae

A. Foraminiferal-gastropod microfacies; depth of sample 3051.0 m; white arrow indicate an area enlarged on the Fig. 16E. **B.** Microfacies section of epigenetic calcareous nodule; depth of sample 3049.0 m; white arrow indicate an area enlarged on the Fig. 16D. **C.** Details of foraminiferal-gastropod microfacies; depth of sample 3047.1 m. **D.** Fragment of thin section illustrated on the Fig. 16B; arrows indicate algae Calcifolium okense. **E.** Fragment of thin section illustrated on the Fig. 16A; arrows indicate undet. dasycladacean algae

- próbka z głęb. 3051,0 m nieoznaczalne glony dazykladowate;

– konodonty:
  - próbka z głęb. 3049,0 m *Gnathodus girtyi girtyi*
  - *Gnathodus girtyi meischneri* (2 okazy);
  - próbka z głęb. 3051,0 m nieoznaczalne formy gałązkowe.

Obydwie formy konodontowe pojawiają się w najwyższym wizenie i ich występowanie kontynuuje się w najniższym namurze. Są one charakterystyczne dla wizeńskiego poziomu *nodosa* lub serpuchowskiego poziomu *cruciformis* (zonacja wg Skompskiego, 1996, 1998).

Podobny rezultat daje analiza zasięgu glonów z gatunku *Calcifolium okense*. Pojawił się on w najwyższym wizenie i trwał w najniższym serpuchowie. Pewną przesłanką, chociaż mało wiarygodną przy tak niewielkiej liczbie analizowanych próbek, jest częstość występowania okazów tego glonu. Jego masowe pojawianie się jest charakterystyczne dla najwyższej części wizenu i dolnego serpuchowu (poziom *Calcifolium punctatum*). Występowanie jednostkowe, obserwowane w badanych próbkach, sugeruje pozycję niższą stratygraficznie niż poziom rozkwitu. W odniesieniu do schematu stratygraficzno-sekwencyjnego (Waksmundzka, 2010a) mogą to być późnowizeńskie sekwencje 4–5.

Krystian WÓJCIK

WYNIK BADAŃ BIOSTRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW KARBONU NA PODSTAWIE OTWORNIC

Otwornice z utworów karbonu w otworze Wilga IG 1 przeanalizowano w trzech płytkach cienkich z głęb.: 3047,1; 3049,0 i 3051,0 m. Próbki pochodzą z formacji Huczwy, datowanej na górny wizen (Waksmundzka, ten tom). Liczebność otwornic jest bardzo duża i przekracza 200 okazów w płytce. Wśród otwornic najliczniej są reprezentowane rodzaje *Archaediscus, Endothyra, Endothyranopsis, Eostaffela, Pseudoendothyra*, pojawiają się również pojedyncze okazy z rodzajów *Consobrinella, Forchia*/*Forchhiella, Janischewskina, Koskinotextularia, Plectostaffella, Pojarkovella* i *Tetrataxis* (tab. 5). Dość wyraźnie zaznacza się zróżnicowanie zespołów otwornic pod względem wykształcenia litologicznego: archediskusy dominują w kilkumilimetrowych smugach ilastych, pozostałe taksony przeważają w czystym matriksie węglanowym.

Do analizy paleontologicznej wykorzystano następujące prace: Conila i Lysa (1964, 1977), Pirleta i Conila (1974), Vacharda (1977), Paproth i in. (1983), Devuyst i Kalvody (2007), Cozara i in. (2011, 2016), Grovesa i in. (2012) oraz Zandkarimiego i in. (2016). Analizę stratygraficzną przeprowadzono na podstawie prac: Conila i in. (1976), Kalvody (2002) i Potyego i in. (2006). W świetle badań autora niniejszego rozdziału (Wójcik, 2012) wydaje się, że dla obszaru Lubelszczyzny najbardziej zasadne będzie zastosowanie morawskiej zonacji otwornicowej (Kalvoda, 2002).

Wyniki oznaczeń paleontologicznych wraz z ich diagnozą stratygraficzną zostały podsumowane w tabeli 5, a otwornice, które były podstawą diagnozy stratygraficznej, zilustrowano na figurze 17.

Zespół otwornic z interwału głęb. 3047,1–3051,0 m reprezentuje górny wizen – najprawdopodobniej poziomy Cf6αβ/V3bαβ (Conil i in., 1976), które odpowiadają na Morawach dolnej części poziomu *Neoarchaediscus*. Taką diagnozę stratygraficzną uwiarygadnia obecności licznych eostaffelli, które w Europie Zachodniej (Belgia i północna Francja) pojawiają się w górnym wizenie, nie wcześniej niż w Cf4γ/V1b γ (Conil i in., 1976; Kalvoda, 2002 *vide* fig. 6). Zasięg stratygraficzny badanego zespołu zawęża od dołu obecność rodzaju *Koskinotextularia* oraz pojarkovelli zbliżonych do formy *P. nibelis*, które pojawiają się tam dopiero z początkiem Cf5/V2bα. FAD tych taksonów wyznacza na Morawach dolną granicę poziomu *Pojarkovella nibelis* Durkina, znikają one natomiast w dolnej części poziomu *Neoarchaediscus*. Tylko w dolnej części tego poziomu mają szansę współwystępować z *Endothyranopsis crassus* (Brady) (Kalvoda, 2002). Szersze jest współwystępowanie *Koskinotextularia* sp., *Pojarkovella nibelis* Durkina z *Endothyranopsis crassus* (Brady) w Europie Zachodniej, gdzie trwa aż do końca wizenu.

Za wąską interpretacją przedziału stratygraficznego przemawia fakt, że dolna część poziomu *Neoarchaediscus* dokładnie odpowiada wschodnioeuropejskiemu poziomowi *Eostaffella proikensis* (Kalvoda, 2002 *vide* fig. 24) – okaz zbliżony do tego gatunku znaleziono w próbce z głęb. 3049,0 m. Co więcej, w badanym zespole zupełnie brak przedstawicieli rodzaju *Howchinia* – charakterystycznych dla wyższej części poziomu *Neoarchaediscus* na Morawach i najwyższego wizenu (zon Cf6γ/V3b γ) w Europie Zachodniej (Kalvoda, 2002).

Tabela 5

Otwornice karbońskie z otworu wiertniczego Wilga IG 1

Carboniferous foraminifers from the Wilga IG 1 borehole

Płytki cienkie (głębokość w m) Thin sections (depth in m)	3047,1	3049,0	3051,0
Litostratygrafia → Lithostratigraphy	formacja Huczwy Huczwa Formation		
Piętra stratygraficzne → Stratigraphic stages	GÓRNY WIZEN UPPER VISEAN		
Poziomy otwornicowe (Kalvoda, 2002) → Foraminiferal zones	Neoarchaediscus		
Poziomy otwornicowe (Conil i in., 1976) → Foraminiferal zones	Cf6αβ/V3bαβ		
ARCHAEDISCIDAE			
Archaediscus cf. *stilus* Grozdilova et Lebedeva	+		
Archaediscus sp.	+	++	+
Archaediscus cf. *mölleri* Rauser-Chernoussova		++	
ENDOTHYRINAE			
Endothyra sp.	+	+	++
ENDOTHYRANOSPINAE			
Endothyranopsis crassus (Brady)		+	
Endothyranopsis sp.	+	++	++
LOEBLICHIIDAE			
Pojarkovella sp.			+
BRADYININAE			
Janischewskina sp.		+	
OZAWAINELLIDAE			
Eostaffella parastruvei Rauser-Chernoussova	+++	++	+
Eostaffella cf. *proikensis* Rauser-Chernoussova		+	
Eostaffella sp.	+++	+++	++
cf. *Eostaffella* sp.	+++	+++	++
Plectostaffella sp.	+	+	
STAFFELLIDAE			
Pseudoendothyra struvei Möller	+	++	
Pseudoendothyra sp.	+	++	+
PALAEOTEXTULARIIDAE			
Koskinotextularia sp.		+	
Consobrinella sp.			+
TETRATAXIDAE			
Tetrataxis cf. *paraminimus* Vissarinova			+
TOURNAYELLIDAE			
Forchia/*Forchiella* sp.	+		+

\+ pojedyncze / single
++ umiarkowanie liczne / intermediate numerous
+++ liczne (>20) / numerous (>20)

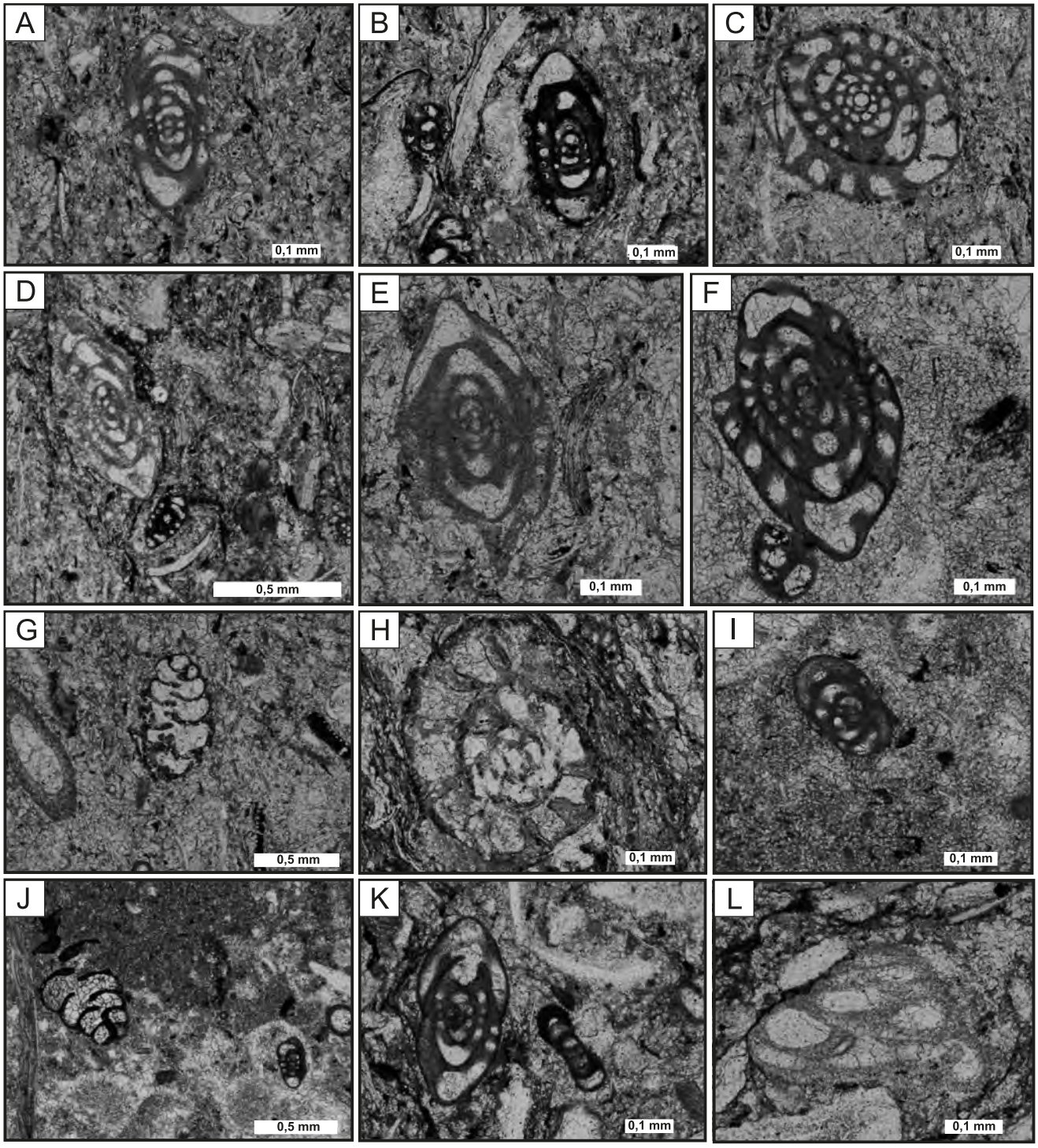


Fig. 17. Otwornice wapienne

A–C. *Eostaffella parastruvei* Rauser-Chernoussova; głęb. 3047,1 m. **D.** *Pseudoendothura* cf. *struvei* Möller; głęb. 3047,1 m. **E.** *Eostaffella* cf. *proikensis* Rauser-Chernoussova; głęb. 3049,0 m. **F.** *Pseudoendothyra* cf. *struvei* Möller – wyraźna difanoteka; głęb. 3049,0 m. **G.** *Koskinotextularia* sp.; głęb. 3049,0 m. **H.** *Endothyranopsis* cf. *crassus* (Brady); głęb. 3049,0 m. **I.** *Pojarkovella* sp.; głęb. 3051,0 m. **J.** *Consobrinella* sp.; głęb. 3051,0 m. **K.** *Eostaffella parastruvei* Rauser-Chernoussova; głęb. 3051,0 m. **L.** *Tetrataxis* cf. *paraminimus* Vissarinova; głęb. 3051,0 m

Calcareous foraminifers

A–C. *Eostaffella parastruvei* Rauser-Chernoussova; depth 3047.1 m. **D.** *Pseudoendothura* cf. *struvei* Möller; depth 3047.1 m. **E.** *Eostaffella* cf. *proikensis* Rauser-Chernoussova; depth 3049.0 m. **F.** *Pseudoendothyra* cf. *struvei* Möller – clear diphanotheca; depth 3049.0 m. **G.** *Koskinotextularia* sp; depth 3049.0 m. **H.** *Endothyranopsis* cf. *crassus* (Brady); depth 3049.0 m. **I.** *Pojarkovella* sp.; depth 3051.0 m. **J.** *Consobrinella* sp.; depth 3051.0 m. **K.** *Eostaffella parastruvei* Rauser-Chernoussova; depth 3051.0 m. **L.** *Tetrataxis* cf. *paraminimus* Vissarinova; depth 3051.0 m

Aleksandra TRZEPIERCZYŃSKA, Halina KMIECIK

PALINOSTRATYGRAFIA KARBONU NA PODSTAWIE MIOSPOR

Badania miosporowe utworów karbonu z otworu wiertniczego Wilga IG 1 wykonano na wstępnym etapie rozpoznawania ich występowania w północno-zachodniej części basenu lubelskiego (Kmiecik, 1978; Kmiecik, Migier, 1979; Żelichowski i in., 1983). Rezultaty badań zamieszczono również w dokumentacji wynikowej otworu (Kmiecik *w*: Niemczycka, Żelichowski, 1975). Badaniom poddano utwory na głęb. 2312,0–3094,0 m (tab. 6). Analizy miosporowe wykonano dla 36 próbek, pochodzących ze skał płonnych, czasem z domieszką substancji węglistej. Zastosowano metodę chemicznej maceracji Schulza (96% HNO_3) w celu wypreparowania sporomorf ze skał płonnych z laminami i okruchami węgla. Do skał płonnych (mułowców oraz iłowców) zastosowano kwas fluorowodorowy (36% HF).

Materia organiczna, pozyskana z reziduum maceralnego, była przedmiotem analiz miosporowych, wykonanych metodą planimetryczną pod mikroskopem biologicznym. Wśród zbadanych próbek tylko jedna z głęb. 2936,0 m nie zawierała materii organicznej. W pozostałych stwierdzono występowanie zarodników flory karbońskiej. Stwierdzono obfitość miospor, do kilku tysięcy w jednostkowym preparacie, oraz doskonały stan zachowania egzyn sporowych w próbkach zawierających domieszkę substancji węglistej. Zespoły z mułowców oraz iłowców były uboższe, egzyny słabo zachowane lub nieoznaczalne. W wyniku identyfikacji taksonomicznej oznaczono 54 rodzaje oraz 99 gatunków z przewagą mikrospor. Ziarna pyłku były reprezentowane przez rodzaje: *Florinites, Schulzospora, Schopfipollenites, Wilsonites* i *Wilsonia* oraz nieliczne gatunki (Potonie, Kremp, 1954, 1955–1956; Dybova, Jachowicz, 1957; Jachowicz, 1966; Smith, Butterworth, 1967) (tab. 7). Wykazano występowanie rodzajów i gatunków w próbach (tab. 7), lecz nie określono ich zawartości procentowej, co sugerowała zastosowana metoda analityczna (planimetria). Nie dokonano także analizy zasięgów stratygraficznych taksonów w badanym profilu. Przedstawiono bardzo ogólną charakterystykę wyróżnionych zespołów miosporowych, wskazując obecność taksonów długowiecznych i przewodnich oraz proporcje udziału. Pozycję palinostratygraficzną oraz wiek zbadanych utworów określono na podstawie frekwencji i zasięgów taksonów ważnych stratygraficznie w korelacji z lokalnymi strefami mikrosporowymi karbonu lubelskiego (Jachowicz, 1966) oraz w odniesieniu do podziału stratygraficznego karbonu (II Międzynarodowy Kongres Karboński, Heerlen, 1935) (tab. 6, 8).

Do górnego wizenu–dolnego namuru A oraz stref mikrosporowych V i N_I zaliczono odcinek z głęb. 3067,0–3094,0 m. Górny namur A, korelowany ze strefą N_{II}, wskazano w interwale głęb. 3012,0–3048,0 m. Do górnego namuru B–C i strefy N_{III} zaliczono odcinek z głęb. 2960,0–2975,0 m. Utwory westfalu A, zdefiniowane przez strefę mikrosporową W_{I-II}, wskazano w interwale głęb. 2500,0–2938,0 m. Profil utworów karbonu w tym otworze datowany miosporowo kończą utwory westfalu B, do którego zaliczono odcinek na głęb. 2312,0–2499,4 m przez korelację ze strefą mikrosporową W_{III} (Jachowicz, 1966; Kmiecik, 1975).

Wyniki badań z profilu otworu Wilga IG 1 uwzględniono podczas opracowywania pierwszej lokalnej zonacji sporowej karbonu dla obszaru środkowo-wschodniej Polski. Dokonano ponownej interpretacji palinostratygraficznej poprzez korelację z nowymi poziomami sporowymi oraz z zespołami sporowymi z obszaru Wysp Brytyjskich (Smith, Butterworth, 1967 *w*: Kmiecik, 1978; Kmiecik, Migier, 1979; Żelichowski i in., 1983) (tab. 8). Późniejsze, szczegółowe rozpoznanie miosporowe utworów karbonu na całym obszarze basenu lubelskiego, ustanowienie niezależnej, lokalnej zonacji sporowej dla Lubelskiego Zagłębia Węglowego oraz zonacji zunifikowanej dla polskich zagłębi węglowych w korelacji z biozonacją standardową i podziałem chronostratygraficznym karbonu Europy Zachodniej, umożliwiło dokonanie ponownej weryfikacji dotychczasowych wydzieleń palinostratygraficznych w profilu otworu Wilga IG 1 (Clayton i in., 1977; Kmiecik, 1978, 1987, 1988, 2001; Żelichowski i in., 1983; Kmiecik i in., 1997).

Na podstawie zintegrowanych kryteriów biostratygraficznych – zasięgów stratygraficznych taksonów diagnostycznych (przewodnich, charakterystycznych i wskaźnikowych) oraz poziomów rozkwitu i współwystępowania taksonów, poniżej przedstawiono aktualną charakterystykę zespołów miospor w profilu, współczesną interpretację palinostratygraficzną w odniesieniu do lokalnych zonacji basenu lubelskiego (Kmiecik, 1978, 1987, 1988, 2001; Kmiecik i in., 1997) oraz standardowej biozonacji karbonu Europy Zachodniej (Clayton i in., 1977) i jej zmodyfikowanej wersji w zakresie namuru A–B (Owens i in., 2004) (tab. 8).

Palinostratygrafia

We wszystkich zespołach miospor z osadów klastycznych karbonu w profilu otworu Wilga IG 1 na głęb. 2312,0–3094,0 m stwierdzono dominację mikrospor reprezentowanych przez szerokie spektrum rodzajów (46) i gatunków (85). Ziarna pyłku, występujące najczęściej w zespołach wyższej części profilu, są reprezentowane przez 4 rodzaje i 11 gatunków. Powszechne w karbonie zarodniki grzybów *Sporonites* i *Chaetosphaerites* oraz ich gatunki: *S. unionus, S. globuliformis, Ch. pollenisimilis*, stwierdzono wyłącznie w zespołach najniższej części profilu (tab. 6, 9). Analiza spektrum miosporowego w kontekście współczesnej palinostratygrafii skłoniła jednak do jego weryfikacji. Dokonano rewizji niektórych oznaczeń taksonomicznych w zakresie nazewnictwa zgodnie z bieżącą nomenklaturą. Dotyczyło to gatunków, które w wyniku aktualizacji sklasyfikowano jako: *Wilsonia punctata* Dybova et Jachowicz, *Denso-*

sporites granulosus Kosanke, *Cingulizonates loricatus* (Loose) Smith et Butterworth, *Sporonites unionus* (Horst) Dybova et Jachowicz, *Cyclogranisporites orbicularis* (Kosanke) Potonie et Kremp, *Densosporites variabilis* (Potonie et Kremp) var. *bacatus* Dybova et Jachowicz, *Densosporites variabilis* (Potonie et Kremp) var. *coronarius* Dybova et Jachowicz, *Lycospora brevijuga* Kosanke, *Savitrisporites* (*Kuhlensisporites*) *verrucosus* (Kruszewska) Kmiecik, *Tricidarisporites serratus* (Playford) Sullivan et Marshall, *Verrucosisporites adenotatus* Dybova et Jachowicz i *Sporonites globuliformis* Dybova et Jachowicz (tab. 6, 9). Komentarza wymaga również sposób przedstawienia spektrum gatunków niektórych rodzajów długowiecznych (*Lycospora*, *Densosporites*, *Leiotriletes*) oraz rodzaju diagnostycznego – *Florinites*. W niektórych zespołach wymieniono ich wiele, dokonując jednocześnie zapisu skrótowego (np. *Densosporites* spp.) (tab. 9). Umieszczenie skrótu po nazwie rodzajowej oznacza wszystkie lub różne gatunki danego rodzaju i znajduje powszechne zastosowanie w taksonomii. W kontekście stratygraficznym dotyczy szerokiego spektrum gatunków długowiecznych danego rodzaju. Interpretując tak sformułowane wyniki analiz, można wnioskować o obecności innych gatunków danego rodzaju, poza oznaczonymi, oraz potencjalnie wyższej frekwencji względem innych taksonów. Weryfikację tej kwestii uniemożliwia jednak brak wyników analiz planimetrycznych. W tym opracowaniu zapis skrótowy zastosowano wyłącznie dla oznaczonych gatunków rodzajów długowiecznych, takich jak: *Granisporites* spp., *Cyclogranisporites* spp., *Granulatisporites* spp., *Calamospora* spp., *Cingulizonates* spp., *Densosporites* spp., *Lycospora* spp., *Leiotriletes* spp., *Laevigatosporites* spp., *Schulzospora* spp., wyróżniając spośród nich ważne stratygraficznie: *Lycospora brevijuga*, *Leiotriletes adnatoides*, *Cingulizonates loricatus*, *Schulzospora rara*, *Laevigatosporites maximus*, *Densosporites reynoldsburgensis*, *Cyclogranisporites leopoldii* i *C. orbicularis* (tab. 6).

Przedmiotem weryfikacji były też niektóre oznaczenia taksonomiczne podane jedynie z prawdopodobieństwem, ze względu na stan zachowania sporomorf: ?*Calamospora* sp., ?*Leiotriletes* sp., ?*Lycospora* sp., ?*Granulatisporites tuberculatus*, ?*Anapiculatisporites* sp., ?*Densosporites intermedius*, ?*Granulatisporites microgranifer*, ?*Bellispores* sp., ?*Vestispora* sp., ?*Florinites* sp., ?*Cristatisporites indignabundus*, ?*Raistrickia* sp., ?*Tripartites* sp., ?*Triquitrites* sp., ?*Cristatisporites* sp., ?*Lycospora noctuina*, ?*Granisporites* sp., ?*Waltzispora* sp., ?*Euryzonotriletes* sp., ?*Endosporites* sp., ?*Chaetosphaerites variabilis*, ?*Tricidarisporiters serratus*, ?*Schulzospora ocellata*, ?*Minimasporites* sp. (tab. 7). Wobec braku dokumentacji fotograficznej, ich status taksonomiczny uznano za niezdefiniowany i nie uwzględniono we wnioskach palinostratygraficznych (tab. 6). Krytycznie odniesiono się do oznaczeń rodzajowych niektórych taksonów ważnych stratygraficznie, takich jak: *Alatisporites* sp., *Crassispora* sp., *Florinites* sp., *Mooreisporites* sp., *Radiizonates* sp., *Raistrickia* sp., *Rotaspora* sp., *Stellisporites* sp. oraz charakterystycznych: *Camptotriletes* sp., *Granisporites* sp., *Savitrisporites* sp. W kontekście palinostratygraficznym znaczenie mają jedynie ich gatunki, spośród których w zespołach stwierdzono: *Alatisporites hexalatus*, *Crassispora kosankei*, *Florinites antiquus*, *F. junior*, *F. minutus*, *F. ovatus*, *F. visendus*, *Granisporites medius*, *G. minor*, *Radiizonates faunus*, *R. striatus*, *Raistrickia aculeata*, *R. protensa*, *R. rubida*, *R. saetosa*, *Rotaspora knoxi*, *R. fracta*, *Savitrisporites nux* i *S.* (*Kuhlensisporites*) *verrucosus*. Wśród taksonów miospor stwierdzono także synonimy, np. *Euryzonotriletes*, pokrewny do *Monilospora*. Są to taksony stratygraficznie współwystępujące i zgodnie z regułą priorytetu w tym opracowaniu zachowano nazwę *Euryzonotriletes* (tab. 6, 9). W zespole z głęb. 3067,0 m stwierdzono incydentalną obecność nowego gatunku – *Lycospora microspinosa* sp. nov., jednak dotąd nieopublikowanego (Kmiecik, 1975, 2001).

Uwzględniając zweryfikowane zagadnienia, poniżej przedstawiono palinostratygrafię utworów klastycznych karbonu w profilu otworu Wilga IG 1 na głęb. 2312,0–3094,0 m.

Wizen górny (głęb. 3067,0–3094,0 m). Wiek rozpoznanych miosporowo utworów tej części profilu określono w zakresie górnego wizenu–dolnego namuru A na podstawie frekwencji rodzajów i gatunków miospor reprezentatywnych dla zespołów lokalnych stref mikrosporowych V i N_I (Jachowicz, 1966; Kmiecik, 1975) (tab. 6). Według kryteriów aktualnych podziałów palinostratygraficznych, należy uwzględnić znaczenie taksonów indeksowych, przewodnich i charakterystycznych. Zespół taksonów miospor oraz ich znaczenie stratygraficzne sugeruje przynależność tego odcinka profilu jedynie do najwyższej części górnego wizenu ($V3_c$). Przeważają taksony długowieczne, a większość miospor oznaczono jedynie do rodzaju: *Acanthotriletes* sp., *Anapiculatisporites* sp., *Apiculatisporis* sp., *Calamospora* sp., *Convolutispora* sp., *Cyclogranisporites* sp., *Granisporites* sp., *Granulatisporites* sp., *Leiotriletes* sp., *Lophotriletes* sp., *Punctatisporites* sp., *Savitrisporites* sp. i *Stenozonotriletes* sp. Najwięcej gatunków występuje z rodzajów długowiecznych, powszechnych w karbonie, takich jak: *Schulzospora* (*Sch. elongata*, *Sch. ocellata*, *Sch. primigenia*) i *Lycospora* (*L. parva*, *L. punctata*, *L. pusilla*). Są obecne także inne rodzaje i gatunki z tej grupy taksonów, jak: *Calamospora microrugosa*, *C. pedata*, *Cingulizonates bialatus*, *C. costatus*, *Densosporites anulatus*, *Granisporites minor*, *Granulatisporites tuberculatus*, *Savitrisporites nux*, *Sporonites unionus* i *S. globuliformis*. Spektrum taksonów ważnych stratygraficznie jest skrajnie ubogie. Sporadycznie występują: *Euryzonotriletes* sp., *Leiotriletes tumidus*, *Punctatisporites nitidus*, *Raistrickia* sp., *Rotaspora fracta*, *R. knoxi*, *Tholisporites* sp., *Tripartites annosus*, *Tripartites* sp. i *Triquitrites tripertitus*, rodzaje i gatunki przewodnie dla biozon: *vetustus–fracta* (VF) oraz *nitidus–carnosus* (NC) górnego wizenu–niższego serpuchowu (Clayton i in. 1977, Kmiecik, 1975). W zespole na głęb. 3067,0 m pojawia się *Reticulatisporites carnosus* (Knox) Neves, gatunek wskaźnikowy biozony *nitidus–carnosus*, odpowiadającej najwyższej części faunistycznie udokumentowanego górnego wizenu ($V3_c$) oraz niższego serpuchowu (namur A, część dolna) w zakresie zon goniatytowych: P2 górnej części podpiętra brigantian oraz E1 (*Eumorphoceras*) podpiętra pendleian. Nie stwierdzono drugiego gatunku indeksowego tej biozony – *Bellispores nitidus* (Horst)

Tabela 6

Zasięgi stratygraficzne ważnych rodzajów i gatunków miospor z utworów karbonu w profilu otworu Wilga IG 1

Stratigraphic ranges of important genera and species of miospores in Carboniferous deposits in the Wilga IG 1 section

Głębokość Depth [m] / Gatunki i rodzaje Genera and species	*Punctatisporites nitidus*	*Rotaspora fracta*	*Tholisporites* sp.	*Schulzospora* spp.	*Acanthotriletes* sp.	*Granisporites* spp.	*Cyclogranisporites* sp.	*Convolutispora* sp.	*Stenozonotriletes* sp.	*Granulatisporites* spp.	*Leiotriletes* spp.	*Raistrickia* sp.	*Densosporites* spp.	*Calamospora* spp.	*Lycospora* spp.	*Chaetosphaerites pollenisimilis*	*Sporonites globuliformis*	*Rotaspora* sp.	*Lophozonotriletes rarituberculatus*	*Tripartites* sp.	*Punctatisporites* sp.	*Euryzonotriletes* sp.	*Lophotriletes* sp.	*Sporonites unionus*	*Savitrisporites nux*	*Savitrisporites* sp.	*Rotaspora knoxi*	*Reticulatisporites carnosus*	*Tripartites annosus*	*Apiculatisporis* sp.	*Anapiculatisporites* sp.	*Triquitrites tripertitus*	*Cingulizonates* spp.	*Cristatisporites* sp.	*Lophozonotriletes* sp.	*Florinites ovatus*	*Florinites antiquus*	*Punctatosporites minutus*	*Calamospora parva*	*Knoxisporites* sp.	*Crassispora kosankei*	*Verrucosisporites* sp.	*Lophotriletes commissuralis*	*Verrucosisporites adenotatus*	*Camptozonotriletes* sp.	*Schopfipollenites ellipsoides*	*Latosporites latus*	*Florinites* sp.	*Laevigatosporites* spp.	*Bellispores nitidus*	*Simozonotriletes* sp.	*Granisporites medius*	*Tripartites cristatus*	*Punctatisporites glaber*	*Camptotriletes* sp.	*Illinites* sp.	*Florinites visendus*	*Alatisporites hexalatus*	*Vestispora costata*	*Cirratriradites saturni*	*Cirratriradites punctatus*	*Savitrisporites* (Kuhl.) *verrucosus*	*Raistrickia rubida*	*Dictyotriletes mediareticulatus*
2312,0														x	x																																																	
2316,0															x																										x																							
2356,5													x		x																										x																							
2357,0															x																																																	
2361,0																																		x						x	x								x															
2402,0											x	x	x	x	x									x									x																															
2450,0										x			x		x																																																	
2465,0										x			x	x	x											x							x									x							x															
2474,3											x		x		x																		x			x	x	x	x		x						x	x	x			x												
2476,0										x	x		x	x	x									x																		x							x															
2487,0										x	x																																																					
2491,0													x	x	x																					x	x	x			x								x			x				x	x	x	x	x	x	x	x	x
2499,4										x	x			x	x								x	x	x	x						x																						x	x									
2500,0								x	x	x	x		x	x	x																											x																						
2542,0											x																																																				
2594,0																																																																
2605,0										x			x	x	x																																																	
2656,0														x	x																																					x											
2695,0													x	x	x										x	x						x																		x	x	x												
2728,5				x			x	x		x	x		x	x	x							x			x								x																															
2733,0										x			x	x	x																			x					x	x	x	x	x	x	x	x	x	x															
2777,0						x	x							x	x						x		x																		x																							
2809,0											x			x	x																											x																						
2822,0										x	x			x	x																										x																							
2881,0											x			x	x																					x	x	x	x	x																								
2938,0										x	x			x	x																			x																														
2960,0							x							x	x						x																																											
2975,0													x	x	x																																																	
3012,0								x					x	x	x																		x	x																															
3048,0					x						x		x	x	x												x	x	x	x	x	x	x																															
3067,0				x						x	x		x	x	x										x	x																																							
3077,0				x	x	x			x	x	x			x	x								x																																									
3090,0										x						x	x	x	x	x	x	x	x	x																																								
3094,0	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x																																																	

Tabela 6 cd.

Głębokość Depth [m] / Gatunki i rodzaje Genera and species	*Converrucosisporites mosaicoides*	*Cyclogranisporites orbicularis*	*Cyclogranisporites leopoldii*	*Lycospora brevijuga*	*Wilsonia punctata*	*Florinites junior*	*Vestispora pseudoreticulata*	*Vestispora cancellata*	*Verrucosisporites sifati*	*Planisporites granifer*	*Endosporites globiformis*	*Anapiculatisporites spinosus*	*Verrucosisporites microtuberosus*	*Raistrickia aculeata*	*Raistrickia protensa*	*Raistrickia saetosa*	*Dictyotriletes densoreticulatus*	*Dictyotriletes castanaeformis*	*Triquitrites sculptilis*	*Densosporites reynoldsburgensis*	*Cingulizonates loricatus*	*Cristatisporites indignabundus*	*Radiizonates faunus*	*Radiizonates striatus*	*Radiizonates* sp.	*Vestispora laevigata*	*Laevigatosporites maximus*	*Alatisporites* sp.	*Schulzospora rara*	*Florinites minutus*	*Wilsonites* sp.	*Leiotriletes adnatoides*	*Dictyotriletes bireticulatus*	*Triquitrites* sp.	*Endosporites ornatus*	*Stellisporites* sp.	*Mooreisporites* sp.	Strefy mikrosporowe (Jachowicz, 1966) Microspore zones	Stratygrafia zachodnioeuropejska (Heerlen, 1935) West European Stratigraphy	Lokalne poziomy miosporowe Lubelski Basen Karboński (LBK) (Kmiecik, 2001) / Local miospore zones Lublin Carboniferous Basin (LCB)	Standardowa zonacja miosporowa (Clayton i in., 1977; Owens i in., 2004) / West European Palynozonation		Stratygrafia globalna (Wagner, 2008) Global stratigraphy
2312,0																																									
2316,0																																										
2356,5																																									
2357,0																																					x				
2361,0											x																					x			x					
2402,0																																									
2450,0																																									
2465,0																																		x	x					
2474,3							x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x									
2476,0																																									
2487,0																																									
2491,0	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x																											W_{III}	WESTFAL B WESTPHALIAN B	Ts, Eg	NJ		BASZKIR BASHKIRIAN
2499,4																																									
2500,0																																									
2542,0																																									
2594,0																																									
2605,0																																									
2656,0																																									
2695,0																																									
2728,5																																									
2733,0																																									
2777,0																																									
2809,0																																									
2822,0																																									
2881,0																																									
2938,0																																						N_{III}	GÓRNY NAMUR (B–C) UPPER NAMURIAN (B–C)	?	?		?
2960,0																																									
2975,0																																						N_{II}	GÓRNY NAMUR (A) UPPER NAMURIAN (A)				
3012,0																																									
3048,0																																									
3067,0																																									
3077,0																																									
3090,0																																									
3094,0																																						$V–N_I$	GÓRNY WIZEN–DOLNY NAMUR A / UPPER VISEAN – LOWER NAMURIAN A	Ds	NC	Cc	GÓRNY WIZEN UPPER VISEAN

Tabela 7

Występowanie rodzajów i gatunków miospor w profilu otworu Wilga IG 1 (Kmiecik, 1975)

Miospore genera and species in the Wilga IG 1 section (Kmiecik, 1975)

Głębokość Depth [m]	Występowanie rodzajów i gatunków miospor w próbach w profilu otworu Wilga IG 1 (LBK) Miospore genera and species in the Wilga IG 1 (LCB) section
1	**2**
2312,0	*Calamospora* sp., *Lycospora* spp.
2316,0	*Lycospora* spp.
2356,0	*Crassispora kosankei*, *Densosporites* sp., *Lycospora punctata*
2357,0	*Crassispora kosankei*, *Lycospora* sp.
2361,0	*Mooreisporites* sp.
2402,0	*Calamospora* sp., *Crassispora kosankei*, *Densosporites variabilis* var. *bacatus*, *Dictyotriletes bireticulatus*, *Endosporites globiformis*, ?*Florinites* sp., *Knoxisporites* sp., *Laevigatosporites minor*, *Leiotriletes* sp., *Lycospora* sp., *Raistrickia* sp., *Sporonites unionus*, *Stellisporites* sp., ?*Vestispora* sp.
2450,0	*Cingulizonates* sp., *Densosporites* spp., *Granulatisporites* sp., *Lycospora* sp.
2465,0	*Calamospora* sp., ?*Cristatisporites indignabundus*, *Densosporites* sp., ?*Florinites* sp., *Granulatisporites minutus*, *Granulatisporites* sp., ?*Leiotriletes* sp., *Lycospora* sp.
2474,3	*Cingulizonates* sp., *Crassispora* sp., *Densosporites* spp., *Endosporites ornatus*, *Laevigatosporites vulgaris*, *Leiotriletes* sp., *Lycospora granulata*, *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Savitrisporites* sp., *Verrucosisporites* sp.
2476,0	*Alatisporites* sp., *Anapiculatisporites spinosus*, *Calamospora pallida*, *Calamospora parva*, *Cingulizonates bialatus* var. *radiatus*, *Cingulizonates loricatus*, *Cingulizonates pseudoradiatus*, *Crassispora kosankei*, *Cristatisporites indignabundus*, *Densosporites anulatus*, *Densosporites granulosus*, *Densosporites reynoldsburgensis*, *Densosporites sphaerotriangularis*, *Densosporites variabilis* var. *bacatus*, *Dictyotriletes bireticulatus*, *Dictyotriletes castanaeformis*, *Dictyotriletes densoreticulatus*, *Endosporites globiformis*, *Florinites antiquus*, *Florinites junior*, *Florinites minutus*, *Florinites ovatus*, *Florinites* sp., *Granisporites medius*, *Granulatisporites granulatus*, *Granulatisporites microgranifer*, *Laevigatosporites maximus*, *Laevigatosporites minor*, *Laevigatosporites vulgaris*, *Latosporites latus*, *Leiotriletes adnatoides*, *Leiotriletes flaccus*, *Leiotriletes minimalis*, *Lycospora pellucida*, *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Planisporites granifer*, *Punctatosporites minutus*, *Radiizonates faunus*, *Radiizonates striatus*, *Radiizonates* sp., *Raistrickia aculeata*, *Raistrickia protensa*, *Raistrickia saetosa*, *Schulzospora rara*, *Sporonites unionus*, *Verrucosisporites microtuberosus*, *Verrucosisporites sifati*, *Triquitrites sculptilis*, *Vestispora cancellata*, *Vestispora laevigata*, *Vestispora pseudoreticulata*, *Wilsonites* sp.
2487,0	*Granisporites medius*, *Granulatisporites microgranifer*, ?*Granulatisporites microgranifer*, *Leiotriletes sphaerotriangulus*, ?*Lycospora* sp., ?*Raistrickia* sp., *Verrucosisporites* sp.
2491,0	*Calamospora* sp., *Densosporites granulosus*, *Lycospora* sp.
2499,4	*Alatisporites hexalatus*, *Calamospora liquida*, *Calamospora microrugosa*, *Calamospora mutabilis*, *Calamospora pallida*, *Cirratriradites saturni*, *Cirratriradites punctatus*, *Converrucosisporites mosaicoides*, *Cyclogranisporites leopoldii*, *Cyclogranisporites orbicularis*, *Crassispora kosankei*, *Dictyotriletes mediareticulatus*, *Endosporites globiformis*, *Florinites antiquus*, *Florinites junior*, *Florinites ovatus*, *Florinites visendus*, *Granisporites medius*, *Granulatisporites granulatus*, *Illinites* sp., *Laevigatosporites minor*, *Laevigatosporites vulgaris*, *Leiotriletes sphaerotriangulus*, *Lophotriletes* sp., *Lycospora brevijuga*, *Lycospora parva*, *Lycospora pellucida*, *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Planisporites granifer*, *Punctatosporites minutus*, *Raistrickia rubida*, *Savitrisporites* (Kuhl.) *verrucosus*, *Sporonites unionus*, *Verrucosisporites sifati*, *Vestispora cancellata*, *Vestispora costata*, *Vestispora pseudoreticulata*
2500,0	*Calamospora microrugosa*, *Camptotriletes* sp., *Convolutispora* sp., *Densosporites granulosus*, *Densosporites intermedius*, *Densosporites* sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora* spp., *Leiotriletes* sp., *Granulatisporites microgranifer*, *Granulatisporites* sp., *Punctatisporites glaber*, *Savitrisporites nux*, *Savitrisporites* sp., ?*Tripartites* sp., *Triquitrites tripertitus*, *Stenozonotriletes* sp.
2542,0	*Leiotriletes* sp., *Verrucosisporites* sp.
2594,0	?*Lycospora* sp.
2605,0	?*Calamospora* sp., *Densosporites anulatus*, *Lycospora* spp.
2656,0	?*Cristatisporites* sp., *Lycospora* spp., ?*Triquitrites* sp.
2695,0	*Densosporites* sp., *Lycospora* sp., *Tripartites cristatus*
2728,5	*Bellispores nitidus*, *Calamospora microrugosa*, *Calamospora* sp., *Convolutispora* sp., *Crassispora* sp., *Cyclogranisporites* sp., *Densosporites anulatus*, *Densosporites intermedius*, *Densosporites variabilis* var. *coronarius*, *Densosporites* sp., *Euryzonotriletes* sp., *Florinites* ? sp., *Granisporites medius*, *Granulatisporites* sp., *Leiotriletes* sp., *Lycospora parva*, *Lycospora pellucida*, *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* sp., *Savitrisporites nux*, *Savitrisporites* sp., *Simozonotriletes* sp., *Schulzospora* sp., *Triquitrites tripertitus*
2733,0	*Lycospora* spp., *Granulatisporites* sp., *Densosporites* spp., *Savitrisporites nux*, *Cingulizonates bialatus* var. *tuberosus*
2770,0	*Calamospora liquida*, *Calamospora pallida*, *Calamospora* sp., *Camptozonotriletes* sp., *Crassispora kosankei*, *Cyclogranisporites* sp., *Florinites* sp., *Granisporites* sp., *Knoxisporites* sp., *Laevigatosporites minor*, *Latosporites latus*, *Lophotriletes commissuralis*, *Lophotriletes* sp., *Lophozonotriletes* sp., *Lycospora granulata*, ?*Lycospora noctuina*, *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* spp., *Punctatisporites* sp., *Schopfipollenites ellipsoides*, *Verrucosisporites adenotatus*, *Verrucosisporites* sp.
2809,0	*Crassispora kosankei*, *Leiotriletes* sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora* sp.
2822,0	*Calamospora microrugosa*, *Calamospora* sp., *Granulatisporites* sp., *Leiotriletes* sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* sp., *Verrucosisporites* sp.
2881,0	*Calamospora* sp., *Crassispora kosankei*, *Leiotriletes* sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora* sp.
2938,0	*Calamospora parva*, *Calamospora* sp., ?*Cristatisporites* sp., *Florinites antiquus*, *Florinites ovatus*, *Florinites* spp., *Granulatisporites* sp., *Knoxisporites* sp., *Leiotriletes* sp., *Lycospora granulata*, *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* spp., *Punctatosporites minutus*

Tabela 7 cd.

