

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, GEOCHEMICZNYCH, MINERALOGICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

DEWON

Lech MIŁACZEWSKI

STRATYGRAFIA, LITOLOGIA I ŚRODOWISKA DEPOZYCJI

Uwagi wstępne

W otworze Komarów IG 1 przewiercono utwory dewonu od franu po ems, osiągając stropowe partie formacji zwoleńskiej. Niniejsza charakterystyka powstała w wyniku powtórnego opracowania wszystkich dostępnych materiałów dotyczących utworów dewonu – zarówno archiwalnych, jak i publikowanych. Opiera się również na osobistych notatkach terenowych autora, który był pierwszym geologiem Zakładu Geologii Struktur Wgłębnych Niżu Instytutu Geologicznego profilującym rdzenie z otworu Komarów IG 1 przed ich dekompletacją na potrzeby różnych analiz oraz na archiwalnych materiałach K. Radlicza, który wykonał badania petrograficzne.

Do niniejszego opracowania autor wykorzystał niestandardyzowane pomiary geofizyki otworowej, co pozwoliło na unacześnienie i korektę profilów zapisanych w dokumentacji wynikowej. Głębokość otworu mierzona kablem geofizycznym, zwana głębokością geofizyczną, na ogół zawsze różni się od głębokości mierzonej przewodem wiertniczym, zwanej głębokością wiertniczą. Z tego powodu w profilach dewonu stosuje się podwójny opis głębokości; jeden dla rdzeni i próbek z rdzeni oraz granic geologicznych uzyskanych z opisu rdzenia, drugi dla głębokości granic geologicznych, uzyskanych na podstawie analizy pomiarów geofizycznych. W przypadku otworu Komarów IG 1, dzięki obfitemu rdzeniowaniu, możliwe było stosunkowo pewne porównanie obu sposobów określenia głębokości. Z tego porównania wynika, że w stosunku do głębokości geofizycznej, głębokość wiertnicza otworu jest mniejsza o ok. 9 m. Najprawdopodobniej do dziennika wiertacza wpisano zapuszczenie do otworu 9-metrowej żerdzi, czego w rzeczywistości nie uczyniono. Miały być wykonane kontrolne pomiary geofizyczne, których ostatecznie nie wykonano, gdyż w międzyczasie nawiercono

złoże gazu i przy próbie rurowania otwór uległ awarii, a następnie został zlikwidowany.

W otworze Komarów IG 1 znaczna część profilu dewonu górnego nie występuje, gdyż została zerodowana w czasie pofameńsko-przedwizeńskiej przerwy sedymentacyjnej. Erozji uległy wszystkie utwory famenu oraz górna część utworów franu. W rezultacie na czystych, jasnych wapieniach franu leżą bezpośrednio utwory wizenu. Podobny profil posiadają również pobliskie, położone na północnym zachodzie i południowym wschodzie, otwory Komarów 2–10 oraz położone na północnym wschodzie otwory Zubowice 2 i IG 5. Utwory dewonu środkowego bezpośrednio pod utworami karbonu nawiercono w otworze Ruskie Piaski IG 2, położonym dalej ku północnemu zachodowi, a osady famenu napotkano w otworach Terebin IG 1–IG 4 oraz w wielu innych otworach usytuowanych na południe od Hrubieszowa. Występujące w tamtym rejonie skały franu i dewonu środkowego są bardzo podobne do profilów komarowskich. Na zachód, blisko od linii, którą wyznaczają otwory z rejonu Komarowa, rozciąga się walna strefa uskokowa Izbica–Zamość–Ugniew, za którą otwory dewonu środkowego i górnego już nie ma.

Profil osadów dewonu otworu Komarów IG 1 skorelowano z następującymi profilami: Zubowice IG 5 (położonym nieopodal w kierunku północno-wschodnim), Terebin IG 5, Strzelce IG 2 i IG 1 (zlokalizowanymi przy południowo-zachodnim brzegu komarowskiego segmentu rowu lubelskiego na obszarze podniesionej części platformy prekambryjskiej), Horodło 1 (leżącym tuż nad Bugiem, przy granicy państwa z Ukrainą) (fig. 1), jak również z otworem 5446 Radoszyn, wykonanym na Wołyniu, na południe od Kowla (Ukraina) (fig. 4¹). Wszystkie te profile otworów autor opracował, a wyniki z nich pochodzące są zawarte

¹ Figura 4 znajduje się w opasce na końcu książki.

m.in. w publikacji Miłaczewskiego (1981). Starsze profile zostały przez autora unaczęnione, z wykorzystaniem zdigitalizowanych wykresów geofizyki otworowej.

Linia bazową korelacji jest granica między formacjami telatyńską i modryńską, odpowiadająca w przybliżeniu granicy dewonu środkowego i górnego. Korelacja litostratygraficzna była prowadzona wielokrotnie w latach ubiegłych (m.in. Miłaczewski, 1981). Ostatnio podział litostratygraficzny dewonu został zrewidowany przez Narkiewicza (2011). Skorelował on także profile dewonu środkowego i górnego w otworach Komarów IG 1, Terebin IG 5 oraz Strzelce IG 2. Wyniki tej korelacji zostały uzupełnione przez autora tego rozdziału. Z kanonu formalnych jednostek litostratygraficznych usunięto, zgodnie z sugestiami Narkiewicza (2011), ogniwo werbkowickie formacji modryńskiej. Jednostka ta pozostała w randze nieformalnej jednostki operacyjnej – kompleksu dolomitów kawernistych, której granice przecinają skośnie granice jednostek formalnych. Na przekroju korelacyjnym zaznaczono też nowe formalne jednostki litostratygraficzne, wykreowane przez Narkiewicza (2011): ogniwo krzewickie i ogniwo łosieńskie formacji modryńskiej. Granice jednostek litostratygraficznych sensu M. Narkiewicz (2011) oraz granice niektórych jednostek wydzielanych przez Miłaczewskiego zostały na linii przekroju oznaczone symbolami – odpowiednio: MN11 i LM14. Wszystkie wydzielania litostratygraficzne w profilach dewonu dolnego są wykonane według Miłaczewskiego.

Na krzywych profilowania gamma wydzielono szereg wąskich anomalii ujemnych w monotonicznych litologicznie profilach syluru oraz dewonu (formacja sycyńska) (Miłaczewski, 1981). Anomalie te są wywołane lokalnym wzbogaceniem skał ilastych w węglan wapnia albo drobnodyspersyjny lub konkretyjny, albo w postaci muszlowców małżowo-brachiopodowych o charakterze bruku sztormowego. Ze względu na to, że anomalie te mogą być regionalnymi poziomami i markerami w skali basenu, pomocnymi do organizacji przestrzeni geologicznej, posłużono się nimi do korelacji. Na profilach graficznych oznaczono je symbolem „w” z odpowiednim indeksem cyfrowym. Podobne poziomy korelacyjne znane są z osadów ordowiku i syluru basenu lubelskiego (Porębski i in., 2013), skąd autorzy opisali regionalny marker korelacyjny, być może sejsmit, powstały w wyniku zsuwu grawitacyjnego indukowanego trzęsieniem Ziemi i falami tsunami, czyli zapisu krótkotrwałego zdarzenia katastrofalnego o randze chronohoryzontu. Jest prawdopodobne, że wspomniane wyżej poziomy korelacyjne „w”, mają podobną genezę i stanowią zapis wydarzenia geologicznego dlatego, na międzyotworowym schemacie korelacyjnym (fig. 4) niektóre z nich oznaczono również symbolem „GE” (ang. geological event).

W profilach franu formacji modryńskiej wydzielono szereg wąskich anomalii dodatnich na krzywych profilowania gamma (Miłaczewski, 1981) wywołanych lokalnym wzbogaceniem profilu czysto węglanowego w materiał ilasty o nie całkiem jasnej genezie. Anomalie te mogą być również poziomami regionalnymi w skali basenu i markerami pomocnymi do organizacji przestrzeni geologicznej, którymi można posłużyć się do korelacji. Zostały one

oznaczone symbolem „fr” z odpowiednim indeksem cyfrowym. Najwyraźniejsze wśród nich są anomalie fr-1 i fr-2.