1	2
2960,0	*Calamospora* sp., *Cyclogranisporites* sp., ?*Granulatisporites tuberculatus*, *Lophozonotriletes* sp., *Lycospora* spp., *Punctatisporites* sp.
2975,0	*Densosporites anulatus*, *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* spp., ?*Triquitrites* sp.
3012,0	*Densosporites* sp., *Lycospora* sp., *Convolutispora* sp., ?*Cristatisporites* sp.
3048,0	*Acanthotriletes* sp., *Cingulizonates bialatus* var. *tuberosus*, *Cristatisporites* sp., *Densosporites variabilis* var. *bacatus*, *Densosporites* spp., *Leiotriletes* sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* sp.
3067,0	*Anapiculatisporites* sp., *Apiculatisporis* sp., ?*Bellispores* sp., *Cingulizonates costatus*, *Cingulizonates bialatus* var. *tuberosus*, *Cingulizonates* sp., *Densosporites anulatus*, ?*Euryzonotriletes* sp., ?*Granisporites* sp., *Granulatisporites* sp., *Leiotriletes tumidus*, *Leiotriletes* sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* sp., *Reticulatisporites carnosus*, *Rotaspora knoxi*, *Schulzospora elongata*, *Schulzospora ocellata*, *Tripartites annosus*, *Triquitrites tripertitus*, ?*Waltzispora* sp.
3077,0	*Acanthotriletes* sp., ?*Anapiculatisporites* sp., *Calamospora* sp., ?*Densosporites intermedius*, ?*Endosporites* sp., *Granisporites minor*, *Granulatisporites* cf. *tuberculatus*, *Granulatisporites* sp., *Leiotriletes* sp., *Lophotriletes* sp., *Lycospora parva*, *Lycospora* spp., *Savitrisporites nux*, *Savitrisporites* sp., *Schulzospora elongata*, *Stenozonotriletes* sp.
3090,0	*Calamospora microrugosa*, *Calamospora pedata*, *Calamospora* sp., *Chaetosphaerites pollenisimilis*, ?*Chaetosphaerites variabilis*, *Euryzonotriletes* sp., *Granulatisporites minutus*, *Leiotriletes tumidus*, *Leiotriletes* spp., *Lophotriletes* sp., *Lophozonotriletes rarituberculatus*, *Monilospora* sp., *Perinotriletes* sp., *Punctatisporites* sp., *Rotaspora* sp., *Sporonites globuliformis*, *Sporonites unionus*, ?*Tricidarisporites serratus*, *Tripartites* sp., ?*Schulzospora ocellata*
3094,0	*Acanthotriletes* sp., *Calamospora microrugosa*, *Calamospora* sp., *Convolutispora* sp., *Cyclogranisporites* sp., *Densosporites* spp., *Granisporites* sp., *Granulatisporites tuberculatus*, *Leiotriletes* sp., *Lycospora parva*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* sp., *Punctatisporites nitidus*, *Raistrickia* sp., *Rotaspora fracta*, *Schulzospora primigenia*, *Stenozonotriletes* sp., *Tholisporites* sp., ?*Waltzispora* sp.

Sullivan oraz *Crassispora kosankei* (Potonie et Kremp) Smith et Butterworth, *Mooreisporites* spp. i jednoworkowych ziaren pyłku *Florinites*, taksonów diagnostycznych dla zespołów wyższej części biozony NC niższego serpuchowu (Clayton i in., 1977) (tab. 6, 8). Na tej podstawie, uwzględniając również sporadyczne występowanie taksonów przewodnich i diagnostycznych oraz ubogość gatunków *Tripartites*, należy uznać, że ta część profilu może być jeszcze wiekowym odpowiednikiem najwyższego wizenu, przez korelację z dolną częścią biozony *nitidus–carnosus* najwyższej części faunistycznie udokumentowanego górnego wizenu ($V3_c$) w zakresie zony goniatytowej P2 górnej części podpiętra brigantian, jak również subzoną *Cingulizonates capistratus* (Cc) dolnej części biozony *capistratus–nitidus* (CN) (Clayton i in., 1977; Owens i in., 2004), których odpowiednikami w basenie lubelskim są: najwyższa część poziomu sporowego I (*Murospora aurita*), a także Ds (*Diatomozonotriletes saetosus*) oraz AS (*aurita–saetosus*) (Kmiecik, 2001) (tab. 8).

Interwał głęb. 2960,0–3048,0 m – pozycja palinostratygraficzna i wiek zespołu nieokreślone. Wiek utworów tej części profilu pierwotnie określono z prawdopodobieństwem w zakresie górnego namuru A oraz górnego namuru B–C i odpowiednio stref mikrosporowych N_{II} oraz N_{III} na podstawie kryterium współwystępowania taksonów (Jachowicz, 1966; Kmiecik, 1975). W skrajnie ubogim spektrum stwierdzono występowanie jedynie miospor z rodzajów i gatunków długowiecznych, powszechnych w karbonie: *Acanthotriletes* sp., *Calamospora* sp., *Cingulizonates bialatus* var. *tuberosus*, *Convolutispora* sp., *Cristatisporites* sp., *Cyclogranisporites* sp., *Densosporites* sp., *Densosporites anulatus*, *D. variabilis* var. *bacatus* i inne *Densosporites* spp., *Leiotriletes* sp., *Lophozonotriletes* sp., *Lycospora* sp., *L. punctata*, *Lycospora pusilla* oraz inne *Lycospora* spp., *Punctatisporites* sp. (tab. 7). Jednoczesny brak taksonów reprezentatywnych dla młodszych i starszych zespołów sporowych oraz taksonów diagnostycznych uniemożliwia aktualizację powyższych wydzieleń. Obecność taksonów długowiecznych, z których większość oznaczono do rodzaju nie jest wystarczającą przesłanką do weryfikacji, jak również określenia wieku i pozycji palinostratygraficznej tej części profilu (tab. 6).

Baszkir. Wiek utworów na głębokościach 2500,0–2938,0 m oraz 2312,0–2499,4 m określono na podstawie niżej scharakteryzowanych cech asocjacji. Rozpoznanie miosporowe utworów na głębokości 2500,0–2938,0 m w zakresie strefy mikrosporowej $W_{I–II}$ westfalu A nastąpiło na podstawie występowania oraz frekwencji miospor z rodzajów i gatunków charakterystycznych (Jachowicz, 1966; Kmiecik, 1975). Stwierdzono urozmaicone spektrum sporowe, jednak z przewagą taksonów długowiecznych. Większość oznaczeń ograniczono jedynie do rodzajów, takich jak: *Calamospora* sp., *Convolutispora* sp., *Cyclogranisporites* sp., *Granisporites* sp., *Knoxisporites* sp., *Leiotriletes* sp., *Lophotriletes* sp., *Granulatisporites* sp., *Punctatisporites* sp., *Savitrisporites* sp., *Schulzospora* sp., *Simozonotriletes* sp., *Stenozonotriletes* sp. i *Verrucosisporites* sp. Najwięcej gatunków oznaczono z rodzajów powszechnych w karbonie, takich jak: *Densosporites* (*D. anulatus*, *D. granulosus*, *D. intermedius*, *D. variabilis* var. *coronarius*), *Lycospora* (*L. granulata*, *L. pellucida*, *L. punctata*, *L. pusilla*) i *Calamospora* (*C. liquida*, *C. microrugosa*, *C. pallida*). Występują także inne gatunki długowieczne, takie jak.: *Cingulizonates bialatus* var. *tuberosus*, *Laevigatosporites minor*, *Latosporites latus*, *Lophotriletes commissuralis*, *Granulatisporites microgranifer*, *Punctatisporites glaber*, *Savitrisporites nux* i *Schopfipollenites ellipsoides*. Stwierdzono miospory na wtórnym złożu – relikty taksonów przewodnich dla biozon *vetustus–fracta* (VF) oraz *nitidus–carnosus* (NC) górnego wizenu–niższego serpuchowu, reprezentowane przez

Tabela 8

Korelacja podziałów palinostratygraficznych karbonu Europy Zachodniej i basenu lubelskiego

Comparison of Carboniferous palynozonation schemes between Western Europe and Lublin Basin

Stratygrafia globalna (Wagner, 2008) Global stratigraphy	Chronostratygrafia (Europa Zachodnia) (Clayton i in., 1977) Chronostratigraphy Western Europe							Palinostratygrafia / Palynostratigraphy						
								Europa Zachodnia / Western Europe			Polska / Poland			
								Clayton i in., 1977	Owens i in., 2004	Smith i in., 1967 (*w*: Kmiecik, 1978)	Polska środkowo-wschodnia (lokalne poziomy sporowe) (Kmiecik, 1978; Żelichowski i in., 1983) Central-Eastern Poland local miospore zones	Lubelski Basen Karboński (lokalna zonacja sporowa) (Kmiecik, 1987, 1988, 2001) / Lublin Carboniferous Basin local miospore zones	Lubelskie Zagłębie Węglowe (strefy mikrosporowe) (Jachowicz, 1966) Lublin Coal Basin microspore zones	Zunifikowana zonacja miosporowa karbonu polskich zagłębi węglowych (Kmiecik, 1987) Unified palynozonation of Polish Coal Basins
KAZIMOW	STEFAN	A			*Prolifera*	Barruelian		ST	ST					LU *laevigatus–unicus*
						Cantabrian								GT *gigantea–trileta*
MOSKOW		D			*Tenuis*	(brak formalnej nazwy)		OT	OT		VIII *P. granifer*	Wi *W. irregularis*	W_V	OE *obscura–exiquus*
		C	p.f. Agir		*Phillipsii*	Bolsovian		SL	SL	X *T. securis*	VII *V. fenestrata*	Vf *V. fenestrata*	W_{IV}	SF *securis–fenestrata*
BASZKIR	WESTFAL	B			*Similis* *Pulchra*	Duckmantian		NJ	NJ	IX *V. magna* VIII *D. bireticulatum*	VI *E. globiformis*	Vm *V. magna* Ts *T. sculptilis* Eg *E. globiformis*	W_{III}	GB *globiformis–bireticulatum*
		A	p.f. Katarzyna (Clay Cross)	p.f. Gastrioceras subcrenatum	*Modiolaris*	Langsettian		RA	RA	VII *Sch. rara* VI *R. aligerens*	V *Florinites* spp.	Sr *Sch. rara* Ra *R. aligerens*	$W_{I–II}$	AR *aligerens–rara*
								SS	SS	V *D. anulatus*		Lp *L. punctata*		PF *punctata–fulva*
	NAMUR	C			*Communis* G2 *Lenisulcata* G1	Yeadonian		FR	FR		? IV *Densosporites–Cristatisporites* ?	Gv *G. varioreticulatus*	N_{III}	VL *varioreticulatus–loricatus*
		B			R R2	Marsdenian		KV	KV			Rc *R. carnosus*		VC *variabilis–carnosus*
					R1	Kinderscoutian								
SERPUCHOW		A			H H2	Alportian		SO	SO SR	IV *C. kosankei*				PK *pollenisimilis–knoxi*
					H1	Chokierian			SV			Chp *Ch. pollenisimilis*	N_{II}	
					E E2 c b a	Arnsbergian		TK	TK		III *Ch. pollenisimilis*			RU *rugosus–ubertus*
					E1	Pendleian		NC	CN Vm Cc	III *R. knoxi*	II *T. rugosus*	Tr *T. rugosus*	N_I	
WIZEN	WIZEN	V3	V3c	Go γ β	P P2	Brigantian		VF	VF	II *D. saetosus*	I *M. aurita*	Ds *D. saetosus*	V	AS *aurita–saetosus*
					P1									

Tabela 9

Zespoły miospor w profilu Wilga IG 1

Miospore assemblages in the Wilga IG 1 section

Głębokość [m] Wiek zespołu Depth [m] Age of assemblage (Kmiecik, 1975)	Zespoły miospor Miospores assemblages
2312,0–2499,4 W III Westfal B	*Alatisporites hexalatus, Alatisporites* sp., *Anapiculatisporites spinosus, Calamospora* spp. (*C. liquida, C. microrugosa, C. mutabilis, Calamospora* sp.), *Calamospora parva, Cingulizonates* spp. (*C. bialatus* var. *radiatus, C. pseudoradiatus, Cingulizonates* sp.), *Cingulizonates loricatus, Cirratriradites saturni, Cirratriradites punctatus, Converrucosisporites mosaicoides, Cyclogranisporites leopoldii, Cyclogranisporites orbicularis, Crassispora kosankei, Cristatisporites indignabundus, Densosporites* spp. (*D. anulatus, D. granulosus, D. sphaerotriangularis, D. variabilis* var. *bacatus, Densosporites* sp.), *Densosporites reynoldsburgensis, Dictyotriletes bireticulatus, Dictyotriletes castanaeformis, Dictyotriletes densoreticulatus, Dictyotriletes mediareticulatus, Endosporites globiformis, Endosporites ornatus, Florinites antiquus, Florinites junior, Florinites minutus, Florinites ovatus, Florinites visendus, Florinites* sp., *Granisporites medius, Granulatisporites* spp. (*G. granulatus, G. microgranifer, G. minutus, Granulatisporites* sp.), *Illinites* sp., *Knoxisporites* sp., *Laevigatosporites* (*L. minor, L. vulgaris*), *Laevigatosporites maximus, Latosporites latus, Leiotriletes* spp. (*L. flaccus, L. minimalis, L. sphaerotriangulus, Leiotriletes* sp.), *Leiotriletes adnatoides, Lophotriletes* sp., *Lycospora* spp. (*L. granulata, Lycospora parva, L. pellucida, L. punctata, L. pusilla, Lycospora* sp.), *Lycospora brevijuga, Mooreisporites* sp., *Planisporites granifer, Punctatosporites minutus, Radiizonates faunus, Radiizonates striatus, Radiizonates* sp., *Raistrickia aculeata, Raistrickia protensa, Raistrickia rubida, Raistrickia saetosa, Raistrickia* sp., *Savitrisporites* (Kuhl.) *verrucosus, Savitrisporites* sp., *Schulzospora rara, Sporonites unionus, Stellisporites* sp., *Verrucosisporites microtuberosus, Verrucosisporites sifati, Triquitrites sculptilis, Vestispora cancellata, Vestispora costata, Vestispora laevigata, Vestispora pseudoreticulata, Wilsonites* sp., *Verrucosisporites* sp.
2500,0–2938,0 W I–II Westfal A	*Bellispores nitidus*, Calamospora spp. (*C. liquida, C. microrugosa, C. pallida, Calamospora* sp.), *Calamospora parva, Camptotriletes* sp., *Camptozonotriletes* sp., *Cingulizonates bialatus* var. *tuberosus, Convolutispora* sp., *Crassispora kosankei, Cyclogranisporites* sp., *Densosporites* spp. (*D. anulatus, D. granulosus, D. intermedius, D. variabilis* var. *coronarius, Densosporites* sp.), *Florinites antiquus, F. ovatus, Florinites* sp., *Euryzonotriletes* sp., *Granisporites medius, Granisporites* sp., *Knoxisporites* sp., *Leiotriletes* sp., *Laevigatosporites minor, Latosporites latus, Lophotriletes commissuralis, Lophotriletes* sp., *Lophozonotriletes* sp., *Lycospora* spp. (*L. granulata, L. parva, L. pellucida, L. punctata, L. pusilla, Lycospora* sp.), *Granulatisporites* spp. (*G. microgranifer, Granulatisporites* sp.), *Punctatisporites glaber, Punctatisporites* sp., *Punctatosporites minutus, Savitrisporites nux, Savitrisporites* sp., *Schopfipollenites ellipsoides, Schulzospora* sp., *Simozonotriletes* sp., *Stenozonotriletes* sp., *Tripartites cristatus, Triquitrites tripertitus, Verrucosisporites adenotatus, Verrucosisporites* sp.
2960,0–2975,0 N III Namur górny B–C	*Calamospora* sp., *Cyclogranisporites* sp., *Densosporites anulatus, Lophozonotriletes* sp., *Lycospora* spp. (*L. punctata, L. pusilla*), *Punctatisporites* sp.
3012,0–3048,0 N II Namur A część górna	*Acanthotriletes* sp., *Cingulizonates bialatus* var. *tuberosus, Convolutispora* sp., *Cristatisporites* sp., *Densosporites* spp. (*D. variabilis* var. *bacatus, Densosporites* sp.), *Leiotriletes* sp., *Lycospora* spp. (*L. punctata, L. pusilla, Lycospora* sp.)
3067,0–3094,0 V–N I Górny wizen– namur A część dolna	*Acanthotriletes* sp., *Anapiculatisporites* sp., *Apiculatisporis* sp., *Calamospora* spp. (*C. microrugosa, C. pedata, Calamospora* sp.), *Chaetosphaerites pollenisimilis, Cingulizonates* sp. (*C. bialatus* var. *tuberosus, C. costatus, Cingulizonates* sp.), *Convolutispora* sp., *Cyclogranisporites* sp., *Densosporites anulatus, Euryzonotriletes* sp., *Granisporites* spp. (*G. minor, Granisporites* sp.), *Granulatisporites* spp. (*G. minutus, G.* cf. *tuberculatus, G. tuberculatus, Granulatisporites* sp.), *Leiotriletes* spp. (*L. tumidus, Leiotriletes* sp.), *Lophotriletes* sp., *Lophozonotriletes rarituberculatus, Lycospora* spp. (*L. parva, L. punctata, L. pusilla, Lycospora* sp.), *Monilospora* sp., *Punctatisporites nitidus, Punctatisporites* sp., *Raistrickia* sp., *Reticulatisporites carnosus, Rotaspora fracta, Rotaspora knoxi, Rotaspora* sp., *Savitrisporites nux, Savitrisporites* sp., *Schulzospora* spp. (*Sch. elongata, Sch. ocellata, Sch. primigenia*), *Sporonites globuliformis, S. unionus, Stenozonotriletes* sp., *Tholisporites* sp., *Tripartites annosus, Tripartites* sp., *Triquitrites tripertitus*

gatunki: *Tripartites cristatus, Triquitrites tripertitus* i *Euryzonotriletes* sp., (Kmiecik, 1975; Clayton i in., 1977). Znaczenie stratygraficzne mają jedynie taksony charakterystyczne dla biozon baszkiru (namur B–westfal B), reprezentowane jednak nielicznie przez rodzaje i gatunki: *Bellispores nitidus, Calamospora parva, Camptotriletes* sp., *Crassispora kosankei, Florinites antiquus, Florinites ovatus, Lycospora parva, Punctatosporites minutus* i *Verrucosisporites adenotatus*. Uznając kryteria aktualnych biozonacji (Clayton i in., 1977; Kmiecik, 1978, 1987, 1988, 2001; Kmiecik i in., 1997), należy uwzględnić znaczenie taksonów indeksowych, których nie stwierdzono w zespole, oraz przewodnich i charakterystycznych, których spektrum jest skrajnie ubogie. Na podstawie powyższej charakterystyki miosporowej stwierdza się nieswoiste cechy taksonomiczne zespołu. Uwzględniając jednocześnie brak taksonów diagnostycznych dla biozon górnego wizenu–serpuchowu, jedyną przesłanką odnośnie wieku może być liczne wystę-

powanie miospor z gatunku *Crassispora kosankei*, charakterystyczne po raz pierwszy dla zespołów standardowych biozon wyższego baszkiru i moskowu (tab. 9). Skłania to do postawienia tezy, że zespoły miospor tej części profilu mogą być częściowymi odpowiednikami biozony *kosankei–varioreticulatus* (KV), jak również *fulva–reticulatus* (FR) faunistycznie udokumentowanego niższego baszkiru (namur B–C) w zakresie zon goniatytowych R_1–R_2 (*Reticuloceras*) podpięter kinderscourtian–marsedian oraz zony G_1 (*Gastrioceras*) podpiętra yaedonian (Clayton i in., 1977). Ekwiwalentami tych biozon w basenie lubelskim są poziomy sporowe: IV (*Densosporites–Cristatisporites*), *Reticulatisporites carnosus* (Rc) i *Grumosisporites varioreticulatus* (Gv), a także *variabilis–carnosus* (VC) i *varioreticulatus–loricatus* (VL) (Kmiecik, 2001) (tab. 8).

Wiek rozpoznanych miosporowo utworów na głęb. 2312,0–2499,4 m określono na westfal B na podstawie występowania oraz frekwencji miospor z rodzajów i gatunków charakterystycznych dla strefy mikrosporowej W_{III} (Jachowicz, 1966; Kmiecik, 1975). Zespół charakteryzuje duża różnorodność rodzajów oraz gatunków, zarówno taksonów długowiecznych, jak i ważnych stratygraficznie. Najwięcej gatunków występuje z rodzajów powszechnych w karbonie, takich jak: *Densosporites* (*D. anulatus, D. granulosus, D. sphaerotriangularis, D. variabilis* var. *bacatus*), *Lycospora* (*L. granulata, L. pellucida, L. punctata, L. pusilla*), *Calamospora* (*C. pallida, C. liquida, C. microrugosa, C. mutabilis*) i *Leiotriletes* (*L. flaccus, L. minimalis, L. sphaerotriangulus*). Są obecne także inne rodzaje i gatunki długowieczne: *Anapiculatisporites spinosus, Cingulizonates bialatus* var. *radiatus, C. pseudoradiatus, Granulatisporites granulatus, G. microgranifer, G. minutus, Knoxisporites* sp., *Laevigatosporites minor, L. vulgaris, Latosporites latus, Lophotriletes* sp. i *Verrucosisporites microtuberosus*. Znaczenie stratygraficzne mają taksony diagnostyczne dla biozon baszkiru (namur B–westfal B), reprezentowane przez rodzaje typowe, takie jak: *Alatisporites, Cirratriradites, Converrucosisporites, Cristatisporites, Endosporites, Florinites, Mooreisporites, Punctatosporites, Radiizonates, Raistrickia, Savitrisporites, Stellisporites, Vestispora* i *Wilsonites*, oraz gatunki przewodnie: *Alatisporites hexalatus, Calamospora parva, Cingulizonates loricatus, Cirratriradites saturni, C. punctatus, Converrucosisporites mosaicoides, Cyclogranisporites leopoldii, C. orbicularis, Crasispora kosankei, Cristatisporites indignabundus, Densosporites reynoldsburgensis, Dictyotriletes bireticulatus, D. densoreticulatus, D. mediareticulatus, Endosporites globiformis, E. ornatus, Florinites* (*F. antiquus, F. junior, F. minutus, F. ovatus, F. visendus*), *Granisporites medius, Illinites* sp., *Laevigatosporites maximus, Leiotriletes adnatoides, Planisporites granifer, Punctatosporites minutus, Radiizonates faunus, R. striatus, Raistrickia* (*R. aculeata, R. protensa, R. rubida, R. saetosa*), *Savitrisporites* (*Kuhlensisporites*) *verrucosus, Schulzospora rara, Verrucosisporites sifati, Triquitrites sculptilis* i *Vestispora* (*V. cancellata, V. costata, V. laevigta, V. pseudoreticulata*).

Na podstawie analizy obszernego spektrum taksonów stwierdza się, że zasadniczą część stanowią rodzaje i gatunki diagnostyczne dla wyższego baszkiru w zakresie biozon górnego westfalu A i westfalu B. Znaczący udział gatunków *Endosporites* spp., *Florinites* spp., *Radiizonates* spp., *Raistrickia* spp. i *Vestispora* spp. sugeruje związek co najmniej z górną częścią biozony *Radiizonates aligerens* (RA), faunistycznie udokumentowane górnego westfalu A w zakresie zony *communis* do poziomu Katarzyna (Clay Cross) górnej części podpiętra langsettian. Jednocześnie obecność mikrospor *Monoletes* z gatunku *Punctatosporites minutus*, a także *Alatisporites hexalatus* i *Triquitrites sculptilis*, oraz brak *Bellispores nitidus* i wielu gatunków *Schulzospora* spp., inicjuje cechy młodszego zespołu westfalu i stanowi przesłankę do identyfikacji biozony *nobilis–junior* (NJ) w zakresie westfalu B. Wskazuje na to również obecność gatunku wskaźnikowego *Florinites junior* Potonie et Kremp (Clayton i in, 1977) (tab. 8). Na podstawie charakterystyki zespołu można uznać, że ta część profilu jest wiekowym odpowiednikiem wyższego baszkiru, przez korelację z częścią standardowej biozony *nobilis–junior* faunistycznie udokumentowanego westfalu B w zakresie górnej części zony *modiolaris*, od poziomu Katarzyna (Clay Cross), oraz dolnej części zony *similis–pulchra*, do poziomu Ägir podpiętra duckmantian (Clayton i in, 1977), oraz lokalnymi poziomami: VI *E. globiformis, Endosporites globiformis* (Eg) i *Triquitrites sculptilis* (Ts), a także częścią poziomu *globiformis-bireticulatus* (GB) (Kmiecik, 2001) (tab. 8).

RODZAJE I GATUNKI MIOSPOR KARBONU W PROFILU OTWORU WILGA IG 1

Acanthotriletes sp.
Alatisporites hexalatus Kosanke
Alatisporites sp.
Anapiculatisporites spinosus (Kosanke) Potonie et Kremp
Anapiculatisporites sp.
Apiculatisporis sp.
Bellispores nitidus (Horst) Sullivan
Calamospora liquida Kosanke
Calamospora microrugosa (Ibrahim) Schopf, Wilson, Bentall
Calamospora mutabilis (Loose) Schopf, Wilson, Bentall
Calamospora pallida (Loose) Schopf, Wilson, Bentall
Calamospora parva Guennel
Calamospora pedata Kosanke
Calamospora sp.
Camptotriletes sp.
Camptozonotriletes sp.
Chaetosphaerites pollenisimilis (Horst) Butterworth et Williams
Cingulizonates bialatus (Waltz) Smith et Butterworth var. *radiatus* Dybova et Jachowicz
Cingulizonates bialatus (Waltz) Smith et Butterworth var. *tuberosus* Dybova et Jachowicz

Cingulizonates loricatus (Loose) Butterworth et Smith
Cingulizonates pseudoradiatus Dybova et Jachowicz
Cingulizonates costatus (Ischenko) Dybova et Jachowicz
Cingulizonates sp.
Cirratriradites saturni (Ibrahim) Schopf, Wilson, Bentall
Cirratriradites punctatus Dybova et Jachowicz
Converrucosisporites mosaicoides Potonie et Kremp
Convolutispora sp.
Crassispora kosankei (Potonie et Kremp) Smith et Butterworth
Cristatisporites indignabundus (Loose) Staplin et Jansonius
Cristatisporites sp.
Cyclogranisporites leopoldii (Kremp) Potonie et Kremp
Cyclogranisporites orbicularis (Kosanke) Potonie et Kremp
Cyclogranisporites sp.
Densosporites anulatus (Loose) Smith et Butterworth
Densosporites granulosus Kosanke
Densosporites intermedius Butterworth et Williams
Densosporites reynoldsburgensis Kosanke
Densosporites sphaerotriangularis Kosanke
Densosporites variabilis (Potonie et Kremp) var. *bacatus* Dybova et Jachowicz
Densosporites variabilis (Potonie et Kremp) var. *coronarius* Dybova et Jachowicz
Densosporites sp.
Dictyotriletes bireticulatus (Ibrahim) Smith et Butterworth
Dictyotriletes castanaeformis (Horst) Sullivan
Dictyotriletes densoreticulatus Potonie et Kremp
Dictyotriletes mediareticulatus (Ibrahim) Smith et Butterworth
Endosporites globiformis (Ibrahim) Schopf, Wilson, Bentall
Endosporites ornatus Wilson et Coe
Euryzonotriletes sp.
Florinites antiquus Schopf
Florinites junior Potonie et Kremp
Florinites minutus Bharadwaj
Florinites ovatus Balme et Hennelly
Florinites visendus (Ibrahim) Schopf, Wilson, Bentall
Florinites sp.
Granisporites medius Dybova et Jachowicz
Granisporites minor Dybova et Jachowicz
Granisporites sp.
Granulatisporites granulatus Ibrahim
Granulatisporites medius Dybova et Jachowicz
Granulatisporites minutus Potonie et Kremp
Granulatisporites microgranifer Ibrahim
Granulatisporites cf. *tuberculatus* Hoffmeister, Staplin, Malloy
Granulatisporites tuberculatus Hoffmeister, Staplin, Malloy
Granulatisporites sp.
Illinites sp.
Knoxisporites sp.
Laevigatosporites minor Loose
Laevigatosporites maximus (Loose) Potonie et Kremp
Laevigatosporites vulgaris (Ibrahim) Alpern et Doubinger
Latosporites latus (Kosanke) Potonie et Kremp
Leiotriletes adnatoides Potonie et Kremp
Leiotriletes flaccus Ischenko
Leiotriletes minimalis Dybova et Jachowicz
Leiotriletes sphaerotriangulus (Loose) Potonie et Kremp
Leiotriletes tumidus Butterworth et Williams
Leiotriletes sp.
Lophotriletes commissuralis (Kosanke) Potonie et Kremp
Lophotriletes sp.
Lophozonotriletes rarituberculatus (Luber) Kedo
Lophozonotriletes sp.
Lycospora brevijuga Kosanke
Lycospora granulata Kosanke
Lycospora parva Kosanke
Lycospora pellucida (Wicher) Schopf, Wilson, Bentall
Lycospora punctata Kosanke
Lycospora pusilla (Ibrahim) Schopf, Wilson, Bentall
Lycospora sp.
Monilospora sp.
Mooreisporites sp.
Planisporites granifer (Ibrahim) Knox
Punctatisporites glaber (Naumova) Playford
Punctatisporites nitidus Hoffmeister, Staplin, Malloy
Punctatisporites sp.
Punctatosporites minutus (Ibrahim) Alpern et Doubinger
Radiizonates faunus (Ibrahim) Smith et Butterworth
Radiizonates striatus (Knox) Staplin et Jansonius
Radiizonates sp.
Raistrickia aculeata Kosanke
Raistrickia protensa Kosanke
Raistrickia rubida Kosanke
Raistrickia saetosa (Loose) Schopf, Wilson, Bentall
Raistrickia sp.
Reticulatisporites carnosus (Knox) Neves
Rotaspora fracta (Schemel) Smith et Butterworth
Rotaspora knoxi Butterworth et Williams
Rotaspora sp.
Savitrisporites nux (Butterworth et Williams) Smith et Butterworth
Savitrisporites (*Kuhlensisporites*) *verrucosus* (Kruszewska) Kmiecik
Savitrisporites sp.
Schopfipollenites ellipsoides (Ibrahim) Potonie et Kremp
Schulzospora elongata Hoffmeister, Staplin, Malloy
Schulzospora ocellata (Horst) Potonie et Kremp
Schulzospora primigenia Dybova et Jachowicz
Schulzospora sp.
Schulzospora rara Kosanke
Simozonotriletes sp.
Sporonites globuliformis Dybova et Jachowicz
Sporonites unionus (Horst) Dybova et Jachowicz
Stellisporites sp.
Stenozonotriletes sp.
Tholisporites sp.
Tripartites annosus (Ischenko) Jachowicz
Tripartites cristatus Dybova et Jachowicz
Tripartites sp.
Triquitrites sculptilis (Balme) Smith et Butterworth
Triquitrites tripertitus (Horst) Sullivan et Neves
Triquitrites sp.
Verrucosisporites adenotatus Dybova et Jachowicz
Verrucosisporites microtuberosus (Loose) Smith et Butterworth
Verrucosisporites sifati (Ibrahim) Smith et Butterworth

Verrucosisporites sp.
Vestispora cancellata (Dybova et Jachowicz) Wilson et Venkatachala
Vestispora costata (Balme) Spode ex Smith et Butterworth
Vestispora laevigata Wilson et Venkatachala
Vestispora pseudoreticulata Spode ex Smith et Butterworth
Wilsonites sp.
Wilsonia punctata Dybova et Jachowicz

Aleksandra KOZŁOWSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW KARBONU

Wstęp

Charakterystykę skał karbonu oparto na analizie 53 próbek, z których 4 należą do utworów wizenu, 2 do serpuchowu, 41 do baszkiru i 6 do moskowu. Zastosowano globalnych podział stratygraficzny karbonu, przyjęty przez Waksmundzką (ten tom). W obrębie utworów moskowu, baszkiru i serpuchowu występują skały klastyczne, głównie piaskowce, mułowce i iłowce, lokalnie zlepieńce. Utwory wizenu są reprezentowane przez wapienie organogeniczne w górnej części profilu, natomiast w spągu stwierdzono skały wulkanoklastyczne. Większość analizowanych próbek to piaskowce, mułowce i iłowce. Jedna próbka reprezentuje zlepieniec, trzy – wapienie i jedna – skałę wulkanoklastyczną. Wszystkie próbki poddano badaniom pod mikroskopem polaryzacyjnym, które obejmowały standardową analizę mikroskopową płytek cienkich, i jeśli było to możliwe, analizę barwnikową oraz porowatości. Dodatkowo szczegółowym badaniom poddano piaskowce, stosując następujące metody: analizę katodoluminescencyjną, badania inkluzji fluidalnych, badania w mikroskopie skaningowym (SEM) i mikrosondzie energetycznej EDS ISIS, badania izotopowe, analizę rentgenowską, badania w podczerwieni oraz badania wybranych właściwości fizycznych skał.

Charakterystyka petrograficzna

Piaskowce

Prawie wszystkie próbki piaskowca (26) są wieku baszkirskiego, a dwie próbki – serpuchowskiego (tab. 10).

Szkielet ziarnowy. Analizowane piaskowce reprezentują głównie arenity (matriks <15% obj.) subarkozowe, rzadziej arenity kwarcowe oraz waki (matriks >15% obj.) subarkozowe, sublityczne i kwarcowe (fig. 18; tab. 10). Arenity są skałami o strukturze drobno- i średnioziarnistej, miejscami nierównoziarnistej i przeważnie bezładnej teksturze. Waki są reprezentowane przez piaskowce bardzo drobno- i drobnoziarniste, o teksturze kierunkowej podkreślonej ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków, materii organicznej oraz syderytu.

Głównym składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc, którego maksymalna zawartość przekracza 70% obj. skały (tab. 11). Stosunek kwarcu monokrystalicznego do kwarcu polikrystalicznego wynosi najczęściej 2:1 w piaskowcach baszkiru. Natomiast w piaskowcu serpuchowu, kwarc monokrystaliczny znacząco przeważa nad polikrystalicznym. Do grupy ziarn kwarcu polikrystalicznego zaliczono także okruchy kwarcytów,

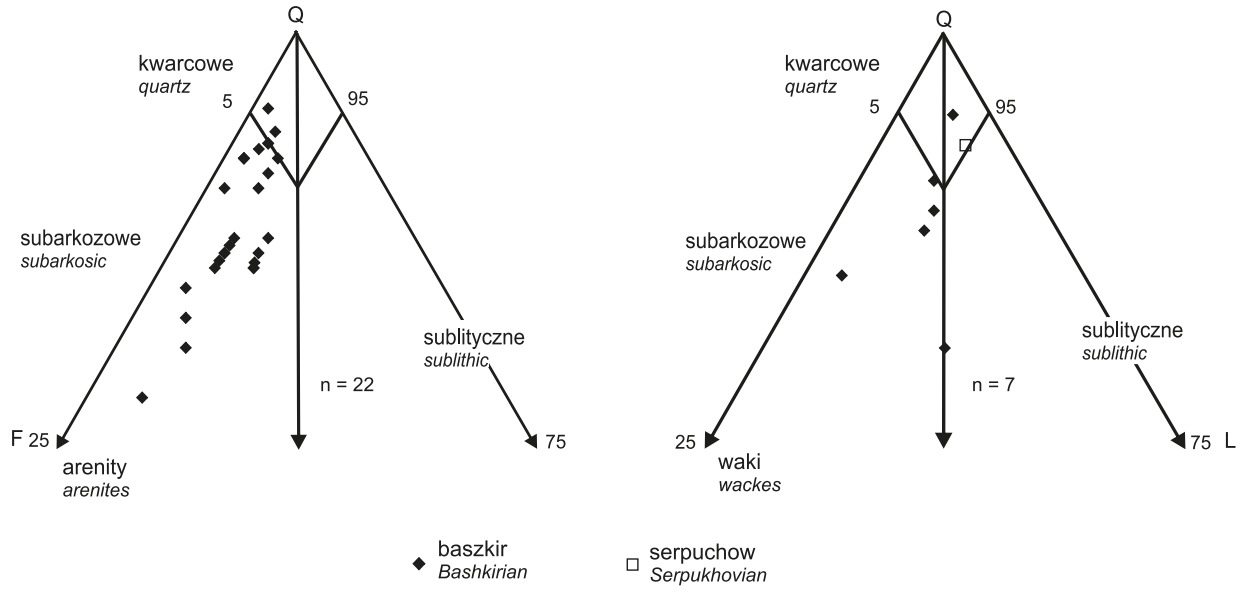


Fig. 18. Piaskowce karbonu na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijohna i in. (1972)

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

Tabela 10

Wybrane cechy utworów karbonu

Selected features of the Carboniferous deposits

Wiek/piętro Age/stage	Głęb. [m] Depth	Nazwa skały Rock type	M_IQ [mm]	$M_{max}Q$ [mm]	$M_{max}Q / M_IQ$	Główne składniki spoiwa Main components of cement	Główne procesy diagenetyczne / Main diagenetic processes					
							Kompakcja Compaction		Cementacja Cementation	Rozpuszczanie Dissolution	Zastępowanie Replacement	Przeobrażanie i neomorfizm Alteration and neomorphism
							mechaniczna mechanical [Wk_{kz}]	chemiczna chemical [Tp_{kz}]				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Moskow	2305,4	ic	0,03	0,12	4,0	Il	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	Bi→Chl
	2308,4	mc	0,03	0,14	4,7	Il Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	2313,1	ic	0,01	0,02	2,0	Il	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	2316,8	ic	0,03	0,10	3,3	Il	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	2357,5	ic m-wy	0,03	0,10	3,3	Il Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	2361,7	ic	0,01	0,04	4,0	Il	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
Baszkir	2446,4	pc śr ar sa	0,28	0,80	2,8	W Qa Il Kl	2,8	ww	Sy Qa Kl Ak	Sk L Ł	Qa Qd Sk L Il Ł→Sy	–
	2449,1	pc dr ar sa	0,23	0,65	2,8	Il Qa Mł	2,6	ww	Qa Kl Sy Ak	Sk L Ł Qa Qd	Qa Qd→Ak	Sk Ł→Kl, Sk→It
	2450,3	pc dr wa sl	0,13	0,35	2,7	Il Kl Mł W	2,5	ww	Kl Qa Sy Ak	–	Qa Qd Ł→Sy, Qa Qd Il→Ak	Bi→Chl, Sk L→It Chl
	2451,2	mc p-ty	0,04	0,26	6,5	Il Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	Bi→Chl
	2463,6	pc dr ar sa	0,22	0,45	2,0	Qa W Il	2,3	ww	Qa Sy Kl	Sk L Ł Qa Qd	–	Sk Ł→Kl
	2464,8	pc śr ar k	0,42	0,85	2,0	Qa Il	2,3	ww	Qa Sy Kl	Sk L Ł Qa Qd	Sk→Sy	Sk→Kl
	2468,6	pc dr wa sa	0,14	0,36	2,6	Il Mł W	n.o.	ww	Sy Kl Ak	–	–	Sk L→It Chl, BiChl
	2471,4	pc dr ar sa	0,20	0,44	2,2	Il Kl Qa Mł	2,5	ww	Kl Qa Ak	Sk Qa Qd L Ł	Qa Qd→Ak	Sk Ł→Kl
	2473,8	pa zl po	4,00	14,0	3,5	Il W Kl	3,2	ww	Sy Kl Qa	Sk Qa Qd L Ł	Qa Qd Ł→Sy	–
	2477,4	mc p-ty	0,05	0,16	3,2	Il Mł	n.o.	–	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	2478,5	pc dr ar sa	0,24	0,72	3,0	Kl Qa Il	3,0	ww	Kl Qa Sy	Sk Qa Qd L Ł	Qa Qd Ł→Sy	Sk Ł→Kl
	2481,4	pc dr ar sa	0,25	0,62	2,5	Il Qa Kl	2,6	ww	Qa Kl Sy	Sk Qa Qd L Ł	–	Sk Ł→Kl
	2484,4	pc sr ar sa	0,28	0,70	2,5	Il Kl	3,1	ww	Kl Qa Sy	Sk Qa Qd L Ł	Ł→Sy	Sk Ł→Kl
	2485,9	pc śr nr ar sa	0,35	1,80	5,1	Il W Kl Qa	2,5	ww	Sy Kl Qa	Sk Qa Qd L Ł	Qa Qd Ł→Sy	Sk Ł→Kl
	2488,0	pc dr wa sa	0,25	0,90	3,6	Il Mł Kl	2,2	ww	Kl Qa Sy	Sk Qa Qd L Ł Ak	–	–
	2489,7	pc śr ar sa	0,32	0,87	2,7	W Mł Qa Il	2,3	ww	Sy Qa Kl	Sk Qa Qd L Ł	Qa Qd Sk L Ł→Sy	Sk Ł→Kl
	2492,6	pc dr ar sa	0,17	0,38	2,2	Qa W Il Mł	2,2	ww	Qa Sy Kl	Sk Qa Qd L Ł	Sk L Ł→Sy	Sk Ł→Kl, Sk L→It
	2495,9	mc	0,03	0,10	3,3	Il Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	2500,0	ic m-wy	0,02	0,05	2,5	Il Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	2542,6	ic	0,02	0,06	3,0	Il	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	2593,0	ic m-wy	0,04	0,16	4,0	Il	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	2596,9	mc p-ty	0,05	0,32	6,4	Il Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	2598,8	pc śr ar sa	0,32	0,65	2,0	Qa Kl W	2,1	ww	Qa Kl Ak Sy	Sk L Qa Qd Ł Ak	Qa Qd Sk→Ak	Sk Ł→Kl
	2604,5	mc	0,03	0,20	6,7	Il Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	Bi→Chl
	2605,2	pc dr ar sa	0,14	0,32	2,3	Il Mł Qa	2,9	ww	Qa Kl Sy Ak	Sk L Qa Qd Ł Ak	–	Sk Ł→Kl
	2658,8	mc	0,02	0,18	9,0	Il Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	Bi→Chl
	2697,2	mc p-ty	0,05	0,12	2,4	Il Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	Bi→Chl