Skamieniałości w utworach dewonu są miejscami bardzo liczne. Należą do nich ramienionogi i koralowce, które zostały omówione w pracy Miłaczewskiego (1981), jednak nie umożliwiają one przeprowadzenia dokładniejszych podziałów stratygraficznych. W latach późniejszych otwory wiertnicze były skąpo rdzeniowane i stratygrafia dewonu była na podstawie badań konodontów (K. Narkiewicz, 2011) i miospor (Turnau i in., 2005; Turnau, 2011). Wyniki najważniejszych badań bio- i palinostratygraficznych omówiono w dalszej części rozdziału, a występowanie tych skamieniałości zaznaczono na schemacie korelacyjnym (fig. 4).

Autor podjął też próbę zastosowania stratygrafii sekwencyjnej na podstawie metodologii Embry’ego (2009), nieużywanej dotąd do utworów dewonu Lubelszczyzny. Jej zastosowanie okazało się dość złożone, dlatego zamieszczoną w dalszej części rozdziału charakterystykę sekwencji należy traktować jako wymagające dopracowania pierwsze przybliżenie. Założenia metodologii Embry’ego (2009), różniące się od metodologii innych badaczy, bez której poznania, międzyotworowy schemat korelacyjny (fig. 4) może się wydać niejasny – Embry (2009) wyróżnia w obrębie sekwencji sześć powierzchni, z których w określonym profilu występują tylko niektóre, w zależności od położenia w stosunku do paleobrzeżu morskiego:

- niezgodność subaeralna SU,
- regresyjna powierzchnia erozji morskiej RSME,
- transgresyjna powierzchnia erozji przybrzeżnej SR, odpowiednio – niezgodna SRU i diastemiczna SRD,
- powierzchnia maksymalnej regresji MRS,
- powierzchnia maksymalnego zalewu MFS,
- powierzchnia stoku szelfu przykryta przez warstwy ułożone przekraczająco SOS.

Według Embry’ego (2009) sekwencja jest transgresywno-regresyjna (T-R), a jej granicami są powierzchnie MRS i/lub ich analogi. Powierzchnia MFS przebiega wewnątrz sekwencji i dzieli ją na dwa ciągi systemowe: dolny – ciąg transgresywny (TST) i górny – ciąg regresywny (RST).

Powierzchnie MRS i ich analogi w profilach otworów wiertniczych są wyróżniane najczęściej na krzywych profilowania gamma w miejscu największych anomalii ujemnych. Teoretycznie każda taka anomalia może być zapisem regresji, ale nie każda może być zapisem regresji maksymalnej. Wyróżnienie powierzchni MRS powinna poprzedzić wszechstronna analiza profilu. Powierzchnie MRS mogą przechodzić w stronę lądu w powierzchnie RS, a te w powierzchnie SU. Każda z nich jest powierzchnią niezgodności różnej rangi, powierzchnią rozmycia erozyjnego i przerwy sedimentacyjnej. Z MRS bywa związana obecność zlepieńców, zwirowców, osadów wymieszanych, nagromadzenia pokruszonych szczątków organicznych, ooidów i pizoidów żelazistych.

Powierzchnie MFS w profilach otworów wiertniczych są wyróżniane najczęściej na krzywych profilowania gamma w miejscu największych anomalii dodatnich. Po-

wierzchnie MFS bywają związane z osadami stratygraficznie skondensowanymi, wzbogaconymi w skamieniałości, konkretne pirytowe, substancję organiczną, pierwiastki promieniotwórcze, fosforyty. Osady w tym miejscu miewają najdrobniejsze ziarno. Na powierzchniach MFS następuje zmiana trendów w profilu z malejącego (pogłębiającego się) na rosnący (spływający się).

Zespoły lub stopy warstw, których ułożenie stanowi o architekturze depozycyjnej sekwencji i ich zespołów różnej rangi mogą być ułożone progradacyjnie (regresywnie), retrogradacyjnie (transgresywnie) lub agradacyjnie (bez określonego trendu), co zaznaczono na schemacie korelacyjnym (fig. 4).

Litostratygrafia

Formacja zwoleńska (lochów górny–ems). W profilu otworu Komarów IG 1 wyróżniono najwyższy z trzech kompleksów litologicznych, stanowiących podstawowe jednostki podziału litostratygraficznego dewonu dolnego na obszarze radomsko-lubelskim (Miłaczewski, 1981).

Według rdzeni w otworze Komarów IG 1 formacja zwoleńska występuje na głębokości 2479,9–2547,8 m, a jej miąższość (niepełna z powodu niedowiercenia spągu) wynosi 67,9 m. Według pomiarów geofizycznych jej strop występuje na głębokości 2469,0 m. Według Narkiewicza (2011) strop ten występuje natomiast na głębokości 2479,0 m.

W obrębie formacji występują pstre, wiśniowe, brunatne, zielonawe, plamiste, czasami szare iłowce pylaste, które są makroskopowo trudne do odróżnienia od mułowców, rzadziej mułowce i mułowce piaszczyste, zawierające charakterystyczne, różnokształtne konkretne węglanowe, często dolomitowe typu caliche, utożsamiane z poziomami gleb kopalnych. Iłowce są przewarstwione jasnoszarymi piaszczystkami o charakterze arenitów kwarcowych, niekiedy wak kwarcowych i kwarcowo-łyszczkowych. Skład litologiczny formacji, z uwagi na jej kontynentalny charakter, jest bardzo zmienny w pionie i poziomie, stąd bardziej szczegółowa korelacja tej formacji, nawet w blisko położonych profilach, napotyka na trudności. Cechą charakterystyczną formacji jest rytmiczne ułożenie litotypów budujących cykle różnej rangi z charakterystyczną dla osadów rzek meandrujących litologią i następstwem o ziarnie malejącym ku górze. W profilu Komarów IG 1 występuje stosunkowo dużo rozproszonych zwęglonej flory, czego nie obserwuje się, np. w profilu otworu Terebin IG 5.

Utwory formacji zwoleńskiej nie zawierają skamieniałości przewodnich, oprócz stosunkowo nielicznych miospor, które jednak okazały się bardzo ważne dla określenia stratygrafii dewonu w otworze Terebin IG 5 (Turnau, 2011). Makroskamieniałości są ograniczone do fragmentów ryb i Agnatha, wielkoraków, lingul i flory psylofitowej.

Górna granica formacji zwoleńskiej jest granicą erozyjną spowodowaną podewońską erozją epigenetyczną, co zaobserwowano także w profilach otworów Białopole IG 1, Łopiennik IG 1, Izbica IG 1, Trawniki 1, Małochwiej 1 i 2 (położonych dalej na północ i północny zachód od otworu

Komarów IG 1). Dopiero w pobliżu Ruskich Piasków i Komarowa występuje penakordantne zaleganie (co nie znaczy, że nie bez luki stratygraficznej) utworów terygeniczo-węglanowych dewonu środkowego lub emsu górnego na utworach formacji zwoleńskiej. W pobliżu Hrubieszowa (otwory Strzelce IG 1, IG 2 i Terebin IG 5), prawdopodobnie między formacją zwoleńską a leżącymi wyżej utworami emsu i/lub eiflu, istnieje luka stratygraficzna obejmująca środkową i górną część emsu (Turnau, 2011).

Rzeczywista miąższość formacji zwoleńskiej powinna być znacznie większa od nawierconej w profilu Komarów IG 1, na co wskazują znane z innych otworów jej wartości – 330,9 m (Terebin IG 5), 335 m (Strzelce IG 2), 795 m (Łopiennik IG 1), 860 m (Małochwiej 1), ok. 940 m (Trawniki 1). Na całym obszarze radomsko-lubelskim obserwuje się wzrost miąższości formacji z północnego wschodu ku południowemu zachodowi i w otworze Ciepeliów IG 1 koło Radomia niepełna jej miąższość (spowodowana erozją epigenetyczną) wynosi 851 m, a w otworze Zakrzew IG 3 – aż 1200 m.