Tabela 10 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
cd. Baszkir	2731,6	pc bdr wa sa	0,10	0,32	3,2	Il Mł W	n.o.	–	Sy	–	–	–
	2772,2	mc	0,02	0,07	3,5	Il Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	Bi→Chl
	2808,2	pc dr ar sa	0,18	0,51	2,8	W Kl Il Qa Mł	2,8	ww	Ak Kl Qa Sy	Sk Qa Qd	Qa Qd Sk Sy Kl→Ak, Qa Qd Sk Ł→Sy	Sk Ł→Kl
	2813,0	pc dr ar sa	0,18	0,33	1,8	Kl W Qa Il Mł	2,6	ww	Kl Qa Sy Ak	Sk	Qa Qd Sk Sy Kl→Ak, Qa Qd Sk Ł→Sy	Sk Ł→Kl, Sk→Chl
	2819,7	pc dr nr ar sa	0,24	0,80	3,3	Kl W Qa Il	2,5	ww	Kl Qa Sy Ak	Sk Ł Qa Qd L	Qa Qd Sk →Ak, Qa Qd Sk Ł→Sy	Sk Ł→Kl
	2821,7	pc śr ar sa	0,35	0,73	2,1	Kl Il Qa Mł	2,1	ww	Kl Qa Sy	Sk Ł Qa Qd L	–	Sk Ł→Kl, Sk→It
	2827,8	pc śr ar sa	0,45	0,90	2,0	Kl W Qa Il	2,6	ww	Kl Sy Qa	Sk Ł Qa Qd L	Qa Qd Sk Ł→Sy	Sk Ł→Kl
	2829,6	pc dr ar sa	0,24	0,55	2,3	Kl W Qa	2,6	ww	Kl Qa Sy Ak	Sk Ł Qa Qd L	Qa Qd Sk →Ak, Qa Qd Sk Ł→Sy	Sk Ł→Kl
	2831,3	pc śr ar sa	0,45	1,25	2,8	Kl Qa W	2,1	ww	Kl Qa Sy	Sk Ł Qa Qd L	Qa Qd→Sy	Sk Ł→Kl
	2882,9	pc bdr nr wa k/ mc p-ty	0,10	0,47	4,7	Il W	n.o.	ww	Sy	–	Qa Qd Il Ł Sk→Sy	–
	2885,0	pc dr nr wa sa	0,14	0,67	4,8	Il W Mł Qa	1,4	ww	Ak Sy Qa Kl	Sk Ł Qa Qd L	Qa Qd Il Ł Sk→Ak, Qa Qd Ł→Sy	Ł→Kl
	2936,5	mc p-ty	0,04	0,37	9,2	Il Mł	n.o.	–	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	2959,2	pc dr ar k	0,20	0,70	3,5	W Qa Kl	2,6	ww	Sy Qa Ak Kl	Sk Oa Od L Ł	Qa Qd Sy→Ak	Ł→Kl
	2974,7	pc dr ar sa	0,20	0,47	2,4	Qa Mł	2,5	ww	Qa Kl	Sk Oa Od L Ł	–	Ł→Kl
Serpuchow	3013,4	mc	0,03	0,10	3,3	Il Mł	n.o.	–	n.o.	n.o.	n.o.	Bi→Chl
	3015,5	pc dr wa k	0,15	0,45	3,0	Il W Mł	n.o.	–	Sy	–	–	–
Wizen	3047,1	wapień	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	3049,0	wapień	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	3051,0	wapień	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	3096,6	pc bdr wa k / mc p-ty wlk	–	–	–	Il	n.o.	–	–	–	–	–

Litologia: zc – zlepieniec; pc – piaskowiec; mc – mułowiec; ic – iłowiec; pa –para; po – polimiktyczny; gr – gruboziarnisty; śr – średnioziarnisty; dr – drobnoziarnisty; bdr – bardzo drobnoziarnisty; nr – nierównoziarnisty; p-ty –piaszczysty; m-wy – mułowcowy; wlk – wulkanoklastyczny; ar – arenit; wa – waka; k – kwarcowy; sa – subarkozowy; sl – sublityczny

Składniki skalne: Ah – anhydryt; Ak – ankeryt; Ba – baryt; Bi – biotyt; Chl – chloryt; Cr – cyrkon; He – hematyt; Il – minerały ilaste; It – illit; Ka – kalcyt; Kl – kaolinit; L – litoklasty; Ł – łyszczyki; Mł – mułek; Pi – piryt; Qa – kwarc autigeniczny; Qd – kwarc detrytyczny; Sk – skalenie; Sy – syderyt; W – węglany; WFe – wodorotlenki żelaza

Inne: M_fQ – wielkość średnicy najczęstszego ziarna kwarcu; $M_{max}Q$ – wielkość średnicy największego ziarna kwarcu; Wk_{kz} – wskaźnik kontaktów ziaren; Tp_{kz} – typ kontaktów ziaren; ww – kontakty wklęsło-wypukłe; ślady; n.o. – nie oznaczono; n.p. – nieprzepuszczalny

Lithology: zc – conglomerate; pc – sandstone; mc – silstone; ic – claystone; pa – para; po – polymictic; gr – coarse-grained; śr – middle-grained; dr – fine-grained; bdr – very fine-grained; nr – unequigranular; p-ty – sandy; m-wy – muddy; wlk – volcanoclastic; ar – arenite; wa – wacke; k – quartz; sa – subarkosic; sl – sublithic

Rock components: Ah – anhydrite; Ak – ankerite; Ba – barite; Bi – biotite; Chl – chlrorite; Cr – zircon; He – hematite; Il – clay minerals; It – illite; Ka – calcite; Kl – kaolinite; L – lithoclast; Ł – micas; Mł – mud; Pi – pyrite; Qa – authigenic quartz; Qd – detrital quartz; Sk – feldspar; Sy – siderite; W – carbonates; WFe – iron hydroxides

Other: Mf Q – the most common quartz grain diameter; MmaxQ – the largest quartz grain diameter; Wkkz – grain contacts index; Tpkz – type of grain contacts; ww – concavo-convex contacts; ślady; n.o. – not determined; n.p. – not permeable

Tabela 11

Wyniki analiz planimetrycznych piaskowców (objaśnienia jak w tabeli 10)

Results of modal analyses in the sandstones (explanation as in Table 10)

Głębokość [m] / Depth		2446,4	2449,1	2450,3	2463,6	2464,8	2468,6	2471,4	2473,8	2478,5	2481,4	2484,4	2485,9	2488,0	2489,7	2492,6
Typ piaskowca / Sandstone type		ar sa	ar sa	wa sl	ar sa	ar k	wa sa	ar sa	pa zl po	ar sa	ar sa	ar sa	ar sa	wa sa	ar sa	ar sa
Kwarc Quartz	suma / total	61,0	73,7	53,3	72,4	74,4	48,4	70,6	39,0	74,4	72,6	74,6	64,3	66,1	70,7	68,0
	monokrystaliczny / monocrystalline	39,0	45,7	33,3	45,7	40,7	29,7	46,3	26,4	47,7	46,0	48,0	39,3	44,7	45,0	43,3
	polikrystaliczny / polycrystalline	22,0	28,0	20,0	26,7	33,7	18,7	24,3	12,6	26,7	26,6	26,6	25,0	21,4	25,7	24,7
Skalenie / Feldspar		4,6	4,7	6,3	6,7	3,7	3,3	7,3	3,7	5,7	9,8	5,0	6,0	4,0	5,0	7,7
Litoklasty Lithoclasts	suma / total	1,0	2,3	6,7	4,0	1,7	2,7	3,7	32,7	1,2	2,3	1,4	1,0	2,6	1,0	2,3
	osadowe / sedimentary	0,0	0,0	0,7	0,3	0,7	0,0	2,0	31,4	0,3	0,3	0,0	0,7	1,3	0,0	0,0
	metamorficzne / metamorphic	0,0	0,3	0,7	0,7	0,0	1,0	0,7	0,0	0,3	1,3	0,7	0,0	0,0	0,3	0,7
	głębinowe / plutonic	0,0	0,3	3,3	2,3	0,3	1,0	0,3	1,0	0,3	0,7	0,7	0,0	0,6	0,0	0,3
	wylewne / extrusive	1,0	1,7	2,0	0,7	0,7	0,7	0,7	0,3	0,3	0,0	0,0	0,3	0,7	0,7	1,3
Łyszczyki / Micas		2,7	2,3	6,0	1,3	0,0	6,0	2,0	0,3	2,0	1,3	2,0	2,0	2,7	2,3	2,3
Minerały akcesoryczne i nieprzezroczyste Accessoric and opaque minerals		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	Cr 0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	Cr śl	Cr 0,3	0,0
Matriks Matrix	suma / total	4,4	8,0	16,4	4,7	3,3	31,7	8,3	9,7	4,7	6,0	9,7	10,0	19,0	7,0	5,7
	ilasty / clay	2,7	5,3	12,7	2,7	2,3	23,4	6,0	8,4	3,7	5,0	8,0	7,7	12,7	2,7	3,0
	ilasto- żelazisty / iron-clay	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	mułkowy / mud intraclasts	1,7	2,7	3,7	2,0	1,0	8,3	2,3	1,3	1,0	1,0	1,7	2,3	6,3	4,3	2,7
Kaolinit autigeniczny / Authigenic kaolinite		2,3	2,7	6,3	2,0	0,3	1,3	4,7	3,3	7,0	3,7	5,3	4,7	2,7	0,7	1,3
Minerały ilaste autigeniczne inne Other autigenic clay minerals		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Węglany Carbonates	suma / total	19,7	1,3	2,4	3,0	2,0	3,3	0,7	7,4	1,0	0,3	1,0	7,7	0,6	8,0	4,3
	kalcyt / calcite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	dolomit/ankeryt / dolomite/ankerite	śl	0,3	0,7	0,0	0,0	0,3	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	śl	0,0	0,0
	syderyt / siderite	19,7	1,0	1,7	3,0	2,0	3,0	0,0	7,4	1,0	0,3	1,0	7,7	0,6	8,0	4,3
Kwarc autigeniczny / Authigenic quartz		4,3	5,0	2,0	5,3	4,6	0,0	2,7	2,0	4,0	4,0	1,0	4,3	2,0	3,7	8,4
Piryt / hematyt Pyrite / hematite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	He 0,3	0,0	0,0	0,0	Pi śl	Pi śl	Pi 1,0	0,0
Materia organiczna / Organic matter		0,0	0,0	0,3	0,3	10,0	3,3	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0
Inne / Other		0,0	0,0	WFe 0,3	WFe 0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Suma [%] / Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Pory / pores| (wartości liczone > 300 punktów) (>300 points counted)	suma / total	4,5	13,5	n.o.	17,4	19,6	n.o.	6,5	5,1	13,5	9,1	9,4	5,1	13,0	4,5	8,0
	pierwotne / primary	4,2	12,3	n.o.	16,6	19,1	n.o.	6,5	5,1	12,3	8,5	8,2	4,5	12,1	4,2	7,7
	wtórne / secondary	0,3	1,2	n.o.	0,8	0,5	n.o.	0,0	0,0	1,2	0,6	1,2	0,6	0,9	0,3	0,3
Wyniki w przeliczeniu na 100% Percentage content	kwarc / quartz	91,6	91,3	80,4	87,1	93,2	89,0	86,5		91,5	85,7	92,1	90,2	90,9	92,2	87,2
	skaleń / feldspar	6,9	5,8	9,5	8,1	4,6	6,1	8,9		7,0	11,6	6,2	8,4	5,5	6,5	9,9
	litoklasty / lithoclast	1,5	2,9	10,1	4,8	2,2	4,9	4,6		1,5	2,7	1,7	1,4	3,6	1,3	2,9

Tabela 11 cd.

Głębokość [m] / Depth		2598,8	2605,2	2731,6	2808,2	2813,0	2819,7	2821,7	2827,8	2829,6	2831,3	2882,9	2885,0	2959,5	2974,7	3015,5
Typ piaskowca / Sandstone type		ar sa	ar sa	wa sa	ar sa	ar sa	ar sa	ar sa	ar sa	ar sa	ar sa	wa k	wa sa	ar k	ar sa	wa k
Kwarc Quartz	suma / total	73,0	66,4	37,8	59,4	52,4	63,9	64,6	70,6	65,6	63,3	33,0	47,0	71,3	78,7	49,0
	monokrystaliczny / monocrystalline	47,0	41,7	17,8	46,7	33,0	41,3	44,0	45,3	46,3	39,3	24,3	32,0	58,0	59,4	40,0
	polikrystaliczny / polycrystalline	26,0	24,7	20,0	12,7	19,4	22,6	20,6	25,3	19,3	24,0	8,7	15,0	13,3	19,3	9,0
Skalenie / Feldspar		4,7	8,0	3,0	11,0	13,0	10,7	9,0	8,3	8,4	12,7	0,7	7,0	2,7	4,3	1,0
Litoklasty Lithoclasts	suma / total	1,9	3,9	2,3	1,9	2,3	1,4	2,3	4,4	2,6	2,7	1,7	1,3	1,0	2,0	1,7
	osadowe / sedimentary	0,3	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,7	1,7	0,3	1,3	0,0	0,3	0,3	0,3	0,0
	metamorficzne / metamorphic	0,3	2,3	0,3	1,3	1,3	0,7	0,7	2,0	2,3	0,7	0,0	0,7	0,0	1,0	0,0
	głębinowe / plutonic	0,3	0,3	0,7	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	1,0
	wylewne / extrusive	1,0	1,3	1,0	0,3	1,0	0,7	0,6	0,7	0,0	0,7	1,0	0,3	0,7	0,7	0,7
Łyszczyki / Micas		0,3	2,0	8,3	2,0	2,3	3,8	2,7	0,3	0,0	0,3	10,0	5,8	0,3	1,0	1,0
Minerały akcesoryczne i nieprzezroczyste Accessoric and opaque minerals		Cr śl	0,0	0,0	Cr 0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	Cr śl	0,0	0,0
Matriks Matrix	suma / total	1,0	14,7	40,3	6,0	7,7	3,3	8,4	4,0	1,4	2,6	42,3	18,6	1,7	3,3	27,3
	ilasty / clay	1,0	8,7	27,0	3,7	4,7	2,0	5,7	2,3	0,7	1,3	35,3	15,3	0,7	1,0	25,0
	ilasto- żelazisty / iron-clay	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	mułkowy / mud intraclasts	0,0	6,0	13,3	2,3	3,0	1,3	2,7	1,7	0,7	1,3	7,0	3,3	1,0	2,3	2,3
Kaolinit autigeniczny / Authigenic kaolinite		7,0	1,0	0,0	5,0	11,0	10,0	8,6	4,7	10,0	6,8	0,0	2,0	3,7	1,3	0,0
Minerały ilaste autigeniczne inne Other autigenic clay minerals		0,0	0,0	0,0	0,0	It śl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Węglany Carbonates	suma / total	2,3	1,0	2,3	11,0	6,3	3,6	0,7	4,0	6,0	5,0	10,7	15,3	12,3	0,0	20,0
	kalcyt / calcite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	dolomit/ankeryt / dolomite/ankerite	1,3	0,3	0,0	7,7	2,0	0,3	0,0	0,0	2,7	0,0	0,0	11,3	4,0	0,0	0,0
	syderyt / siderite	1,0	0,7	2,3	3,3	4,3	3,3	0,7	4,0	3,3	5,0	10,7	4,0	8,3	0,0	20,0
Kwarc autigeniczny / Authigenic quartz		9,8	2,7	0,0	3,4	5,0	3,3	3,7	3,7	5,3	6,3	0,0	3,0	7,0	9,4	0,0
Piryt / hematyt Pyrite / hematite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Materia organiczna / Organic matter		0,0	0,3	6,0	0,0	0,0	0,0	śl	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0
Inne / Other		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	WFe 0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Suma [%] / Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Pory / pores| (wartości liczone > 300 punktów) (>300 points counted)	suma / total	11,8	12,0	n.o.	3,2	n.o.	6,0	6,5	9,9	9,6	9,4	n.o.	2,3	5,4	20,6	n.o.
	pierwotne / primary	9,4	10,2	n.o.	2,2	n.o.	5,1	4,9	9,0	8,1	6,2	n.o.	1,3	4,8	20,6	n.o.
	wtórne / secondary	2,4	1,8	n.o.	1,0	n.o.	0,9	1,6	0,9	1,5	3,2	n.o.	1,0	0,6	0,0	n.o.
Wyniki w przeliczeniu na 100% Percentage content	kwarc / quartz	91,7	84,8	87,7	82,2	77,4	84,1	85,1	84,8	85,6	80,4	93,2	85,0	95,1	92,6	94,8
	skaleń / feldspar	5,9	10,2	7,0	15,2	19,2	14,1	11,9	10,0	11,0	16,1	2,0	12,7	3,6	5,1	1,9
	litoklasty / lithoclast	2,4	5,0	5,3	2,6	3,4	1,8	3,0	5,2	3,4	3,5	4,8	2,3	1,3	2,4	3,3

łupków kwarcowych oraz czertów (Pettijohn i in., 1972). Zawartość skaleni waha się od 1,0 do 13,0% obj. Reprezentują one skalenie potasowe, które w katodoluminescencji wykazują świecenie w barwach niebieskich. W obrębie ziaren skaleni obserwowano efekty działania procesów rozpuszczania (fig. 19A), przeobrażania oraz zastępowania przez minerały wtórne. Łyszczyki, głównie muskowit i biotyt (często przeobrażany w chloryt), stanowią najczęściej ok. 5% obj. skały. W wakach ich zawartość jest wyższa i dochodzi do 10%. Bardzo często blaszki łyszczyków są powyginane, co jest skutkiem działania kompakcji mechanicznej. W badanych piaskowcach stwierdzono również obecność minerałów ciężkich, głównie cyrkonu i apatytu. Składnikiem szkieletu ziarnowego są również litoklasty, których zawartość waha się od 1,0 do 6,7%, najczęściej stanowi ok. 2% obj. skały. Litoklasty są reprezentowane przez fragmenty następujących skał: metamorficznych (głównie łupki kwarcowo-łyszczykowe), wulkanicznych (kwaśne skały oraz fragmenty szkliwa wulkaniczneg) i osadowych (głównie iłowce i mułowce).

Materiał detrytyczny w piaskowcach jest najczęściej półobtoczony i na ogół dobrze wysortowany. Wielkość najczęstszej średnicy ziaren kwarcu wynosi 0,10–0,42 mm, a wielkość średnicy maksymalnej – 0,32–1,25 mm (tab. 10). Stosunek wielkości największego do najczęstszego ziarna kwarcu waha się od 1,8 do 4,8 i najczęściej wynosi ok. 3. Kontakty między ziarnami w arenitach są najczęściej punktowe i proste, rzadziej wklęsło-wypukłe, natomiast w wakach – punktowe lub ich brak.

Spoiwo w piaskowcach ma charakter porowy i/lub kontaktowy (arenity) i porowo-kontaktowy (waki). Jest zbudowane z matriksu – mieszaniny detrytycznych minerałów ilastych z pyłem kwarcowym i/lub cementu.

Cementy. W badanych piaskowcach wyróżniono następujące rodzaje cementów: kwarc autigeniczny, autigeniczne minerały ilaste (kaolinit), węglany (ankeryt, syderyt) oraz lokalnie siarczany (gips) i piryt (fig. 19, 20A–D).

Kwarc autigeniczny tworzy obwódki syntaksjalne na ziarnach kwarcu, częściowo zarastając przestrzenie porowe (fig. 19B–C). Jego zawartość waha się od 0 do 9,8%, przeciętnie wynosi ok. 4% obj. skały. Pod mikroskopem polaryzacyjnym granica między kwarcem detrytycznym a obwódką jest słabo widoczna, niekiedy jednak jest zaznaczona przez obecność inkluzji fluidalnych (fig. 19B) czy syderytu. Natomiast cement kwarcowy bardzo dobrze wyróżnia się od kwarcu detrytycznego w obrazie katodoluminescencyjnym. Kwarc autigeniczny charakteryzuje się luminescencją w barwie ciemnobrązowej, odróżniając się wyraźnie od ziaren kwarcu, które wykazują świecenie w barwach brązowej, niebiesko-brązowej, zielono-brązowej lub czerwonej. Na podstawie badań w CL wydaje się, że występuje jedna generacja obwódek kwarcu autigenicznego. W obrazie SEM obwódki kwarcu autigenicznego są bardzo dobrze widoczne w postaci romboedrycznych i pryzmatycznych form na powierzchni ziaren kwarcu (fig. 19C–D). Obwódki kwarcu autigenicznego są powszechnie rozpuszczane (fig. 19D) oraz wypierane przez węglany (fig. 20C). Pomiary temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w kwarcu autigenicznym, z piaskowców karbońskich z pobliskiego otworu Rębków 1, usytuowanego na wschód od otworu Wilga IG 1, mogą wskazywać na temperaturę jego krystalizacji w zakresie 79–106°C (Kozłowska, 2002).

W badanych piaskowcach karbonu wyróżniono wśród autigenicznych minerałów ilastych tylko kaolinit (fig. 19B, E). Jego zawartość jest zmienna i waha się od 0 do 11% obj. skały. Kaolinit najczęściej występuje w formie płytkowych agregatów, które w obrazie SEM są widoczne jako pseudoheksagonalne kryształy, tworzące charakterystyczne formy książeczkowe (fig. 19E). Na podstawie morfologii wyróżniono kaolinit robakowaty i blokowy (fig. 19E) (Kozłowska, 2004). W formie blokowej może być wykształcony zarówno kaolinit, jak i dickit, dlatego w celu ich rozróżnienia wykonano analizy: rentgenowską (XRD) i w podczerwieni (IR). Analiza XRD wykazała występowanie kaolinitu uporządkowanego 1T i słabo uporządkowanego 1Md (tab. 12). Analiza IR wykazała występowanie kaolinitu w całym profilu karbonu oraz, na głęb. poniżej 2800 m, przerostów kaolinitu z dickitem, o zawartości 10% dickitu (fig. 21; tab. 12). W obrazie CL kaolinit charakteryzuje się barwą ciemnoniebieską. Powstanie kaolinitu jest związane z przeobrażaniem ziaren skaleni i blaszek muskowitu.

Zawartość cementu węglanowego, reprezentowanego przez syderyt i ankeryt, waha się od 0 do 20% obj. skały (tab. 11). Obecność węglanów w próbce z głęb. 2827,8 m potwierdziło wskaźnikowe oznaczenie chemiczne. Wyliczona suma węglanów wynosi 3,21% wag. (0,42% – $MgCO_3$, 2,79% – $FeCO_3$). Najwyższa wyliczona suma węglanów wynosi 17,17% wag. Skład chemiczny cementów węglanowych uzyskano z analiz w mikroobszarach (tab. 13).

Syderyt (minerał szeregu izomorficznego syderyt–magnesyt) występuje powszechnie jako cement w badanych piaskowcach. Jego zawartość wynosi przeciętnie kilka procent, maksymalnie osiąga 20% obj. skały. Wyróżniono dwie generacje syderytów – wczesną i późną (Kozłowska, 1997, 2001, 2004). Zbadane syderyty zawierają przeciętnie: 75,9–86,4% mol. $FeCO_3$, 11,1–21,3% mol. $MgCO_3$, 0,2–2,3% mol. $CaCO_3$ oraz 0,7–6,0% mol. $MnCO_3$ (tab. 13) i reprezentują syderoplesyt.

Syderyt wczesnej generacji występuje w postaci bardzo drobno- lub drobnokrystalicznych ziaren rozproszonych lub tworzących skupienia w skale. Lokalnie obserwowano sferolity syderytowe w próbce z głęb. 3015,5 m. Syderyt często otacza ziarna detrytyczne (fig. 19F) lub wypełnia pierwotną przestrzeń porową w skale (fig. 19G, H). Miejscami jest wypierany przez ankeryt. Wartości $\delta^{13}C$ –7,22 i –3,87‰$_{PDB}$ (tab. 14) wskazują na tworzenie się syderytu w strefie mikrobiologicznej metanogenezy (Morad, 1998). Wyniki oznaczeń izotopowych tlenu $\delta^{18}O$ –7,28 i –5,41‰$_{PDB}$ (tab. 14), przy założeniu temperatury krystalizacji wczesnego syderytu ok. 30°C, sugerują, że minerał ten wytrącał się z wody porowej meteorycznej – $\delta^{18}O_{wody}$ ok. (–6‰$_{SMOW}$)–(–8‰$_{SMOW}$).

Syderyt późny tworzy kryształy romboedryczne, wypełniające przestrzenie porowe (fig. 20A, B). W analizowanych piaskowcach stwierdzono wypieranie przez syderyt późny ziaren kwarcu, litoklastów i skaleni oraz cementów

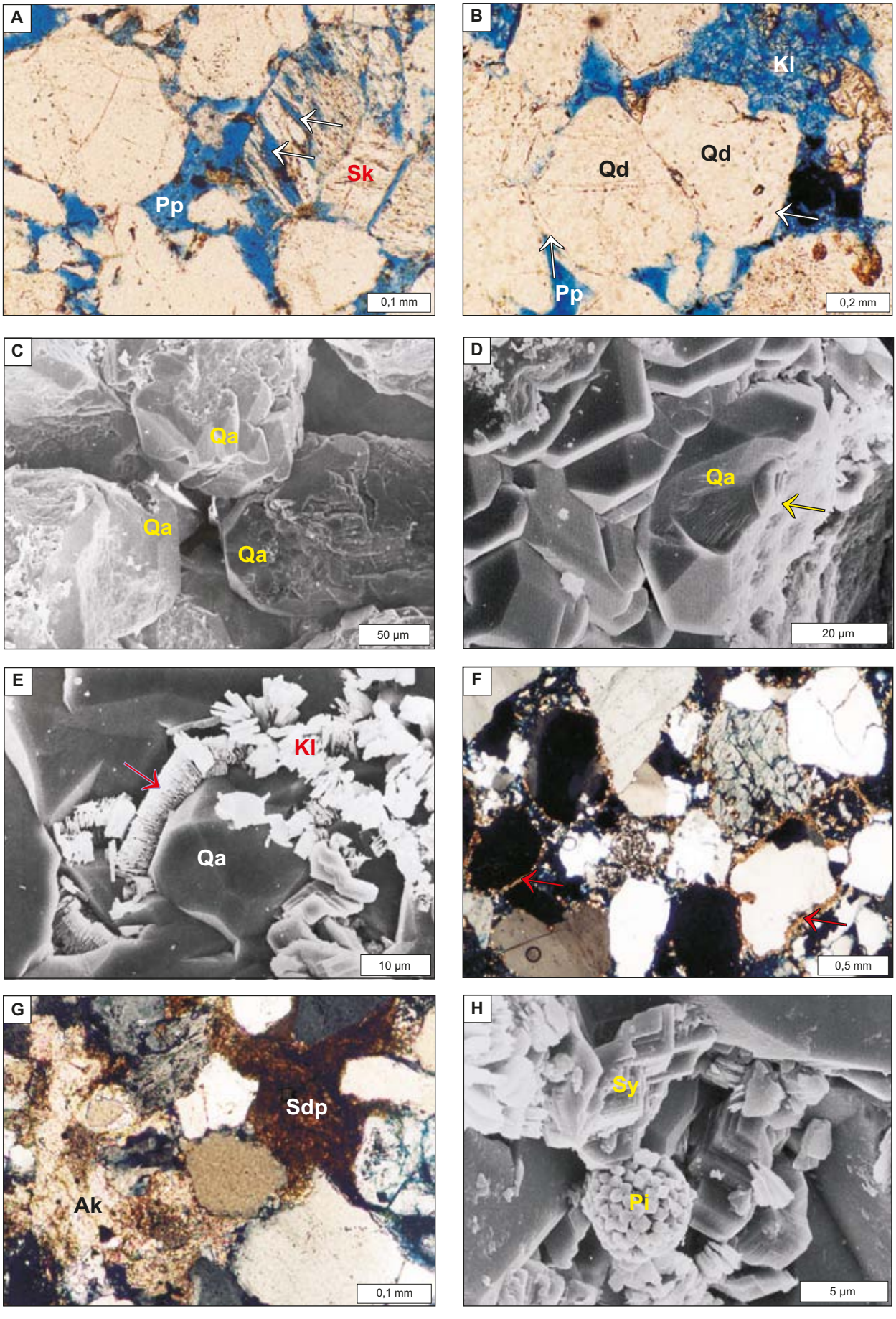

A
Sk
Pp
0,1 mm
B
Kl
Qd
Qd
Pp
0,2 mm
C
Qa
Qa
Qa
50 µm
D
Qa
20 µm
E
Kl
Qa
10 µm
F
0,5 mm
G
Sdp
Ak
0,1 mm
H
Sy
Pi
5 µm

Tabela 12

Wyniki badań petrograficznych i mineralogicznych kaolinitu

Results of petrographical and mineralogical analyses of kaolinite

Głębokość [m] Depth	Zawartość kaolinitu [% obj.] Content of kaolinite	M_f kaolinitu [μm] M_f kaolinite	M_{max} kaolinitu [μm] M_{max} kaolinite	Morfologia kaolinitu Morfology of kaolinite		Dane rentgenowskie XRD data		Dane IR IR data Kl:Di [%]	
				2–10 μm	<2 μm	2–10 μm	<2 μm	2–10 μm	<2 μm
2485,9	4,7	5	20	bl, rb	bl	1T	1T, 1Md	100:0	100:0
2598,8	7,0	10	50	bl, rb	bl	1T, 1Md	n.o.	100:0	100:0
2821,7	8,6	10	50	bl, rb	bl	1T, 1Md	1T, 1Md	100:0	90:10
2974,7	1,3	10	30	bl, rb	bl	1T, 1Md	n.o.	100:0	90:10

M_f – wielkość średnicy najczęstszego kryształu, M_{max} – wielkość średnicy największego kryształu; rb – robakowaty, bl – blokowy, 1T – kaolinit uporządkowany, 1Md – kaolinit słabo uporządkowany, n.o. – nie oznaczono

M_f – the most common crystal diameter, M_{max} – the largest crystal diameter; rb – vermiform, bl – blocky, 1T – ordered kaolinite, 1Md – poorly ordered kaolinite, n.o. – not determined

kwarcu i kaolinitu. Uzyskane temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w syderycie późnym wskazują na jego krystalizację w temperaturze 46–47°C (Kozłowska, 2002). Wyniki badań izotopowych późnej generacji syderytu w piaskowcach karbońskich z otworów położonych w niedalekiej odległości od Wilgi IG 1 wskazują na jego tworzenie się w strefie termalnej dekarboksylacji materii organicznej z wody porowej, która była mieszaniną wody meteorycznej i morskiej (Kozłowska, 2004).

Ankeryt występuje w całym profilu, jednak obserwuje się jego większe nagromadzeniu poniżej głęb. 2500,0 m. Zawartość ankerytu w piaskowcach waha się od 0 do 11,30% obj. skały. Tworzy on cement porowy (fig. 19G, 20C) oraz jest produktem wtórnych procesów zastępowania ziaren skaleni, kwarcu i litoklastów oraz składników cementu, tj.: kwarcu autigenicznego (fig. 20C), syderytu i kaolinitu. Kryształy ankerytu zawierają 14,9–19,6% mol. $FeCO_3$, 27,2–30,8% mol. $MgCO_3$, 52,0–55,3% mol. $CaCO_3$ i 0,5–2,3% mol. $MnCO_3$ (tab. 13). Wartości $\delta^{18}O$ dla ankerytu, z piaskowców karbońskich z otworów wiertniczych usytuowanych w pobliżu Wilgi IG 1 (Potycz 1 i Rębków 1) wahają się od –2,3 do –5,9‰$_{PDB}$ (Kozłowska, 2002). Temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w ankerycie sugerują jego krystalizację w zakresie temperatur 81–92,9°C (tab. 14). Przyjmując temperaturę krystalizacji ankerytu ok. 80°C, uzyskujemy dodatnie wartości (ok. 2–5‰$_{SMOW}$) $\delta^{18}O$ wody porowej, z której ten minerał się wytracał. Wzrost $\delta^{18}O$ wody porowej w czasie historii diagenezy najprawdopodobniej jest spowodowany reakcją woda–skała, w czasie procesu pogrzebania osadu. Dane $\delta^{13}C$ dla ankerytu, z piaskowców karbońskich z otworów wiertniczych usytuowanych w pobliżu Wilgi IG 1, wskazują na jego tworzenie się w strefie termalnej dekarboksylacji materii organicznej (Kozłowska, 2002).

Cement siarczanowy zidentyfikowano tylko w jednej próbce z głęb. 2598,8 m. W przestrzeni porowej piaskowca występuje gips tworzący formy rozetkowe (fig. 20D). Piryt występuje lokalnie, w ilościach śladowych. W obrazie SEM obserwowano formy framboidalne (fig. 19H).

Przestrzeń porowa. W płytkach cienkich wykonanych ze skał nasączonych niebieską żywicą zmierzono udział procentowy pustych porów w piaskowcach baszkiru, który

Fig. 19. Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM)

A. Piaskowiec średnioziarnisty, arenit subarkozowy; porowatość wtórna (strzałki) w rozpuszczonych ziarnach skaleni (Sk) i porowatość pierwotna (Pp); próbka impregnowana niebieską żywicą; głęb. 2484,4 m, PL – bez analizatora. **B.** Cement kwarcowy w formie obwódek (strzałki) na ziarnach kwarcu (Qd) oraz kaolinit (Kl) w piaskowcu drobnoziarnistym; inkluzje fluidalne na granicy między obwódką a ziarnem; widoczna porowatość pierwotna (Pp); próbka impregnowana niebieską żywicą; głęb. 2808,2 m, PL – bez analizatora. **C.** Kryształy kwarcu autigenicznego (Qa); głęb. 2974,7 m; obraz SEM. **D.** Ślady rozpuszczania (strzałka) kwarcu autigenicznego (Qa); głęb. 2974,7 m; obraz SEM. **E.** Kaolinit robakowaty (strzałka) i blokowy (Kl) oraz kwarc autigeniczny (Qa); głęb. 2485,9 m; obraz SEM. **F.** Bardzo drobnokrystaliczny, wczesny syderyt (strzałki) wokół ziaren; głęb. 2485,9 m, PL – nikole skrzyżowane. **G.** Cementy – ankerytowy (Ak) i wczesnej generacji syderytu o składzie syderoplesytu (Sdp) w piaskowcu; głęb. 2808,2 m, PL – nikole skrzyżowane. **H.** Drobne romboedry syderytu (Sy) i framboidalny piryt (Pi); głęb. 2463,6 m; obraz SEM

Photographs taken in polarizing microscope (PL) and scanning electron microscope (SEM)

A. Middle grained sandstone, subarkosic arenite; secondary porosity (arrows) in dissolved potassium feldspar grains (Sk) and primary porosity (Pp); sample impregnated with blue resin; depth 2484.4 m, PL – without analyser. **B.** Quartz cements as overgrowths (arrows) on quartz (Qd) grains and kaolinite (Kl) in fine-grained sandstone; fluid inclusion on the boundary between overgrowth and grain; primary porosity (Pp); sample impregnated with blue resin; depth 2808.2 m, PL – without analyser. **C.** Authigenic quartz crystals (Qa); depth 2974.7 m; SEM image. **D.** Dissolution traces of authigenic quartz (Qa); depth 2974.7 m; SEM image. **E.** Vermiform (arrow) and blocky (Kl) kaolinite and authigenic quartz (Qa); depth 2485.9 m; SEM image. **F.** Very fine-crystalline, early siderite (arrows) around grains; depth 2485.9 m, PL – crossed nicols. **G.** Ankerite (Ak) and early generation of siderite of sideroplesite (Sdp) composition cements in sandstone; depth 2808.2 m, PL – crossed nicols. **H.** Small rhombohedron siderite crystals (Sy) and framboidal pyrite (Pi); depth 2463.6 m; SEM image

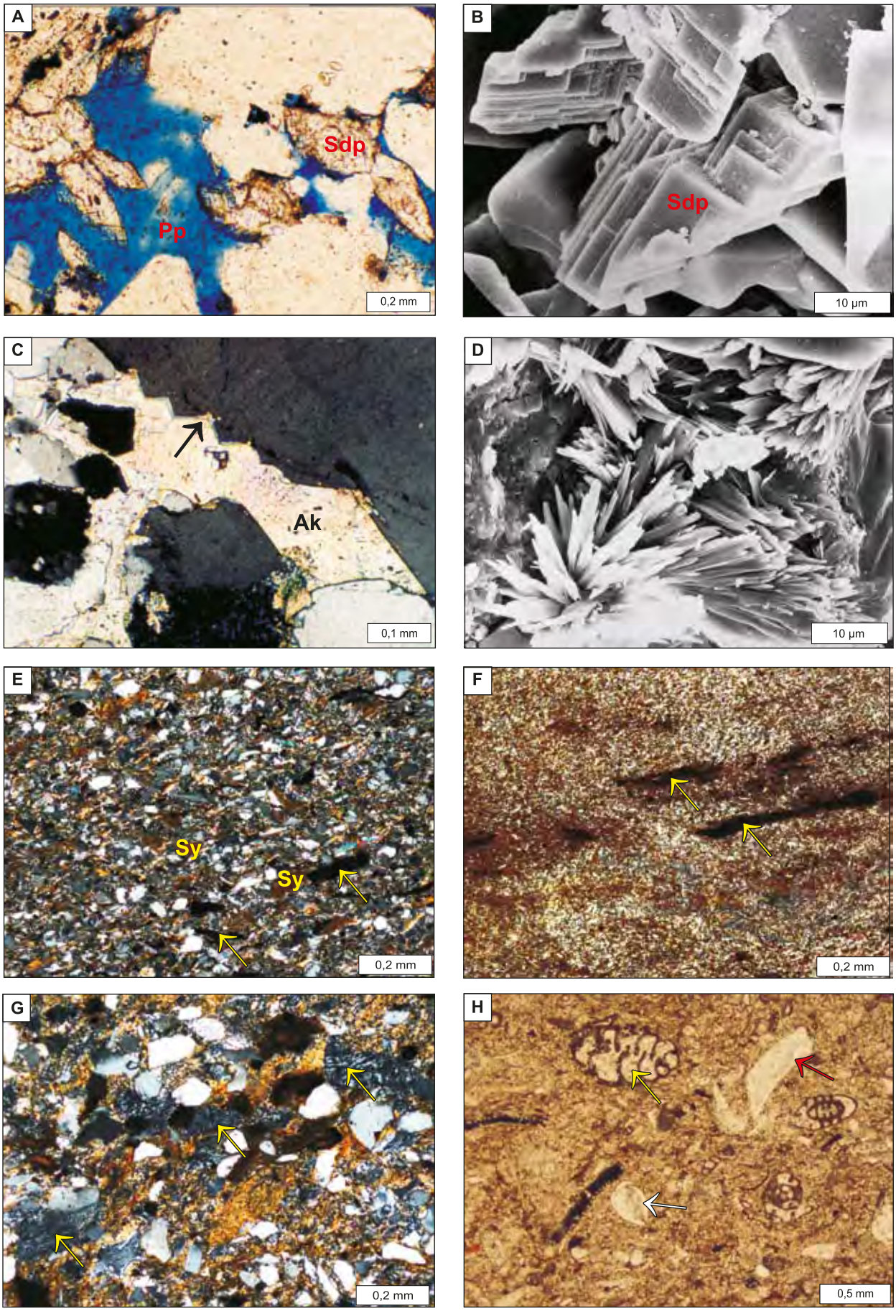

A
Sdp
Pp
0,2 mm
B
Sdp
10 µm
C
Ak
0,1 mm
D
10 µm
E
Sy
Sy
0,2 mm
F
0,2 mm
G
0,2 mm
H
0,5 mm

Tabela 13

Skład chemiczny (EDS) węglanów

Chemical composition (EDS) of carbonates

Głębokość [m] Depth	Punkt analizy Point of analysis	Ca	Mg	Fe	Mn	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$MnCO_3$	Rodzaj węglanu Type of carbonate
		[% wag.]				[% mol.]				
2446,4	1	0,85	3,49	34,34	2,61	2,3	13,3	78,4	6,0	syderoplesyt
	2	19,51	7,16	7,50	1,00	53,4	27,2	17,1	2,3	ankeryt
2485,9	1	0,53	3,13	38,55	2,18	1,3	11,3	82,6	4,8	syderoplesyt
2808,2	1	0,74	3,14	41,12	0,35	1,8	11,1	86,4	0,7	syderoplesyt
	2	22,26	9,19	7,43	0,23	53,8	30,8	14,9	0,5	ankeryt
2819,2	1	0,29	4,28	40,03	1,68	0,7	14,5	81,4	3,4	syderoplesyt
	2	22,19	8,19	7,64	0,22	55,3	28,3	15,9	0,5	ankeryt
2827,8	1	0,76	4,58	38,91	0,68	1,9	15,9	80,8	1,4	syderoplesyt
	2	0,08	6,09	36,37	1,16	0,2	21,3	76,1	2,4	syderoplesyt
2829,6	1	21,10	7,94	9,56	0,40	52,3	27,3	19,6	0,8	ankeryt
2885,0	1	0,76	6,02	36,47	0,60	1,9	20,9	75,9	1,3	syderoplesyt
	2	20,40	7,96	9,04	0,28	52,0	28,2	19,2	0,6	ankeryt
2959,5	1	0,09	5,34	38,74	0,95	0,2	18,3	79,5	2,0	syderoplesyt
	2	22,12	7,90	7,75	0,53	55,3	27,5	16,1	1,1	ankeryt

waha się od 2,3 do 20,6% obj. skały (tab. 11). W analizowanych piaskowcach porowatość pierwotna (fig. 19A–B, 20A) zdecydowanie przeważa nad wtórną. Na porowatość wtórną składają się porowatość powstała w efekcie rozpuszczania ziaren skaleni (fig. 19A) oraz mikroporowatość między kryształami kaolinitu (fig. 19B). Podrzędne znaczenie ma rozpuszczanie cementów, głównie kwarcu.

Oznaczenia właściwości petrofizycznych wykonano w 13 próbkach piaskowców baszkiru (tab. 15) w Instytucie Nafty i Gazu w Krakowie (Kozłowska, 2002). Piaskowce te, wg Jenyona (1990), charakteryzują się dobrą porowatością efektywną, która waha się od 13,45 do 23,33%, a przeciętnie wynosi 18,52%. Średnie wartości udziału porów o wielkości >1 μm w badanych piaskowcach mieszczą się w zakresie od 56 do 91%. Średnica progowa, która bardzo dobrze określa zdolność transportu płynów złożowych przez daną przestrzeń porową, mieści się w przedziale 6–50 μm. Wartości efektu histerezy wahają się od 7 do 59%. Przepuszczalność większości analizowanych piaskowców jest bardzo dobra, gdyż wynosi powyżej 100 mD, maks. 893,81 mD (Levorsen, 1956).

Diageneza. W utworach karbonu wyróżniono eo- i mezodiagenezę na podstawie pracy Choquetta i Praya (1970), w której wydzielili oni różne etapy diagenezy. W eodiagenezie miała miejsce kompakcja mechaniczna oraz tworzyły się głównie cementy, tj,: syderyt wczesny, kaolinit robakowaty i kwarc. Ziarna skaleni i blaszki łyszczyków były rozpuszczane. W mezodiagenezie nadal działała kompakcja mechaniczna, która w ostatnim etapie przeszła w chemiczną. Cementacja kwarcem była kontynuowana, a miejsce

Fig. 20. Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM)

A. Wydłużone romboedry późnej generacji syderytu o składzie syderoplesytu (Sdp); widoczna porowatość pierwotna (Pp); próbka impregnowana niebieską żywicą; głęb. 2959,5 m, PL – bez analizatora. **B.** Romboedry syderoplesytu; głęb. 2485,9 m; obraz SEM. **C.** Cement ankerytowy (Ak); miejscami ankeryt zastępuje kwarc autigeniczny (strzałka); głęb. 2456,6 m, PL – nikole skrzyżowane. **D.** Promieniste formy kryształów gipsu; głęb. 2598,8 m, obraz SEM. **E.** Mułowiec o teksturze kierunkowej podkreślonej ułożeniem syderytu (Sy) i materii organicznej (strzałki); głęb. 2697,2 m, PL – nikole skrzyżowane. **F.** Iłowiec o teksturze kierunkowej podkreślonej ułożeniem hematytu (strzałki); głęb. 2313,05 m, PL – nikole skrzyżowane. **G.** Skała wulkanoklastyczna, waka kwarcowa/mułowiec piaszczysty; formy soczewkowe wypełnione kaolinitem (strzałki); głęb. 3096,6 m, PL – nikole skrzyżowane. **H.** Wapień (greiston) zawierający liczne fragmenty bioklastów m.in. otwornic (żółta strzałka), małży (czerwona strzałka), brachiopodów (biała strzałka); głęb. 3049,0 m, PL – bez analizatora

Photographs taken in polarizing microscope (PL) and scanning electron microscope (SEM)

A. Elongated rhombohedrons of siderite late generation of sideroplesite composition (Sdp); primary porosity (Pp); sample impregnated with blue resin; depth 2959.5 m, PL – without analyser. **B.** Rhombohedrons of sideroplesite (Sdp); depth 2485.9 m; SEM image. **C.** Ankerite cement (Ak); ankerite replaced authigenic quartz (arrow) in some places; depth 2456.6 m, PL – crossed nicols. **D.** Radial forms of gypsum crystals; depth 2598.8 m; SEM image. **E.** Mudstone with directional structure underlined by siderite (Sy) and organic matter (arrows); depth 2697.2 m, PL – crossed nicols. **F.** Claystone with directional structure underlined by hematite (arrows); depth 2313.05 m, PL – crossed nicols. **G.** Volcanoclastic rock, quartz wacke/sandy silstone; lenticular forms filled by kaolinite (arrows); depth 3096.6 m, PL – crossed nicols. **H.** Limestone (grainstone) containing abundant bioclast fragments *e.g.* foraminifera (yellow arrow), bivalves (red arrow), brachiopods (white arrow); depth 3049.0 m, PL – without analyser

Tabela 14

Wyniki badań izotopowych i inkluzji fluidalnych

Results of isotopic analyses and fluid inclusions

Głębokość [m] Depth	Rodzaj węglanu Type of carbonate	$\delta^{13}C$ [‰ PDB]	$\delta^{18}O$ [‰ PDB]	$\delta^{18}O$ [‰ VSMOW]	Temperatura homogenizacji Homogenisation temperature T_h [°C]
2485,9	syderoplesyt	–7,22	–7,28	23,36	n.o.
2827,8	syderoplesyt	–3,87	–5,41	25,28	n.o.
2959,5	syderoplesyt	n.o.	n.o.	n.o.	46–47
	ankeryt	n.o.	n.o.	n.o.	81; 92,9

n.o. – nie oznaczono / not determined

Tabela 15

Właściwości fizyczne wybranych piaskowców

Petrophysical features of selected sandstones

Głęb. [m] Depth	Gęstość materiałowa [g/cm^3] Grain density	Porowatość efektywna [%] Effective porosity	Gęstość z porozymetru [g/cm^3] Porosimeter density	Porowatość z porozymetru [%] Porosimeter porosity	Średnica przeciętnej kapilary [µm] Diameter average of capillary	Powierzchnia właściwa [m^2/g] Specific surface	Pory > 1 µm [%] Pores > 1 µm	Średnica progowa [µm] Threshold diameter	Histereza [%] Hysteresis	Przepuszczalność [mD] Permeability
2449,1	2,67	20,32	2,11	18,99	0,50	0,72	73	20	24	126,20
2463,6	2,69	21,16	2,10	19,78	0,58	0,64	80	20	21	109,01
2471,4	2,67	18,49	2,15	17,28	0,27	1,20	66	20	36	11,51
2478,5	2,67	20,40	2,11	19,43	0,42	0,88	71	25	24	112,63
2485,9	2,68	18,54	2,16	17,49	0,56	0,58	78	50	30	831,39
2488,0	2,66	17,49	2,17	16,66	0,40	0,77	66	30	35	816,06
2598,8	2,68	19,96	2,13	19,19	1,06	0,34	83	30	19	n.o.
2808,2	2,71	13,45	2,31	12,69	0,26	0,85	56	6	59	2,57
2821,7	2,67	17,63	2,17	16,48	0,53	0,57	74	20	27	66,25
2827,8	2,70	17,77	2,19	16,61	0,81	0,38	78	40	30	201,81
2829,6	2,72	16,39	2,23	14,77	0,44	0,61	70	20	31	47,69
2959,5	2,76	15,82	2,30	15,07	0,75	0,35	83	20	22	105,21
2974,7	2,69	23,33	2,05	21,60	1,59	0,27	91	30	7	893,81

kaolinitu robakowatego zajął kaolinit blokowy. Krystalizowały późniejsze cementy węglanowe, tj.: syderyt późny i ankeryt. Nadal były rozpuszczane ziarna skaleni oraz dodatkowo cementy, głównie kwarc. Z obserwowanych efektów działania procesów diagenetycznych na piaskowce, największy wpływ na redukcję porowatości miały kompakcja i cementacja. Kompakcja zredukowała porowatość przeciętnie o 40,3%, a cementacja o 36,9% (fig. 22; Houseknecht, 1987). Analizując efekt oddziaływania rodzaju występującego spoiwa w piaskowcach na porowatość, wydaje się, że przeważnie pozytywny wpływ nad pozostałymi ma przewaga cementów kwarcowego i kaolinitowego (tab. 16; Kozłowska, 2002).

Zlepieńce

Jedna ze zbadanych próbek reprezentuje zlepieniec, parazlepieniec polimiktyczny (wg Ryki i Maliszewskiej, 1991), wieku baszkirskiego (tab. 10, 11). We frakcji psefitowej występują okruchy skał osadowych, tj. syderyty oraz mułowce, które są spojone masą o składzie arenitu subarkozowego. Z cementów wyróżniono kwarc, kaolinit i syderyt. Syderyt jest wykształcony w formie masywnej oraz jako sferolity radialne. Powszechnie są obserwowane efekty procesu rozpuszczania ziaren skaleni, litoklastów i blaszek łyszczyków.

Mułowce

Mułowce (11 próbek) należą do pięter: moskow, baszkir i serpuchow. Reprezentują one mułowce i mułowce piaszczyste. Ich skład mineralny jest analogiczny do składu piaskowców. Mułowce mają strukturę aleurytową i aleurytowo-psamitową. Charakteryzują się teksturą kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków, którym często towarzyszą materia organiczna, bardzo drobnokrystaliczny syderyt (fig. 20E) oraz piryt. Z łyszczyków występuje muskowit i biotyt, często przeobrażany w chloryt. Masa podstawowa jest złożona z minerałów ilastych i pyłu kwarcowego. Analiza rentgenowska wykazała, że głównymi minerałami ilastymi są kaolinit i illit, z przewagą pierwszego, natomiast w niewielkiej ilości stwierdzono chloryty (tab. 17). W próbce mułowca z głęb. 2658,8 m występują sferolity syderytowe o budo-

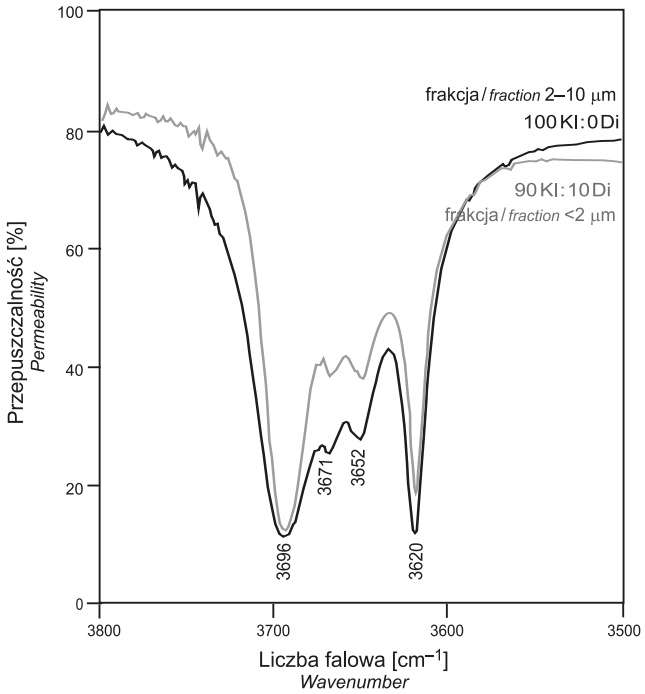


Fig. 21. Widma absorpcyjne w podczerwieni kaolinitu i dickitu w rejonie drgań rozciągających grup OH

Zawartość kaolinitu (Kl) i dickitu (Di) w procentach; głęb. 2821,7 m

Infrared spectra of kaolinite and dickite in the hydroxyl stretching band region

Kaolinite (Kl) and dickite (Di) % content; depth 2821.7 m

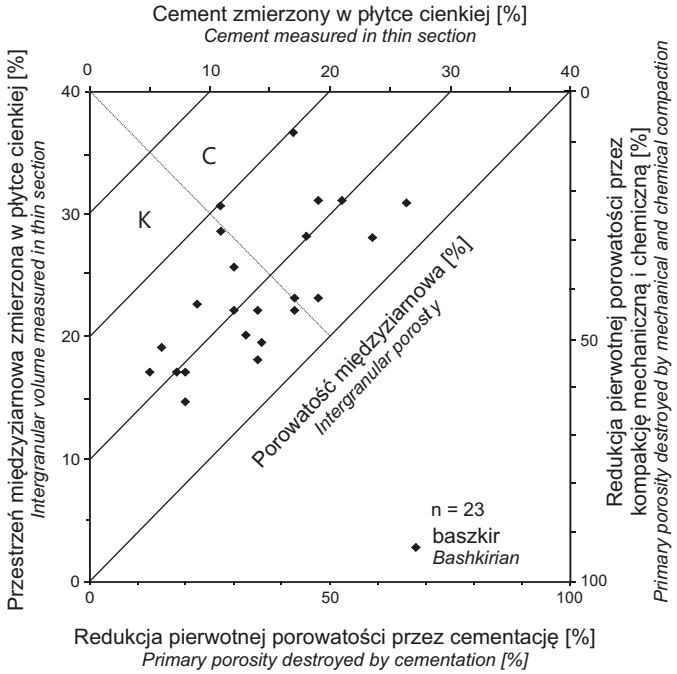


Fig. 22. Diagram Houseknechta (1987) obrazujący wpływ kompakcji i cementacji na pierwotną porowatość piaskowców baszkiru

C – przewaga cementacji, K – przewaga kompakcji

Diagram of Houseknecht (1987) showing the effect of compaction and cementation on primary porosity of the Bashkirian sandstones

C – predominance of cementation, K – predominance of compaction

Tabela 16

Oznaczenia porowatości wybranych próbek piaskowców oraz główne składniki spoiwa (w przeliczeniu na 100%)

Porosity determinations of selected sandstone samples and main components of cement (calculated as 100%)

Głębokość [m] Depth	Nazwa skały Type of rock	Uziarnienie skały Granulation	Porowatość [%] Porosity	Przepuszczalność [mD] Permeability	Matriks + cement ortochemiczny = 100% Matrix + orthochemical cement = 100%				
					matriks matrix	cement ortochemiczny orthochemical cement			
						kwarc autigeniczny authigenic quartz	kaolinit kaolinite	węglany carbonates	inne other
2449,1	ar sa	dr	20,32	126,20	47,1	29,4	15,9	7,6	0,0
2463,6	ar sa	dr	21,16	109,01	30,1	34,0	12,8	19,3	3,8
2471,4	ar sa	dr	18,49	11,51	50,6	16,4	28,7	4,3	0,0
2478,5	ar sa	dr	20,40	112,63	28,1	24,0	41,9	6,0	0,0
2485,9	ar sa	śr nr	18,54	831,39	37,5	16,1	17,6	28,8	0,0
2488,0	wa sa	dr	17,49	816,06	77,2	8,2	11,0	2,4	1,2
2598,8	ar sa	śr	19,96	n.o.	33,8	17,9	3,4	38,6	6,3
2808,2	ar sa	dr	13,45	2,57	23,6	13,4	19,7	43,3	0,0
2821,7	ar sa	śr	17,63	66,25	39,2	17,3	40,2	3,3	0,0
2827,8	ar sa	śr	17,77	201,81	24,4	22,6	28,6	24,4	0,0
2829,6	ar sa	dr	16,39	47,69	6,2	23,3	44,1	26,4	0,0
2959,5	ar k	dr	15,82	105,21	6,9	28,3	15,0	49,8	0,0
2974,7	ar sa	dr	23,33	893,81	23,6	67,1	9,3	0,0	0,0

Objaśnienia jak w tabeli 10 / Explanations as in Table 10

Tabela 17

Wyniki badań rentgenowskich wybranych próbek skał

Results of X-ray analyses of selected samples

Głębokość [m] Depth	Nazwa skały Type of rock	Kaolinit Kaolinite	Illit Illite	Illit / smektyt Illite / smectite	Chloryt Chlorite	Chloryt / wermikulit Chlorite / vermikulite
2305,4	ic	+++	++	–	–	–
2361,7	ic	+++	++	–	+	–
2451,2	mc p-ty	+++	++	–	śl	–
2500,0	ic m-wy	+++	++	–	+	–
2604,0	mc	+++	++	–	+	–
2772,2	mc	+++	++	–	+	–
3013,4	mc	+++	++	–	śl	–
3097,6	pc bdr/mc	++	++	++ (>90% illitu)	–	+++

Nazwa skały: ic – iłowiec, ic m-wy – iłowiec mułowcowy, mc – mułowiec, pc bdr – piaskowiec bardzo drobnoziarnisty; zawartość minerału w skale: +++ wysoka, ++ średnia, + niska, śl – śladowa

Type of rock: ic – claystone, ic m-wy – silty claystone, mc – siltstone, pc bdr – very fine-grained sandstone; the content of mineral in the rock: +++ high, ++ middle, + low, śl – trace mineral

wie radialnej. Mułowiec z głęb. 3013,4 m zawiera pojedyncze fragmenty bioklastów oraz węglany (?kalcyt).

Iłowce

Wśród zbadanych 7 próbek iłowców, należących do pięter moskow i baszkir, występują iłowce i iłowce mułkowe (tab. 10). Charakteryzują się one strukturą pelitową i pelitowo-aleurytową. Tekstura iłowców jest przeważnie kierunkowa, podkreślona ułożeniem łuseczek minerałów ilastych i łyszczyków, wodorotlenków żelaza i hematytu (fig. 20F) oraz materii organicznej. Skały te są zbudowane z minerałów ilastych i pelitu kwarcowego. Analiza rentgenowska wykazała, że wśród minerałów ilastych kaolinit przeważa nad illitem, natomiast w niewielkiej ilości występują chloryty (fig. 23; tab. 17). Ponadto stwierdzono ziarna kwarcu i blaszki łyszczyków (muskowit i biotyt przeobrażany w chloryt). W części przystropowej profilu otworu Wilga IG 1 iłowce są silnie zażelazione. Wśród minerałów autigenicznych wyróżniono syderyt w formie sferolitów radialnych, mniej lub bardziej regularnych, oraz piryt.

Skała wulkanoklastyczna

Jedna próbka z głęb. 3096,6 m (tab. 10) reprezentuje piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, wakę kwarcową/mułowiec piaszczysty, wulkanoklastyczny (fig. 20G). Skała charakteryzuje się strukturą aleurytowo-psamitową i teksturą lekko kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem spłaszczonych fragmentów litoklastów i blaszek minerałów ilastych. Materiał detrytyczny jest półobtoczony i nieobtoczony. Dominują ziarna kwarcu, często ostrokrawędziste, co wskazuje na ich wulkaniczną genezę. Powszechne są okruchy litoklastów mułowców, ?tufitów, skał wulkanicznych oraz przeobrażonego w minerały ilaste szkliwa wulkanicznego. Okruchy te są przeważnie lekko spłaszczone i wydłużone. W niewielkiej ilości występują ziarna plagioklazu i blaszki łyszczyków, tj. muskowit i biotyt. Widoczne są formy soczewkowe wypełnione kaolinitem (fig. 20G), prawdopodobnie przeobrażonego szkliwa wulkanicznego. Masa podstawowa jest złożona z minerałów ilastych i pyłu kwarcowego. Na podstawie analizy rentgenowskiej, z całej próbki skalnej, zidentyfikowano następujące minerały ilaste: mieszano-pakietowe chloryt / wermikulit, minerały mieszano-pakietowe illit / smektyt o zawartości illitu >90% oraz illit i kaolinit (fig. 24; tab. 17).

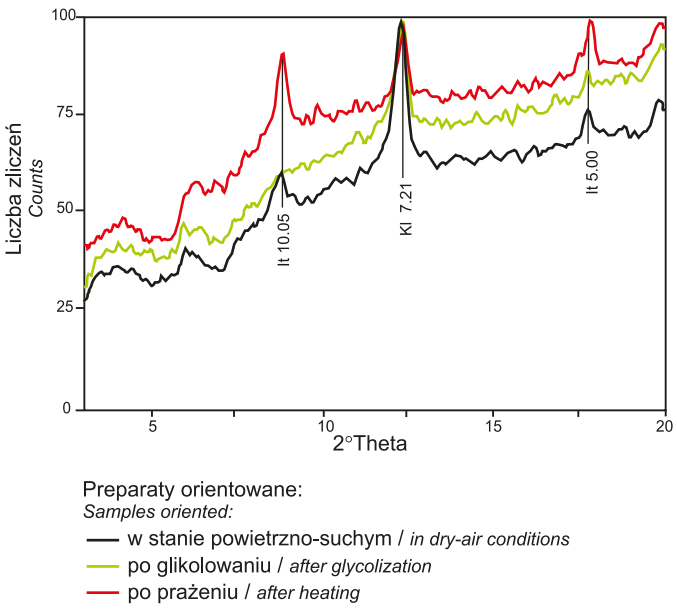


Fig. 23. Dyfraktogram rentgenowski frakcji ilastej próbki iłowca z głęb. 2305,4 m

It – illit, Kl – kaolinit

XRD diagram of the clay fraction of claystone sample from depth 2305.4 m

It – illite, Kl – kaolinite

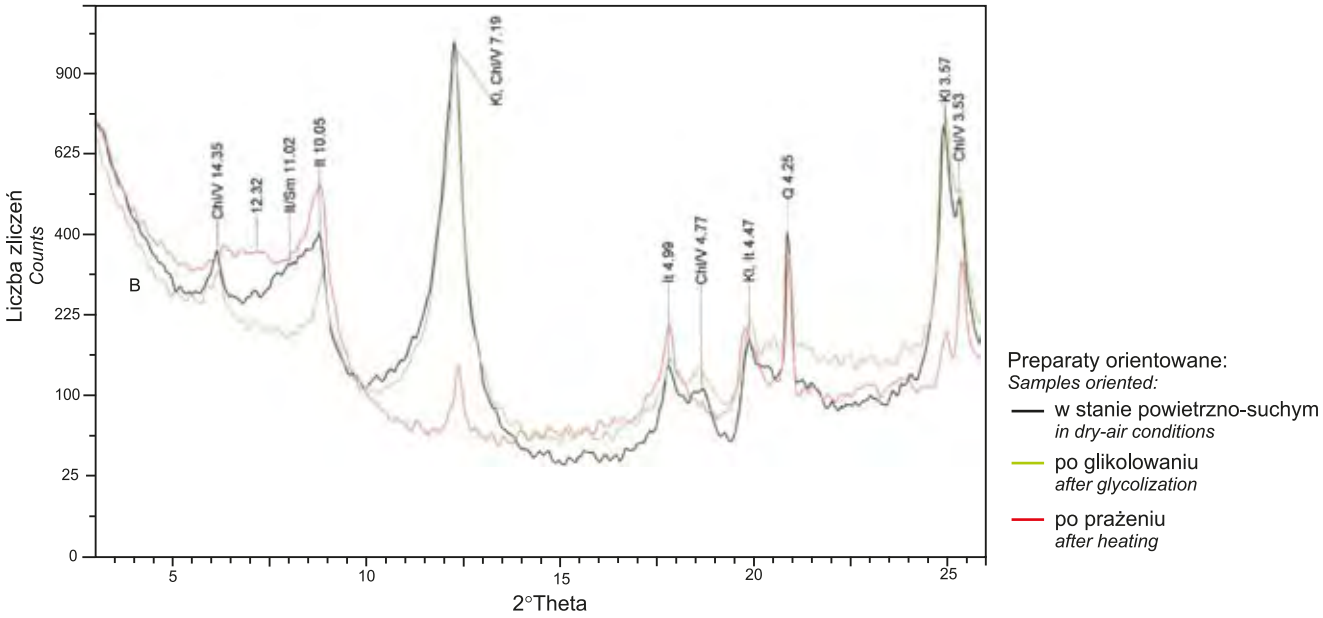


Fig. 24. Dyfraktogram rentgenowski frakcji ilastej skały wulkanoklastycznej z głęb. 3096,6 m

Chl/V – chloryt/wermikulit; It – illit, It/Sm – illit/smektyt; Kl – kaolinit, Q – kwarc

XRD diagram of the clay fraction of claystone sample from depth 3096.6 m

Chl/V – chlorite/vermiculite, It – illite, It/Sm – illite/smectite, Kl – kaolinite, Q – quartz

Skały węglanowe

Trzy próbki z wizenu (tab. 10) należą do wapieni organodetrytycznych, lokalnie marglistych. Miejscami są one lekko zrekrystalizowane (głęb. 3049,0). Według klasyfikacji Dunhama (Jaworowski, 1987) reprezentują greistony. Wapienie są zbudowane z bioklastów, których zawartość waha się od 50 do 70% obj. skały i cementu kalcytowego (fig. 20H). Spoiwo ma charakter sparu i mikrosparu. Wśród bioklastów występują fragmenty należące głównie do otwornic, małży, szkarłupni, ramienionogów i glonów, rzadziej do ślimaków (Wójcik, ten tom). Okruchy szkieletowe są miejscami spirytyzowane. Domieszki terygeniczne w wapieniach to najczęściej minerały ilaste i materia organiczna. Wkładki wapieni marglistych charakteryzują się teksturą kierunkową, podkreśloną liniowym ułożeniem głównie fragmentów muszli, najczęściej ramienionogów i małży, niekiedy także materii organicznej i pirytu.

Podsumowanie

Utwory karbonu są reprezentowane głównie przez skały klastyczne, najczęściej piaskowce, mułowce, iłowce i zlepieńce. W dolnej części profilu występują skały węglanowe, greistony z bioklastami, a poniżej nich bardzo drobnoziarnista skała wulkanoklastyczna. Wśród piaskowców występują głównie arenity i waki subarkozowe, należące do piętra baszkir. Przestrzenie między ziarnami detrytycznymi są wypełnione częściowo spoiwem – matriksem i/lub cementami, tj.: kwarcem, kaolinitem i węglanami, a sporadycznie obserwowano gips i piryt. Cement kwarcowy występuje w postaci obwódek syntaksjalnych na ziarnach kwarcu. Autigeniczny kaolinit tworzy formy robakowate i blokowe. Wśród cementów węglanowych powszechnie występuje syderyt (minerał szeregu izomorficznego syderyt–magnezyt, reprezentujący sederoplesyt) oraz ankeryt.

Porowatość piaskowców baszkiru, pomierzona w płytkach cienkich, waha się od 2,3 do 20,6% obj. skały. Porowatość pierwotna przeważa nad wtórną. Najwyższe wartości porowatości i przepuszczalności zmierzone laboratoryjnie wynoszą odpowiednio: 23,33% i 893,81 mD. Zawartość porów o wielkości >1µm wynosi maksymalnie 91%. Średnica progowa mieści się w przedziale 6–75 µm, a histereza: 7–59%. Wyniki badań porowatości, przepuszczalności oraz cech przestrzeni porowej wskazują na bardzo dobre właściwości zbiornikowe piaskowców.

W analizowanych piaskowcach zaobserwowano efekty działania następujących procesów diagenetycznych: kompakcji, cementacji, zastępowania, przeobrażania i rozpuszczania. Największy wpływ na redukcję porowatości miały kompakcja i cementacja. Kompakcja zredukowała porowatość przeciętnie o 40,3%, a cementacja o 36,9%. Piaskowce, w których głównymi składnikami spoiwa są cementy kwarcowy i kaolinitowy, najczęściej charakteryzują się wyższą porowatością w porównaniu z innymi piaskowcami.

PERM

Hubert KIERSNOWSKI, Jędrzej POKORSKI

CZERWONY SPĄGOWIEC

Osady permu, w tym czerwonego spągowca, w otworze Wilga IG 1, powstały w obrębie podlaskiego basenu sedymentacyjnego (Pokorski, 1997). Jego granicę wyznacza zasięg występowania osadów górnego czerwonego spągowca w obrębie strukturalnego obniżenia cokołu platformy prekambryjskiej, po południowej stronie wyniesienia mazurskiego – zapadliska podlaskiego. Granice basenu zostały wykartowane przez Pokorskiego (1978, 1998), Tomasika (1990) i Karnkowskiego (1999), a zmienione przez Kiersnowskiego (1997; Kiersnowski *w*: Gast i in., 2010) (fig. 25A). Kwestia ewentualnego udziału tektoniki w powstaniu basenu nie jest całkowicie wyjaśniona. Możliwe jest, że jego rozwój był częściowo związany z synsedymentacyjną aktywnością uskoków, wzdłuż południowej krawędzi wyniesienia mazurskiego oraz w północnej części karbońskiego basenu sedymentacyjnego (Pokorski, 1972, 1978, 1997). Prawdopodobnie w permie basen nie ulegał subsydencji (Pokorski, 1989) i osady czerwonego spągowca wypełniły obniżenie paleomorfologiczne, powstałe najprawdopodobniej w wyniku wcześniejszej erozji osadów sylurskich pokrywy platformowej. Kształt basenu, jego morfologię oraz przypuszczalny zasięg osadów czerwonego spągowca przedstawiono na figurze 25B. Szczegółową analizę litofacji oraz granic zasięgu osadów czerwonego spągowca wraz z propozycją wydzielenia cykli allostratygraficznych w basenie podlaskim (na podstawie danych z 59 otworów wiertniczych) przedstawił Tomasik (1990).

Basen podlaski jest wypełniony piaskowcami z przewarstwieniami zlepieńców, które szczególnie często pojawiają się w jego północnej i wschodniej części. Miąższość osadów czerwonego spągowca zapewne miejscami przekracza 30 m (fig. 26). W basenie podlaskim następowała akumulacja osadów z rozległej strefy drenażu fluwialnego, sięgającego po rejony wschodniej granicy Polski. Jest wysoce prawdopodobne, że część osadów była wyprowadzana za pomocą transportu fluwialnego przez okresowe połączenie z basenem centralnym (Pokorski, 1997). Piaskowce i żwirowce korytowe, mające dobre właściwości zbiornikowe, w odpowiednich warunkach strukturalnych mogą tworzyć pułapki dla nagromadzeń węglowodorów. Osady te są uszczelnione ewaporatami cechsztynu (Wagner, 1994).

Otwór Wilga IG 1 jest usytuowany w południowo-zachodniej części basenu podlaskiego. Profil utworów czerwonego spągowca wg rdzenia ma 18,0 m miąższości (głęb. 2286,0–2304,0 m), a wg karotażu – 17,4 m (2284,6–2302,0 m). Profil miejscami tworzą gruboklastyczne osady aluwialne oraz piaskowce eoliczne (fig. 26). Osady aluwialne występują w dolnej części profilu i mają miąższość ok. 7 m (fig. 27). Piaskowce eoliczne dominują w górnej części i osiągają miąższość ok. 12 m. Osady eoliczne w zachodniej części basenu podlaskiego mogą być powiązane z występowaniem rozległych pokryw eolicznych w zachodniej i południowej części polskiego basenu czerwonego spągowca (Kiersnowski *w*: Gast i in., 2010).

Aleksandra KOZŁOWSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH PRÓBKI PIASKOWCA CZERWONEGO SPĄGOWCA

Zbadano jedną próbkę piaskowca, z głęb. 2303,2 m. Reprezentuje on drobnoziarnisty, nierównoziarnisty arenit subarkozowy (fig. 28). Struktura skały jest psamitowa, a tekstura bezładna. Materiał ziarnowy jest półobtoczony, słabo wysortowany. Głównym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc, w obrębie którego kwarc monokrystaliczny znacznie przeważa ilościowo (40,7% obj. skały) nad kwarcem polikrystalicznym (8,0% obj. skały). Skalenie potasowe i plagioklazy stanowią 4% obj. skały, a litoklasty, tj. kwarcyty, okruchy skał wulkanicznych, iłowce – 1,6% obj. skały. Widoczne są ślady rozpuszczania ziaren skaleni i litoklastów oraz zastępowania ich przez węglany. Zawartość łyszczyków, reprezentowanych głównie przez muskowit i biotyt, częściowo schlorytyzowany, nie przekracza 1% obj. skały. Minerał akcesoryczny – cyrkon – występuje w ilościach śladowych.

Spoiwo piaskowca stanowi 44,4% obj. skały. Składa się z matriksu (13,7% obj. skały) ilasto-żelazistego i mułkowego oraz cementów: węglanowego (30,7% obj. skały) i kwarcowego (1,3% obj. skały). Kwarc autigeniczny występuje w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych kwarcu. Cement węglanowy, reprezentowany przez dolomit i ankeryt, tworzy spoiwo typu porowego. Obecność węglanów w próbce potwierdziło wskaźnikowe oznaczenie chemiczne. Wyliczona suma węglanów wynosi 17,17% wag. (8,67% – $CaCO_3$, 5,81% – $MgCO_3$, 2,69% – $FeCO_3$). Skład chemiczny cementów węglanowych uzyskano z trzech analiz w mikroobszarach (miejsca analiz zaznaczono na fig. 28). Wskazuje on na występowanie Fe-dolomitu, wykształconego w postaci drobnych kryształów romboedrycznych, których części zewnętrzne buduje ankeryt (fig. 28). Kryształy Fe-dolomitu i ankerytu zawierają 2,5–8,4% mol. $FeCO_3$, 35,3–39,5% mol. $MgCO_3$, 55,6–57,2% mol. $CaCO_3$ i 0,7–1,4% mol. $MnCO_3$. Wartości oznaczeń izotopowych wynoszą: $\delta^{18}O$ –2,62‰$_{PDB}$, a $\delta^{13}C$ –0,95‰$_{PDB}$ i mieszczą się w zakresach podanych przez Maliszewską i in. (2016).

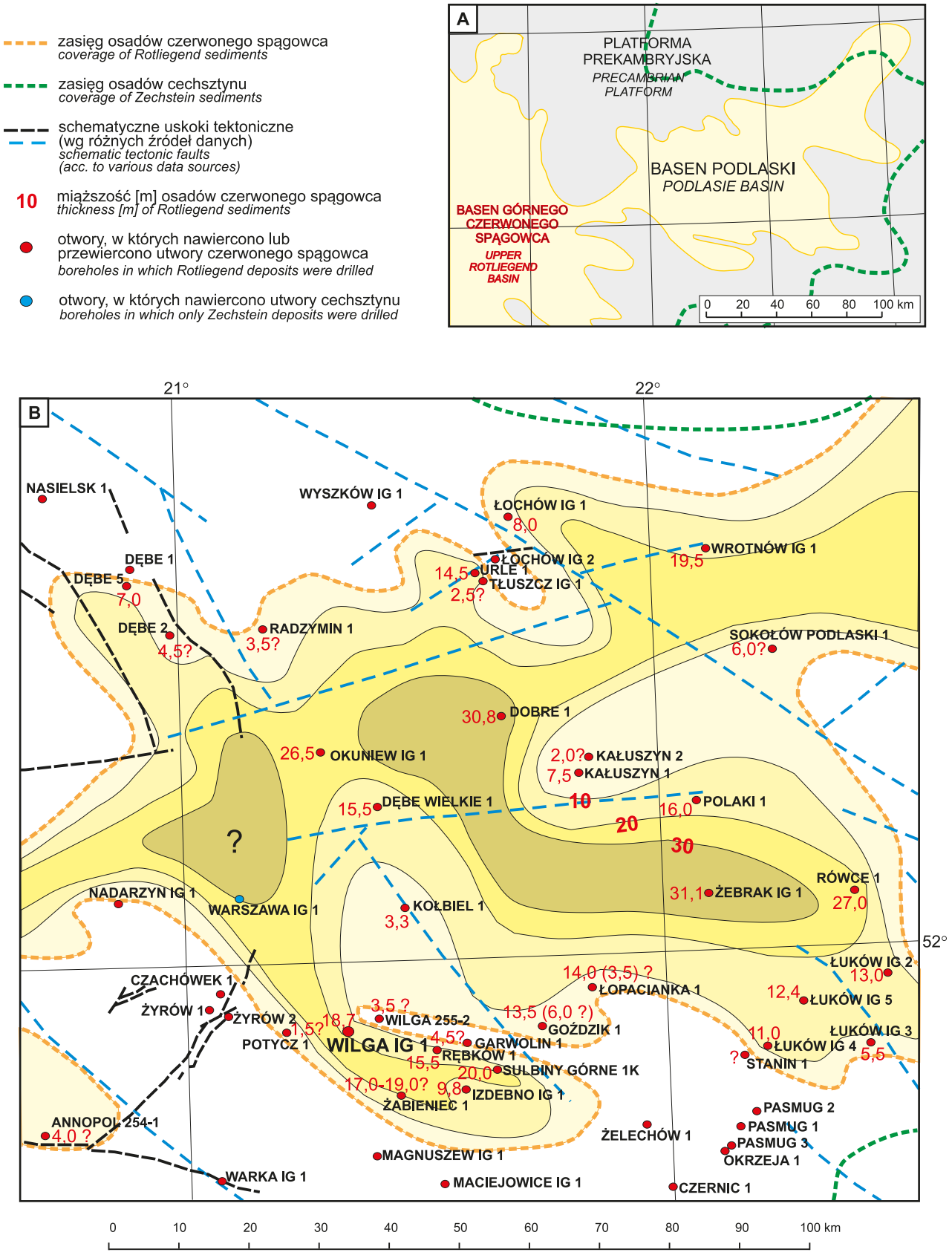


Fig. 25. A i B. Lokalizacja otworu wiertniczego Wilga IG 1 na tle mapy miąższości osadów czerwonego spągowca górnego w środkowo-zachodnim fragmencie basenu podlaskiego

A and B. Location of the Wilga IG 1 borehole against the background map of the thickness of the Rotliegend sediments in the mid-west part of the Podlasie Basin

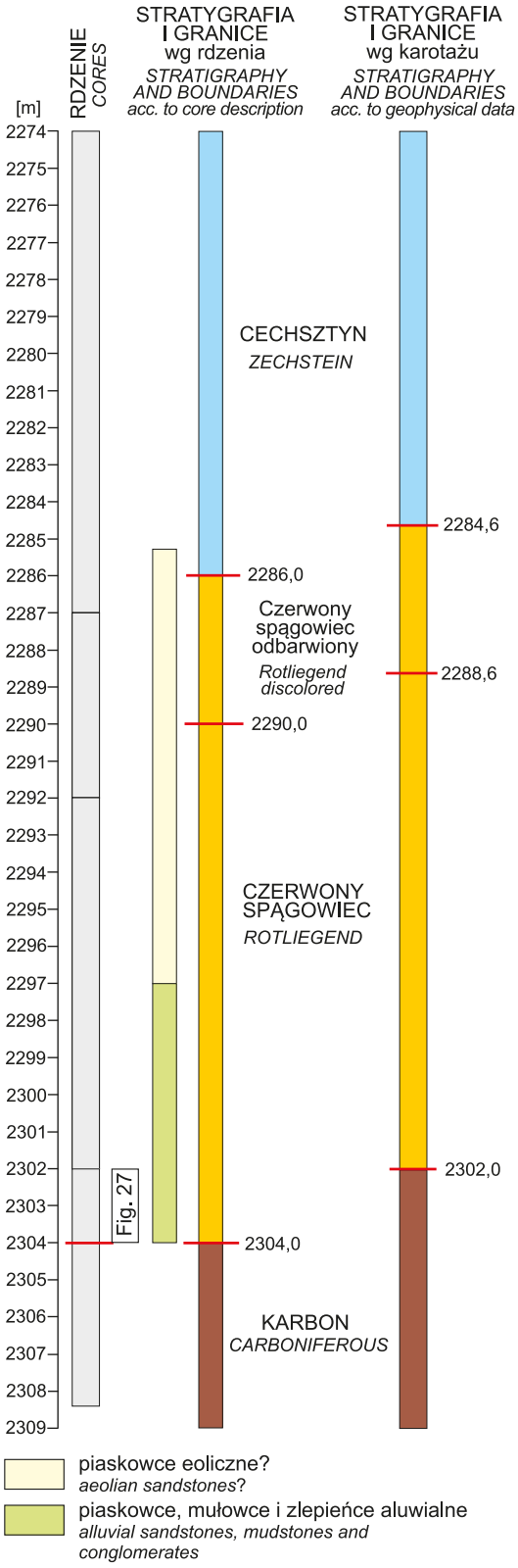


Fig. 26. Schematyczny profil utworów czerwonego spągowca w otworze wiertniczym Wilga IG 1 na podstawie danych rdzeniowych (lewa kolumna) i danych geofizyki otworowej (prawa kolumna)

Schematic profile of Rotliegend deposits in Wilga IG 1 borehole based on core data (left column) and geophysical data (right column)

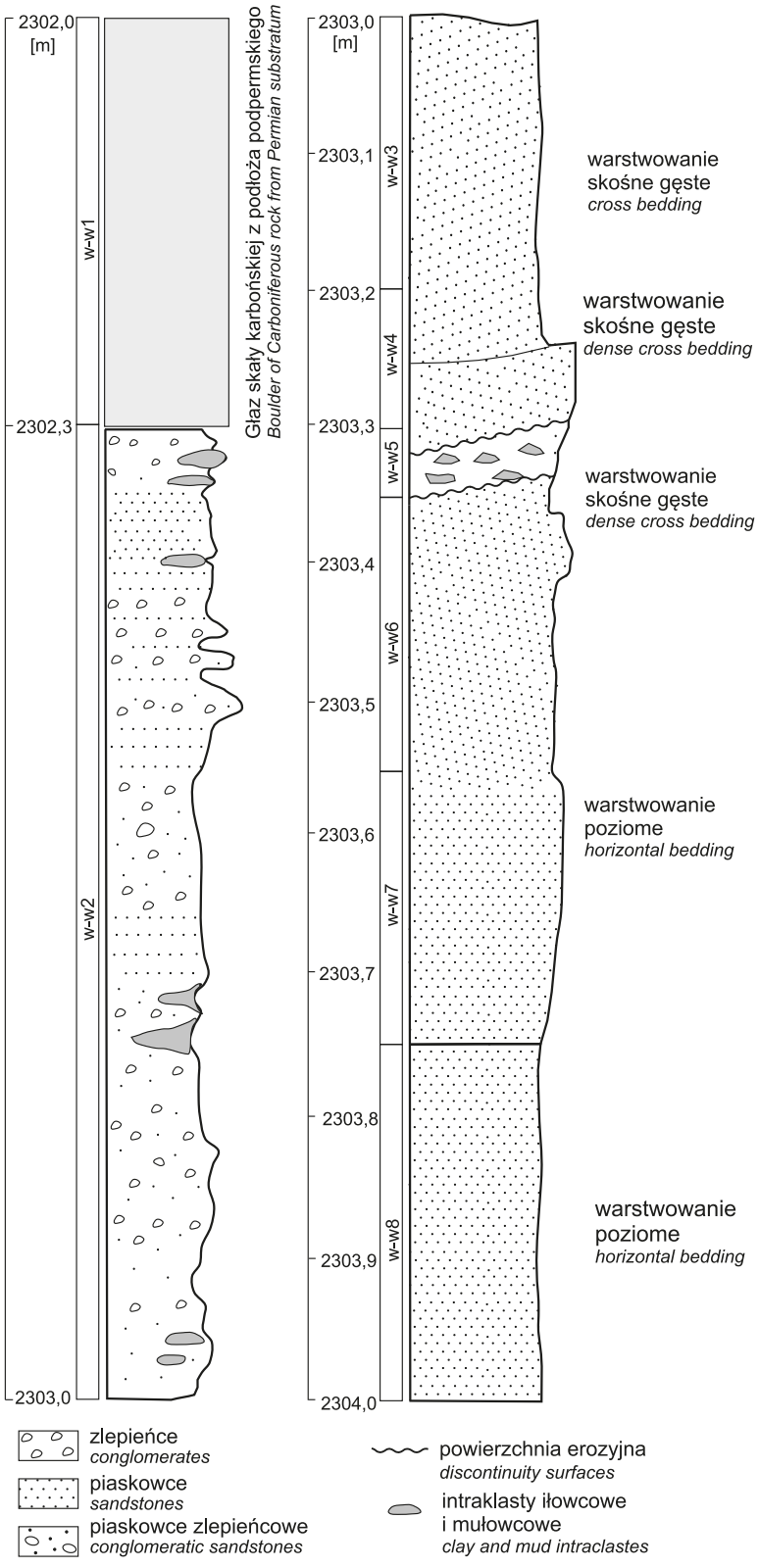


Fig. 27. Profil sedymentologiczno-litologiczny utworów czerwonego spągowca w otworze wiertniczym Wilga IG 1 w przedziale głęb. 2302,0–2304,0 m wg szkiców J. Pokorskiego

The sedimentological-lithological profile of the Rotliegend deposits in the of Wilga IG 1 borehole in the depth range of 2302.0–2304.0 m based on sketches by J. Pokorski

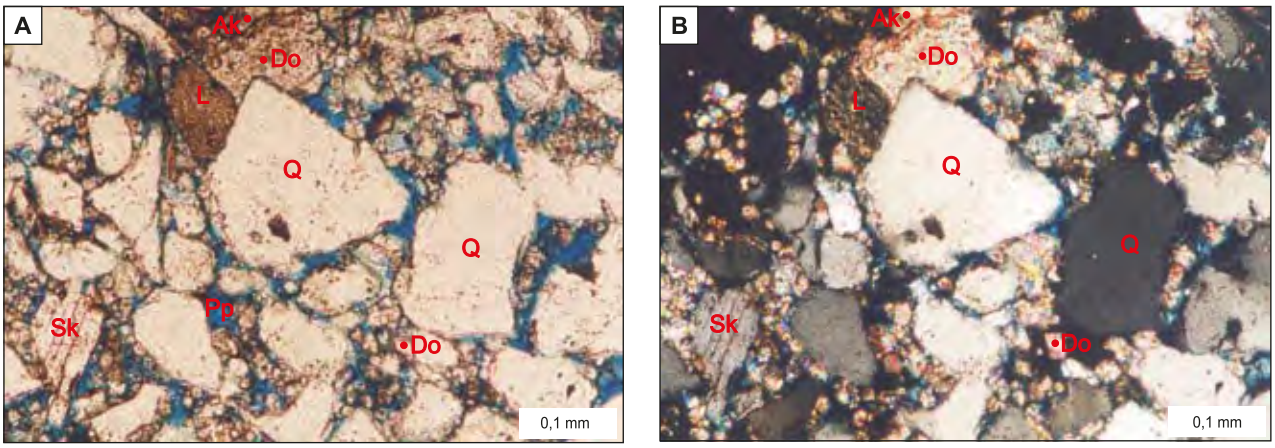


Fig. 28. A. Ziarna kwarcu (Q), skaleni (Sk) i litoklastów (L) w drobnoziarnistym arenicie subarkozowym z widoczną porowatością pierwotną (Pp); cementy dolomitowy (Do) i ankerytowy (Ak) (zaznaczone miejsca analiz w mikroobszarze); próbka impregnowana niebieską żywica na porowatość; głęb. 2303,2 m, PL – bez analizatora. B. Obraz piaskowca z figury 28 A w nikolach skrzyżowanych

A. Quartz (Q), feldspar (Sk) and lithoclast (L) grains in fine-grained subarkozic arenite with primary porosity (Pp); dolomite (Do) and ankerite (Ak) cements; sample impregnated with blue resin; depth 2303.2 m, PL – without analyser. **B.** Image of sandstone from Figure 28 A in crossed nicols

Autorzy monografii skał czerwonego spągowca (Maliszewska i in., 2016) wskazują na krystalizację dolomitu z wody porowej o wartości $\delta^{18}O$ bliskiej 1‰$_{SMOW,}$ w temperaturze powyżej 60°C. Możliwa jest jednak niższa temperatura, wynosząca 32–60°C tworzenia się dolomitu z wód porowych mieszanych, co sugeruje Kuberska (2004). Wartości $\delta^{13}C$ wskazują na nieorganiczne źródło węgla, występującego w wodach krystalizacyjnych (Kuberska, 2004; Maliszewska i in., 2016).