Utwory tej formacji są szeroko rozprzestrzenione nie tylko na całym obszarze radomsko-lubelskim, ale również na Wołyniu i Podolu na Ukrainie, gdzie noszą nazwę serii dnistrzańskiej (ukr. *dnistrovs'ka svyta*).

Formacja telatyńska (ems–żywet). Utwory formacji telatyńskiej, według rdzenia występują na głębokości 2301,2–2479,9 m, a ich miąższość wynosi 178,7 m, według pomiarów geofizycznych i na głębokości 2291,8–2469,0 m (miąższość 177,2 m), natomiast według Narkiewicza (2011) – w interwale 2301,5–2479,0 m (miąższość 177,5 m).

Formacja telatyńska została wyróżniona przez Miłaczewskiego (1981) jako formalna jednostka podziału litostratygraficznego dewonu na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Na tym obszarze zalega ona bez widocznej niezgodności kątowej na formacji zwoleńskiej i jest przykryta, również zgodnie, przez formację modryńską. W niektórych miejscach (np. profil otworu Ruskie Piaski IG 2) przykrywają ją niezgodnie utwory karbonu.

Pierwotnie według Miłaczewskiego (1981) wiek formacji odpowiadał eiflowi i żywetowi. Formacja została zredefiniowana przez Narkiewicza (2011), a jej występowanie rozszerzone na cały obszar radomsko-lubelski. Wyróżniono nowe ogniwa litostratygraficzne oraz dokonano rewizji, a także uściślenia wieku formacji i jej ogniów (K. Narkiewicz, 2011; M. Narkiewicz, 2011; Turnau, 2011). Na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny, nazywanej przez Narkiewicza (2011) segmentem komarowskim dewońskiego basenu lubelskiego, oryginalny podział Miłaczewskiego (1981) na ogniwa został zachowany, ale niektóre z nich uległy redefinicji. Poniżej zamieszczono charakterystykę litologiczną formacji telatyńskiej w profilu Komarów IG 1, na którą składa się opis ogniów wchodzących w jej skład.

Ogniwo przewodowskie (ems) (*sensu* Miłaczewski, 1981), nazywane w starszej literaturze serią terygeniczną, według rdzeni wydzielono na głębokości 2469,3–2479,9 m

(miąższość 10,6 m), a według pomiarów geofizycznych – w interwale 2459,0–2469,0 m (miąższość 10,0 m). Narkiewicz (2011) wyznaczył granice ogniwa na głębokości 2467,0–2479,0 m (miąższość 12,0 m).

Profil ogniwa był dobrze rdzeniowany, zasadniczo z pełnym uzyskiem rdzenia. Pierwsza warstwa to 0,5 m – mułowiec ilasty (pyłowiec ilasty), ciemnoszarozielonawy, pocięty płaszczyznami zlustrowań kompakcyjnych, niewarstwowany. Zawiera rozproszone, czarne, spłaszczone pizoidy ilasto-żelaziste o średnicy dochodzącej do 7 mm. Zalega ona, bez wyraźnie widocznej niezgodności erozyjnej lub kątowej na dwumetrowej miąższości warstwie wiśniowego mułowca. Mułowiec ten, autor rozdziału zalicza do formacji zwoleńskiej.

Pierwsza warstwa ogniwa przewodowskiego, w ujęciu autora tego rozdziału, wyznacza dolną granicę wyróżnioną przez Narkiewicza (2011), jako cykl T-1 (sekwencja depozycyjna III rangi), cyklu transgresywno-regresywnego (T-R). Cykle wyróżnione przez Narkiewicza (2011) stanowią jednocześnie etapy cyklu T-R wyższej rangi (sekwencja depozycyjna II rzędu), rozpoczętego w późnym emsie, a zakończanego w famenie lub we wczesnym turneju.

Warstwa z pizoidami, według autora tego rozdziału, może leżeć na powierzchni maksymalnego zalewu (MFS), która według Embry'ego (2009) bywa związana również z subaeralną powierzchnią erozyjną i niezgodnością strukturalną oraz luką stratygraficzną. Granica z formacją zwoleńską jest najprawdopodobniej granicą nieciągłości sedymentacyjnej, powiązanej z luką stratygraficzną obejmującą ems górny, co sugerują badania Turnau (2011).

Nad mułowcem z pizoidami leży warstwa o miąższości 9,3 m. Jest to drobnoziarnisty jasnoszary i szary, przekątnie warstwowany piaskowiec (arenit kwarcowy).

Najwyższą warstwą ogniwa przewodowskiego jest iłowiec wzbogacony w biotyt i pennin. Na krzywych profilowania gamma iłowiec ten zaznacza się w postaci ostrej anomalii dodatniej, a na wykresach profilowania średnicy – w postaci wąskiej i głębokiej kawerny w ścianach otworu.

Ogniwo przewodowskie odpowiada bazalnemu pakietowi osadów okrucowych złożonych przy brzegu morskim, rozpoczynających nowy cykl sedymentacyjny. Należy ono według autora tego rozdziału i Narkiewicza (2011) do systemu depozycyjnego klastyków przybrzeżnych, a wg Radlicza (w tym tomie) mogą to być osady plażowe.

Ogniwo machnowskie (eifel-żywet), zarówno sensu Miłaczewski (1981), jak i Narkiewicz (2011), wyznaczono według rdzeni na głębokości 2402,3–2469,3 (miąższość 67,0 m), a według pomiarów geofizycznych – w interwale 2395,2–2459,0 m (miąższość 63,8 m). Według Narkiewicza (2011) utwory tego ogniwa znajdują się na głębokości 2402,2–2467,0 m (miąższość 64,8 m). Miąższość ogniwa jest około dwa razy większa od miąższości ogniwa machnowskiego wydzielonego w profilu otworu Terebin IG 5 (Miłaczewski, 2014). W starszej literaturze to ogniwo jest nazywane serią dolomitowo-anhydrytową.

Ogniwo machnowskie leży na utworach ogniwa przewodowskiego, a w jego spągu przebiega dolna granica cyklu T-2 (Narkiewicz, 2011). Pierwszą warstwą ogniwa jest margiel dolomityczny z konkrekcjami pirytowymi, na którym leżą dolomity z ooidami. Takie utwory bywają związane z dolną częścią sekwencji depozycyjnych i MFS. Niewykluczone, że może tam występować nieciągłość sedymentacyjna i luka stratygraficzna (Embry, 2009). Wyżej leżą margle dolomityczne i dolomity ze smugami anhydrytu. Na głębokości geofizycznej 2441,0 m, odpowiadającej głębokości wiertniczej 2451,4 m, na krzywych profilowania gamma raptownie zaznacza się zmiana trendu z typu rosnącego na malejącego. Wskazuje to na zatrzymanie dostawy materiału klastycznego do basenu, chociaż długość tej przerwy nie jest dokładnie znana. Zapewne występuje tu powierzchnia maksymalnej regresji (MRS), oddzielająca część regresywną profilu od części transgresywną, a Narkiewicz (2011) wyznaczył tu górną granicę cyklu transgresywno-regresywnego T-2. Autor tego rozdziału stawia tu granicę między eiflem a żywetem, dopatrując się korelacji z profilem otworu Gielczew PIG 5 (por. Narkiewicz, 2011). W takim ujęciu spąg eiflu w profilu Komarów IG 1 przebiegałby w spągu ogniwa machnowskiego.

Od tego miejsca na krzywych geofizycznych zaznacza się etap konsekwentnego wzrostu natężenia promieniowania gamma, wywołanego wzrastającą ku górze profilu zawartością materiału ilastego w dolomitach i anhydrytach powstałych w lagunie (Radlicz w tym tomie). Widoczny jest wyraźny trend typu malejącego ziarna na krzywych profilowania gamma, który ma związek z postępującą transgresją.