Porowatość piaskowca zmierzona w płytce cienkiej wynosi ok. 1% obj. skały (fig. 28A). Składa się na nią głównie porowatość pierwotna, natomiast porowatość wtórna powstała w efekcie rozpuszczania ziaren skaleni i litoklastów ma znaczenie podrzędne.

Ryszard WAGNER

CECHSZTYN

Uwagi wstępne

Profil cechsztynu paleogeograficznie jest zlokalizowany we wschodniej części basenu polskiego, na południowym stoku zatoki podlaskiej, głęboko wcinającej się pomiędzy wypiętrzone obszary półwyspu mazurskiego i ląd lubelsko-radomski. Zatoka ta była szeroko połączona z otwartym basenem polskim (Wagner, 1994; Dadlez i in., 1998). W podłożu cechsztynu występują utwory młodszego i starszego paleozoiku, rozpościerające się na kratonie wschodnioeuropejskim. W cechsztynie obszar ten charakteryzował się słabą subsydencją, kompensowaną przez sedymentację (Wagner i in., 1980). Z takiego położenia paleogeograficznego wynika nieduża miąższość osadów cechsztynu (250,1 m) i zredukowany od góry profil stratygraficzny. Utwory cechsztynu nie są zaburzone tektonicznie i są zbudowane z jednego kompletnego cyklotemu węglanowo-ewaporatowego (PZ1), węglanowych poziomów cyklotemów (PZ2), (PZ3), stropowej serii terygenicznej (PZt) z cyklotemu terygeniczno-ewaporatowego (PZ4). Nazewnictwo litostratygraficzne stosowane jest wg schematu z pracy Wagnera (1994).

W profilu zaobserwowano duże i nieregularne niezgodności głębokości granic litologicznych pomiędzy miarami geofizyczną a wiertniczą, co powszechnie występuje w wielu starszych otworach wiertniczych. Na granicy (PZt) i (PZ3) granica rdzeniowa jest niżej niż granica geofizyczna o 8,6 m. Na granicy (PZ1) i (Pcs) przesunięcie to maleje do 1,4 m. W związku z tym, wszystkie głębokości i miąższości wydzieleń stratygraficznych określono wg jednolitej miary geofizycznej. Przesunięcie to komplikuje zapis profilu litologicznego, naruszając jego ciągłość i zmuszając do dodatkowych opisów objaśniających.

Opracowany profil cechsztynu przez Wagnera (1975) w dokumentacji wynikowej otworu (*w*: Niemczycka, Żelichowski, 1975) został uaktualniony i uzupełniony. Przedstawiono też zaktualizowane wyniki badań petrograficznych cechsztyńskich poziomów węglanowych, wykonanych przez L. Piątkowską z Przedsiębiorstwa Geologicznego z Warszawy na zlecenie Instytutu Geologicznego, oraz dodatkowo wyniki badań wapienia cechsztyńskiego opracowane przez M. Wichrowską z PIG-PIB, która udostępniła autorowi swoje niepublikowane opracowanie i fotografie mikroskopowe. Płytki cienkie, na podstawie których wykonano

badania, znajdują się w kolekcji cechsztynu R. Wagnera i M. Wichrowskiej w Narodowym Archiwum Geologicznym PIG-PIB w Warszawie.

W pobliżu otworu Wilga IG 1 odwiercono otwór złożowy Wilga 255-2. Profil litologiczny cechsztynu jest tu bardzo zbliżony, ale stratygrafia cyklotemów (PZ2) i (PZ3) różni się z powodu przyjętej tam odmiennej koncepcji stratygraficznej, której autor nie miał możliwości zweryfikować.

Litostratygrafia

Najstarsze osady cechsztynu są reprezentowane przez kompletny stratygraficznie cyklotem (PZ1), mający miąższość 174,6 m. Cechsztyn leży na cienkich terygenicznych osadach czerwonego spągowca górnego, wykształconego w facji piaszczystej. Bezpośrednio pod cechsztyńskim łupkiem miedzionośnym (T1) występują utwory szarych i jasnoszarych piaskowców tzw. białego spągowca (patrz Kiersnowski, Pokorski, ten tom). Górna granica tych piaskowców z cechsztyńskim łupkiem miedzionośnym jest ostra i płaska. Z innych, lepiej rozpoznanych rejonów – np. na monoklinie przedsudeckiej, gdzie występuje analogiczna sytuacja i gdzie wykonano szczegółowe badania sedymentologiczne (Kiersnowski, 2015) – wiadomo, że górna część białego spągowca należy do cechsztynu. Górna część osadów wydmowych górnego czerwonego spągowca została rozmyta i przerobiona przez transgredujące morze cechsztyńskie, tworząc poziom morskiego białego spągowca, odpowiednika transgresywnego zlepieńca podstawowego (Zp1). W profilu Wilga IG 1 tylko najwyższa część słabo wysortowanych piaskowców średnioziarnistych z domieszką drobnoziarnistych, o miąższości 0,6 m, może być morskim białym spągowcem. Niżej leżące, doskonale wysortowane piaskowce są pochodzenia eolicznego (Kiersnowski, Pokorski, ten tom) i należą do czerwonego spągowca górnego, odbarwionego infiltrującymi wodami morza cechsztynu.

Najstarszym, niewątpliwie cechsztyńskim osadem jest szeroko rozprzestrzeniony charakterystyczny poziom łupku miedzionośnego (T1) o miąższości 0,4 m, przykryty osadami węglanowymi wapienia cechsztyńskiego (Ca1) o małej miąższości – 3,8 m, typowymi dla otwartego basenu sedymentacyjnego. W profilu ewaporatów PZ1 dominuje najstarsza sól kamienna (Na1) o miąższości 91,0 m, a anhydryt dolny (A1d) ma niezbyt dużą miąższość – 62,8 m, potwierdzając zasadę obowiązującą w tym cyklotemie, że im osadziło się więcej soli, tym mniej anhydrytu dolnego. Profil ewaporatów zamyka poziom anhydrytu górnego (A1g) o małej miąższości – 16,0 m. Proporcje miąższości poziomów ewaporatowych i stosunkowo nieduża ich miąższość sumaryczna jest typowa dla głębszej, oddalonej od brzegu, strefy basenu sedymentacyjnego. Profile (PZ1) z otworów Wilga IG 1, a także z Wilga 255-2 są typowe dla skrajnej części lokalnego basenu solnego, który rozciągał się ku północy na osi Żyrów–Nadarzyn–Sochaczew (Dadlez i in., 1998).

Wyżej w profilu występuje bardzo zredukowany stratygraficznie cyklotem (PZ2) o małej miąższości, równej 33,5 m. Brakuje w nim ewaporatów, występuje tylko przewodni poziom stratygraficzny skał węglanowych dolomitu głównego (Ca2).

Ponad zredukowanym cyklotemem (PZ2) występują, z luką stratygraficzno-sedymentacyjną, osady cyklotemu (PZ3), o miąższości zaledwie 5 m. Są one wykształcone jako skały terygeniczne szarego iłu solnego (T3) oraz skały węglanowe dolomitu płytowego (Ca3) z przewarstwieniami mułowców. Brak tu poziomów ewaporatowych. Tak silnie zredukowany profil (PZ3) wskazuje na bliską granicę pierwotnego zasięgu występowania tych osadów.

Profil cechsztynu zamyka seria czerwonych skał terygenicznych o miąższości 37,0 m, tworzących stropową serię terygeniczną (PZt). Stanowi ona wiekowy odpowiednik formacji rewalskiej na Pomorzu Zachodnim i młodszych subcyklotemów cechsztynu w centralnym basenie sedymentacyjnym (Wagner, 1994). Stropowa seria terygeniczna leży na dolomicie płytowym z dużą luką stratygraficzną i sedymentacyjną, obejmującą ewaporaty cyklotemów (PZ3) i (PZ4). Granica z pstrym piaskowcem dolnym jest trudna do ustalenia i dyskusyjna bez materiału rdzeniowego (Wagner, Pokorski, 1983), jednak została wyznaczona na podstawie analizy pomiarów geofizycznych na głęb. ?2034,5 m.

Charakterystyka mikrofacjalna cechsztyńskich poziomów skał węglanowych

W profilu cechsztynu z otworu Wilga IG 1 badania petrograficzne wykonano w obrębie trzech poziomów skał węglanowych, tj.: dolomit płytowy (Ca3) z szarym iłem solnym (T3), dolomit główny (Ca2) oraz wapień cechsztyński (Ca1) wraz z łupkiem miedzionośnym (T1). Granice zbadanych jednostek podano w mierze wiertniczej oraz dla lepszej orientacji w profilu także w mierze geofizycznej.

Łupek miedzionośny (T1) – 2285,0–2285,4 m; 2283,6–2284,0 m; miąższość 0,4 m.

W poziomie tym występują łupki ilasto-dolomityczne. W płytkach cienkich jest widoczny dolomadston gęsto, regularnie laminowany i smugowany substancją ilasto-bitumiczną z silną impregnacją siarczkami żelaza, znaczną ilością aleurytu kwarcowego, podrzędną ilością hydrołyszczków i glaukonitu oraz okruchami średnioziarnistego piaskowca o spoiwie węglanowym, prawdopodobnie pochodzących z podłoża. Granica (T1) z piaskowcami morskiego białego spągowca (Zp1) jest ostra i płaska. Kontakt (T1)/(Ca1) jest przejściowy.

Wapień cechsztyński (Ca1) – 2281,2–2285,0 m; 2279,8–2283,6; miąższość 3,8 m.

W obrębie wapienia cechsztyńskiego wyróżniono trzy kompleksy litologiczne. Opisano je, począwszy od spągu.

Głęb. 2284,9–2285,0 m; miąższość 0,1 m. Dolomikrosparyt marglisty z laminami substancji ilasto-bitumicznej z nielicznymi gruzełkami i pojedyńczymi skorupkami małżoraczków.

Głęb. 2281,5–2284,9 m; miąższość 3,4 m. Dolomikrosparyt onkoidowy o częściowo zatartej budowie wewnętrznej. W dolnej części kompleksu występują rozproszone onkoidy. Przeciętna średnica form wynosi 0,4–0,8 mm, maks.

do 2,2 mm. W górnej części kompleksu (głęb. 2284,5–2284,9 m) onkoidy są większe, o przeciętnej średnicy 1,0–1,6 mm, maks. 3 mm. W interwale głęb. 2282,9–2283,0 m występują kopułowate formy stromatolitów, nieco zmienione diagenetycznie wraz z otwornicami inkrustującymi. W interstycjach występują drobne intraklasty skały onkoidowej, nieliczne otwornice jednoseryjne, małżoraczki oraz fragmenty mszywiołów. Nieliczna mikrofauna i mszywioły występują także w całym kompleksie. Bardzo rzadko są widoczne małże. Niektóre osobniki szkieletowe mszywiołów gałązkowych (*Thamniscus*, *Acanthocladia*?) są częściowo zachowane (fig. 29C), inne uległy dezintegracji mechanicznej i zostały obleczone przez cyjanobakterie (fig. 29A). Komórki zoecjalne w całości są zabudowane przez cement węglanowy, inne wypełnione pirytem pozostały częściowo puste. Tło skalne jest porowate, częściowo zabudowane prze anhydryt, ale znaczna część pustek nie została wypełniona cementem. Materiał szkieletowy mszywioła o mikrostrukturze włóknistej (lamelarnej) posłużył do uformowania pseudoooidów z komórką zoecjalną w centralnej części takiego obiektu (fig. 29B). W obrębie pseudoooidu obserwuje się ślady działalności drążącej (endolitycznej) glonów i cyjanobakterii. Wewnątrz komórki zoecjalnej występuje agregat cementu węglanowego, komórki reprodukcyjne glonów lub glony planktoniczne oraz drobnokrystaliczny piryt (widoczne przy powiększeniu × 250). Roztrawiona i zapewne rozkruszona kolonia mszywioła wokół pseudoooidu jest zabudowana przez skupienia kulistych form, tworzących grudki mułowe, węgliste, genetycznie niejednoznaczne oraz dobrze wykształcone kryształy tabliczkowatego i listewkowego anhydrytu.

Głęb. 2281,2–2281,5 m; miąższość 0,3 m. Dolomikryt i dolosparyt z drobnymi rozproszonymi onkoidami, o najczęściej zatartej budowie wewnętrznej i przeciętnej średnicy 0,6–0,4 mm, maks. 1,0–0,8 mm, i nielicznymi peloidami. Sporadycznie występują skorupki jednoseryjnych

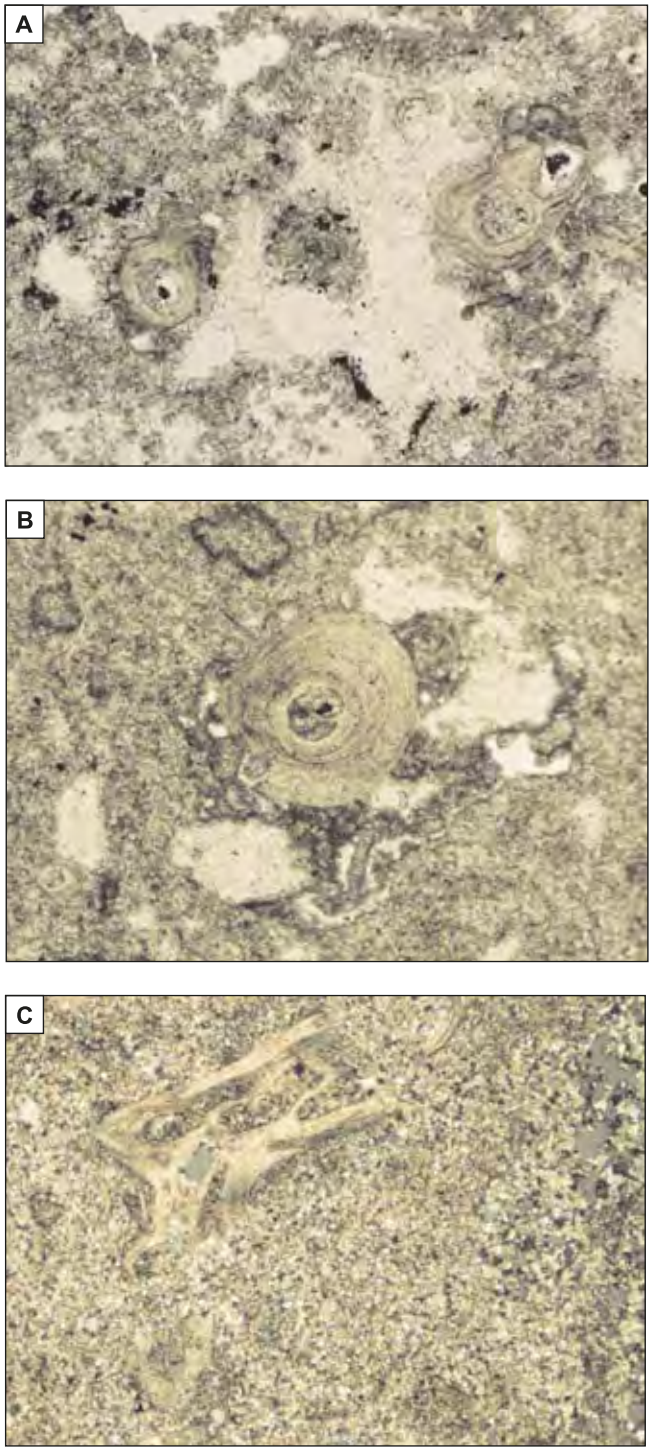


Fig. 29. Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL)

A. Rozkruszony szkielet mszywioła; komórki zoecjalne wypełnione całkowicie lub częściowo cementem węglanowym, siarczkiem żelaza lub puste; obrosty otwornic sessylnych wokół rozkruszonych mszywiołów; centralna część zdjęcia wypełniona przez anhydryt; głęb. 2282,0 m, pow. × 80, bez analizatora. **B.** Ooid zbudowany z fragmentów gałązki mszywioła; w centrum obiektu komórka zoecjalna, zabudowana cementem węglanowym i siarczkami Fe; na obrzeżach bioklastu otwornice sessylne, grudki mułowe lub groniaste; fragmenty roztrawione zabudowane przez anhydryt; głęb. 2282,1 m, pow. × 80, bez analizatora. **C.** Fragment rozczłonowanego mszywioła gałązkowego prawdopodobnie z rodzaju *Thamniscus* lub *Acanthocladia* (przekrój poprzeczny); włóknista, lamelarna mikrostruktura gałązki; próżnie – oliwkowe plamy w obrębie gałązki i w tle skalnym; głęb. 2283,4 m, pow. × 40, nikole skrzyżowane

Polarized microscope images (PL)

A. Crushed skeleton of a bryozoan; zooecial cells entirely of partly filled with carbonate cement, iron sulphide, or empty; crushed bryozoans overgrown by sessile foraminifers; etching and filling by anhydrite is visible in the centre of the image; depth. 2282.0 m, × 80, without analyzer. **B.** Ooid composed of fragments of a bryozoan branch; in the centre of the object, a zooecial cell filled with carbonate cement and Fe sulphides; sessile foraminifers and mud or aciniform pellets around the bioclast; etched fragments filled with anhydrite; depth. 2282.1 m, × 80, without analyzer. **C.** Fragment of a dismembered branching bryozoan probably of the genus *Thamniscus* or *Acanthocladia* (transverse section); fibrous, lamellar microstructure of the branch; voids – olive-colour patches within the branch and in the groundmass; depth 2283.4 m, × 40, crossed nicols

otwornic i małżoraczków, a w tle skalnym obfity tabliczkowy anhydryt.

Dolomit główny (Ca2) – 2085,0–2118,5 m; 2076,5–2110,0 m; miąższość 33,5 m.

W obrębie dolomitu głównego wyróżniono pięć kompleksów litologicznych. Opisano je poniżej, począwszy od spągu.

Głęb. 2116,0–2118,5 m; miąższość 2,5 m. Dolomikryty i biomikryty silnie margliste, tworzące kompleks madstonów laminowanych. W mikrytach widoczne liczne smugi i laminy ciemnoszarej substancji ilasto-organicznej. W górnej części spotykane liczne, cienkoskorupowe małże ułożone kierunkowo, równolegle do warstwowania oraz mikrofauna.

Głęb. 2108,3–2116,0 m; miąższość 7,7 m. Biomikryty dolomitowe, tworzące kompleks wakstonów z licznymi, dużymi skorupkami małży ułożonymi bezładnie (sporadycznie widoczne skorupki podwójne) oraz mikrofauną otwornicową i małżoraczkową. Miejscami występują cienkie warstewki ciemnoszarych łupków marglistych dość regularnie laminowanych ciemnoszarą substancją ilasto-organiczną. W masie skalnej są widoczne drobne pory, z których nieduża część jest wypełniona anhydrytem, jak również niektóre skorupki małży są podstawione anhydrytem.

Głęb. 2099,2–2108,3 m; miąższość 9,1 m. Dolosparyty i dolomikryty drobnokawerniste o strukturze grudkowej, prawdopodobnie pochodzenia mikrobialnego. Nieliczne skorupki małży ułożone bezładnie oraz nieliczna mikrofauna. Kawerny nie są wypełnione cementem.

Głęb. 2095,0–2099,2 m; miąższość 4,2 m. Dolosparyty z obfitą fauną małżową i mikrofauną otwornic i małżoraczków, drobnoporowate, kawerniste, tworzące kompleks wakstonów z przewarstwieniami dolomitów ziarnistych, greinstonów onkolitowych. Elementy szkieletowe złożone ze skorup małżowych są ułożone równolegle do warstwowania, tworząc cienkie przewarstwienia muszlowców. W obrębie kompleksu występują dwa przewarstwienia dolomitów onkolitowych na głęb. 2099,0–2099,2 i 2095,6–2095,7 m. Onkoidy w niższym przewarstwieniu są drobnej i średniej wielkości, najczęściej poniżej 1 mm średnicy, natomiast w wyższym przewarstwieniu są duże, wielokrotne, osiągające do 3 mm średnicy. Dolomit jest porowaty, pory nieregularne, przeważnie puste, jedynie w górnej części kompleksu niektóre z nich są wypełnione cementem gipsowym.

Głęb. 2085,0–2095,0 m; miąższość 10,0 m. Dolosparyt onkolitowy porowaty i kawernisty, tworzący kompleks greinstonów. Onkolity są duże, często wielokrotne, osiągające 3–5 mm średnicy. Występują liczne, cienkie laminy węglanowe o falistym kształcie, prawdopodobnie pochodzenia mikrobialnego. Widoczne ślady warstwowań skośnych. Nieliczne skorupki małży są ułożone bezładnie. Pory i kawerny bardzo nieregularnych kształtów często są puste, ale część z nich, zwłaszcza w górnej części kompleksu, jest wypełniona gipsem. Również w tej części są widoczne nieciągłe, cienkie, nieregularne smugi ilaste oraz liczne bardzo drobne kryształki pirytu. Kontakt z wyżej leżącymi mułowcami nie jest zachowany.

Szary ił solny (T3) i dolomit płytowy (Ca3) – 2080,1–2085,0 m; 2071,5–2076,5; miąższość 5,0 m. W obrębie szarego iłu solnego i dolomitu płytowego wyróżniono sześć kompleksów. Opisano je poniżej, począwszy od spągu.

Głęb. 2083,5–2085,0 m; miąższość 1,5 m. Mułowiec kwarcowy. Występują ziarna kwarcu frakcji aleurytowej, dobrze obtoczone. W najniższej części kompleksu widoczna także frakcja psamitowa. Spoiwo jest ilasto-dolomitowe, spotykane są w nim drobne kryształki pirytu. Występują dość liczne, drobne okruchy dolosparytu o średnicy do 5 mm.

Głęb. 2081,5–2083,5 m; miąższość 2,0 m. Greinston/wakston dolomitowy z drobnymi onkolitami poniżej 1 mm średnicy, z licznymi drobnymi małżami i ślimakami ułożonymi bezładnie, miejscami tworzącymi muszlowiec. Spotykane są liczne mszywioły inkrustujące. W dolnych 10 cm widoczne nieregularne smugi substancji ilastej, a w górnych 30 cm – nieregularne laminy i smugi substancji ilastej z ziarnami kwarcu frakcji aleurytowej. Występują liczne, nieregularne kawerny i pory niewypełnione cementem.

Głęb. 2081,1–2081,5 m; miąższość 0,4 m. Mułowiec dolomityczny z ziarnami kwarcu frakcji aleurytowej, ze smugami i nieregularnymi laminami mikrytu dolomitowego marglistego. W laminach dolomitowych widoczne pojedyncze mszywioły inkrustujące.

Głęb. 2081,0–2081,1 m; miąższość 0,1 m. Dolosparyt przepełniony drobnymi skorupkami małży i ślimaków, tworzącymi muszlowiec z pojedynczymi drobnymi onkolitami. Występują liczne mszywioły inkrustujące oraz drobne pory niewypełnione cementem.

Głęb. 2080,7–2081,0 m; miąższość 0,3 m. Mułowiec o spoiwie ilasto-dolomitowym z ziarnami kwarcu frakcji aleurytowej, regularnie, gęsto laminowany substancją ilastą. W dolnej części występują smugi mikrytu dolomitowego, w których są spotykane nieliczne egzemplarze mszywiołów inkrustujących.

Głęb. 2080,1–2080,7 m; miąższość 0,6 m. Dolomikryt przepełniony fauną małżowo-ślimakową z nielicznymi mszywiołami inkrustującymi. Spotykana jest makrofauna, przeważnie cienkoskorupowa, drobna, miejscami większa, ułożona bezładnie. Jedynie w dolnych 20 cm małże są ułożone kierunkowo. Miejscami występuje detrytus cienkoskorupowych małży. Sporadycznie widoczne smugi dolomikrytu marglistego. Kontakt z wyżej leżącymi piaskowcami nie jest zachowany.

Środowiska sedymentacji i paleogeografia

Profil osadów cechsztynu, rozpoznany otworem wiertniczym Wilga IG 1, był usytuowany we wschodniej części polskiego basenu cechsztyńskiego, na kratonie wschodnioeuropejskim, w południowo-zachodniej części zatoki podlaskiej. Takie położenie paleogeograficzne miało znaczący wpływ na rozwój sedymentacji osadów cechsztynu. Obszar starej platformy, skonsolidowanej w proterozoiku, charakteryzował się najsłabszą, rzędu 50 m/Ma, subsydencją w basenie cechsztyńskim, całkowicie kompensowaną przez

akumulację osadów (Wagner i in., 1980). Od północy zatokę podlaską obramowywał masyw prekambryjski, który w cechsztynie był wysuniętym ku zachodowi obszarem lądowym. Tworzył on półwysep mazurski (Wagner, 1994), zbudowany z proterozoicznych skał krystalicznych i metamorficznych, częściowo przykrytych utworami prekambru i starszego paleozoiku. Południową granicę zatoki podlaskiej stanowił ląd lubelski zbudowany głównie z utworów młodszego paleozoiku, dewonu i karbonu. Obszar przyszłego basenu cechsztyńskiego był poddany długotrwałej erozyji, która dotarła do różnych ogniw starszego i młodszego paleozoiku.

W rejonie otworu Wilga IG 1 utwory cechsztynu leżą na cienkich osadach górnego czerwonego spągowca, te z kolei z duża luką stratygraficzną spoczywają na utworach karbonu. Na zachód od tego obszaru, na platformie paleozoicznej, utworzył się w górnym czerwonym spągowcu rozległy, kontynentalny basen sedymentacyjny (Kiersnowski, Buniak, 2006). Wypełniły go znacznych miąższości osady terygeniczne, głównie pochodzenia fluwialnego, w górnej części przechodzące w osady plai i eoliczne. Natomiast w zatoce podlaskiej powstała cienka pokrywa skał klastycznych o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów, złożona głównie z piaskowców i mułowców z domieszkami zlepieńców, utworzona zapewne w tym samym impulsie subsydencji, który spowodował transgresję cechsztyńską. W tym czasie dominował klimat pustynny, gorący i suchy z okresowymi gwałtownymi opadami deszczu. W takich warunkach relief powaryscyjski ulegał szybkiej degradacji, elementy wypiętrzone były niszczone w procesach erozji, a obniżenia wypełniane osadami. Bezpośrednio przed transgresją morza cechsztyńskiego relief tego obszaru był już w znacznym stopniu wyrównany, z miejscami zachowanymi płaskimi strefami obniżeń i wypiętrzeń, tylko lokalnie o większej amplitudzie. W najwyższym permie silny impuls subsydencji spowodował obniżenie ogromnych obszarów basenu permskiego, zwłaszcza w jego wschodniej części, w tym również zachodnich rejonów kratonu wschodnioeuropejskiego, i wkroczenie morza cechsztyńskiego. Swoim zasięgiem morze objęło zachodnią krawędź kratonu i wkroczyło głęboko w jego obręb zatokami bałtycką i podlaską, przekraczając na setki kilometrów ramy kontynentalnego basenu czerwonego spągowca górnego (Wagner, 1994).

Po transgresji morza cechsztyńskiego klimat pozostał ogólnie suchy i gorący z okresami bardziej wilgotnymi, szczególnie w najwyższym cechsztynie, kiedy jego fluktuacje decydująco wpływały na cykliczność sedymentacji osadów (Wagner, Peryt, 1998). W zatoce podlaskiej osady cechsztynu utworzyły się w trzech cyklotemach węglanowo-ewaporatowych, tj.: (PZ1), (PZ2), (PZ3) i niekompletnym cyklotemie terygeniczno-ewaporatowym (PZ4), ograniczonym do stropowej serii terygenicznej (PZt). W trakcie sedymentacji osadów cechsztynu zmieniały się zasięgi morza cechsztyńskiego, a także warunki klimatyczne.

Cyklotem (PZ1)

W najstarszym cechsztynie nastąpiła szybka transgresja morza na prawie całkowicie speneplenizowany obszar zatoki podlaskiej. W rejonie otworu Wilga IG 1 morze cechsztyńskie transgredowało na osady kontynentalne (eolianity) czerwonego spągowca górnego. Prawdopodobnie tylko najwyższa część osadów wydmowych czerwonego spągowca górnego, o miąższości 0,6 m, została rozmyta przez transgredujące morze cechsztyńskie, tworząc poziom morskiego białego spągowca, odpowiednika transgresywnego zlepieńca podstawowego (Zp1). Transgresja była bardzo szybka, ale nie gwałtowna. Przypominała raczej podtopienie i szybkie zalanie obszaru. W innym przypadku tak drobnoziarniste i niezdiagenezowane osady wydmowe czerwonego spągowca zostałyby gruntownie przemieszane. Najstarszymi niewątpliwie cechsztyńskimi poziomami są łupki ilasto-wapniste, tworzące charakterystyczny poziom łupku miedzionośnego (T1) oraz wapienie, należące do poziomu wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Występowanie tych poziomów zostało stwierdzone rdzeniami wiertniczymi, a ich dobry uzysk umożliwił ich dokładne opracowanie i jednoznaczną interpretację środowisk sedymentacji. Mała miąższość osadów transgresywnych i słabo zlityfikowane podłoże mogą świadczyć o bardzo szybkiej transgresji. Prawdopodobnie był to obszar obniżony, wyrównany przez procesy erozyjne. Transgresja doprowadziła do gwałtownej zmiany reżimu sedymentacyjnego z płytkowodnych osadów transgresywnych do spokojnego, stagnującego środowiska morskiego. W takich warunkach powstały osady łupku miedzionośnego (T1) o miąższości 0,4 m, reprezentujące spokojną sedymentację w środowisku redukcyjnym, poniżej podstawy falowania. Proces pogłębiania się basenu musiał być równie szybki jak transgresja, na co wskazuje przejście od osadów plażowych do morza o głębokości ponad 40–60 m.

Na granicy łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego nastąpiła kolejna, istotna i także szybka zmiana warunków sedymentacyjnych, związana ze zwiększaniem się energii hydrodynamicznej. Środowisko redukcyjne ustąpiło utleniającemu, co doprowadziło do precypitacji węglanów, tworzących poziom wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Zmiany te miały charakter regionalny i zachodziły w całym basenie cechsztyńskim, ale w rejonie Wilgi IG 1 były bardzo szybkie. W profilu tym, przejście środowiskia względnie głębokowodnego łupku miedzionośnego w warunki płytkowodne wapienia cechsztyńskiego jest zapisane na odcinku o miąższości zaledwie 10 cm w postaci laminowanych mikrytów. W wielu innych profilach strefa ta ma ok. 50% miąższości całego (Ca1). Wyższe kompleksy wapienia cechsztyńskiego dokumentują szybkie spłycenie środowisk sedymentacji, aż do krańcowo płytkiego, powszechnego w całym basenie sedymentacyjnym ze strefą centralną włącznie (Wagner, 1994). Jest to typowa sekwencja przebiegu sedymentacji osadów (Ca1), która prawdopo-

dobnie miała miejsce także w rejonie Wilgi. Ponad wspomnianym wyżej cienkim kompleksem mikrytowym występuje kompleks dolomitów onkolitowych (głęb. 2281,5–2284,9 m) z fauną małżową, fragmentami mszywiołów i mikrofauną. W interwale głęb. 2282,9–2283,0 m występują kopułowate stromatolity o wysokości do 10 cm. Dolomity onkolitowe to osady powstałe w zbiorniku o wysokiej, prawdopodobnie okresowej aktywności hydrodynamicznej powyżej podstawy falowania. Drobne fragmenty kolonii mszywiołów w okresach sztormowych były redeponowane z płytszej strefy, zasiedlonej przez te organizmy. Pod koniec sedymentacji osadów węglanowych (Ca1), w najwyższych 30 cm profilu, onkolity zanikają, pojawiają się natomiast laminity cyjanobakteryjne stabilizujące osad, tworzące maty mikrobialne. Miało tu miejsce powszechne spłycenie morza cechsztyńskiego do okresowych wynurzeń włącznie (Wagner, 1994), chociaż w rejonie Wilgi do takiego wynurzenia nie doszło. Osady najstarszego cechsztynu są typowym przykładem cyklu transgresywno-regresywnego.

Niewielka ilość rdzenia z serii ewaporatowej (PZ1) (tylko z najniższej i najwyższej jej części) zmusza do ograniczenia się do ogólnych wniosków dotyczących warunków sedymentacji, jakie panowały w basenie, na podstawie reguł regionalnych. Silne spłycenie morza cechsztyńskiego z końcem sedymentacji wapienia cechsztyńskiego kontynuowało się w najniższych warstwach ewaporatów cyklotemu (PZ1), czyli w najniższej części anhydrytu dolnego (A1d). Jego część na pograniczu z wapieniem cechsztyńskim, rozpoznana rdzeniem, jest zbudowana ze skrajnie płytkowodnych anhydrytów o strukturze mozaikowej. Tworzące ją nieregularne, konkrecyjne gruzły anhydrytowe, spojone szarym dolomitem, są charakterystyczne dla środowiska sebki przybrzeżnej. Ostry, o nierównej powierzchni, kontakt pomiędzy (Ca1) i (A1d) może być wynikiem niewielkiej luki sedymentacyjnej. W wyższej części (A1d) dominują struktury typu nieregularnego warstwowania i żyłkowania, świadczące o panującym nadal środowisku płytkowodnym, ale nieco głębszym niż w warstwie podścielającej. Wzrastające zasolenie wód morskich doprowadziło do sedymentacji najstarszej soli kamiennej (Na1), która osiągnęła tu znaczną miąższość, wynoszącą 91,0 m, większą niż (A1d). Analiza miąższości tych poziomów ewaporatów oraz map paleogeograficznych (Dadlez i in., 1998) wskazuje, że rejon Wilgi znalazł się na południowo-wschodnim skraju basenu solnego (Na1), szeroko rozciągającego się w centralnej części zatoki podlaskiej (Wagner, 1994). Przerwanie sedymentacji soli kamiennych nastąpiło z początkiem anhydrytu górnego (A1g). Było to związane ze stopniowo postępującą ingresją świeżych wód morskich. W najniższej części (A1g) na wykresach geofizyki otworowej obserwuje się silne zailenie (głęb. 2122,5–2125,0 m). Jest to typowy obraz dla brekcji anhydrytowej (BrA1), powszechnie występującej w szeroko pojętej strefie brzeżnej basenu anhydrytu górnego, wyznaczającej początek nowej ingresji morskiej (Wagner, 1994).

Osady cyklotemu (PZ1) początkowo tworzyły się w środowisku płytkowodnym, w czasie szybkiego zalania obniżonego obszaru, wypełnionego osadami terygenicznymi czerwonego spągowca. Warunki te szybko uległy zmianie w relatywnie głębokowodne w czasie sedymentacji łupku miedzionośnego i ponownie szybko spłycające się w czasie depozycji wapienia cechsztyńskiego i dolnej części anhydrytu dolnego. W czasie sedymentacji (A1d) stopniowo rosła głębokość basenu, aż pod koniec sedymentacji tego poziomu ustaliły się warunki względnie głębokowodne. Z analizy regionalnej wynika, że najstarsza sól kamienna osadzała się również w głębszym basenie sedymentacyjnym, ale brak rdzeni uniemożliwia udowodnienie tej tezy. Ingresja świeżych wód morskich spowodowała ponowną sedymentację siarczanów z poziomu anhydrytu górnego, ale zapewne nie wpłynęła na zmianę warunków batymetrycznych. Osady cyklotemu (PZ1) utworzyły się zapewne w obniżeniu strukturalnym i wypełniły utworami ewaporatowymi istniejącą deniwelację, tym samym doszło do wyrównania dna basenu.

Cyklotem (PZ2)

Postępująca ingresja świeżych wód morskich stopniowo doprowadziła do przerwania sedymentacji ewaporatów cyklotemu (PZ1) i spowodowała nawrót sedymentacji węglanowej (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1998). Ingresja postępowała powoli, stopniowo rozrzedzając stężenie soli w wodach basenu cechsztyńskiego oraz podnosząc ich poziom. Zasięg depozycji dolomitu głównego w zatoce podlaskiej był jednak znacznie mniejszy niż cyklotemu (PZ1), a obszar lądowy był już prawie całkowicie speneplenizowany. W tym czasie klimat był ekstremalnie suchy, a szata roślinna bardzo uboga (Wagner, 1994).

Na południowo-wschodnim obrzeżeniu zatoki podlaskiej w dolomicie głównym utworzyła się podlasko-lubelska platforma węglanowa (Wagner, 2012). Na jej przedpolu występowała rozległa, płytkowodna równia basenowa, obejmująca zasięgiem cały centralny obszar zatoki podlaskiej. Dno tego basenu miało wyrównany relief i było pochylone w kierunku zachodnim, a w rejonie Wilgi – w kierunku północno-zachodnim. Na mapie paleogeograficznej dolomitu głównego (fig. 30) przedstawiono systemy depozycyjne wraz z ich paleomiąższością w rejonie Wilgi.

W profilu otworu Wilga IG 1 nie zachował się w rdzeniu kontakt dolomitu głównego (Ca2) z niżej leżącym anhydrytem górnym cyklotemu (PZ1), ale można przypuszczać, że miał on charakter przejściowy. Najstarsze osady dolomitu głównego (głęb. 2116,0–2118,5 m) mają teksturę laminitów węglanowych, którą można interpretować jako osady powstałe poniżej podstawy falowania w stagnującym basenie, co jest typowe dla równi basenowej. Dalsza ewolucja tego basenu przebiegała w kierunku stopniowego spłycania. W interwale głęb. 2099,2–2116,0 m zanikają stopniowo przewarstwienia laminowanych czarnych łupków ilasto-marglistych i pojawiają się laminy mikrobialne i obfita, ułożona bezładnie fauna małżowa. Warunki sedymentacji były więc nadal bardzo spokojne, o niskiej aktywności hydrodynamicznej. Takie osady tworzyły się na przedpolu platformy węglanowej, od strony otwartego basenu,

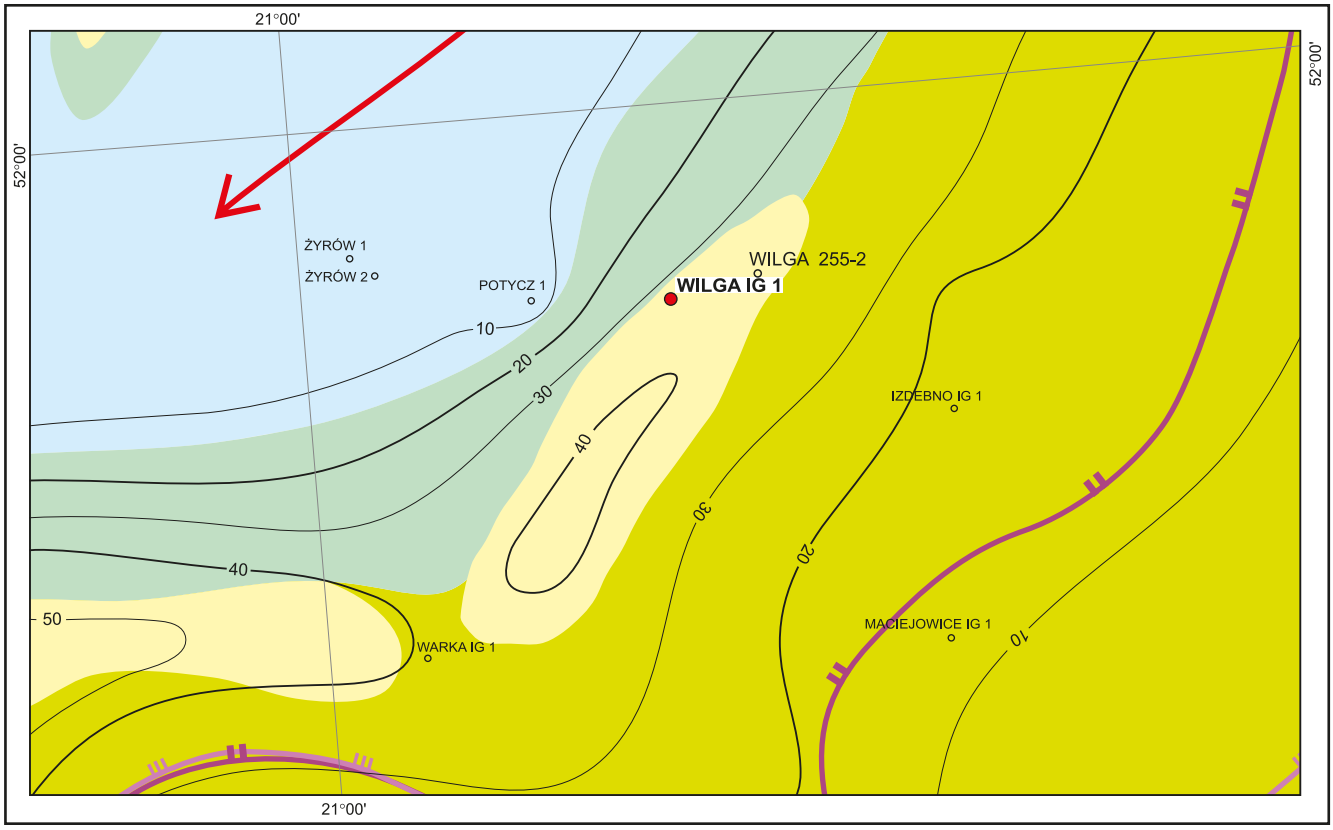


Fig. 30. Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca2) w Polsce (Wagner, 2012; zmienione)

Paleogeographic map of the Main Dolomite (Ca2) in Poland (Wagner, 2012; modified)

prawdopodobnie na jej łagodnym stoku. Stopniowo aktywność ta wzrastała i w interwale głęb. 2092,2–2095,0 m pojawiają się dwa cienkie przewarstwienia dolomitów onkolitowych o miąższości 20 cm każdy, świadcząc o środowisku bardziej aktywnym hydrodynamicznie, powyżej podstawy falowania. Wysoka aktywność hydrodynamiczna ujawniła się w najwyższym kompleksie dolomitu głównego (głęb. 2085,0–2095,0 m). Tworzą go dolomity onkolitowe (onkolity są często duże, do 5 mm średnicy, wielokrotne), warstwowane poziomo i miejscami przekątnie z przewarstwieniami mat mikrobialnych, obfitą malakofauną oraz mikrofauną. Są to osady barierowe poddane aktywnemu falowaniu. Na tych osadach kończy się sedymentacja cyklotemu (PZ2). Nie doszło w tym rejonie do sedymentacji ewaporatów, które osadzały się w centralnej części zatoki podlaskiej (Dadlez i in., 1998).