Ostatnią warstwą ogniwa machnowskiego jest czarny dolomit z przewarstwieniami czarnego iłowca, co może wskazywać na anoksyczne warunki depozycji w zbiorniku.

Ogniwo żniatyńskie (żywet) wydzielono na głębokości wiertniczej 2379,25–2402,30 m (miąższość 23,05 m), a według pomiarów geofizycznych – 2370,0–2395,2 m (miąższość 25,2 m). Według Narkiewicza (2011) ogniwo to występuje na głębokości 2379,2–2402,2 m (miąższość 23,0 m). W starszej literaturze ogniwo nazywane było serią terygeniczną-dolomitową (Miłaczewski, 1981).

Pierwszą warstwą ogniwa żniatyńskiego, leżącego na ogniwie machnowskim, jest drobnoziarnisty piaskowiec kwarcytyczny, jasnoszary z laminami i smugami ciemnoszarego mułowca, przy spągu którego występują bardzo liczne fragmenty ryb plakodermowych. Dolna granica piaskowca jest ostra i bardzo nierówna. Bardzo podobnie wygląda granica w spągu ogniwa żniatyńskiego w profilach otworów Zubowice IG 5 (Miłaczewski, 1981, fig. 49) oraz Terebin IG 5 – na głęb. 1605,79 m (Miłaczewski, 2014), co sugeruje, że zjawiska rozmyć i przerw sedymentacyjnych miały szerszy zasięg geograficzny. Warstwa ta znamionuje zmianę warunków sedymentacyjnych w zbiorniku.

Nad spągowymi piaskowcami leży cienka warstwa mułowca, ale większą część profilu ogniwa zajmują piaskowce, tworząc 18-metrową warstwę. Są to prawdopodob-

nie osady przybrzeżnomorskie, miejscami nawet plażowe. Porównanie dużej miąższości piaskowców z pobliskim profilem Zubowice IG 5, gdzie tworzą one już tylko dwie cienkie warstwy przedzielone mułowcami wskazuje, że wyklonowują się one ku północnemu wschodowi i wschodowi. Obszarem źródłowym tych piaskowców raczej nie był więc erodowany obszar podniesionej części platformy prekambryjskiej położony na północnym wschodzie. Zbadanie proveniencji materiału okruchowego mogłoby uzupełnić wiedzę na ten temat. Piaskowce ogniwa żniatyńskiego w rejonie Komarowa są gazonośne, dlatego ich zbadanie zasługuje na uwagę. Wiąże się to również z występowaniem tych piaskowców na północny zachód od Komarowa i historią zbiornika sedymentacyjnego na przełomie dewonu wczesnego i środkowego. Kwestia rozwoju tego zbiornika w dewonie środkowym i późnym na obszarze między segmentem komarowskim a lubelskim rowu lubelskiego (gdzie obecnie brak osadów środkowego i górnego dewonu) nie jest jeszcze wyjaśniona. Być może właśnie tam znajdował się obszar źródłowy piaskowców żniatyńskich. Nie można bowiem wykluczyć, że piaskowce żniatyńskie mogły pochodzić na przykład z rozmycia części osadów oldredowych lub nawet kambryjskich na obszarze między Krasnymstawem a Lublinem.

Profil ogniwa wieńczą zielonawe mułowce ze smugami piaszczystymi i licznymi liścionogami na powierzchniach uławicenia oraz 5-cm warstwa piaskowca kwarcyticznego. W jej stropie Narkiewicz (2011) postawił granicę między cyklami T-3 a T-4, umieszczając ją na głębokości 2379,2 m.

Ogniwo pelczańskie (żywet) (Miłaczewski, 1981) wydzielono w interwale głębokości 2365,40–2379,25 m według rdzeni (miąższość 13,85 m), a 2356,0–2370,0 m według pomiarów geofizycznych (miąższość 14,0 m). Narkiewicz (2011) granice ogniwa wyznacza na głębokości 2363,8–2379,2 m (miąższość 15,4 m).

Ogniwo rozpoczyna się cienką warstwą dolomitu ilastego, przechodzącego w dolosparyt, a następnie w wapień gruzłowy z obfitą fauną morską m.in. środkowożyweckimi konodontami. Warstwa ta stanowi zapis krótkotrwałej ingresji morskiej, która przez obszar lubelski dotarła na Wołyn (okolice Pełczy) i dalej w głąb platformy wschodnioeuropejskiej (Miłaczewski, 1981). Wyżej w profilu ogniwa występują dolomity, następnie wapienie, takie jak niżej, a w samym stropie ponownie dolomity. Profil ogniwa pelczańskiego wskazuje na zmianę warunków w zbiorniku sedymentacyjnym związaną z kolejną transgresją.

Ogniwo rachańskie (żywet) występuje na głębokości wiertniczej 2325,0–2365,4 m (miąższość 40,4 m), natomiast według pomiarów geofizycznych – 2315,0–2356,0 m (miąższość 41,0 m). Narkiewicz (2011) zlokalizował granicę ogniwa w interwale 2324,5–2363,8 m (miąższość 39,3 m). W starszej literaturze ogniwo określane było jako seria dolomitowo-terygeniczna (Miłaczewski, 1981).

Profil ogniwa rachańskiego zaczyna 10-metrowa warstwa ciemnoszarego mułowca z rozproszonym muskowitem, miejscami impregnowanego anhydrytem. Mułowiec

ten posiada zapis charakterystyczny dla iłowca na krzywej profilowania gamma (duża anomalia dodatnia). Anomalia ta jest wywołana obecnością rozproszonej substancji węglistej, widocznej w szlifach mikroskopowych oraz zawartością skaleni, zapewne z promieniotwórczym potasem. Największa anomalia gamma występuje do głębokości 2353 m, po czym stopniowo się zmniejsza. Może tu przebiegać powierzchnia maksymalnego zalewu (MFS). Nad mułowcem leży dolomit jamisty z konodontami (3,9 m), zapewne jest to zdolomityzowany wapień. Środkową i górną część profilu ogniwa stanowią różnego rodzaju iłowce dolomityczne i dolomity ilaste (dolomikryty i dolowakstony) z przewarstwieniami anhydrytu. Brakiczne skamieniałości – lingule i małżoraczki – występują dość często w postaci nagromadzeń na płaszczyznach uławicenia. Profil ogniwa kończy warstwa zielonawego iłowca dolomityczno-pylastego.

Ogniwo rachańskie należy do płytkowodnego, marginalno-morskiego systemu depozycyjnego utworzonego w zmiennych warunkach otwartego morza (dolomity z konodontami) oraz odciętych lagun ewaporacyjnych i brakicznych. W stropie ogniwa wyznaczono górną granicę cyklu T-4, którego dolna granica przebiega w spągu ogniwa pelczańskiego (Narkiewicz, 2011).

Ogniwo mirczańskie (żywet). Utwory ogniwa mirczańskiego według rdzeni występują na głębokości 2301,2–2325,0 m (miąższość 23,8 m), a według pomiarów geofizycznych w interwale 2291,8–2315,0 m (miąższość 23,2 m). Narkiewicz (2011) zlokalizował je na głębokości 2301,5–2324,5 m (miąższość 23,0 m). We wcześniejszej literaturze ogniwo nazywane było warstwami esteriowymi (Miłaczewski, 1981).

Ogniwo mirczańskie było tylko częściowo rdzeniowane. Profil rozpoczyna się warstwą dolomitu drobnokrystalicznego z wtrąceniami anhydrytu o miąższości 6 m. Wyżej leżą dolomity pelitowe oraz iłowce dolomityczne i pylaste. W iłowcach na powierzchniach warstwowania często występują masowe skupienia liścionogów z rodzaju *Estheria*, stąd starsza nazwa ogniwa – warstwy esteriowe. Miejscami występują też anhydryty pokładowe w warstwach do 1 m miąższości.