Dolomit główny w otworze Wilga IG 1 tworzy cykl transgresywno-regresywny, w którym następuje przejście od osadów głębokowodnych do skrajnie płytkowodnych. W rejonie otworu Wilga IG 1 obniżenie poziomu morza spowodowało wynurzenie osadów dolomitu głównego. W związku z istnieniem w ówczesnym czasie skrajnie suchego klimatu (Wagner, Peryt, 1998) nie doszło do większej ich erozji. Na większą skalę erozja pojawiła się dopiero w następstwie kolejnej transgresji cyklotemu (PZ3).

W omawianym rejonie cyklotem (PZ2) jest ograniczony do osadów węglanowych dolomitu głównego. Utwory te początkowo osadziły się w głębszej części otwartego basenu

sedymentacyjnego poniżej podstawy falowania, na równi basenowej. W miarę upływu czasu warunki batymetryczne ulegały stopniowemu spłyceniu, a sedymentacja odbywała się na szerokim stoku platformy węglanowej. Proces ten doprowadził do utworzenia osadów skrajnie płytkowodnych w warunkach wysokiej aktywności hydrodynamicznej, typowych dla strefy barierowej (fig. 30) i następnie do wynurzenia obszaru. Cyklotem (PZ2) ma niewielką miąższość, typową dla płytszej części basenu na platformie prekambryjskiej, a także pierwotny brak poziomów ewaporatowych. Świadczy to o słabej subsydencji basenu, kompensowanej przez sedymentację (Wagner i in., 1980).

Cyklotem (PZ3)

Nowa transgresja morska zapoczątkowała sedymentację cyklotemu (PZ3). Osady cyklotemów (PZ1) i (PZ2) wypełniły większość deniwelacji dna morskiego. W rezultacie czego powstał wyrównany, dość regularny rozkład facji i miąższości cyklotemu (PZ3). Nowy cykl sedymentacyjny rozpoczął się serią osadów szarego iłu solnego (T3) i dolomitu płytowego (Ca3) o łącznej minimalnej miąższości 5,0 m, z czego na szary ił solny przypada 1,5 m. Z szarego iłu solnego zachowały się okruchy rdzenia w postaci mułowców piaszczystych barwy szarej z domieszką szarozielonkawych iłowców z licznymi, bardzo drobnymi okruchami jasnobeżowych dolomitów. Transgresja cyklotemu (PZ3) spowodowała poważną przebudowę całego basenu cechsztyńskiego (Wagner, 1994), a także zmiany klimatu w kierunku zwilgotnienia (Wagner, Peryt, 1998). W tych warunkach nastąpiła krótkotrwała i na małą skalę erozja skał węglanowych dolomitu głównego, których drobne okruchy znalazły się w transgresywnych osadach szarego iłu solnego. Leżące wyżej osady dolomitu płytowego (Ca3), rozpoczynające sedymentację węglanową (głęb. 2080,1–2083,5 m), tworzyły się w płytkowodnych warunkach sedymentacji. Są to wakstony ślimakowo-małżowe z drobnymi onkolitami, przechodzące w muszlowce z mszywiołami inkrustującymi. Reżim płytkowodny utrzymał się w ciągu całej wyższej części (Ca3). Są to małej miąższości wakstony ślimakowo-małżowe, przechodzące w muszlowce z mszywiołami inkrustujacymi i dwoma przewarstwieniami mułowców barwy szarej o łącznej miąższości 1,5 m. Interesująca jest obecność mszywiołów inkrustujących, występujących w niektórych płytkowodnych osadach dolomitu płytowego. Jest to świadectwo normalnego zasolenia wód morskich. Płytkowodny reżim sedymentacji i obecność przewarstwień terygenicznych w profilu oraz muszlowców ślimakowo-małżowych świadczą o bliskości brzegu. Prawdopodobnie profil (Ca3) z otworu Wilga IG 1 tworzył się w płytkiej lagunie, być może w pobliżu plaży. Profil mikrofacjalny dolomitu płytowego i jego mała miąższość, w porównaniu do dolomitu głównego, są dowodem na mniejszy zasięg (Ca3) w stosunku do (Ca2) na linii otworów Potycz 1–Wilga IG 1–Izdebno IG 1 (fig. 30). Ma to istotne znaczenie dla rozwiązania sporu stratygraficznego, w którym inni badacze uważają, że dolomit płytowy miał na kratonie wschodnioeuropejskim szerszy zasięg niż dolomit główny (por. Stolarczyk, 1972; Gąsiewicz, Peryt, 1989; Wagner, 1994; Wagner, 2014).

W profilu otworu Wilga IG 1 nie ma ewaporatów (PZ3), które występują w osiowej części zatoki podlaskiej (Wagner, 1994; Dadlez i in., 1998). Bezpośrednio na osadach węglanowych leżą z luką stratygraficzną i sedymentacyjną utwory stropowej serii terygenicznej (PZt). Podobnie jak w cyklotemie (PZ2), utwory cyklotemu (PZ3) osadzały się w basenie morskim o niewielkiej subsydencji, kompensowanej przez sedymentację. Trudno stwierdzić, w jakim stopniu zostały zerodowane utwory cyklotemu (PZ3), a zwłaszcza dolomitu płytowego (Ca3). Można jednak przypuszczać, że w pewnym stopniu procesy erozyjne były uruchomione w czasie obejmującym sedymentację ewaporatów (PZ3), a zwilgotnienie klimatu w początku cyklotemu (PZ4) sprzyjało takim procesom.

Cyklotem (PZ4)

Nowy etap sedymentacji cechsztynu wyznaczają zmiany klimatyczne (Wagner, Peryt, 1998). Cyklotem terygeniczno-ewaporatowy (PZ4) składa się z kilku subcyklotemów i poziomu stropowej serii terygenicznej (PZt) (Wagner, 1994). W zatoce podlaskiej brak jest ewaporatów cyklotemu (PZ4) (Dadlez i in., 1998). Występuje tylko stropowa seria terygeniczna (PZt), leżąca na różnych ogniwach stratygraficznych cyklotemów (PZ1)–(PZ3). W profilu Wilga IG 1 utwory (PZt) leżą na zredukowanym do dolomitu płytowego cyklotemie (PZ3). Brak rdzeni z tego poziomu uniemożliwił jego zbadanie, dlatego ograniczono się tutaj do ogólnych wniosków paleogeograficznych. W omawianym otworze zachował się przy kontakcie z dolomitem płytowym jedynie fragment drobnoziarnistego piaskowca kwarcowego barwy jasnoszarej o miąższości 0,1 m. Miąższość stropowej serii terygenicznej wynosi 37,0 m. Analiza pomiarów geofizyki wiertniczej wskazuje, że jest ona zbudowana z dwóch kompleksów litologicznych, tj.: dolnego (głęb. 2048,0–2071,5 m), składającego się z piaskowców, i górnego (głęb. 2034,5–2048,0 m), zbudowanego z mułowców i iłowców.

Gruba seria piaskowców o miąższości 23,5 m powstała zapewne w środowisku rzecznym, w okresie zwilgotnienia klimatu. Być może odpowiada ona czerwonemu iłowi dolnemu (T4a) z subcyklotemu (PZ4a), który w najwyższym cechsztynie miał najszerszy zasięg. Obecność osadów fluwialnych sugeruje możliwość częściowej erozji utworów dolomitu płytowego. Kompleks górny, mułowcowo-ilasty, powstał zapewne w środowisku sebki i plai, szeroko rozprzestrzenionych w strefach obrzeżających centralny basen ewaporatowy cyklotemu (PZ4).

TRIAS

Anna BECKER

WSTĘPNE UWAGI O STRATYGRAFII I POŁOŻENIU PALEOGEOGRAFICZNYM REJONU WILGI W TRIASIE

Trias w otworze Wilga IG 1 został opisany przez zespół autorów w składzie: M. Franczyk, A. Szyperko-Śliwczyńska i J. Sobolewski (*w*: Niemczycka, Żelichowski, 1975). W niniejszym opracowaniu przyjęto przypuszczalną głęb. ?2034,5 m jako granicę między stropową serią terygeniczną cechsztynu (PZt) a dolnym pstrym piaskowcem (za Wagnerem *w*: Pokorski, Wagner, 1983), uznając ją za umowną granicę permu i triasu (np. Wagner, 2008). Granica ta jest dyskusyjna (por. Franczyk i in., 1983; Szyperko-Teller, 1983; Wagner, 1983, 1994), co wynika z przyjmowania mieszanych kryteriów litologicznych i genetycznych w litostratygrafii pogranicza cechsztynu i pstrego piaskowca (podobnie jak dla utworów kajpru: por. Szulc i in., 2015). Wszystkie granice chronostratygraficzne należy uznać za umowne ze względu na brak przesłanek, które umożliwiłyby precyzyjne ustalenie ich pozycji w profilu. Granice te postawiono więc na najbliższych im granicach litologicznych, bazując na wynikach badań regionalnych zebranych w „Tabeli stratygraficznej Polski" (Wagner, 2008). Brak danych pozwalających na interpretacje chronostratygraficzne, wynika w dużym stopniu z bardzo słabego poziomu rdzeniowania profilu triasu (ok. 10%). Rdzenie były pobierane jedynie kontrolnie z sukcesji ilastej kajpru oraz w nieznacznie większym zakresie z wybranych poziomów piaskowcowych pstrego piaskowca. Profil wapienia muszlowego przewiercono bezrdzeniowo. Mimo to, jedyne dane mikrofaunistyczne triasu pochodzą właśnie z wapienia muszlowego – z próbek okruchowych, gdzie Styk (*w*: Franczyk i in., 1983) oznaczyła zespół małżoraczków typowy dla jego górnej części.

Trias został rozpoziomowany litostratygraficznie na grupy i podgrupy, głównie na bazie interpretacji krzywych pomiarów geofizycznych oraz pomocniczo na podstawie opisu próbek okruchowych i rdzeni (*w*: Niemczycka, Żelichowski, 1975). Podział ten został uszczegółowiony do poziomu formacji/warstw w ramach dalszych badań stratygraficznych Franczyk i in. (1983) oraz w opracowaniu pod redakcją Marka (1983). W ramach redakcji niniejszego tomu zrezygnowano z pojęcia „retyk" w znaczeniu litostratygraficznym i włączono warstwy nidzickie do kajpru środkowego (por. Wagner, 2008). Franz (2008) zaproponowała zastąpienie pojęcia „warstwy nidzickie" sformalizowaną przez siebie „formacją nidzicką". Ze względu na archiwalny charakter publikacji nowe pojęcie nie zostało wprowadzone do profilu.

Rejon otworu Wilga IG 1 był położony w południowo-wschodnim obrzeżeniu basenu triasowego centralnej Europy (Bachmann i in., 2010). Granica współczesnego zasięgu triasu jest oddalona zaledwie o ok. 50 km na południowy-wschód od otworu (Becker, Szulc, 2017). Profil triasu, o miąższości 443,5 m, jest niepełny. Większe luki obejmują część środkowego i górnego pstrego piaskowca oraz znaczną część kajpru środkowego. W profilu nie wydzielono również kajpru górnego.

Anna BECKER

WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE, STRATYGRAFIA I ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI PSTREGO PIASKOWCA

Pstry piaskowiec dolny, wykształcony jako formacja bałtycka, osiąga miąższość 121,5 m. Spąg formacji przebiega w spągu pierwszego przewarstwienia piaskowcowego, rozpoczynającego kompleks heterolitowy naprzemianległych piaskowców, mułowców i iłowców. Skały są barwy czerwonej i brązowej, podrzędnie szarej. W próbkach okruchowych występują nieliczne białe piaskowce. Według Szyperko-Śliwczyńskiej i Sobolewskiego (*w*: Niemczycka, Żelichowski, 1975) z sukcesji tej pobrano rdzeń z głęb. 1994,0–2000,3 m, w którym stwierdzono piaskowiec drobnoziarnisty, ilasto-wapnisty, intensywnie czerwony, miejscami warstwowany smużyście brązowym iłowcem, z licznymi ziarnami miki. W przebiegu krzywej profilowania gamma formacji bałtyckiej zaznaczają się sekwencje wzrastającej ku górze intensywności promieniowania, odpowiadające cyklotemom malejącego uziarnienia osadów. Miąższość cyklotemów zwykle waha się w granicach kilkunastu metrów. Słabe wysortowanie osadów, obecność łyszczyków, czerwona barwa oraz występowanie cyklotemów frakcjonalnych prostych wskazują na depozycję osadów w środowisku lądowym, aluwialnym. Cyklotemy są wykształcone w postaci heterolitów, w których w spągowej partii przeważają piaskowce nad mułowcami i iłowcami, a w stropowej przeważają mułowce i iłowce nad piaskowcami. Brak wyraźnego rozdzielenia na człon piaskowcowy i ilasty wskazuje na depozycję w systemie efemerycznych strumieni roztokowych, bez wyraźnego rozgraniczenia na strefę korytową i pozakorytową (por. Kuleta i in., 1998). Nieco inny styl budowy wykazuje spągowy kompleks formacji bałtyckiej, gdzie ponad cyklotemem malejącej piaszczystości leży ponad 20-metrowy kompleks, dokumentujący prawdopodobnie etap progradacji fluwialnego megastożka (ang. *fluvial megafan*; Shukla i in., 2001) czy fluwialnego systemu rozprowadzającego (ang. *distributive fluvial system*; Weissmann i in., 2010).

Pstry piaskowiec środkowy, wykształcony jako formacja lidzbarska, osiąga miąższość jedynie 20,5 m, co jest związane z luką erozyjną na granicy z pstrym piaskowcem górnym (np. Franczyk i in., 1983). Zasadniczą część formacji tworzy 15-metrowy pakiet piaskowca różnoziarnistego piaszczysto-żwirowego, ilasto-żelazistego lub ilasto-żelazisto-dolomitycznego, przechodzącego miejscami w piaskowiec drobnoziarnisty, ilasto-żelazisty, laminowany horyzontalnie. Barwa skały jest czerwona, a ziarna żwirowe to głównie kwarc, podrzędnie kwarcyt. Wyższą część formacji tworzą brązowe iłowce mułowcowo-piaszczyste, laminowane soczewkowo i faliście, w spągu z grubszymi, do 20 cm, przewarstwieniami jasnoróżowego piaskowca drobnoziarnistego, laminowanego horyzontalnie. Formacja tworzy zatem dwudzielną sekwencję, o charakterze cyklotemu frakcjonalnego prostego, z miąższym członem piaskowcowym w spągu, przechodzącym w człon drobnoklastyczny. Depozycja formacji odbywała się w dwóch etapach w środowiskach o zróżnicowanej energii. Piaskowce żwirowe powstawały w środowisku wysokoenergetycznym, natomiast iłowce w środowisku o niskiej energii. Wyraźnie czerwone zabarwienie przemawia za depozycją w warunkach silnie utleniających, subaeralnych. Charakter cyklotemu oraz słabe wysortowanie piaskowców wskazują na depozycję w obrębie równi aluwialnej (por. Iwanow, Kiersnowski, 1998). Depozycja miąższego pakietu piaskowców nad sukcesją piaskowcowo-mułowcową, deponowaną w podobnym środowisku (formacja bałtycka), może świadczyć o tektonicznej aktywizacji przypuszczalnych obszarów alimentacyjnych, np. tj.: półwysep radomski czy też wypiętrzenie lubelskie (Szyperko-Teller i in., 1997), oraz o intensywniejszej kanalizacji przepływów.

Miąższość pstrego piaskowca górnego wynosi zaledwie 5 m. Według pomiarów geofizycznych tworzą go piaskowce z cienką warstwą ilasto-mułowcową w stropie. W próbkach okruchowych przeważają iłowce i mułowce szare oraz ciemnoszare. Szyperko-Teller i Sobolewski (*w*: Niemczycka, Żelichowski, 1975) przypuszczają, że z tego fragmentu profilu pochodzi górna część rdzenia wydobytego z głęb. 1896,0–1902,5 m, zawierająca ponad 3-metrową warstwę piaskowca drobnoziarnistego, jasnego, plamistego, dolomitycznego, miejscami z konkrecjami dolomitowymi i laminami ilastymi z pokruszonymi szczątkami ryb. Piaskowiec był deponowany w strefie litoralnej prawdopodobnie już morskiego zbiornika, we wczesnej fazie transgresji. Dolomityzacje oraz pstre zabarwienie wskazują na jego późniejszą subaeralną ekspozycję i rozwój procesów pedogenicznych.

Marta KUBERSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH PSTREGO PIASKOWCA

Pstry piaskowiec dolny opisano na podstawie analizy trzech próbek skalnych reprezentowanych przez piaskowce. Płytki cienkie zbadano w mikroskopie polaryzacyjnym i elektronowym mikroskopie skaningowym. W celu identyfikacji minerałów węglanowych wszystkie próbki poddano analizie barwnikowej (Migaszewski, M. Narkiewicz, 1983). W próbkach wykonano szacunkową analizę planimetryczną, a w nazewnictwie zastosowano zmodyfikowaną nomenklaturę zalecaną przez Pettijohna i in. (1972). Jedną próbkę poddano analizie katodoluminescencyjnej.

Charakterystyka petrograficzna piaskowców

Piaskowce charakteryzują się strukturą psamitową, miejscami psamitowo-aleurytową i teksturą bezładną. Są one słabo wysortowane i bardzo słabo zwięzłe. Występują głównie jako różnej miąższości pakiety wśród skał iłowcowo-mułowcowych. Opisywane skały reprezentują arenity kwarcowe i/lub subarkozowe. Przeciętna średnica ziaren detrytycznych wynosi ok. 0,12 mm, wskaźnik kontaktów określono liczbą 1,5–2,5, przy czym są to kontakty punktowe i proste. Tylko miejscami obserwuje się większe upakowanie materiału detrytycznego.

Głównym składnikiem detrytusu są półobtoczone ziarna kwarcu monokrystalicznego. Wśród skaleni występują głównie odmiany potasowe, rzadziej plagioklazy. W niewielkich ilościach są spotykane okruchy skalne. Materiał detrytyczny jest scementowany spoiwem typu matriks i spoiwem ortochemicznym. Składnikami cementów są węglany (dolomit, kalcyt), a miejscami kwarc autigeniczny. Zauważono także niewielkie skupienia kaolinitu i chlorytów. W opisywanych piaskowcach kalcyt występuje podrzędnie, przeważnie w postaci osobników anhedralnych. Dolomit tworzy różnej wielkości romboedry. W badaniach katodoluminescencyjnych wykazuje on świecenie w barwach czerwonobrunatnych do ciemnobrunatnych i ujawnia charakterystyczną pasową budowę (fig. 31). Strefy o bardzo ciemnej luminescencji, a wiec zapewne wzbogacone w żelazo, przypuszczalnie mają skład ankerytu. Spoiwo kwarcowe występuje sporadycznie, tworząc obwódki regeneracyjne na ziarnach detrytycznych. Kaolinit występuje najczęściej w formie płytkowych skupień, wypełniających przestrzenie porowe skał (Kuberska, 2017). Płytki kaolinitu ułożone jedna na drugiej i rozciągające się krzywolinijnie tworzą tzw. formy robakowate (fig. 32). Źródłem glinu i krzemu dla powstającego kaolinitu mogły być przeobrażane ziarna skaleni detrytycznych. Nie wyklucza się także obecności dickitu, tym bardziej, że jest on powszechny w utworach triasowych. Chloryty występują w spoiwie badanych piaskowców, a ich pochodzenie może być zarówno allo-, jak i autigeniczne. Najczęściej wypełniają przestrzenie porowe, tworząc nieregularne, drobne skupienia.

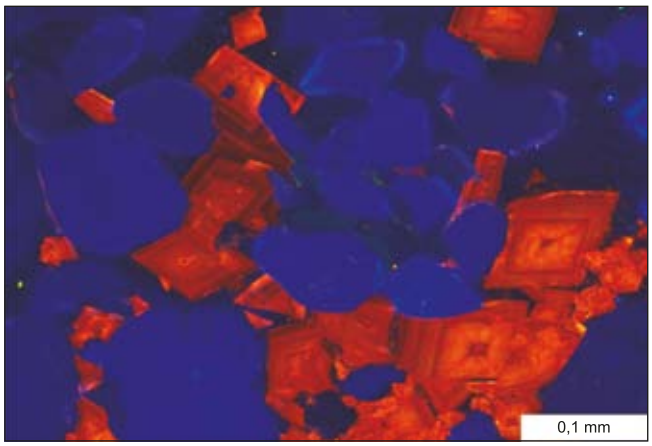


Fig. 31. Fragment piaskowca; obraz w CL; widoczne ziarna kwarcu o ciemnoniebieskiej luminescencji oraz romboedry dolomitu o budowie pasowej, wykazujące brunatnopomarańczową luminescencję; głęb. 1896,4 m

Fragment of sandstone; CL image; dark blue luminescent detrital quartz grains and dolomite rhombohedra displaying zonal structure and brownish-orange luminescence; depth 1896.4 m

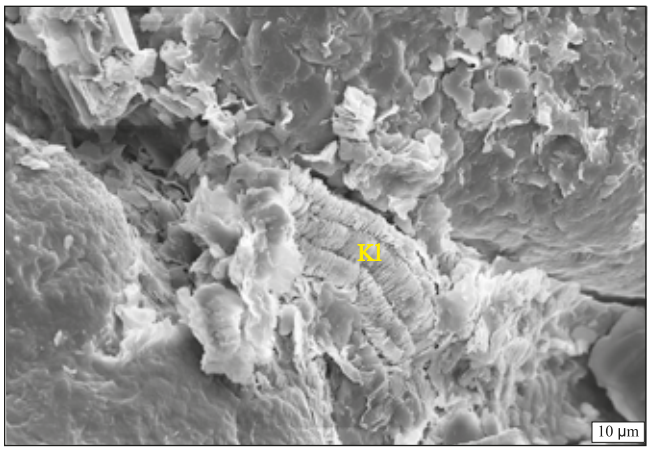


Fig. 32. Kaolinit robakowaty (Kl) w przestrzeni porowej piaskowca; głęb. 1896,4 m; obraz SEM

Vermiform kaolinite (Kl) in the pore space of sandstone; depth 1896.4 m; SEM image

Charakterystyka właściwości petrofizycznych i przestrzeni porowej piaskowców

Jak wynika z danych zawartych w dokumentacji wynikowej otworu Wilga IG 1 (Niemczycka, Żelichowski, 1975), piaskowce pstrego piaskowca dolnego charakteryzują się porowatością efektywną, wynoszącą 20,8–30,3% (pięć próbek), natomiast przepuszczalność pomierzona w trzech próbkach jest bardzo zróżnicowana i wynosi 4,1; 248,0 i 485,0 mD. Skały te były również przedmiotem badań pod kątem właściwości kolektorsko-uszczelniających, jako potencjalne poziomy dla podziemnego składowania dwutlenku węgla (Wójcicki i in., 2014). Dla próbki z głęb. 1896,4 m otrzymano współczynnik porowatości 12,64%, przy czym stwierdzono, że porów o wielkości większych niż 1 µm jest ok. 55%.

Obserwacje mikroskopowe wskazują, że przestrzeń porowa w badanych próbkach jest zdominowana przez makropory. Zauważono tu występowanie porowatości pierwotnej, a także wtórnej (Kuberska, 2016). Na kształtowanie właściwości petrofizycznych piaskowców pstrego piaskowca dolnego miały wpływ różne czynniki, miedzy innymi procesy diagenetyczne, zachodzące po depozycji osadu (Kuberska, 1997, 1999). Występują tu efekty działania kompakcji mechanicznej (kontakty międzyziarnowe punktowe i proste), cementacji (węglany, kwarc autigeniczny, kaolinit), rozpuszczania (fig. 33) i przeobrażania diagenetycznego (wtórna porowatość między- i śródziarnowa oraz

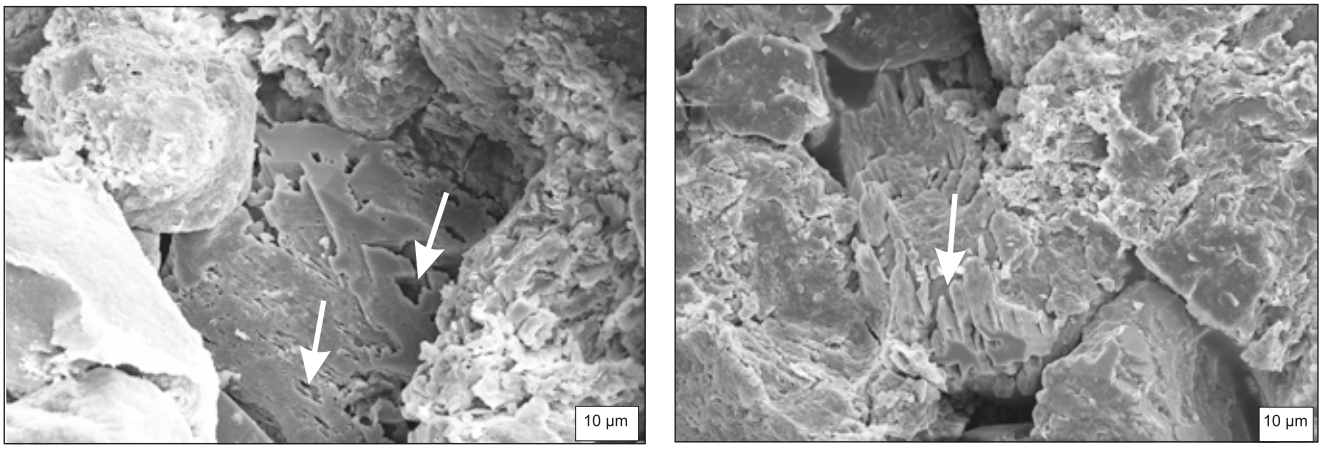


Fig. 33. Widoczne ślady rozpuszczania skaleni potasowych (strzałki); głęb. 1912,8 m; obraz SEM

Traces of dissolution in potassium feldspars (arrows); depth 1912.8 m; SEM image

międzykrystaliczna). Procesy te z różną intensywnością wpływały na utrzymanie pierwotnej lub tworzenie wtórnej porowatości w osadzie. Zgodnie z pojęciem potencjału diagenetycznego (Bjørlykke, 1983) zdolność do przeobrażeń piaskowców zależy od zawartości stabilnych i niestabilnych składników. Wtórna porowatość najłatwiej tworzyła się w odmianach arkozowych, gdzie duże znaczenie miało rozpuszczanie diagenetyczne.

Lidia ADACH

WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE I ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI WAPIENIA MUSZLOWEGO

Wapień muszlowy w profilu otworu Wilga IG 1 stanowi odcinek nierdzeniowany o miąższości 56,5 m. Wydzielenie zostało stwierdzone na podstawie analizy pomiarów geofizycznych na głęb. 1831,0–?1887,5 m przez A. Szyperko-Śliwczyńską i J. Sobolewskiego (*w*: Niemczycka, Żelichowski, 1975). Zinterpretowanie litologii jest tu utrudnione, gdyż od stropu do głęb. 1855,0 m stwierdzono w próbkach okruchowych wiśniowe, ceglastoczerwone i szare mułowce oraz iłowce, które przypuszczalnie pochodzą z wyżej leżących utworów kajpru dolnego. Poniżej głęb. 1855,0 m pojawiają się natomiast szare i ciemnoszare mułowce i iłowce oraz jasne piaskowce, charakterystyczne dla stropowych partii pstrego piaskowca górnego, leżącego poniżej wapienia muszlowego. Profil wapienia muszlowego stanowią naprzemianległe warstwy skał węglanowych, reprezentowanych głównie przez wapienie oraz skały mułowcowo-iłowcowe. Miąższość przeławiceń utworów klastycznych sukcesywnie wzrasta ku górze profilu i wynosi odpowiednio 3, 4, 6, 5 oraz 8 m. Warstwy węglanowe rozpoczynające i kończące profil wapienia muszlowego osiągają miąższość 3,0–10,5 m.

Schematyczny profil litologiczny wapienia muszlowego z otworu Wilga IG 1 przedstawiła I. Gajewska (*w*: Franczyk i in., 1983) w zestawieniu z innymi profilami głębokich wierceń z obszaru niecki brzeżnej. W jego obrębie wydzieliła wapień muszlowy dolny (głęb. 1857,5–1887,5 m), środkowy (głęb. 1850,0–1857,5 m) i górny (głęb.1831,0–1850,0 m). Według tej autorki wapień muszlowy dolny i górny stanowią naprzemianległe wapienie i iłowce, a wapień muszlowy środkowy – dolomity i przypuszczalnie iłowce. W ich profilu zaznacza się również stopniowe zmniejszanie miąższości skał węglanowych ku stropowi. Powyższy podział wapienia muszlowego i jego wykształcenie litologiczne zostały jedynie zaprezentowane w postaci profilu na figurze graficznej. Brak dodatkowych szczegółowych informacji powoduje, że dane te nie są do końca jednoznaczne. Dodatkowo podział ten nie pokrywa się z wiekiem utworów określonym przez O. Styk (*w*: Franczyk i in., 1983), która na głęb. 1875,0–1880,0 m stwierdziła występowanie małżoraczków *Gemmanella schweyeri* Schneider, *Pulviella petersbergensis* (Diebel) i *Speluncella spinosa* Schneider, charakterystycznych dla utworów górnego wapienia muszlowego.

Powtarzające się w profilu otworu Wilga IG 1 następstwo skał węglanowych i iłowcowo-mułowcowych świadczy o cyklicznie zmieniających się warunkach w obrębie basenu sedymentacyjnego. Wykształcenie utworów pozwala sądzić, że ich depozycja odbywała się w strefie przybrzeżnej, położonej we wschodniej części płytkiego zbiornika morskiego (Senkowiczowa, 1973; Gajewska, 1983; Iwanow, 1998). Okresowo zbiornik ulegał wyraźnemu spłycaniu i następowała depozycja osadów mułowcowo-iłowcowych. Ich wzrastający udział w górnej części profilu odzwierciedla stopniową regresję morza wapienia muszlowego, która miała wpływ na znaczny przyrost osadów mułowo-iłowych względem węglanów.

Anna BECKER

WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE, STRATYGRAFIA I ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI KAJPRU

Profil kajpru w otworze Wilga IG 1 jest reprezentowany przez podgrupę kajpru dolnego oraz warstwy nidzickie, tworzące najwyższą część podgrupy kajpru środkowego. Kajper dolny, o miąższości 20,0 m, nie był rdzeniowany. Jego profil jest dwudzielny. Niższą część stanowią iłowce i mułowce ciemnoczerwone, czerwone i szare, przy czym udział skał barwy szarej zwiększa się ku dołowi. Wyższą część stanowi warstwa piaskowca o miąższości 6,5 m. Osady te były deponowane prawdopodobnie w środowisku fluwialnym (Iwanow, 1998).

Warstwy nidzickie, osiągające miąższość 220,0 m, są wykształcone w postaci kompleksu ilastego, w środkowej części przechodzącego w mułowce i piaskowce mułowcowe. W wydobytych z nich rdzeniach stwierdzono występowanie iłowców, zwykle wapnistych lub dolomitycznych, a w najniższym rdzeniu z przewarstwieniami dolomitu. Barwa skał jest głównie czerwona, pstra, podrzędnie szara. Osady były deponowane na równi mułowej, prawdopodobnie o genezie aluwialnej, poddawanej procesom pedogenicznym. Środkowa, mułowcowo-piaskowcowa część profilu reprezentuje strefę depozycji korytowej lub przykorytowej w obrębie systemu aluwialnego. Z tej części profilu nie pobrano rdzeni.

Na bazie korelacji litostratygraficznych w profilu wyinterpretowano znaczącą lukę stratygraficzną, obejmującą co najmniej zasadniczą część kajpru środkowego, tj.: warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzcinowy i warstwy gipsowe górne (Franczyk i in., 1983).

JURA

Grzegorz PIEŃKOWSKI

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I ZARYS SEDYMENTACJI JURY DOLNEJ

W otworze Wilga IG 1 utwory jury dolnej o sumarycznej miąższości 70,0 m przewiercono głównie bezrdzeniowo, uzyskując tylko dwa kilkumetrowe odcinki rdzenia. Opis oparto na karotażu oraz archiwalnych opisach autorstwa M. Franczyk i J. Głazka (*w*: Niemczycka, Żelichowski, 1975). W dokumentacji wynikowej brak jest jakichkolwiek danych biostratygraficznych. Mocno zredukowany profil nawiązuje w bardzo ogólnych zarysach do wykształcenia serii jury dolnej w rejonie świętokrzyskim, co pozwala mocno hipotetycznie wyróżnić kilka sekwencji depozycyjnych. Z dolnej części profilu (głęb. 1583,0–1589,5 m) uzyskano 3 m rdzenia. Są to utwory mułowcowo-ilaste z liczną florą (w tym korzeniami roślin), powstałe w środowisku limniczno-bagiennym – byłby to odpowiednik formacji zagajskiej. Poniżej niższego odcinka przerdzeniowanego, na głęb. 1589,5–1591,0 m występują piaskowce. Utwory te można warunkowo uznać za hetang, chociaż w części mogą też być wieku późnotriasowego. Nadległe utwory piaszczyste mające ostry, zapewne erozyjny, spąg na głęb. 1578,5 m należałyby w tym ujęciu do następnej sekwencji depozycyjnej wieku synemurskiego i szczątkowo zachowanej formacji ostrowieckiej (głęb. 1571,0–1578,5 m; miąższość 7,5 m). Wyżej leżący kompleks mułowcowo-heterolityczny z większym udziałem piaskowców w stropie (głęb. 1552,0–1571,0 m; miąższość 19 m) może reprezentować transgresywny, a następnie regresywny cykl pliensbachu. W swojej dolnej części kompleks jest korelatywny z transgresją morską wczesnego pliensbachu, po której następowałaby regresja późnopliensbachska (formacje drzewicka/gielniowska). Wyżej leżą charakterystyczne zielonoszare utwory formacji ciechocińskiej (głęb. 1521,0–1552,0 m; miąższość 31,0 m) wieku wczesny toark, utworzone w płytkim i rozległym zbiorniku brakicznym, występujące w całym epikontynentalnym basenie Polski. Uzyskane 5 m rdzenia (głęb. 1526,3–1533,0 m) potwierdza typowe wykształcenie tej formacji. Geneza wkładki piaskowca o spoiwie wapnistym na głęb. 1526,3–1526,4 m nie jest jasna, ale mogłaby wskazywać na wtórne, epigenetyczne przenikanie roztworów zawierających węglany z wyżej leżących utworów jury środkowej. W profilu jury dolnej brak jest piaszczystej formacji borucickiej wyższego toarku.

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH JURY ŚRODKOWEJ I GÓRNEJ

Jura środkowa

Utwory jury środkowej w otworze Wilga IG 1 stwierdzono na głęb. 1470,0–1521,0 m. Profil o niewielkiej miąższości (51,0 m) obejmuje utwory batonu (prawdopodobnie tylko batonu górnego) i keloweju. W podłożu występują utwory formacji ciechocińskiej reprezentującej toark dolny (jura dolna). Luka stratygraficzna obejmuje tu przedział od toarku górnego do ?batonu środkowego. Utwory keloweju przechodzą w sposób ciągły w utwory najniższego oksfordu jury górnej. Profil jury środkowej był w pełni rdzeniowany, jednak uzysk rdzenia często nie przekraczał 50%. Utwory piaskowcowe występują w nim naprzemiennie z utworami węglanowymi, co wskazuje, że otwór został zlokalizowany w miejscu zazębiania się facji węglanowych i klastycznych.

Profil rozpoczyna warstwa iłowca dolomitycznego o miąższości 1,2 m, ciemnoszarego, z konkrecjami żelazistymi. Według Głazka (*w*: Niemczycka, Żelichowski, 1975) są to zapiaszczone dolomity margliste z nielicznym detrytusem fauny małży, brachipodów, mszywiołów i szkarłupni oraz pojedynczymi koralami (fig. 34A). Tlenki żelaza występują tu w postaci ooidów żelazistych, w których otoczka żelazista występuje na pojedynczych ziarnach kwarcu lub na okruchach piaskowców (fig. 34B–C) oraz stromatolitów o wyraźnej laminacji.

Powyżej występuje warstwa wapienia organodetrytycznego o miąższości 1,5 m, z licznym rozproszonym limonitem. Według Głazka (*op. cit.*) występują w nich skorupki małży i ramienionogów, fragmenty mszywiołów, pojedyncze ziarna kwarcu (fig. 35A) oraz, rozcięta przez erozję, warstewka stromatolitu żelazistego (fig. 35B). Badania rentgenostrukturalne i termiczne stromatolitu wykazały, że jest ona zbudowana głównie z getytu oraz niewielkiej ilości kalcytu i dolomitu. Głazek sugerował, że stromatolity te powstawały w podobnych warunkach, jakie współcześnie występują na dnie mórz o zwolnionej sedymentacji, gdzie podobne konkrecje żelaziste wraz z nielicznym grubszym materiałem pokrywają dno, natomiast materiał drobniejszy jest wynoszony do głębszych stref zbiornika.

Wyżej w profilu, do głęb. 1507,9 m, występują utwory klastyczne, często dolomityczne, reprezentowane przez piaskowce, heterolity i iłowce. Utwory te występują na przemian warstwami o grubości 5–90 cm. Piaskowce są drobnoziarniste, w górze profilu – bardzo drobnoziarniste, zazwyczaj wapniste lub wapnisto-dolomityczne, o warstwowaniu przekątnym wysokokątowym podkreślonym materią ilastą lub warstwowaniu zmarszczkowym. Według analiz mikroskopowych Głazka (*op. cit.*) licznie występują

w nich bioklasty mszywiołów, małży, szkarłupni i ramienionogów. Heterolity są barwy ciemnoszarej i wykazują laminację poziomą lub soczewkową. W dolnej i najwyższej części profilu klastycznego występują natomiast ciemnoszare, niewarstwowane, silnie dolomityczne iłowce, często z pizoidami limonitowymi i nielicznymi zwęglonymi szczątkami roślinnymi. Na stropowej powierzchni granicznej kompleksu klastycznego, na głęb. 1507,9 m, występuje polewa limonitowa o grubości 0,5 cm.

Na głęb. 1474,6–1507,9 m zaczynają dominować wapienie organodetrytyczne, krynoidowe, barwy jasnoszarobeżowej, szarobrązowej lub szarej, zazwyczaj piaszczyste, często dolomityczne, ze szczątkami skorup małży oraz limonitem, a także poziomymi stylolitami. Głazek (*op. cit*) stwierdził wśród bioklastów mszywioły, krynoidy, skorupki małży oraz mniej licznie szczątki ramienionogów, jeżowców, ślimaków i otwornice. Wzmiankuje również o obecności ziaren kwarcu i nielicznych skaleni. Spoiwo tych wapieni jest sparytowe, natomiast mikryt występuje w komorach szczątków organicznych. Niektóre szczątki impregnują tlenki żelaza, które mogą też występować w postaci powłok na ziarnach kwarcu lub szczątkach organicznych, tworząc ooidy żelaziste (fig. 35C). Spotykane są w nich również partie całkowicie zrekrystalizowanego mikrytu (fig. 36A). Wapienie organodetrytyczne występują na przemian z piaskowcami drobnoziarnistymi, wapnistymi lub wapnisto-dolomitycznymi, bezstrukturalnymi, barwy szarobrunatnej lub szarej, niekiedy z rozproszonym limonitem w spoiwie. Miąższość poszczególnych warstw wapieni wynosi 2,0–3,5 m, natomiast piaskowców – 0,2–3,0 m. Na głęb. 1503,0–1503,5 m stwierdzono również warstwę dolomitu ilastego barwy ciemnoszarej, w którym Głazek (*op. cit*.) stwierdził konkrecje zbudowane z kalcytu, anhydrytu i barytu.

Najwyższy odcinek profilu jury środkowej tworzą wapienie organodetrytyczne barwy jasnoszarej, często dolomityczne, niekiedy piaszczyste, zbite, twarde. Występują w nich skorupki ostryg oraz dużych małży, a także dużych krynoidów (ok. 0,5 cm średnicy). Według Głazka (*op.cit*.) w skale licznie występują krynoidy, małże, mszywioły, jeżowce, ślimaki i ramienionogi, sporadycznie spotyka się igły gąbek w intraklastach, zdolomityzowane lub spirytyzowane fragmenty gąbek (fig. 36B) oraz otwornice. Obecne są również całe kolonie mszywiołów oraz skorupy małży podrążone przez skałotocza (fig. 36C). Stwierdzono też ziarna kwarcu, nieliczne skalenie i szczątki fosforanowe. W wapieniach obecne są partie zsylifikowane o charakterze gez piaszczystych, tworzące czerty, w których osad oraz szczątki organiczne są częściowo zastępowane i impregnowane przez chalcedon. Natomiast w partiach silnie zdolomityzowanych, zachowane nieliczne szczątki organiczne są tylko częściowo zmienione, co świadczy o dolomityzacji epigenetycznej. Dodatkowo w wapieniach powszechnie występuje piryt impregnujący szczątki organiczne oraz powierzchnie korozji oddzielające partie krynoidowe od grudkowo-dolomitowych.

Opisany profil jury środkowej z otworu Wilga IG 1 jest typowym dla obszaru radomsko-lubelskiego (Niemczycka, 1978, 1981). Obserwowane w profilu zazębianie się facji wapieni organodetrytycznych oraz facji piaskowcowych i mułowcowo-iłowcowych wskazuje na zmienną dynamikę w basenie. Zmniejszanie się ku górze profilu udziału frakcji klastycznej wskazuje na stopniowe oddalanie się linii brzegowej zbiornika morskiego, podczas transgresji morskiej, wkraczającej na płaski obszar platformy wschodnioeuropejskiej.

Sukcesja utworów jury środkowej obejmuje baton górny i kelowej, co jest powszechne dla obszaru położonego na wschód od uskoku Grójca (Niemczycka i in., 1983). Granica pomiędzy batonem a kelowejem jest bardzo niepewna ze względu na brak fauny przewodniej. Została ona ustalona na podstawie korelacji regionalnych z pobliskimi otworami Maciejowice IG 1, Magnuszew IG 1 i Warka IG 1, w których znaleziono pojedyncze otwornice i małżoraczki diagnostyczne dla batonu i keloweju (Bielecka, 1973; Niemczycka i in., 1983), a w otworze Magnuszew IG 1 również amonita *Kosmoceras* cf. *ornatum* (Schlotheim), charakteryzującego poziom *athleta* (Niemczycka, 1973; fig. 37). Przy takim założeniu, baton górny występuje na głęb. 1500,0–1521,0 m i ma miąższość 21,0 m, natomiast kelowej na głęb. 1470,0–1500,0 m i ma miąższość 30,0 m. Granicę jury środkowej i górnej postawiono w na głęb. 1470,0 m w stropie wapienia organodetrytycznego, gąbkowego, nieco marglistego, kremowo-białego, z przerostami dolomitów barwy szarozielonej i skupieniami nielicznego chlorytu. Skała ta, mająca miąższość 20 cm, wykazuje strukturę brekcjowato-zlepieńcowatą, co nasuwa przypuszczenie, że jest to odpowiednik warstwy bulastej, spotykanej na pograniczu jury środkowej i górnej na obszarze północnej Lubelszczyzny i Podlasia (Niemczycka, 1965, 1979). Należy przy tym zaznaczyć, że obecnie granica jury środkowej i górnej jest stawiana na granicy poziomów *lamberti* i *mariae* (Kopik, 1998), a więc nieco wyżej niż w latach wcześniejszych.

Jura górna

Utwory jury górnej stwierdzono na głęb. wiertniczej 1095,1–1470,0 m, a geofizycznej 1090,0–1470,0,0 m. Jej profil o miąższości odpowiednio 374,9 i 380,0 m obejmuje utwory oksfordu i kimerydu. W podłożu, w ciągłości sedymentacyjnej, występują utwory keloweju, a w stropie – utwory hoterywu (kreda dolna). Brak jest natomiast utworów z przedziału tyton (jura górna)–berias (kreda dolna). Profil jury górnej obejmuje różnego typu wapienie, natomiast w górnym odcinku również margle.

Oksford został wydzielony na głęb. ?1220,0–1470,0 m, co daje miąższość 250,0 m. Analiza krzywych geofizycznych, próbek okruchowych oraz jednego rdzenia pozwoliła na wydzielenie w jego obrębie trzech formacji, tj.: kraśnickiej, „koralowcowej" i dolnego odcinka formacji bełżyckiej. Najniższy odcinek oksfordu tworzy **formacja kraśnicka**, występująca na głęb. 1405,0–1470,0 m (miąższość 65,0 m). Według próbek okruchowych są to wapienie organodetrytyczne, natomiast materiał rdzeniowy z pobliskiego wiercenia Magnuszew IG 1 wskazuje, że są to wapienie organodetrytyczne gąbkowe, w dolnym odcinku zdolomi-

tyzowane, wyżej skrzemionkowane (Niemczycka, 1973). Jest to typowe wykształcenie formacji kraśnickiej (Niemczycka, 1976, 1997), która występuje na obszarze radomsko-lubelskim i wiekowo obejmuje oksford dolny i środkowy. Jest odpowiednikiem formacji wapieni gąbkowych, wydzielonej przez Dembowską (1979) w Polsce centralnej.

Wyżej, na głęb. 1342,0–1405,0 m stwierdzono 63,0 m wapieni organodetrytycznych koralowcowo-gąbkowych, koralowcowo-mszywiołowych oraz koralowcowych i mikrytowych. Reprezentują one **formację „koralowcową"**, wydzieloną przez Dembowską (1979) na obszarze Podlasia i północnej części obszaru lubelskiego. Wiekowo formacja ta była sytuowana w dolnym odcinku oksfordu górnego (Dembowska, 1979), oksfordzie środkowym (Niemczycka, 1997) lub oksfordzie górnym (Wagner, 2008). Mikrofauna znaleziona w położonych dalej na wschód otworach Żebrak IG 1 (Bielecka, 1975a) oraz Kaplonosy IG 1 (Bielecka, 1989) wskazuje, że jest ona wieku wyższy oksford środkowy, a mikrofauna z otworu Siedliska IG 1 wskazuje (Iwańczuk, 2018), że może reprezentować również najniższy oksford górny.

W najwyższym odcinku oksfordu (na głęb. 1220,0–1342,0 m), stwierdzono na podstawie próbek okruchowych oraz rdzeni, obecność 122,0 m miąższości kompleksu wapieni mikrytowych. W pobliskim, w pełni rdzeniowanym otworze Magnuszew IG 1 występują one na przemian z wapieniami oolitowymi i stwierdzono w nich przekrystalizowaną faunę małży, ramienionogów i koralowców oraz człony liliowców (Niemczycka, 1973). Podobne utwory – wapienie oolitowe i mikrytowe z odciskami drobnych małży oraz stylolitami – stwierdzono również wyżej w profilu w otworze Wilga IG 1 na głęb. geof. 1166,0–?1220,0 m. Ten odcinek (54,0 m miąższości) odpowiada już dolnemu kimerydowi. Utwory, obejmujące najwyższy oksford–kimeryd dolny, zostały wydzielone jako **formacja bełżycka** (Niemczycka, 1976, 1997). Niemczycka (*op. cit.*) przyjmowała wiek formacji bełżyckiej jako przypuszczalnie oksford górny, przy czym nie dysponowała ona w tym czasie w pełni wiarygodnymi danymi stratygraficznymi. Olszewska (2010) na podstawie analizy mikrofauny z kilku otworów rejonu radomsko-lubelskiego wykazała, że niższa część tej formacji reprezentuje oksford górny, natomiast wyższa – kimeryd dolny. Wyżej leżący kompleks skalny, występujący w otworze Wilga IG 1 na głęb. wiertniczej 1095,1–1166,8 m, a geofizycznej – 1090,0–1166,0 m (miąższość odpowiednio 71,7 i 76,0 m), był częściowo rdzeniowany. Stwierdzono w nim naprzemianległe margle i wapienie margliste, barwy szarej, często z detrytusem lub całymi skorupkami małży, rzadziej ramienionogów. Utwory te reprezentują **formację głowaczowską**. Mikrofauna stwierdzona w najniższym rdzeniu wskazuje na kimeryd górny (Smoleń, Iwańczuk, ten tom).

Odnosząc się do stratygrafii jury górnej w pobliskim dobrze rdzeniowanym otworze Magnuszew IG 1 (Bielecka, 1973; Niemczycka, 1973) i korelując go z otworem Wilga IG 1 (fig. 37), stwierdzono, że odcinek datowany na kimeryd górny odpowiada w Magnuszewie IG 1 odcinkowi datowanemu na kimeryd dolny. W celu wyjaśnienia tej kwestii należy przedstawić dodatkowe rozważania dotyczące granicy pomiędzy oksfordem a kimerydem w tych otworach wiertniczych.

W otworze Magnuszew IG 1, na głęb. 1260,0–1265,0 m, stwierdzono małżoraczka *Vernoniella sequana* Oertli (Bielecka, 1973), którego zasięg nie przekracza granicy kimeryd–oksford (Ainsworth i in., 1998). Kilkadziesiąt metrów wyżej (głęb. 1173,5–1208,0 m) stwierdzono m.in. otwornice *Spirillina infima* (Strickland), *Eoguttulina inovroclaviensis* (Bielecka et Pożaryski), *Alveosepta jaccardi* (Schrodt) (= dawna nazwa *Pseudocyclammina jaccardi*). Niemczycka (1973) uznała ten odcinek za oksford górny, reprezentujący poziomy *cautisnigrae* i *pseudocordata*, natomiast Bielecka (1973) sugerowała, że może to być również dolny kimeryd. Obecnie wiadomo, że otwornice te pojawiają się w poziomie amonitowym *planula* (Smoleń, Iwańczuk, 2018) i dwie pierwsze występują do końca kimerydu. Ostatnia forma natomiast (wg Smoleń i Iwańczuk, *op. cit.*), występuje na Niżu Polskim przypuszczalnie tylko jeszcze w poziomie *platynota*. Olszewska (2010), na podstawie literatury, wskazuje na szerszy jej zasięg – do niższego górnego kimerydu. Cytuje ona występowanie tej otwornicy również w formacji głowaczowskiej i Rudy Lubyckiej, jak również wskazuje, że jest ona charakterystyczna dla platform węglanowych oksfordu i kimerydu obszaru medyterańskiego. Wspomniane poziomy *cautisnigrae* i *pseudocordata* odpowiadają w innym podziale stratygraficznym poziomom *bifurcatus, bimammatum* i *planula* (Malinowska, 1980). W latach 70 i 80. XX w. granicę pomiędzy oksfordem a kimerydem stawiano między poziomami *planula* a *platynota*. Według najnowszych badań Wierzbowskiego i in. (2016) oba górnooksfordzkie poziomy *bimammatum* i *planula* należy włączyć do kimerydu dolnego.

Jeszcze wyżej w otworze Magnuszew IG 1, na głęb. 1124,0–1173,5 m znaleziono także diagnostyczne małżoraczki. Są to: *Paranatacythere interrupta* (Triebel) (= dawna nazwa *Orthonotacythere interrupta* Triebel), *Macrodentina steghausi* (Klingler), *Amphicythere semisulcata* Triebel. Bielecka (1973) wymieniła te gatunki jako charakterystyczne dla kimerydu dolnego. Nowsze badania wskazują jednak, że *Paranatacythere interrupta* (Triebel) występuje od górnego oksfordu do poziomu *mutabilis* i najniższej części poziomu *eudoxus* kimerydu górnego (Schudack, 2004), *Macrodentina steghausi* (Klingler) od wyższej części poziomu *cymodoce* kimerydu dolnego do najniższej części poziomu *eudoxus* kimerydu górnego, a *Amphicythere semisulcata* Triebel została stwierdzona w najniższej części poziomu *eudoxus* kimerydu górnego (Schudack i in., 2013). Należy przy tym dodać, że w latach 70. XX w., kiedy Bielecka opracowywała otwór Magnuszew IG 1, w podziale subborealnym poziomy *mutabilis* i *eudoxus* były włączane do kimerydu dolnego (Malinowska, 1980; Wilkinson, 1983), podczas gdy obecnie są zaliczane do kimerydu górnego (Zeiss, 2003; Kelly i in., 2015).

Wyniki tych badań sugerują, że, podobnie jak w otworze Wilga IG 1, utwory formacji głowaczowskiej, występujące w otworze Magnuszew IG 1 na głęb. 1124,0–1173,5 m są wieku kimeryd górny. Na podstawie korelacji krzywych

Fig. 34–36. Fotografie makroskopowe rdzeni oraz płytek cienkich z utworów jury środkowej w otworze wiertniczym Wilga IG 1; opisy i fotografie pochodzą z opracowania J. Głazka *w*: Niemczycka, Żelichowski, 1975 (skala nieznana)

Photographs of cores and thin sections of the Middle Jurassic rocks from the Wilga IG 1 borehole; descriptions and photographs come from J. Głazek *in*: Niemczycka, Żelichowski, 1975 (unknown scale)

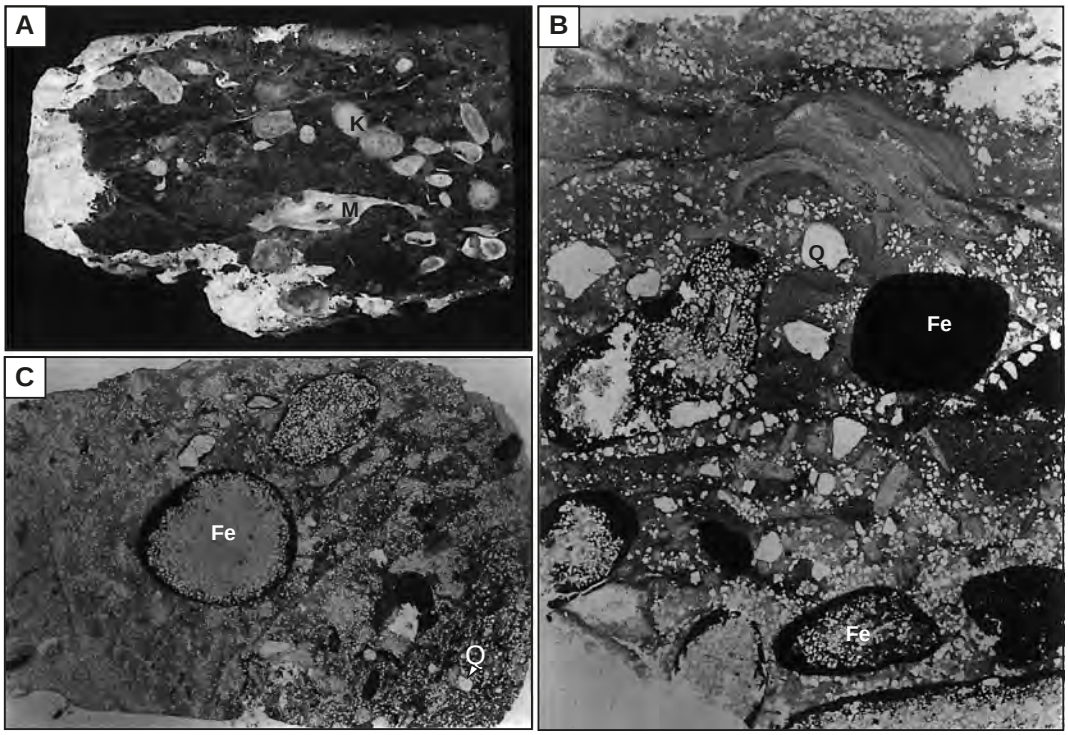


Fig. 34

A. Zapiaszczony dolomit marglisty sparytowo-mikrytowy ze skorupami małży (M) i pojedynczymi koralami (K); zdjęcie makroskopowe. **B.** Zapiaszczony dolomit marglisty sparytowo-mikrytowy z ooidami żelazistymi (Fe) i pojedynczymi ziarnami kwarcu (Q); zdjęcie mikroskopowe. **C.** Zapiaszczony dolomit marglisty sparytowo-mikrytowy z ooidami żelazistymi (Fe) i pojedynczymi ziarnami kwarcu (Q); zdjęcie mikroskopowe

A. Sandy marly dolomite with sparite-micritic matrix, bivalve shells (M) and single corrals (K); macroscopic photograph. **B.** Sandy marly dolomite with sparite-micritic matrix, ferruginous ooids (Fe) and single quartz grains (Q); microscopic photograph. **C.** Sandy marly dolomite with sparite-micritic matrix, ferruginous ooids (Fe) and single quartz grains (Q); microscopic photograph

→

Fig. 36

A. Wapień organodetrytyczny o spoiwie sparytowym, w którym tkwią nieregularne ciała niecałkowicie zrekrystalizowanego mikrytu (CM); zdjęcie mikroskopowe. **B.** Dolomityczny wapień organodetrytyczny, zsylifikowany i zapiaszczony o charakterze gezy, z koloniami mszywiołów oraz muszlami małży (M) podrążonymi przez skałotocze; zdjęcie makroskopowe. **C.** Dolomityczny wapień organodetrytyczny, zsylifikowany i zapiaszczony o charakterze gezy, z fragmentem zdolomityzowanej gąbki (GB); zdjęcie makroskopowe

A. Organodetritic limestone with sparite matrix (sp) and irregular body of incompletely recrystallized micrite (CM); microscopic photograph. **B.** Silicified dolomitic sandy organodetritic limestone, of geize character with fragments of bryozoan colonies and bivalve shells (M) bored by borers; macroscopic photograph. **C.** Silicified dolomitic sandy organodetritic limestone of geize character with fragment of dolomitized sponge (GB); macroscopic photograph

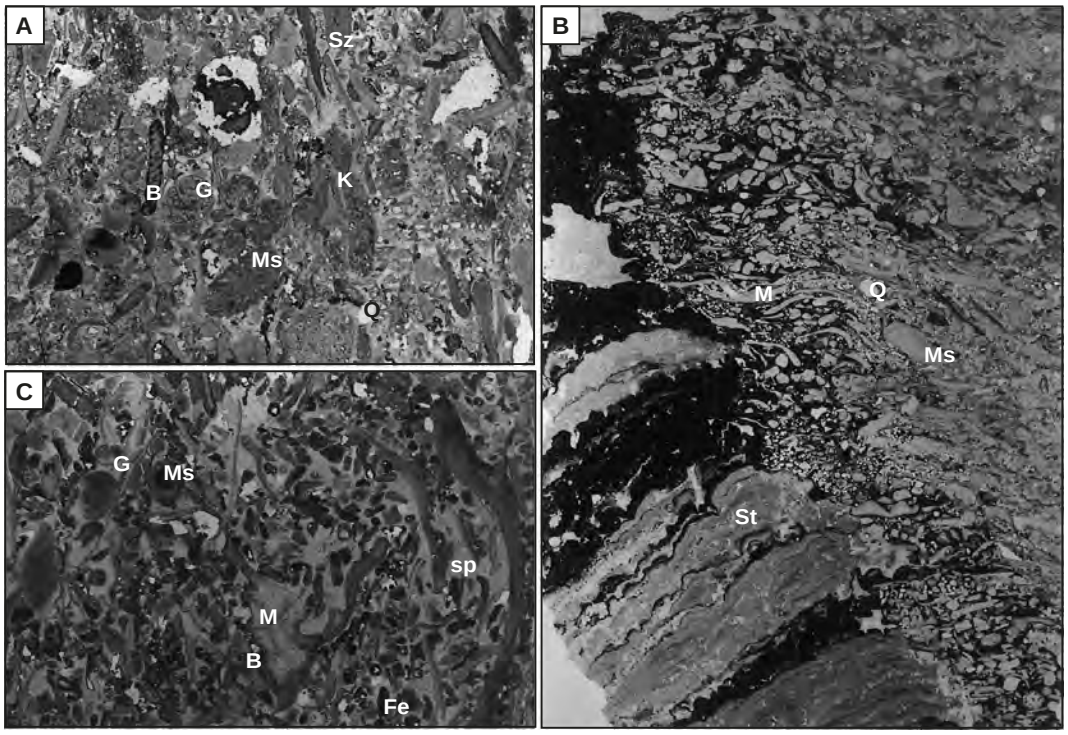
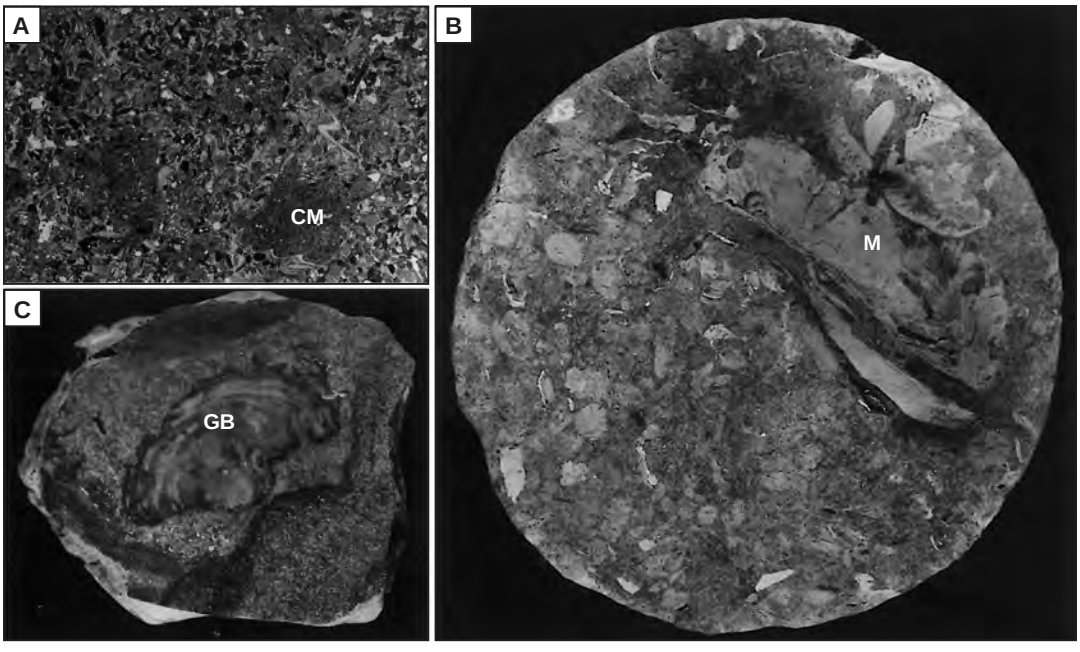


Fig. 35

A. Wapień organodetrytyczny o spoiwie sparytowym, w którym składniki ziarniste tworzą pokruszone skorupy małży (M) i brachiopodów (B), płytki szkarłupni (S) i szkielety mszywiołów (Ms), w centrum szlifu muszla ślimaka (G); powszechnie występują ziarna kwarcu detrytycznego (Q); zdjęcie mikroskopowe. **B.** Wapień organodetrytyczny z licznymi szczątkami małży (M) oraz ziarnami kwarcu (Q) i pojedynczymi mszywiołami (Ms), rozcinający stromatolit żelazisty (St); zdjęcie mikroskopowe. **C.** Wapień organodetrytyczny o spoiwie sparytowym (sp), w którym tkwią bioklasty małży (M), brachiopodów (B), mszywiołów (Ms), rzadko ślimaków (G) oraz owalne skupienia związków żelaza (Fe); zdjęcie mikroskopowe

A. Organodetritic limestone with sparite matrix and granular components consisting of crushed bivalvia (M) and brachiopods (B) shells, echinoderm plates (S) and fragments of bryozoa (Ms), in central part gastropod shell (G); abundant detritic quartz grains (Q); microscopic photograph. **B.** Organodetritic limestone with abundant bivalve shells (M) and quartz grains (Q) and single bryozoa (Ms) slitting ferruginous stromatolite (St) at left part of the thin section; microscopic photograph. **C.** Organodetritic limestone with sparite matrix (sp) and bioclasts of bivalve (M), brachiopods (B), bryozoa (Ms), rarely gastropods (G) and elliptical concentrations of iron compounds (Fe); microscopic photograph



geofizycznych, przedstawionej na figurze 37, należy uznać, że w otworze Magnuszew IG 1 utwory margliste, występujące na głęb. 1173,5–1211,2 m, są również wieku kimeryd górny. Wyniki badań mikropaleontologicznych z tej głębokości są zgodne z taką koncepcją.

Podsumowując, należy wnioskować, że górny odcinek wapieni oolitowych (formacji bełżyckiej) w otworze Magnuszew IG 1, występujący na głęb. 1211,2–1255,0 m, uznany pierwotnie za oksford górny, jest w rzeczywistości wieku kimeryd dolny, natomiast odcinek z głęb. 1124,0–1211,2 m reprezentuje kimeryd górny (fig. 37). Dla otworu Wilga IG 1 na podstawie korelacji należy również przyjąć, że część formacji bełżyckiej, występującej na głęb. geofizycznej 1166,0–1220,0 m, jest wieku kimeryd dolny, natomiast, jak wskazuje mikrofauna stwierdzona w tym otworze (Smoleń, Iwańczuk, ten tom), odcinek z głęb. 1090,0–1166,0 m, odpowiadający formacji głowaczowskiej, jest wieku kimeryd górny.

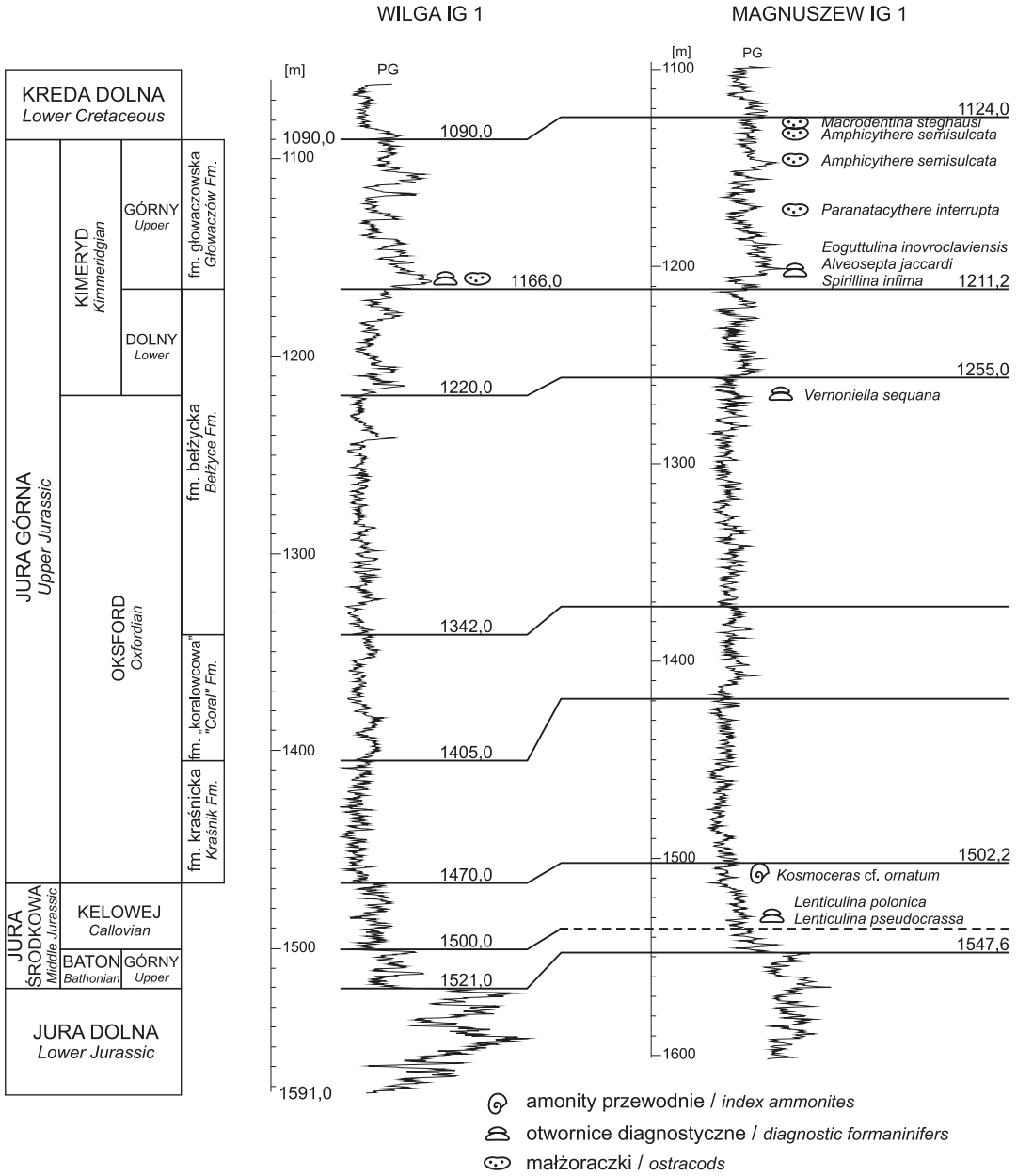


Fig. 37. Korelacja utworów jury górnej w otworze Wilga IG 1 z pobliskim otworem Magnuszew IG 1

Lokalizacja i wiek mikrofauny w otworze Wilga IG 1 na podstawie Smoleń i Iwańczuk (ten tom); stratygrafia w otworze Magnuszew IG 1 na podstawie Niemczyckiej (1973), zmieniona przez A. Feldman-Olszewską; lokalizacja mikrofauny na podstawie Bieleckiej (1973)

Correlation of the Upper Jurassic deposits in the Wilga IG 1 borehole with the nearby Magnuszew IG 1 borehole

Location and age of microfauna in the Wilga IG 1 borehole based on Smoleń and Iwańczuk (this volume); stratigraphy of the Magnuszew IG 1 borehole based on Niemczycka (1973) changed by A. Feldman-Olszewska; location of microfauna based on Bielecka (1973)

Jolanta SMOLEŃ, Jolanta IWAŃCZUK

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY

Na obecność mikrofauny przebadano 33 próbki z utworów jury dolnej i środkowej z interwału głęb. 1470,0–1527,0 m. Nie znaleziono w nich mikrofauny pozwalającej na dokładne określenie wieku osadów. Na głęb. 1473,5 m występuje fragment źle zachowanego mszywioła gałązkowego (fig. 38D). Niżej, w próbce pobranej z głęb. 1526,0 m, bardzo licznie są spotykane konkrecje fosforytowe (fig. 38A, B) wraz z ziarnami pirytu oraz limonitu. Na głęb. 1527,0 m znaleziono natomiast otwornicę z rodzaju *Epistomina* (fig. 38C), której nie udało się dokładniej oznaczyć z powodu złego stanu zachowania.

Z utworów jury górnej do badań mikropaleontologicznych pobrano 15 próbek. Ze względu na niski stopień rdzeniowania i w konsekwencji niewielką ilość materiału wykorzystanego do badań, nie było możliwe dokładne określenie biostratygrafii. W niniejszym opracowaniu przeprowadzono więc rewizje taksonomiczne i biostratygraficzne zespołów mikrofauny jury górnej, zachowanych w archiwum mikropaleontologicznym muzeum PIG-PIB oraz opisanych w dokumentacji wynikowej przez Bielecką (*w*: Niemczycka, Żelichowski, 1975).

Z oksfordu przeanalizowano 4 próbki z głęb.: 1230,5; 1232,5; 1381,0 i 1383,0 m. Stwierdzono w nich występowanie pojedynczych okazów otwornic, takich jak: *Lenticulina* sp., *Ammodiscus* sp. i *Spirillina* sp. cf. *Spirillina tenuissima* Gümbel. Niewielka liczba okazów, na ogół w złym stanie zachowania skorupek, często pokruszonych, nie daje żadnych podstaw do analizy biostratygraficznej. W badanych próbkach stwierdzono także obecność pojedynczych fragmentów pancerzyków małżoraczków oraz szczątków makrofauny – igieł gąbek, fragmentów korali, mszywiołów i szkarłupni.

Z kimerydu w próbkach z głęb. 1164,0 i 1166,0 m stwierdzono bardzo liczne zespoły mikrofauny otwornic i małżoraczków. Wśród otwornic oznaczono: *Eoguttulina inovroclaviensis* (Bielecka et Pożaryski) (fig. 38I), *Tristix acutangulus* (Roemer) (fig. 38F), *Pseudonodosaria tenuis* (Bornemann) (fig. 38E), *Pseudocyclammina virguliana* (Koechlin), *Haplophragmoides volgensis* Mjatliuk (fig. 38J), *Planularia poljenovae* Kuznetzova (fig. 38G), *Lenticulina infravolgaensis* (Furssenko et Polenova) (fig. 38L), *Lenticulina* cf. *ponderosa* Mjatliuk (fig. 38Ł), *Ammobaculites fontinensis, Haplophragmium coprolithiforme subaequale* (Mjatliuk) (fig. 38H), *Guttulina* sp. (fig. 38K), *Lenticulina munsteri* (Roemer), *Lenticulina* sp., *Belorussiella* sp. i *Spirillina* sp. Opierając się na dotychczasowych opracowaniach (Bielecka, Styk, 1968; Bielecka, 1975b, 1980) należy stwierdzić, że wymieniony wyżej zespół mikrofauny dokumentuje utwory kimerydu górnego i tytonu dolnego. Podobny przedział wiekowy charakteryzują oznaczone małżoraczki, tj.: *Cytherella suprajurassica* Oertli (fig. 38R), *Galliaecytheridea postrotunda* Oertli (fig. 38P), *G. wolburgi* (Steghaus), *G. elongata* Kilenyi, *G. punctata* Kilenyi (fig. 38S), *G. compressa* Christensen et Kilenyi (fig. 38N), *Schuleridea triebeli* (Steghaus) (fig. 38M), *Paranotacythere* (*Unicosta) rimosa* (Martin) (fig. 38O), *Macrocypris* sp., *Cytherella* sp. W wyżej wymienionych zespołach mikrofauny brak jest gatunków charakterystycznych wyłącznie dla tytonu. W konsekwencji można zasugerować wiek zbadanych utworów jako kimeryd górny.

W pozostałych próbkach z kimerydu (z interwału głęb. 1095,0–1107,5 m) są obecne jedynie pojedyncze otwornice, nieliczne fragmenty ostrakodów, igły gąbek, fragmenty szkieletów szkarłupni oraz skorup ramienionogów i małży. W próbach z głęb. 1095,0 i 1098,0 m występują otwornice, takie jak: *Lenticulina* cf. *munsteri* (Roemer), *Eoguttulina* cf. *liassica* (Strickland), *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp. i *Ammobaculites* sp. Wszystkie okazy są źle zachowane i noszą ślady dolomityzacji. Wymieniony zespół otwornic nie daje podstaw do ustalenia biostratygrafii.

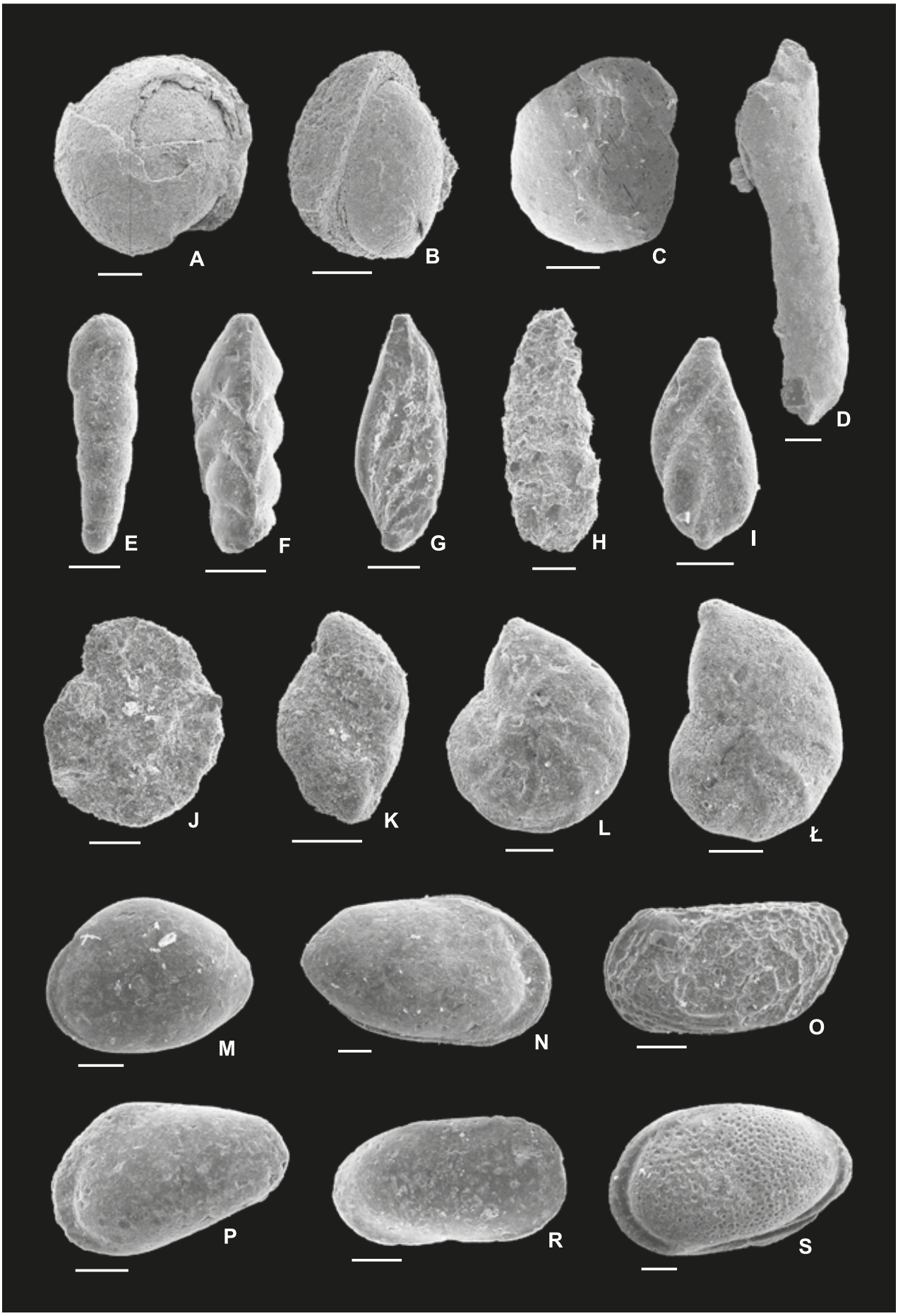

A
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
L
Ł
M
N
O
P
R
S

Fig. 38. Mikroskamieniałości jury z otworu wiertniczego Wilga IG 1

Skala liniowa 100 μm. **A, B.** Konkrecja fosforytowa, głęb. 1526,0 m; baton górny. **C.** *Epistomina* sp., głęb. 1527,0 m, baton górny, kelowej. **D.** Gałązka mszywioła głęb. 1473,5 m. **E.** *Pseudonodosaria tenuis* (Bornemann); głęb. 1164,0 m; kimeryd górny. **F.** *Tristix acutangulus* (Roemer); głęb. 1166,0 m; kimeryd górny. **G.** *Planularia poljenovae* Kuznetzova; głęb. 1164,0 m; kimeryd górny. **H.** *Haplophragmium coprolithiforme subaequale* (Mjatliuk); głęb. 1166,0 m; kimeryd górny. **I.** *Eoguttulina inovroclaviensis* (Bielecka et Pożaryski); głęb. 1166,0 m; kimeryd górny. **J.** *Haplophragmoides volgensis* Mjatliuk; głęb. 1166,0 m; kimeryd górny. **K.** *Guttulina* sp.; głęb. 1164, 0 m; kimeryd górny. **L.** *Lenticulina infravolgaensis* (Furssenko et Polenova); głęb. 1166,0 m; kimeryd górny. **Ł.** *Lenticulina* cf. *ponderosa* Mjatliuk; głęb. 1164,0 m; kimeryd górny. **M.** *Schuleridea triebeli* (Steghaus); głęb. 1166,0 m; kimeryd górny. **N.** *Galliaecytheridea compressa* Christensen et Kilenyi; głęb. 1164,0 m; kimeryd górny. **O.** *Paranotacythere* (*Unicosta) rimosa* (Martin); głęb. 1164,0 m; kimeryd górny. **P.** *Galliaecytheridea postrotunda* Oertli; głęb. 1166,0 m; kimeryd górny. **R.** *Cytherella suprajurassica* Oertli; głęb. 1166,0 m; kimeryd górny. **S**. *Galliaecytheridea punctata* Kilenyi; głęb. 1164,0 m; kimeryd górny

Jurassic microfossils from the Wilga IG 1 borehole

Line scale 100 μm. **A, B.** Phosphate concretions; depth 1526.0 m; Upper Bathonian. **C.** *Epistomina* sp., depth 1527.0 m; Upper Bathonian. **D.** Branch of Bryozoa, depth 1473.5 m, Callovian. **E.** *Pseudonodosaria tenuis* (Bornemann); depth 1164.0 m; Upper Kimmeridgian. **F.** *Tristix acutangulus* (Roemer); depth 1166.0 m; Upper Kimmeridgian. **G.** *Planularia poljenovae* Kuznetzova; depth 1164.0 m; Upper Kimmeridgian. **H.** *Haplophragmium coprolithiforme subaequale* (Mjatliuk); depth 1166.0 m; Upper Kimmeridgian. **I.** *Eoguttulina inovroclaviensis* (Bielecka et Pożaryski); depth 1166.0 m; Upper Kimmeridgian. **J.** *Haplophragmoides volgensis* Mjatliuk; depth 1166.0 m; Upper Kimmeridgian. **K.** *Guttulina* sp.; depth 1164.0 m; Upper Kimmeridgian. **L.** *Lenticulina infravolgaensis* (Furssenko et Polenova); depth 1166.0 m; Upper Kimmeridgian. **Ł.** *Lenticulina* cf. *ponderosa* Mjatliuk; depth 1164.0 m; Upper Kimmeridgian. **M.** *Schuleridea triebeli* (Steghaus); depth 1166.0 m; Upper Kimmeridgian. **N.** *Galliaecytheridea compressa* Christensen et Kilenyi; depth 1164.0 m; Upper Kimmeridgian. **O.** *Paranotacythere* (*Unicosta) rimosa* (Martin); depth 1164.0 m; Upper Kimmeridgian. **P.** *Galliaecytheridea postrotunda* Oertli; depth 1166.0 m; Upper Kimmeridgian. **R.** *Cytherella suprajurassica* Oertli; depth 1166.0 m; Upper Kimmeridgian. **S.** *Galliaecytheridea punctata* Kilenyi; depth 1164.0 m; Upper Kimmeridgian

←

Urszula HARA

FAUNA MSZYWIOŁÓW W UTWORACH JURY

Uwagi wstępne

Jura środkowa jest znaczącym okresem mezozoiku w ewolucji i radiacji faun mszywiołowych, gdzie w batonie grupa ta osiągnęła najwyższy stopień bioróżnorodności (Taylor, Larwood, 1990). Historia badań jurajskich mszywiołów na terenie Polski sięga II połowy XIX w. Jednym z najstarszych i obszernych opracowań fauny mszywiołów z jury środkowej jest praca Reussa (1867), gdzie autor opisał 19 gatunków z górnego batonu–dolnego keloweju z okolic Balina, pomiędzy Katowicami a Krakowem, z obszaru południowej Polski. Klasyczny materiał Reussa, poddany rewizji przez Taylora (2009), wykazał obecność 23 gatunków, z czego osiem może być uważanych za nowe, przy uwzględnieniu istotnych szczegółów morfologicznych związanych z budową komór gonozoidalnych i pseudoporów. Opisane mszywioły należą do jednego z najbardziej zróżnicowanych i bogatych zespołów fauny jurajskiej, rozpoznanej w warstwie skondensowanych żelazistych węglanów. Warunki powstawania tych utworów były sprzyjające również dla tych organizmów, ze względu na dużą dostępności twardego podłoża, co mogło przyczynić się do ich bioróżnorodności. Opracowana fauna z Balina w istotny sposób wzbogaca wiedzę o mszywiołach wieku kelowejskiego z rzędu Cyclostomata.