Określenie górnej granicy ogniwa jest problematyczne, ponieważ w tym miejscu profilu rdzeniowanie było niepełne, a z odcinków rdzeniowanych uzysk rdzenia był niedostateczny. Granica ta jest bardzo wyraźna na krzywych geofizyki otworowej i przebiega na głębokości 2291,8 m, natomiast w rdzeniu może przebiegać w marszu rdzeniowym 2301,0–2303,2 m. Autor wyznaczył ją w stropie jednometrowej warstwy iłowca dolomitycznego z ooidami, według Radlicza (ten tom), illitowymi, nielicznymi szczątkami drobnych małży, ramienionogami *Lingula* sp., wieloszczetami, ośródkami małży i drobnymi okruchami ryb pancernych. Tak ujęta granica przebiega na głębokości wiertniczej wynoszącej 2301,2 m. Zgadza się to mniej więcej z głębokością granicy geofizycznej, uwzględniając dziewięciometrowe przesunięcie rdzenia względem karotażu.

Według Narkiewicza (2011) strop ogniwa jest jednocześnie granicą cykli T-5 i M-1, czyli stropowe iłowce ogniwa

należy traktować jako regresywną część cyklu T-5. Możliwa jest też inna interpretacja, że iłowce z ooidami stanowią pierwszy element cyklu M-1, przyjmując założenie, że osady te powstały w czasie rozwoju transgresji.

Formacja modryńska (fran) była wykreowana przez Miłaczewskiego (1981), jako jednostka formalnego podziału litostratygraficznego dewonu na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Narkiewicz (2011) po analizie dostępnych materiałów uznał tę jednostkę za element litostratygraficzny rozpoznawalny na całym obszarze Lubelszczyzny. Zasięg osadów zaliczonych do tej formacji rozciągnięto na cały obszar lubelski. Jednostki niższego rzędu poddano redefinicji, utworzono również nowe. Według pomiarów geofizycznych utwory formacji występują w interwale 1933,0–2291,8 m (miąższość 358,8 m). Głębokość stropu według miary wiertniczej można określić tylko w przybliżeniu – na 1939,0 m – ponieważ znajduje się w odcinku nierdzeniowanym, a spąg – na 2301,2 m. Według Narkiewicza (2011) formacja modryńska występuje w przedziale głębokości 1942,5–2301,5 m (miąższość 359,0 m). Różnice między głębokościami granic geologicznych w otworze Komarów IG 1, wyznaczonych przez Miłaczewskiego (ten tom) i podanych przez Narkiewicza (2011) są związane z tym, że autor rozdziału analizował kompletne rdzenie, a drugi z autorów pracował na rdzeniach zdekompletowanych. Związane są one również z istniejącymi różnicami między interpretacją profili geofizycznych obu autorów.

Poniżej zamieszczono charakterystykę litologiczną formacji w profilu Komarów IG 1, na którą składa się opis osadów tworzących poszczególne ogniwa.

Ogniwo krzewickie (fran) stanowi dolną część ogniwa lipowieckiego (og) *sensu* Miłaczewski (1981). Granice ogniwa krzewickiego wyznaczono na głębokości wiertniczej 2272,0–2301,2 m (miąższość 29,2 m), a według pomiarów geofizycznych w interwale 2263,0–2291,8 m (miąższość 28,8 m). Według Narkiewicza (2011) utwory ogniwa występują na głębokości 2271,0–2301,0 m (miąższość 30,0 m). Ogniwo krzewickie w profilu otworu Komarów IG 1 zalega zgodnie na ogniwie mirczańskim. Ogniwo zostało zdefiniowane przez Narkiewicza (2011) jako: „Najniższa część formacji modryńskiej w segmencie komarowskim basenu lubelskiego, charakteryzująca się dwudzielnym wykształceniem: dół zbudowany jest z czystych węglanów, zwykle dolosparytów z relikdami szkieletów organicznych, natomiast góra wykazuje silną domieszkę ilastą, obecność laminowanych dolomikrytów i w różnym stopniu zachowanych anhydrytów”.

Dolna część ogniwa krzewickiego w profilu otworu Komarów IG 1 nie była dostatecznie rdzeniowana. Na podstawie pomiarów geofizycznych można wnioskować, że buduje ją około 10-metrowa warstwa dolomitu. Górna część ogniwa to ciemnoszare i szarozielonawe margle lub iłowce dolomityczne z laminami mat glonowych oraz wapienie gruzłowe. Margle te zaznaczają się na głębokości 2263,0–

2272,0 m na wykresach profilowania gamma (fig. 3) jako wybitna anomalia dodatnia traktowana przez Miłaczewskiego (1981) jako geofizyczny poziom korelacyjny fr-1, zaznaczający się w profilach dewonu dużej części obszaru lubelskiego. W stropie tego poziomu korelacyjnego przebiega również granica między cyklami T-5 i M-1 (Narkiewicz, 2011). Poziom fr-1 sedimentologicznie odpowiada części regresywnej cyklu M-1, której powstanie należy wiązać z raptowną dostawą materiału terygenicznego.

Ogniwo lipowieckie (fran). W starszej literaturze osady zaliczone przez Narkiewicza (2011) do ogniwa lipowieckiego, były znane jako wykreowane przez Miłaczewskiego (1981) ogniwo zubowickie (og). Według Narkiewicza (2011) ogniwo lipowieckie reprezentowane jest przez „wapienie i dolomity krystaliczne zawierające na ogół liczne szkielety fauny otwartomorskiej lub ich relikty, oraz często wykazujące struktury falisto-gruzłowe i/lub bioturbacyjnie. Od dołu i od góry ograniczone są dolomitami silniej marglistymi (często dolomikrytami) i anhydrytami. Dolomity mają charakter wtórny po wapieniach i na ogół zachowują ich charakterystyczne struktury, w tym szkieletowe, bioturbacyjnie i falisto-gruzłowe. Wyjątkowo mogą występować cienkie warstwy dolomikrytowe”.

W segmencie komarowskim ogniwo leży na ogniwie krzewickim i pod ogniwo łośieńskie. Utwory ogniwa lipowieckiego występują według Miłaczewskiego (ten tom) na głębokości wiertniczej 2171,1–2272,0 m (miąższość 100,9 m), a według pomiarów geofizycznych – 2164,0–2263,0 m (miąższość 99,0 m). Według interpretacji Narkiewicza (2011) ogniwo to znajduje się w interwale głębokości 2178,0–2271,0 m (miąższość 93,0 m).

W profilu Komarów IG 1 ogniwo było w pełni rdzeniowane, chociaż średni uzysk rdzenia wyniósł około 60%. Dolna część ogniwa jest wykształcona w postaci wapieni gruzłowych z fauną morską oraz dolomitów. Falista laminacja jest często zaburzona przez rozmycia i bioturbacje. Wyższa część ogniwa to jednorodne lub laminowane wtórne dolomity z fragmentami koralowców i stromatoporooidów oraz laminatów algowych. Dolomity są często jamiste, w górnej części nieco margliste.

Na krzywych profilowania gamma ogniwo lipowieckie występuje między stropem poziomu korelacyjnego fr-1 a spągiem poziomu korelacyjnego fr-3, wydzielonego przez Miłaczewskiego (1981). W dolnej części ogniwa występuje charakterystyczna anomalia dodatnia natężenia naturalnego promieniowania gamma, wywołana obecnością w profilu około czterometrowej warstwy dolomitu marglistego i ilastego. Anomalia ta została nazwana przez Miłaczewskiego (1981) geofizycznym poziomem korelacyjnym fr-2. W profilu otworu Komarów IG 1 występuje ona na głębokości geofizycznej 2250,0–2256,2 m.

Utwory budujące to ogniwo mają charakterystyczne ułożenie agradacyjne, niewykazujące trendów, będące odzwierciedleniem stanu dynamicznej równowagi między wielkością subsydencji a wielkością akumulacji osadu. Przy bardziej szczegółowej analizie sedimentologicznej

można się jednak dopatrzeć drobnej cykliczności typu „płycej–głębiej”.