Jedną z ciekawych wzmianek o występowaniu środkowojurajskich mszywiołów jest praca Wójcika (1913–1914), opisująca faunę inkrustującą z okolic Przemyśla. Doniesienia o występowaniu mszywiołów w utworach środkowej jury na terenie Polski, aż do początku pierwszej dekady XXI w., były bardzo nieliczne. Jednym z pierwszych dużych opracowań fauny mszywiołów z wykorzystaniem mikroskopu skaningowego SEM z utworów klastycznych batonu jury środkowej z obszaru Jury Krakowsko-Częstochowskiej jest praca Zatonia i Taylora (2010), skąd opisano 16 gatunków z rzędu Cyclostomata. Dwa z nich oznaczono jako nowe, natomiast 12 pozostawiono w otwartej systematyce. Pod względem bioróżnorodności podobnie przedstawiał się zespół fauny mszywiołów z batonu basenu jury polskiej, skąd opisano 13 gatunków, co ogółem daje 29 gatunków rozpoznanych w utworach batonu jury środkowej (Zatoń, Taylor, 2009, 2010). Nacisk położony na morfologię gonozoecjów, będących podstawą klasyfikacji, a także morfologia porów zoecjalnych, ujawniona dzięki zastosowaniu SEM, pozwoliła na precyzyjne sklasyfikowanie badanego materiału, a wiele rozpoznanych gatunków zostało stwierdzonych także w utworach batonu Normandii we Francji. Zespół ten, pochodzący z raf gąbkowych z utworów twardego dna, został opisany z Caillasse de la Basse Ecarde at St Aubin-sur-Mer. Zawiera on 33 gatunki mszywiołów z rzędu Cyclostomata (Walter, 1970) i jest jednym z najbogatszych zespołów wśród faun jury środkowej na świecie. Chociaż opublikowane dane, dotyczące jurajskich mszywiołów, są wciąż ubogie, ich rozpoznanie z obszaru Stanów Zjednoczonych Ameryki Północnej, jak i Europy, jest bardzo ważnym krokiem w zrozumieniu ich rozprze-

strzenienia i bioróżnorodności (Taylor, Wilson, 1999; Hara, Taylor, 1996, 2009; Taylor, 2009; Viskova, 2009; Zatoń, Taylor, 2009, 2010).

Intensywne badania górnojurajskich zespołów mszywiołów, prowadzone w ostatnich dekadach XX i XXI w., wzbogaciły systematykę, jak również ujawniły nowe, istotne dane dotyczące ich rozprzestrzenienia (Hara, Taylor, 1996, 2009; Hara, 2007). Opracowana fauna mszywiołów z rzędu Cyclostomata z utworów keloweju z kamieniołomu Zalas z okolic Krakowa, stanowiąca bogaty zespół epibiontycznych kolonii inkrustujących skorupy małży z rodzaju *Ctenostreon*, zawiera 23 gatunki należące do 11 rodzajów (Zatoń i in., 2013). Czynniki paleoekologiczne, takie jak rodzaj podłoża i forma wzrostu kolonii w obrębie badanego zespołu mszywiołów, zajmujących twarde organiczne podłoże małży z rodzaju *Ctenostreon* (por. Hara, 2007), są istotne w rekonstrukcji paleośrodowiska. Wskazują one na korzystne warunki środowiskowe, takie jak zmniejszone tempo sedymentacji, zredukowana pokrywa algowa oraz stabilne zasolenie zbiornika morskiego.

Charakterystyka mszywiołów z utworów keloweju

Zmacerowane próbki przeznaczone do badań taksonomicznych z otworu Wilga IG 1 pochodziły z głęb. 1100,0–1502,0 m. Fauna mszywiołów została stwierdzona w residuum w próbkach z głęb. 1472,0 i 1473,0 m (tab. 18). Badany materiał zawierał 24 fragmenty kolonii mszywiołów, które w przeważającej ilości budują masywne, sferyczne lub stożkowate kolonie. Rozpoznano także fragment kolonii gałązkowej. W przypadku form cylindrycznych w zachowanych fragmentach przeważają dystalne części kolonii, które ukazują zewnętrzną powierzchnię zoarium (fig. 39B–L). Wybrane fragmenty kolonii przeznaczono do badań taksonomicznych z użyciem mikroskopu skaningowego SEM, LEO 1430 w Laboratorium Badań w Mikroobszarze w PIG-PIB. Udokumentowany materiał zilustrowano na figurze 39. Jest on reprezentowany przez rząd Cyclostomata, podrząd Cerioporina i przez typ kolonii cerioporid, mogący reprezentować rodzinę Cerioporidae Waters i rodzaj *Ceriopora* Goldfuss lub rodzinę Heteroporidae Waters, i rodzaj *Ripisoecia* Canu et Bassler. Fragment kolonii gałązkowej, z uwagi na bardzo słaby stan zachowania, opisano jako nieokreślony fragment kolonii gałązkowej z rzędu Cyclostomata (fig. 39A). Do badań taksonomicznych zastosowano systematykę z pracy Gordona (2014). Źle zachowany materiał, należący do kolonii typu cerioporid, przedstawia masywne fragmenty kolonii wielowarstwowych z autozoecjami, rozmieszczonymi na całej powierzchni fragmentu zoarium, o średnicy 0,2–0,3 mm (śr. 0,25 mm), przedzielone przez ściany międzyzoecjalne o grubości 0,07–0,13 mm. Subterminalne diafragmy występują blisko powierzchni zoarium, lecz są rzadkie. Zoecja wypełnione

Tabela 18

Fauna mszywiołów z interwału głęb. 1472,0–1473,0 m (kelowej) w otworze wiertniczym Wilga IG 1

Bryozoans found at the depth of 1472.0–1473.0 m in the Callovian in the Wilga IG 1 borehole

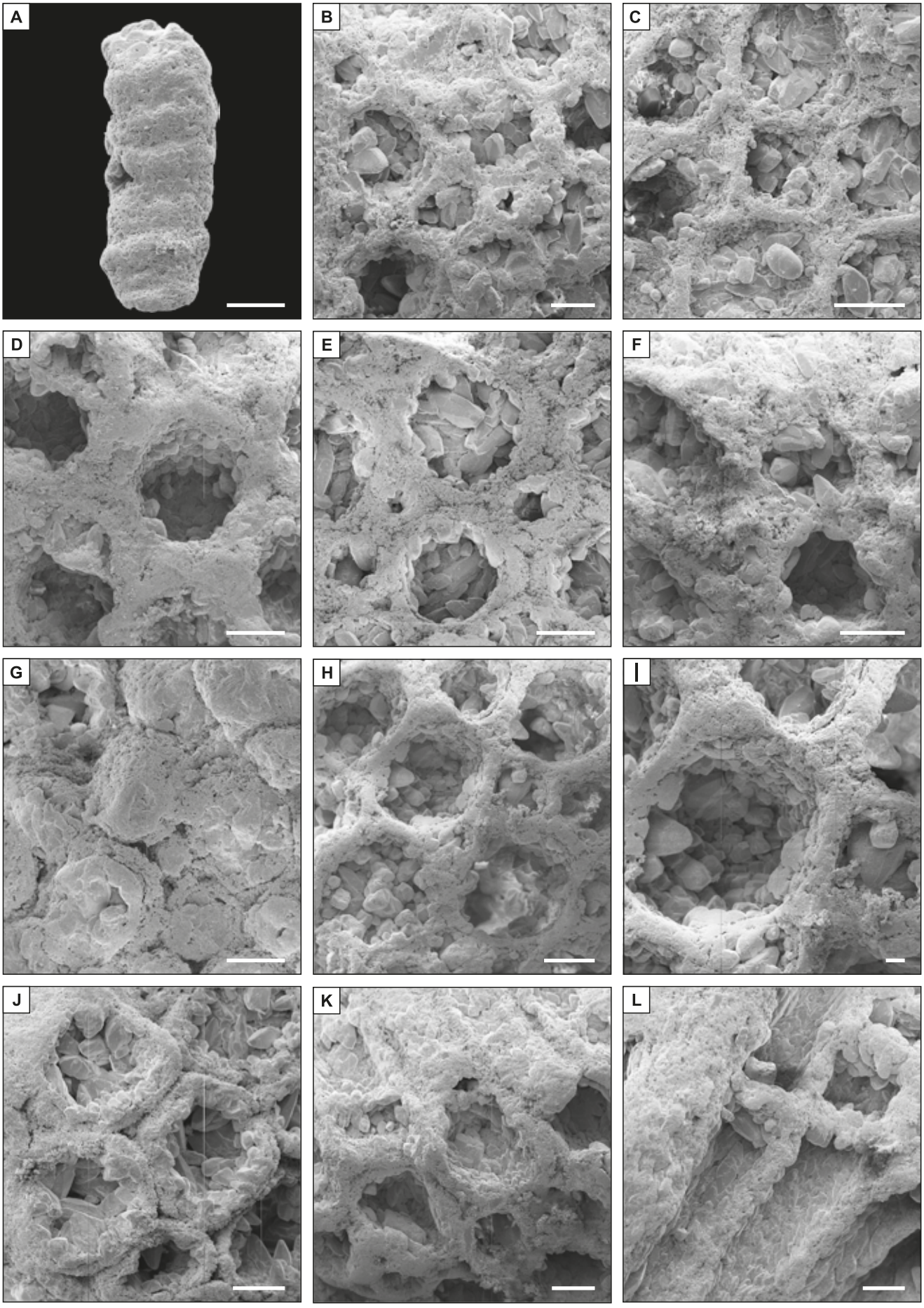
Głębokość [m] Depth	Rozpoznane taksony Identified taxa
1472,0	nieokreślony fragment gałązkowej kolonii mszywiołów z rzędu Cyclostomata; fragmenty kolonii z podrzędu Cerioporina typu cerioporid
1473,0	fragmenty kolonii z podrzędu Cerioporina typu cerioporid

Fig. 39. Mszywioły jury z otworu wiertniczego Wilga IG 1

A. Fragment cylindrycznej kolonii gałązkowej z rzędu Cyclostomata, skala 100 µm. **B–L**. Cerioporid. **B.** Fragment powierzchni zoarium, skala 100 µm. **C.** Fragment powierzchni zoarium, ukazującej półokrągły bądź wielokątny kształt i ułożenie autozooecjów wypełnionych osadem detrytusu wapiennego, skala 100 µm. **D.** Grupa zoecjów bez diafragm, skala 100 µm. **E.** Fragment kolonii ukazującej wielokątne autozoecja wypełnione osadem i pomiędzy nimi kilka zoecjów (kenozoecjów) o mniejszych rozmiarach, skala 100 µm. **F.** Fragment zniszczonej powierzchni zoarium masywnej kolonii typu cerioporid, skala 100 µm. **A–F.** Próba z głęb. 1472,0 m. **G**. Silnie zmienione zoecja wypełnione osadem, z dobrze widocznymi zarysami, skala 100 µm. **H.** Grupa wielokątnych zoecjów wypełnionych osadem, skala 100 µm. **I**. Pojedyncze autozoecjum, skala 20 µm. **J.** Grupa zoecjów wypełnionych osadem, skala 100 µm. **K.** Fragment przełamu przez masywną kolonię ukazującego wewnętrzne ściany zoecjum wypełnione osadem, skala 100 µm. **L**. Fragment ukazujący wewnętrzną strukturę ścian pokrytych porami, skala 100 µm. **G–L**. Samples from depth 1473,0 m; jura środkowa, kelowej

Jurassic bryozoan from the Wilga IG 1 borehole

A. Fragment of the cylindrical thin branch of the undeterminable cyclostome bryozoan, scale bar 100 µm. **B–L.** Cerioporid. **B.** Part of the external surface of the zoarium, scale bar 100 µm. **C.** Part of the external surface of the zoarium, showing the semi-circular or polygonal shape of the autozooecia, and their arrangement, which are filled by the calcareous detritus, scale bar 100 µm. **D.** A group of autozooecia without the diaphragms, scale bar 100 µm. **E.** A part of the external surface showing the polygonal autozooecia filled by the sediment, smaller sized kenozooecia are also seen, scale bar 100 µm. **F.** Fragment of the worn surface of the massive cerioporid colony, scale bar 100 µm. **A–F.** Samples from depth 1472.0 m. **G.** Recrystallized zooecia, with well-marked outlines of the zooecia, scale bar 100 µm. **H.** A group of polygonal zooecia filled by the sediments, scale bar 100 µm. **I.** A single autozoecium, scale bar 20 µm. **J.** A group of autozooecia filled by the sediments, scale bar 100 µm. **K.** A part of the massive colony showing the autozooecia and internal walls filled by the sediments, scale bar 100 µm. **L.** A fragment of the skeleton showing the internal wall structure pierced by the pores, scale bar 100 µm. **G–L.** Samples from depth 1473.0 m; Middle Jurassic, Callovian


A
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
L

są kryształami materiału wapiennego. Są widoczne gęsto ułożone pseudopory oraz nierównomiernie rozmieszczone kenozoecjalne apertury, o średnicy 0,05–0,07 mm. Brak jest komory gonozoidalnej, a linie wzrostu kolonii o długości 0,48–0,51 mm są widoczne na przełamie kolonii. Diafragmy wewnątrzzoecjalne są widoczne, lekko wygięte ku dystalnej części zoarium. Analiza szczegółów morfologicznych może wskazywać w badanym materiale na obecność fragmentów kolonii, należących do rodzajów *Ceriopora* bądź *Ripisoecia*. Oba te rodzaje charakteryzuje wielowarstwowa budowa kolonii oraz obecność kenozoecjów, co podkreśla wyraźny dymorfizm wielkości apertur. Powszechnie występujący w jurze środkowej rodzaj *Ceriocava*, również reprezentujący kolonie typu cerioporid (górny aalen–górny oksford), nie posiada dymorfizmu w wielkości apertur i różni się od dwóch pozostałych rodzajów, również powszechnie występujących w jurze środkowej. Z uwagi na znaczną fragmentaryczność badanego materiału i brak szczegółów budowy wewnętrznej kolonii, oznaczenie badanego materiału na szczeblu rodzaju jest dyskusyjne.

Fauna towarzysząca mszywiołom

Rozpoznana fauna z głęb. 1472,0 m, oprócz szczątków mszywiołów, zawierała także elementy szkieletowe szkarłupni oraz kolce jeżowców. Według danych archiwalnych w otworze Wilga IG 1 na tej głębokości występują wapienie dolomityczne, w których tkwią niezdolomityzowane skorupy małży podrążone przez skałotocza oraz kolonie mszywiołów. Zespół kolonii mszywiołów, należących do cerioporid, został także rozpoznany w próbce z głęb. 1473,0 m w szarych, dolomitycznych wapieniach organodetrytycznych, partiami zsylifikowanych lub spirytyzowanych, silnie zapiaszczonych o charakterze gez wapnistych. Wśród bioklastów stwierdzono nierównomierne występowanie szczątków, tj. krynoidy, małże, mszywioły, jeżowce, ślimaki i ramienionogi. Sporadycznie w mikrytowych interklastach są spotykane igły gąbek oraz otwornice. Zespół ten ponadto zawiera nieliczne szczątki fosforanowe i glaukonit. Spotkane tu szczątki mszywiołów i skorupy małży podrążone przez skałotocza świadczą o bardziej płytkowodnych warunkach sedymentacji.

Uwagi środowiskowe i biogeograficzne

Rozprzestrzenienie mszywiołów w jurze, zarówno w skali regionalnej, jak i globalnej, jest uwarunkowane występowaniem facji płytkomorskich, głównie węglanowych. Istnienie odpowiednich warunków środowiskowych w zróżnicowanych morfologicznie strefach epikontynentalnych zbiorników miało wpływ na bioróżnorodność tych organizmów. Mszywioły są znane głównie z utworów jury środkowej (aalen–baton) północno-zachodniej Europy (Francji, Anglii i Niemiec), a także z obszaru południowej Polski. Pierwsze, rzadko spotykane znaleziska tej fauny, pochodzą z dolnej jury górnego pliensbachu Anglii, toarku basenu Saony-Rodanu, północno-wschodniej Hiszpanii, a także z Kolumbii Brytyjskiej (Hara, 2007). W utworach górnego bajosu Shipton Gorge (południowa Anglia) zanotowano występowanie 22 gatunków fauny mszywiołów, a w utworach batonu Normandii rozpoznano 33 gatunki. W Europie paleobiogeografia mszywiołów jest związana z występowaniem tych organizmów w epikontynentalnych utworach jurajskich, które ciągną się szerokim pasem wychodni od południowego zachodu hrabstwa Dorset u wybrzeży kanału La Manche, ku południowo-wschodniej Normandii, i dalej w kierunku południowo-zachodnim ku basenowi Saony-Rodanu. Fauna ta została opisana z Ardenów, a także z basenu Szwabii w Niemczech (Wolfer, 1913). Na terenie Polski największy rozwój tej fauny przypadł na baton–kelowej (poziom *calloviense*), aż po poziom *divisum* wczesnego kimerydu (Hara, Taylor 1996, 2009; Hara, 2007; Zatoń, Taylor, 2009, 2010). Epoka jury środkowej była szczególnie ważna ze względu na ewolucyjne różnicowanie się rzędu Cyclostomata, zdominowanego przez dwa inkrustujące rodzaje *Stomatopora* Bronn i *Berenica* Lamouroux. Wciąż są wątpliwości, czy główna radiacja mszywiołów nastąpiła w jurze środkowej, ale brak pełnych danych paleontologicznych uniemożliwia dokładniejszą korelację.

Występowanie kolonii typu cerioporid, przynależnych do podrzędu Cerioporina, i mogących reprezentować rodzaje *Ceriopora* lub *Ripisoecia*, jest bezpośrednio związane z występowaniem określonych warunków batymetrycznych, hydrodynamicznych oraz rodzaju podłoża. Mszywioły, tworzące kolonie typu cerioporid, generalnie preferują normalne morskie zasolenie, podniesiony reżim hydrodynamiczny oraz płytkowodne środowisko sedymentacji. Rozwój tych kolonii może być także związany z ciepłym reżimem klimatycznym i może wskazywać na obecność twardego podłoża. Zmiany typu wzrostu kolonii, w odniesieniu do różnorodnych środowisk adaptowanych przez mszywioły, jest kluczem do rekonstrukcji środowiska. Bogate w szczątki organiczne wapienie krynoidowo-mszywiołowe z konkrecjami żelazistymi wskazują na silne oddziaływanie ruchu wody na osad oraz na płytsze i lepiej przewietrzane środowisko. Wapienie organodetrytyczne i dolomity, w których stwierdzono fragmenty kolonii mszywiołów, tworzyły się w strefie płytszej. Profil otworu Wilga IG 1 jest doskonałym przykładem usytuowania w strefie przejściowej pomiędzy głębszą facją basenową, znaną z obszarów batonu w środkowej Polsce, a płytszą strefą występowania ooidów żelazistych w osadach organodetrytycznych, które zanikają przy większym spłyceniu. W ich miejsce pojawia się impregnacja tlenkami żelaza wapieni krynoidowo-mszywiołowych. Płycej przechodzą one w facje jasnych wapieni organodetrytycznych silniej zapiaszczonych, a najbliżej brzegu w facje piaskowców wapnistych. Osady, w których rozpoznano fragmenty kolonii mszywiołów, miały związek z przebudową basenu sedymentacyjnego, kiedy następował dopływ substancji ilastej i lepsze przewietrzanie wód przydennych, co można wiązać ze zmianami paleogeograficznymi z pogranicza oksfordu i keloweju.

Krzysztof LESZCZYŃSKI

KREDA

UWAGI O LITOLOGII, STRATYGRAFII I PALEOGEOGRAFII REJONU WILGI W KREDZIE

Kreda w otworze Wilga IG 1 ma miąższość 840,0 m i jest reprezentowana przez kredę dolną (hoteryw i alb o łącznej miąższości 31,0 m) oraz wszystkie piętra kredy górnej – od cenomanu po mastrycht górny (miąższość 809,0 m). Rdzenie były pobrane tylko z kredy dolnej – albu (ogniwo kruszwickie formacji mogileńskiej) i hoterywu (formacja włocławska). Utwory kredy górnej w ogóle nie były rdzeniowane. Granice chronostratygraficzne oraz litologię określono głównie na podstawie interpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej i badań próbek okruchowych, jak również korelacji z najbliższymi otworami, tj.: całkowicie rdzeniowanym Magnuszew IG 1 i częściowo rdzeniowanym Warszawa IG 1, w nawiązaniu do regionalnego, litofacjalnego rozwoju basenu sedymentacyjnego późnej kredy (Krassowska, 1973; Marek, 1983). Uwzględniono także wyniki badań mikrofaunistycznych zespołów otwornicowych oraz makrofaunistycznych, głównie inoceramów. Miąższości wydzielonych interwałów chronostratygraficznych w tych otworach zestawiono w tabeli 19, natomiast lokalizację otworów na tle mapy strukturalnej spągu kredy górnej (poziom wiązany z albem górnym) przedstawiono na figurze 40.

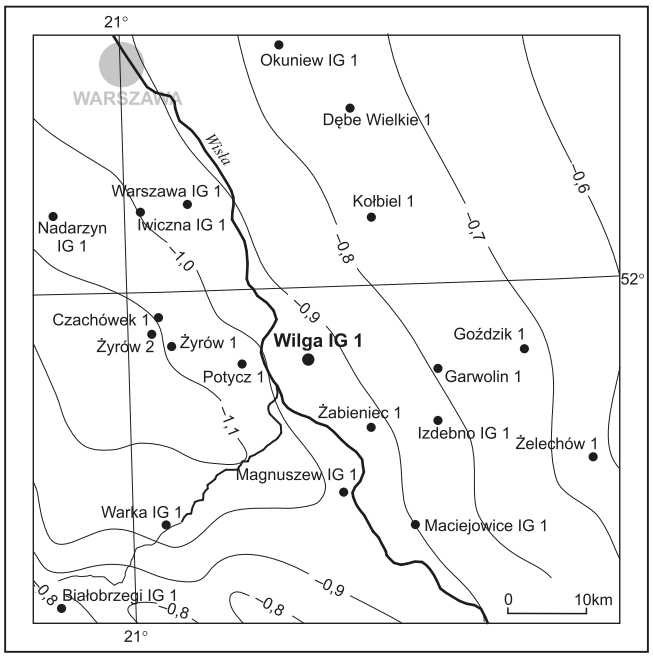
Stratygrafia kredy dolnej jest oparta na schemacie litostratygraficznym opracowanym w otworach wiertniczych dla centralnej Polski przez Raczyńską (1979) i Marka (*w*: Marek, Raczyńska, 1979), nieznacznie zmodyfikowanym i uaktualnionym (Marek, 1997; Dadlez i in., 1998; Leszczyński, 2002). Podział chronostratygraficzny kredy górnej jest opracowany na podstawie korelacji litofacjalnej i badań biostratygraficznych, głównie zespołów otwornicowych, inoceramów, belemnitów i amonitów. Podział kredy górnej, występującej na Niżu Polskim, został opracowany przez Błaszkiewicza i Cieślińskiego (1979) oraz Błaszkiewicza (1997). Należy zaznaczyć, że schemat ten nieco się różni od podziału standardowego (por. Birkelund i in., 1984; Rawson i in., 1995), w szczególności w interwale turon–koniak. Turon *sensu* Błaszkiewicz (1997) odpowiada w podziale standardowym interwałowi turon–niższy koniak, natomiast koniak *sensu* Błaszkiewicz (*op. cit.*) jest korelowany z wyższym koniakiem podziału standardowego. W niniejszej pracy podział kredy górnej dostosowano do schematu standardowego, wyróżniając interwały turon–koniak dolny oraz koniak górny.

Kreda dolna

Kreda dolna jest reprezentowana przez serię o miąższości 31,0 m, która leży na zdenudowanej powierzchni górnojurajskiej utworów kimerydu. Prawdopodobnie w spągu występują utwory zaliczone do **formacji włocławskiej** hoterywu o miąższości 5,0 m. Są to mułowce ilaste, czarne, z licznym detrytusem i większymi fragmentami fauny małżowej, opisane w rdzeniu z głęb. 1094,0–1100,5 m. W otworach Warszawa IG 1 i Magnuszew IG 1 pod hoterywem prawdopodobnie występuje również walanżyn górny (interpretowany na podstawie regionalnej korelacji pomiarów geofizyki wiertniczej), a cała seria, występująca poniżej ogniwa kruszwickiego formacji mogileńskiej, jest tam grubsza i ma odpowiednio 14,0 i 25,5 m (tab. 19). Powyżej hoterywu leżą skały **ogniwa kruszwickiego formacji mogileńskiej** (alb dolny–środkowy) o miąższości 23,5 m, reprezentowane w rdzeniu z głęb. 1070,5–1080,0 m przez jasnoszare piaski drobnoziarniste i mułowce. Stwierdzono w nich obecność konkrecji fosforytowych. Wyżej występują utwory albu górnego, zbudowane z piasków i piaskowców kwarcowo-glaukonitowych, prawdopodobnie z konkrecjami fosforytowymi, ku stropowi przechodzących w margle. Alb górny ma miąższość zaledwie 2,5 m.

Kreda górna

Cenoman o miąższości 27,0 m jest reprezentowany przez szare i białe, zwięzłe wapienie margliste. Zawartość $CaCO_3$ wynosi w nich 75,5–83,5%. Na krzywych profilowań geofizycznych odcinek odpowiadający cenomanowi



—0,6— izolinie spągu kredy górnej w tys. m p.p.m.
base Upper Cretaceous contour lines in thousand metres b.s.l.

Warka IG 1 otwory wiertnicze
boreholes

Fig. 40. Szkic strukturalny spągu kredy górnej (poziom wiązany z albem górnym)

Base Upper Cretaceous contour lines (horizon related to the Upper Albian)

Tabela 19

Porównanie miąższości kredy w otworach Wilga IG 1, Warszawa IG 1 i Magnuszew IG 1 (lokalizacja otworów – fig. 40)

Thickness of the Cretaceous deposits in the Wilga IG 1, Warszawa IG 1 and Magnuszew IG 1 boreholes (for location of the boreholes see Fig. 40)

Chronostratygrafia Chronostratigraphy	Warszawa IG 1	Wilga IG 1	Magnuszew IG 1
Mastrycht	297,0	338,0	347,6
Kampan	171,0	178,0	161,1
Santon	144,0	137,0	201,8
Koniak górny	38,0	41,0	48,0
Turon–koniak dolny	94,0	88,0	88,2
Cenoman	32,0	27,0	24,1
Alb górny	10,5	2,5	3,2
Alb środkowy i dolny	21,0	23,5	4,5
Hoteryw – walanżyn górny	14,0	5,0*	25,5
Kreda	823,5	840,0	347,5

* tylko hoteryw / Hauterivian only

charakteryzuje się zwiększonym natężeniem naturalnego promieniowania gamma oraz wysoką opornością skał.

Interwał interpretowany na podstawie profilowania geofizycznego i wydzielony jako turon–koniak dolny ma miąższość 88,0 m. Jest on w całości reprezentowany przez jasnoszare i białe, twarde wapienie margliste. Zawartość $CaCO_3$ waha się między 71 a 87,7%. Występują tu wkładki szarych margli o zawartości $CaCO_3$ 41–63%. Odcinek odpowiadający przypuszczalnie koniakowi górnemu, wydzielony na podstawie korelacji z otworami Warszawa IG 1 i Magnuszew IG 1, ma miąższość 41,0 m. Ten odcinek profilu kredy górnej jest reprezentowany przez jasnoszare, zwięzłe wapienie margliste. Zawartość $CaCO_3$ wynosi 68–73%. Wśród wapieni występują wkładki jasnoszarych margli o zawartości $CaCO_3$ 48%.

Odcinek profilu przypisywany santonowi (137,0 m miąższości) jest trójdzielny litologicznie. Od dołu reprezentują go:

- margle jasnoszare, zwięzłe, średniej twardości, zawierające 46,5–63,5% $CaCO_3$;
- opoki margliste, białe, zwięzłe, średniej twardości, zawierające 46,5–65% $CaCO_3$;
- wapienie margliste i margle, białe, zwięzłe, średniej twardości, z czertami i krzemieniami, zawierające 52,0–82,0% $CaCO_3$. W tym piętrze węglanowość skał ogólnie nieznacznie rośnie ku stropowi.

W profilu otworu Wilga IG 1 kampan jest wykształcony w postaci wapieni marglistych i margli. Skały są białe, zwięzłe, średniej twardości, z czertami i krzemieniami. Jego miąższość wynosi 178,0 m, a zawartość $CaCO_3$ zmienia się w granicach 59,5–85,5%.

Mastrycht najprawdopodobniej jest reprezentowany zarówno przez dolne, jak i górne podpiętro, co udało się stwierdzić na podstawie korelacji regionalnych z sąsiednimi otworami. Dolny mastrycht ma miąższość 111,0 m, górny – 227,0 m, a całe piętro 338,0 m. Mastrycht dolny w otworze Wilga IG 1 budują w niższej części białe, średniej twardości wapienie margliste. Zawartość $CaCO_3$ oscyluje między 68,0 a 82,0%. Wyżej występuje kreda pisząca marglista, biała, miękka, o zawartości $CaCO_3$ 78,0–82,5%. Mastrycht górny jest reprezentowany (od dołu) przez:

- kredę pisząca marglista, białą, miękką, zawierającą ok. 82,5% $CaCO_3$;
- wapienie margliste kredopodobne, białe, dość miękkie, zawierające 73,0–78% $CaCO_3$;
- margle białe, średniej twardości, zawierające 36,0–67,0% $CaCO_3$;
- opoki białe, porowate, średniej twardości, zawierające 70,0% $CaCO_3$;
- wapienie margliste, które kończą profil kredy w tym otworze.

Granica pomiędzy mastrychtem a paleocenem (danem), a więc pomiędzy kredą a paleogenem (i jednocześnie mezozoikiem a kenozoikiem) jest granicą erozyjną. Występuje tutaj luka sedymentacyjna o niesprecyzowanej wielkości.

Uwagi o paleogeografii

Kreda dolna w otworze Wilga IG 1 ma niewielką miąższość i zaczyna się transgresywnymi utworami hoterywu. W płytkim epikontynentalnym zbiorniku morskim były deponowane wówczas osady silikoklastyczne. W hoterywie nie ma tutaj utworów węglanowych, zatem opisane skały reprezentują formację włocławską. Dalej ku południowemu wschodowi przechodzi ona w formację białobrzeską (por. Marek, 1997). Warto zwrócić uwagę na drobnoklastyczne wykształcenie formacji włocławskiej. W okolicach Wilgi nie występują utwory ogniw pagórczańskiego i goplańskiego formacji mogileńskiej, co zapewne jest związane z regresją morską pod koniec hoterywu. Kolejny zalew morski, z sedymentacją bardziej gruboziarnistą, w przewadze piaszczystą (ogniwo kruszwickie formacji mogileńskiej), miał miejsce we wczesnym lub środkowym albie.

W otworze Wilga IG 1 stwierdzono pełny profil litologiczny kredy górnej, typowy dla pogranicza niecki płockiej (warszawskiej) i niecki lubelskiej. Jedynie najwyższa część mastrychtu uległa tutaj zerodowaniu. Wykształcenie utworów kredy górnej świadczy o szybko postępującej transgresji późnego albu, a następnie spokojnej morskiej sedymentacji węglanowej w basenie epikontynentalnym o niewielkim i stosunkowo stabilnym tempie subsydencji, trwającym po kampan włącznie, z dominującymi facjami wapieni marglistych, okresowo z depozycją wapieni kredopodobnych, margli i kredy piszącej oraz sedymentacją węglanowo-krzemionkową (opoki w santonie i mastrychcie późnym). Warto zauważyć, że w okolicach Wilgi litofacje kredy piszącej pojawiają się stosunkowo późno, bo najprawdopodobniej dopiero w wyższym dolnym mastrychcie i występują jeszcze w najniższym górnym mastrychcie, przechodząc ku górze w wapienie kredopodobne. W sumie miąższość kredy piszącej w otworze Wilga IG 1 wynosi ok. 100 m, co stanowi 12,4% profilu kredy górnej. Należy też podkreślić, że w kredzie górnej nie stwierdzono tu

„czystej" kredy piszącej o zawartości $CaCO_3$ ponad 90%. Występuje natomiast kreda pisząca marglista. Skały węglanowo-krzemionkowe (opoki) pojawiają się w profilu dwukrotnie – w santonie (miąższość 50,0 m) oraz w mastrychcie górnym (miąższość zaledwie 10,0 m). Ich sumaryczna miąższość stanowi zaledwie 7,4% profilu kredy górnej, podobnie jak w profilu otworu Magnuszew IG 1.

W późnej kredzie rejon Wilgi znajdował się w obrębie rozległego morskiego basenu sedymentacyjnego, pomiędzy osiową strefą bruzdy śródpolskiej, która w młodszej późnej kredzie zaczęła podlegać procesom inwersji tektonicznej, a strefą platformową kratonu wschodnioeuropejskiego z zapadliskiem podlaskim, gdzie dominowała depozycja kredy piszącej. Warto podkreślić, że ta część basenu późnokredowego zaczęła podlegać wzmożonej subsydencji w mastrychcie. Miąższość kampanu, trwającego 11,5 mln lat (od 83,6 do 72,1 mln lat wg *International Chronostratigraphic Chart*, 2017), wynosi tutaj 178,0 m, natomiast miąższość mastrychtu, trwającego 6,1 mln lat (od 72,1 do 66,0 mln lat – *op. cit.*), jest znacznie większa, gdyż osiąga 338,0 m. Biorąc pod uwagę podobny typ skał obu pięter, można zauważyć, że tempo sedymentacji i subsydencji w mastrychcie mogło być 3–4 razy wyższe niż w kampanie. Wtedy przypada też ich maksimum dla całej kredy. Uważa się, że na kampan przypada zahamowanie tempa sedymentacji i subsydencji.

Jacek R. KASIŃSKI

PALEOGEN I NEOGEN

WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE, STRATYGRAFIA I ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI PALEOGENU I NEOGENU

Ze względu na bardzo lakoniczny i zgeneralizowany opis profilu litologicznego osadów kenozoicznych, znajdujący się w dokumentacji wynikowej otworu Wilga IG 1, bazujący na charakterystyce próbek okruchowych, zaprezentowany w tym tomie opis litologii poszczególnych jednostek litostratygraficznych uzupełniono na podstawie danych z pobliskich otworów kartograficznych, takich jak: Dąbrówki Grabnowolskie, Jasieniec, Magnuszew i Studzianki (Sarnacka, 1980).

Paleogen

Najstarszymi utworami paleogenu w otworze Wilga IG 1 są morskie utwory **formacji puławskiej** danu (głęb. 177,5–250,0; miąższość 72,5 m), wykształcone w postaci gez wapnistych ze znaczną domieszką glaukonitu i wkładkami wapieni marglistych. W podobnych utworach w profilu otworu Magnuszew także występują przeławicenia margli i opok oraz pakiety mułowców (Sarnacka, 1980). Wiek podobnych osadów na obszarze centralnej Polski określono na podstawie występowania gatunku *Crania* cf. *brattenburgica geulhemensis* Kruytzer et Meije na paleocen dolny (Brotzen, Pożaryska, 1957), co zostało potwierdzone w nieodległym otworze Dąbrówki Grabnowolskie (Giel, 1971).

Utwory **formacji mosińskiej dolnej** (głęb. 150,0–177,5 m; miąższość 27,5 m) oligocenu dolnego są wykształcone w postaci szarozielonych drobnoziarnistych piasków glaukonitowo-kwarcowych oraz mułków szarozielonych z domieszką glaukonitu i z konkrecjami fosforytowymi.

Neogen

Na głęb. 90,0–150,0 m w otworze Wilga IG 1 występuje kompleks utworów piaszczysto-mułkowych **formacji adamowskiej** miocenu środkowego (miąższość 60,0 m). Utwory te są reprezentowane głównie przez średnio- i gruboziarniste piaski kwarcowe, lokalnie zailone, z przewarstwieniami mułków, zazwyczaj z domieszką muskowitu. Na południe od otworu frakcja ziaren piasku maleje i zaczynają dominować drobnoziarniste piaski kwarcowo-muskowitowe. W mułkach i piaskach występują zawęglenia oraz wkładki i okruchy węgla brunatnego, które można uznać za ekwiwalent sedymentacyjny IIA pokładu lubińskiego.

Utwory **formacji poznańskiej** miocenu górnego (miąższość 62,0 m) są wykształcone w postaci kompleksu utworów pstrych, na który składają się pstre, szarozielone, szaroniebieskie iły i mułki oraz bardzo drobnoziarniste piaski kwarcowe. W osadach tych lokalnie występuje domieszka uwęglonego detrytusu roślinnego. W formacji poznańskiej wyróżniono trzy nieformalne ogniwa litostratygraficzne, tj.: warstwy jędrzejnickie, rycickie i karczewskie (Baraniecka, 1976, 1979), które w profilu Wilga IG 1 nie zostały wyodrębnione.

Niewykluczone, że w otworze Wilga IG 1 utwory z głęb. 24,0–28,0 m, które pierwotnie zaliczono do czwartorzędu, należą w rzeczywistości do pliocenu i przypuszczalnie reprezentują **formację gozdnicką**. Podobnie wykształcone są utwory tej formacji (opisane jako preglacjał) w otworach Holendry Magnuszewskie, Łękawica, Magnuszew, Rożce i Wólka Ligęzowska (Grabowska, 1968), a omawiany rejon uznano za typowy obszar ich występowania w niecce mazowieckiej (Makowska, 2015).

Rozwój sedymentacji w paleogenie i neogenie w rejonie otworu Wilga IG 1

Paleogen

Osady dolnego paleocenu – danu, w południowej części niecki mazowieckiej leżą penakordatnie na utworach kredy górnej (Hansen i in., 1989). Trwała tutaj sedymentacja utworów morskich, wykształconych w postaci piasków

glaukonitowych z fosforytami, zastępowanych obocznie przez gezy piaszczyste ze znaczną domieszką glaukonitu i wkładkami margli formacji puławskiej. W utworach tych występują szczątki fauny, głównie igły gąbek i kolce jeżowców. Z końcem danu sedymentacja ta została przerwana w wyniku regresji morskiej. Leżące ponad formacją puławską utwory oligocenu dolnego poprzedza znaczna luka stratygraficzna, obejmująca wyższy paleocen (od zelandu) i cały eocen. Utwory środkowego i górnego eocenu zachowały się jednak na południowy wschód od Wilgi.

Rozwój transgresji środkowoeoceńskiej doprowadził na przełomie lutetu i bartonu do rozwoju, w sąsiedztwie obszaru Wilgi, osadów formacji z Siemienia. Są to osady strefy litoralnej oraz środowisk pływowych i deltowych (Kosmowska-Ceranowicz i in., 1990; Kasiński, Tołkanowicz, 1999), wykształcone jako szarozielone mułki i iły z glaukonitem oraz iłowce łupkowate z przemazami jasnozielonych piasków glaukonitowych, niekiedy ze żwirkiem kwarcowym i pojedynczymi konkrecjami fosforytowymi, a w wyższej części także lokalnie z ziarnami bursztynu (Piwocki, 2004). Osady te są miejscami wapniste i zawierają nieoznaczalny detrytus fauny mięczaków, ichnoskamieniałości, szczątki ryb oraz drobne okruchy zwęglonych roślin. Przez obszar obecnego Bałtyku i częściowo płycizny archipelagu rozwiniętego na terenie wyniesień wału śródpolskiego odbywała się ograniczona wymiana ciepło- i zimnolubnych zespołów otwornicowych. Te ostatnie migrowały z południowego wschodu, co wskazuje na połączenie Oceanu Arktycznego i Oceanu Atlantyckiego poprzez baseny Niżu Polskiego i Prypeci (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowa, 1977). Przez obszar dzisiejszej Zatoki Botnickiej z północnej Finlandii istniało zapewne połączenie z Oceanem Arktycznym (Knox i in., 2010), w którego litoralnych częściach, w rejonie dzisiejszej Zatoki Gdańskiej, osadzały się utwory bursztynonośne z ziarnami bursztynu transportowanymi ze wschodniego wybrzeża basenu sedymentacyjnego i rozwlekanymi następnie przez prądy wzdłużbrzegowe. W utworach tych występują złoża bursztynu. Pod koniec eocenu zaznaczyła się krótkotrwała ingresja morska o charakterze pulsacyjnym, a po jej ustąpieniu na obszarach lądowych nastąpił rozwój procesów erozyjnych, które w rejonie otworu Wilga IG 1 doprowadziły do zniszczenia stosunkowo cienkich osadów eoceńskich.

Kolejna transgresja w oligocenie, postępująca od zachodu w najniższym rupelu, rozwijała się w kilku fazach (Piwocki, Kasiński, 1995). Zespół mikrofauny zimnolubnej (Burchardt, 1978; Odrzywolska-Bieńkowa, Pożaryska, 1978) świadczy o połączeniu z basenem Europy Zachodniej i wskazuje na oddzielenie od basenów ukraińskiego i białoruskiego strefą płycizn i wysp. Systemy depozycyjne wysokiego poziomu morza (ang. *highstands*) są reprezentowane przez piaski kwarcowo-glaukonitowe formacji mosińskiej dolnej i górnej. Ciąg progradujących transgresywnych systemów depozycyjnych rozpoczyna formacja mosińska dolna, której osady zachowały się w otworze Wilga IG 1. W spągu formacji występuje transgresywna warstewka żwirku kwarcowego. Osady formacji mosińskiej dolnej są reprezentowane przez szarozielone piaski kwarcowo-glaukonitowe z igłami gąbek i wkładkami mułków, w spągu ze żwirkiem kwarcowym oraz mułki z glaukonitem.

W sąsiednich otworach kartograficznych zarejestrowano także osady formacji czempińskiej, które stanowią zapis sedymentacji w warunkach brakicznych, związanych z fazą regresywną transgrecji oligoceńskiej. Utwory te w otworze Wilga IG 1 zostały usunięte w wyniku późniejszej erozji. Utwory formacji czempińskiej są wykształcone w postaci drobnoziarnistych piasków kwarcowych mułkowatych z domieszką glaukonitu, przewarstwieniami mułków i iłów, często zawęglonych lub węglistych. W otworze Magnuszew wśród tych utworów występuje pokład węgla o miąższości 0,7 m (Grabowska, 1970), odpowiadający V czempińskiemu pokładowi węgla brunatnego. W górnym oligocenie (szat) w rejonie Wilgi dominowały procesy erozji i denudacji.

Neogen

Najstarsze utwory miocenu w okolicy otworu Wilga IG 1, zaliczane do formacji adamowskiej górnego reinbeku (por. Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995), powstawały na obszarze równi aluwialnej. W piaskach powszechnie występują warstwowania skośnie wielkoskalowe (nasypy prądowe) oraz warstwowania skośne płaskie i żłobiste. Obserwowane są także cienkie przeławicenia węgli będących ekwiwalentem sedymentacyjnym IIA lubińskiego pokładu węgla brunatnego, a w górnej części profilu być może także I pokładu środkowopolskiego – w obu przypadkach są to utwory starorzeczy.

W langenfeldzie ponownie dominowała sedymentacja w środowisku równi aluwialnej, w nieco chłodniejszym, lecz nadal wilgotnym klimacie. W środowisku o skrajnie niskiej energii osadzały się szaroniebieskie, pstre mułki i iły, miejscami z silnie zżelifikowanym detrytusem roślinnym, należące do formacji poznańskiej. Wyżej położone tereny były nadal porastane przez las mezofilny.

W pliocenie panowały warunki lądowe zdominowane przez procesy erozji i denudacji. Na południowym Mazowszu, na rozległej równi aluwialnej, trwała sedymentacja silikoklastyczna o stosunkowo grubej frakcji – piasków średnio- i gruboziarnistych z domieszką żwiru (Piwocki i in., 2004). Rejon Wilgi znajduje się w południowej części niecki mazowieckiej, która jest typowym obszarem występowania osadów formacji gozdnickiej (Słodkowska, Kasiński, 2011), dlatego występowania takich utworów można spodziewać się także w profilu otworu Wilga IG 1.