Na krzywych profilowania neutron-gamma są widoczne liczne anomalie ujemne związane z obecnością zawodniowych, wtórnych dolomitów jamistych (profile otworów Komarów IG 1, Komarów 2–10, Zubowice 2 i IG 5, Korczmin IG 1, Tyszowce IG 2, Terebin IG 5, Strzelce IG 2). Górna granica ognia jest wyznaczana na wykresach geofizyki otworowej (zaznacza się wyraźniej na krzywych profilowania neutron-gamma niż profilowania gamma), a w rdzeniu przebiega w miejscu zmiany dolomitów na wapieenie ognia łosieńskiego. W przypadku niepełnego rdzeniowania wyznaczenie tej granicy tylko na podstawie istniejących pomiarów geofizycznych może być niepewne.

Ogniwo łosieńskie (fran) jest nowym ogniwem wydzielonym przez Narkiewicza (2011) w obrębie formacji modryńskiej. Według kreatora „litologiczną cechą diagnostyczną jest występowanie dolomikrytów w różnym stopniu marglistych, odznaczających się na ogół laminacją płaską równoległą (przeważnie odmiany ciemnoszare–czarne) lub nieregularną, stromatolitową, często zaburzoną śródformacyjnie (odmiany jasne). Tworzą one przeławienia o zmiennej grubości w obrębie dolosparytów i wapieni – na ogół jasnych madstonów–grejnstonów”. Utwory ognia łosieńskiego wcześniej wydzielano jako ogniwo zubowickie (og) i część ognia werbkowickiego (og) (sensu Miłaczewski, 1981).

Utwory ognia w profilu otworu Komarów IG 1 wyznaczono na głębokości wiertniczej 2109,6–2171,1 m (miąższość 61,5 m), której odpowiada głębokość geofizyczna 2100,0–2164,0 m (miąższość 64,0 m). Według Narkiewicza (2011) ogniwo występuje na głębokości 2109,0–2178,0 m (miąższość 69,0 m).

Ogniwo łosieńskie było w profilu otworu Komarów IG 1 tylko częściowo rdzeniowane. Dolną jego część stanowią głównie wapieenie, środkową – dolomity, górną – znowu wapieenie. Obraz krzywych profilowania gamma z otworu Komarów IG 1 ma charakterystyczny, grzebieniasty wygląd, odpowiadający alternacji mniej i bardziej marglistych odmian skał węglanowych; jest jednak mniej zróżnicowany niż w opracowanym otworze Terebin IG 5 (Miłaczewski, 2014). Rytmiczna alternacja wspomnianych wyżej węglanów jest według Narkiewicza (2011) odbiciem spływających się ku górze cykli perylitoralnych wewnętrznej platformy węglanowej w bardzo płytkowodnym środowisku morskim. Pewnym wskaźnikiem tej płytkowodności jest obecność grubych cementów neogenicznych (meteorycznych, wadycznych).

W profilu Komarów IG 1 przebieg krzywej gamma w środkowej części ognia (2115,5–2131,0 m) odpowiada geofizycznemu poziomowi korelacyjnemu fr-3 (Miłaczewski, 1981). W wyższej części ognia, nad geofizycznym poziomem korelacyjnym fr-3 przebiega granica między cyklami M-2 i M-3 (Narkiewicz, 2011). W rdzeniu granica występuje ona na głębokości około 2117,0 m.

Ogniwo zubowickie (fran) jest formalną jednostką litostratygraficzną wykreowaną przez Miłaczewskiego (1981), a zredefiniowaną przez Narkiewicza (2011), według którego jego „główną odmianą litologiczną są wapieenie, często ze znacznym udziałem szkieletów organicznych, w tym stromatoporoidów i koralów (wakstony i rudstony szkieletowe, biolityty). W typowych przypadkach wykazują one charakterystyczną strukturę falisto-gruzłową. W segmencie komarowskim powszechnie spotyka się nieregularne zastępowanie niższych partii ognia przez dolosparyty. Charakterystyczna jest cykliczność w skali metrowej lub decymetrowej, z najwyższymi partiami cykli rozwiniętymi jako podrzędne ilościowo dolomikrytowe laminity mikrobialne.”

Utwory ognia zlokalizowano w profilu Komarów IG 1 w interwale głębokości geofizycznej 1933,0–2100,0 m (miąższość 167,0 m), spąg na głębokości wiertniczej 2109,6 m, zaś strop nie był rdzeniowany. Na podstawie próbek okruchowych przebiega on zapewne na głębokości około 1939,0 m. Narkiewicz (2011) zlokalizował ogniwo na głębokości 1942,5–2109,0 m (miąższość 166,5 m).

W profilu otworu Komarów IG 1 osady ognia leżą zgodnie na skałach ognia łosieńskiego. Granica spągowa przebiega w rdzeniu między prawie białym dolomitem ze śladami stromatoporoidów, należącym jeszcze do ognia łosieńskiego, a drobnokrystalicznym wapieniem o płytkowej oddzielności, pasiastym, jasnoszarym, ze stromatoporoidami. Górna granica ognia jest erozyjna. W profilu Komarów IG 1 nie była rdzeniowana. Jest bardzo wyraźna na karotażu, gdyż wyżej leżą odmienne litologicznie utwory karbonu. Podobny charakter granicy jest obserwowany również w profilach otworów Hrubieszów IG 1 i IG 2, Strzelce IG 1 i IG 2, Zubowice IG 5, Terebin IG 5, czyli w północnej części segmentu komarowskiego. W pełnym zredefiniowanym profilu stratotypowym ognia w otworze Korczmin IG 1 liczy ono 264 m miąższości.

W dolnej części profilu ognia w Komarowie IG 1 na krzywej profilowania gamma zaznacza się niezbyt wyraźny trend retrogradacyjny typu dzwonowego (ang. bell shape) wiążący się z ostrą zmianą trendu w spągu, ze wzrostem natężenia promieniowania gamma w górę profilu, czyli ze spadkiem średnicy ziarna ku górze i wzrostem zaileń. Na głębokości ok. 2010 m następuje pewna zmiana trendu – ujemna anomalia, wywołana obecnością warstwy dolomitu, a następnie powrót do obrazu krzywej z dolnej części profilu. Stropowe partie profilu, to różne wapieenie, często laminowane, niekiedy biolitytowe lub zawierające laminę mat glonowych. Geofizyczne poziomy korelacyjne fr-4, fr-5, fr-6, widoczne w innych profilach ognia zubowickiego, w profilu Komarów IG 1 są niewyróżnialne (Miłaczewski, 1981).

Według opinii Narkiewicza (2011), ogniwo zubowickie jest osadem powstałym na otwartej (zewewnętrznej i środkowej) platformie węglanowej.

Kompleks dolomitów kawernistych był pierwotnie wyróżniony jako ogniwo werbkowickie w obrębie formacji

modryńskiej (Miłaczewski, 1981). Nazywany był również przez tego autora serią dolomitów jamistych. Narkiewicz (2011) usunął ogniwo werbkowickie z zespołu jednostek li-tostratygraficznych dewonu Lubelszczyzny, zmienił nazwę i nadał mu charakter kompleksu skalnego będącego jednostką operacyjną, przydatną do celów naftowych, ale nie nadającą się do korelacji stratygraficznej. W segmencie komarowskim kompleks ten występuje w różnym położeniu stratygraficznym wśród utworów franu, zależnym od zasięgu wtórnej dolomityzacji wapieni.

W profilu Komarów IG 1 kompleks występuje w obrębie ogniwa lipowieckiego oraz łosieńskiego (*sensu* Narkiewicz, 2011). Jego granice w rdzeniu zlokalizowano na głębokości 2128,5–2241,9 m (miąższość 113,4 m), natomiast według pomiarów geofizycznych – 2119,0–2234,0 m (miąższość 115,0 m). W profilu otworu Komarów IG 1 kompleks dolomitów kawernistych o miąższości 39 m leży na wapieniu dolomitycznym, ciemnoszarobrunatnym ze szkieletową fauną morską. Górna granica kompleksu przebiega w rdzeniu na głębokości 2128,5 m między dolomitem kryptokrystalicznym z przemazami zielonych ilów a jasnoszarobieżowym wapieniem drobnokrystalicznym, również z przemazami zielonych ilów.

Kompleks dolomitów kawernistych składa się z wtórnych, szarobrunatnych lub szarych dolomitów drobnokrystalicznych lub kryptokrystalicznych, twardych i zwartych, z różnego kształtu i wielkości otworami, powstałymi w czasie procesów wtórnej dolomityzacji fragmentów szkieletów organizmów, tj. jamochłonów, stromatoporo-idów, ramienionogów, glonów wapiennych lub niekiedy kongrecji anhydrytowych. Rzadziej występują warstwowe dolomity z zachowaną reliktową laminacją pierwotnie wapiennego osadu lub różne wapienie dolomityczne. Dolomity jamiste są skałą bardzo porowatą, lecz na ogół nieprzepuszczalną, ponieważ pustki skalne nie są ze sobą połączone.

Charakterystyka sekwencji transgresywno-regresywnych

Wydzielone w profilu dewonu sekwencje transgresywno-regresywne (*sensu* Embry, 2009) zilustrowano na [figurze 4](#).

Sekwencja sylursko-dolnodewońska II rzędu. Dolna granica sekwencji T-R II rzędu, w której skład wchodzi utwory syluru i dolnego dewonu przebiega po stropie rozmytych utworów ordowiku (niezgodność prewenlocka, inaczej – niezgodność hirancka). Wzdłuż schematu korelacyjnego stwierdzono ją w profilach otworów Terebin IG 5 i Horodło 1. Z niezgodnością tą jest związana luka stratygraficzna, obejmująca hiranant w ordowiku oraz dolną część landoweru (a w innych profilach lubelskich niekiedy cały landower) w sylurze. Granica ta ma zapewne charakter transgresywnej niezgodnej powierzchni erozji przybrzeżnej (SRU), sądząc po jej wykształceniu w innych profilach.

Górna granica tej sekwencji jest poligeniczną i polichroniczną erozyjną powierzchnią niezgodności ścinającą

różne ogniwa dolnego dewonu. Na tej powierzchni leżą przekraczając ku północnemu wschodowi utwory emsu górnego lub dewonu środkowego (Radoszyn na Wołyniu). W strefie podniesionej części platformy prekambryjskiej (PPP) i na obszarach podniesionych bloków strukturalnych powierzchnia ta łączy się z przewidzianą powierzchnią niezgodności (PV), a nawet z powierzchnią przedjurajską i/ lub przedcenomańską (PV+PJ+PCrc). Na linii omawianego przekroju korelacyjnego powierzchnia ta jest jednocześnie granicą między formacją zwolenką a ogniwem przewodowskim formacji telatyńskiej, zaś na Wołyniu – między różnymi ogniwami syluru lub dolnego dewonu a analogami ogniwa przewodowskiego lub machnowskiego (obserwacje własne autora).

Na temat wewnętrznej architektury depozycyjnej sekwencji sylursko-dolnodewońskiej w jej dolnej sylurskiej części, autor tego rozdziału nie wypowiada się, aczkolwiek wydaje się, że między stropem reperu korelacyjnego L a warstwą wapienia leżącego nieco wyżej występuje sekwencja T-R niskiej rangi o miąższości około 30 m (por. profile Horodło 1, Strzelce IG 2, Terebin IG 5).

Sekwencje T-R III rzędu i jeszcze niższej rangi wydzielone w postaci zespołów warstw w obrębie sekwencji sylursko-dolnodewońskiej nie mają pewnej korelacji, brakuje też danych litologicznych. Prawdopodobnie jedną sekwencją III rzędu jest sekwencja wydzielona w interwale od stropu markera korelacyjnego L w ludlowie po stropowe partie formacji sycyńskiej dolnego dewonu (dolny lochkow). Górna granica tak wydzielonej sekwencji, sądząc po zapisie karotażowym jej stropu, ma charakter SRU. Cały układ sekwencji na linii przekroju sugeruje, że ogólny trend pogłębiania zbiornika w basenie sylursko-wczesnodewońskim był skierowany ku południowemu zachodowi. W przeciwną stronę oraz ku wschodowi skierowany był trend spłykania zbiornika z przejściem facji ilastej w węglanowo-ilastą i węglanową, które występuje już poza granicą Polski na terytorium Ukrainy.

Sycyńska sekwencja stropowa (SSS). Ta niskiej rangi sekwencja występująca przy stropie formacji sycyńskiej, zajmuje określone miejsce w profilu osadów dolnego dewonu i ma wyrazisty zapis karotażowy, znamionujący zmianę warunków sedymentacji w zbiorniku. Część transgresywna sekwencji (TST) wykazuje bardzo wyraźny trend typu malejącego, a górna część regresywna (RST) – stosunkowo powolny trend typu rosnącego. Dolna granica sekwencji jest ostra. Być może przebiega tam jakaś powierzchnia erozyjna. Górna granica przebiega w spagu lub w obrębie warstw szarych piaskowców formacji czarnoleskiej lochkowu. Sekwencja ta jest widoczna wyraźnie na krzywych karotażowych z otworów Terebin IG 5, Strzelce IG 2 i IG 1 oraz Horodło 1.

Sekwencje w obrębie formacji czarnoleskiej. W obrębie tej formacji korelacja sekwencji jest utrudniona. Formacja czarnoleska powstała w środowisku przybrzeżnym – na równiach pływowych, w deltach i estuariach i jest litologicznie zróżnicowana. Miąższość formacji i wydzielonych

w jej obrębie sekwencji niskiej rangi rośnie z północnego wschodu ku południowemu zachodowi.

Sekwencje w obrębie formacji zwoleńskiej. Formacja zwoleńska ma głównie rzeczną genezę. Fluwialny system depozycyjny nie musi podlegać zmianom względnego poziomu morza, gdyż może być kontrolowany zmianami lokalnej bazy erozyjnej. Dlatego też korelacja wydzielonych zespołów warstw i sekwencji T-R jest niepewna. W profilu formacji wyróżnić jednak można kompleks osadów rzecznych z charakterystycznymi dla rzek meandrujących niesymetrycznymi cyklami typu *fining upward*, czyli o ziarnie malejącym ku górze profilu (Miłaczewski, 1981). Obserwuje się również wiele powierzchni niezgodności subaeralnej SU niskiej rangi. Powierzchnie takie są związane z występowaniem poziomów gleb kopalnych typu *caliche* (konkrekcje dolomitowe, *cornstones*), które bywają utożsamiane z nierozciętymi obszarami międzyczecznymi (*interfluvies*) wystawionymi na działanie wietrzeń (por. *Surfaces – An Online Guide to Sequence Stratigraphy*; <http://strata.uga.edu/sequence/surfaces.html>).

Wydaje się, że utwory fluwialne występujące w profilach otworów Terebin IG 5, Strzelce IG 2 i IG 1 oraz Horodło 1 stanowią transgresywną część sekwencji T-R III rzędu.

Sekwencja górnomośko-fameńska II rzędu. Występuje we wszystkich zanalizowanych profilach, oprócz rejonu otworów Horodło 1 oraz Owadno na Ukrainie, skąd została usunięta przez erozję. Dolna granica sekwencji jest spągami ognia przewodowskiego (obszar lubelski) lub jego analogów, a nawet ognia machnowskiego (Wołyń). Sekwencja jest reprezentowana przez dolną część transgresywną. Górna granica pokrywa się z przedwieżeńską (PV) erozyjną powierzchnią niezgodności. W rejonie Komarów IG 1 przebiega w rozmytych przez erozję utworach franu, na Wołyniu – dewonu środkowego, a w pełniejszych profilach (np. Tyszowce IG 2, Terebin IG 4) – w stropie utworów formacji hulczańskiej famenu.

Sekwencje III i niższej rangi. W formacjach telatyńskiej i modryńskiej autor wyróżnił 20 sekwencji T-R, oznaczonych symbolami od S1 do S20, z których część jest zapewne sekwencjami III rzędu, a niektóre zapewne niższej rangi. Niektórych sekwencji mających zbyt małą miąższość nie oznakowano na przekroju korelacyjnym. Wydzielone na przekroju sekwencje na ogół korelują się w profilach otworów wiertniczych. Mają miąższość około połowy cyklu T-R Narkiewicza (2011), a ich granice nie pokrywają się z granicami jednostek litostratygraficznych. Implementacja podziału na sekwencje III rzędu i niższej rangi wymaga dalszych prac. Zestawiono je dla porównania z cyklami T-R Narkiewicza (2011), oznakowanymi symbolami od T-1 do T-5 (formacja telatyńska) oraz od M-1 do M-3 (formacja modryńska). Cykle te mają walor sekwencji T-R III rzędu, chociaż na temat ich granic Narkiewicz (2011) szerzej się nie wypowiada. Z porównania tego wynika, że granice zarówno cykli T-R, jak i sekwencji wymagają uściślenia.

Bio-, palino- i chronostratygrafia

Zagadnienia podziałów stratygraficznych na podstawie danych paleontologicznych przedstawiono na szerszym tle w nawiązaniu do omawianego przekroju korelacyjnego (fig. 2), ponieważ dane z jednego profilu nie pozwalają na ich charakterystykę.

W zonacji miosporowej formacje sycyńska i czarnoleńska (co prawda niedowiercone w otworze Komarów IG 1, ale najpewniej występujące w jego rejonie) należą do niższego lochkowu do poziomu MN (*micrornatus*–*newportensis* – podpoziomy R i M), a formacja zwoleńska do poziomu MN (podpoziomy Si i G) oraz poziomu *Breconisporites breconensis*–*Emphanisporites zavallatus* (BZ), a także poziomu *Verrucosisporites polygonalis*–*Dibolisporites weteldorfensis* (PoW), podpoziomu Po, W, Pa, Su oraz poziomu AB (*Emphanisporites annulatus*–*Brochotriletes bellatulus*) i FD (Turnau i in., 2005; Turnau, 2011). Poziomy takie wyznaczają późny lochkow, prag i ems. Taki wiek ma formacja zwoleńska w profilach bardziej pełnych stratygraficznie, czyli, zdaniem autora tego rozdziału, zapewne w rejonie otworów Komarów. W przypadku profilu Terebin IG 5 (fig. 4), który znajduje się na wschodnim skraju segmentu komarowskiego, w niższej części formacji zwoleńskiej znaleziono w interwale głębokości wiertniczych 1967,3–1989,1 m miospory należące do zony Oppla Nm/Si wyższego lochkowu (Turnau i in., 2005; Turnau, 2011), w próbce z głębokości 1705,02 m – zony Oppla PoW/W przynależnej do wyższego pragu, z głębokości 1671,7 i 1697,25 m – zony Oppla PoW/Su przynależnej do najwyższego pragu–najniższego emsu (Turnau, 2011, fig. 4). Na głębokości wiertniczej 1657,9 m znajduje się strop formacji zwoleńskiej, więc w profilu Terebin IG 5 emsu dolnego i środkowego nie ma. Luka stratygraficzna przedśrodkowodewońska obserwowana w profilu tego otworu koreluje z luką obserwowaną w profilach dewonu na Wołyniu, gdzie dewon środkowy zalega niezgodnie na dolnym z powodu erozji, ścinającej ku E coraz starsze utwory dewonu dolnego, przez co zasięg stratygraficzny tej luki w tym kierunku powiększa się (Kotyk, 1971). Można przypuścić, że w przeciwną stronę – ku zachodowi i południowemu zachodowi – zasięg tej luki może się zmniejszać i na przykład w profilu otworu Komarów IG 1, który znajduje się bardziej na zachód, dewon dolny jest stratygraficznie pełny, ale brak na to dowodów. Faktem jest, że w wielu profilach w segmencie komarowskim stropowa powierzchnia formacji zwoleńskiej jest rozmyta i między tą formacją a ogniwem przewodowskim istnieje przerwa sedymentacyjna i, na razie ściśle nie sprecyzowana, luka stratygraficzna. Luka ta jest wydatowana w profilu Terebin IG 5 na co najmniej środkowy i późny ems–eifel. Uprawniony jest więc pogląd, że w profilu Komarów IG 1 również występuje luka stratygraficzna, zapewne mniejsza niż w profilu otworu Terebin IG 5.

Badania M. Narkiewicza (2011), K. Narkiewicz (2011) i E. Turnau (2011) udowodniły, że ogniwo przewodowskie wyznacza początek powszechnej transgresji, która była

różnowiekowa, na zachodzie obszaru radomsko-lubelskiego rozpoczęła się w późnym emsie, a na wschodzie (Terebin IG 5) – w eiflu. Profil Komarów IG 1 może zajmować pośrednie położenie. Na podstawie powyżej opisanych wyników badań autor przyjmuje, że:

- granica ?ems górny/?eifel przebiega w stropie ogniwa przewodowskiego na głębokości wiertniczej 2469,3 m (głęb. geofizyczna 2459,0 m);
- granica ?ems środkowy/ems górny przebiega w stropie formacji zwoleńskiej, na głębokości wiertniczej 2479,9 m (głęb. geofizyczna stropu 2469,0 m).

Powyższe wnioski wypływają z badań autora prowadzonych na szerszym obszarze i opartych na szerszym spektrum danych, niż profil pojedynczego otworu wiertniczego.

Wydzielenie utworów środkowego dewonu w profilu otworów Terebin IG 5 oraz Komarów IG 1 nastąpiło w wyniku opracowania przez różnych autorów skamieniałości zwierzęcych, przede wszystkim ramienionogów i koralowców oraz korelacji z profilami na obszarze Wołynia i Podola (Samsonowicz, 1950; Miłaczewski, 1981). Występowanie w profilach otworów w segmencie komarowskim charakterystycznych wapieni, czy dolomitów ze skamieniałościami takimi jak w odsłonięciu w Pełczy na Wołyniu (ukr. Povcha), opisywanymi przez Kelusa (1929) i Samsonowicza (1950) dało asumpt do wydzielenia eiflu oraz żywetu również na obszarze radomsko-lubelskim (Miłaczewski, 1981). Wydzielone piętra oraz ogniwa litostratygraficzne przez długie lata stanowiły szkielet stratygrafii środkowego dewonu w segmencie komarowskim aż do czasu, kiedy w utworach tych znaleziono konodonty (K. Narkiewicz).

W przypadku profilu otworu Terebin IG 5, okazało się, że znaleziony w wapieniach w stropowych partiach ogniwa machnowskiego tentakulit *Dicricoconus mosolovicius* nie koreluje skał, w którym go znaleziono z tzw. horyzontem mosołowskim eiflu syneklizy moskiewskiej, ponieważ występują razem z nim konodonty należące do nierozdzielonych poziomów *ansatus*–*rhenanus/varcus* środkowego żywetu (Narkiewicz, 2011, str. 155, fig. 4). Znalezienie konodontów w takim położeniu w profilu dewonu było sporym zaskoczeniem, ponieważ spodziewano się raczej w tym miejscu konodontów wieku eifelskiego. Zmusza to do głębokiej rewizji stratygrafii środkowego dewonu. Już samo występowanie wapieni w tym miejscu profilu jest unikatem i w segmencie komarowskim, i na Wołyniu oraz Podolu. Występowanie środkowego żywetu w tym miejscu profilu Terebinia IG 5 zmusza do zastanowienia, gdzie występują utwory eifelskie w tym otworze, bowiem od miejsca znalezienia konodontów do spągu utworów środkowego dewonu jest tylko około 60 m profilu, w którym winien „zmieścić się” dolny żywet i cały eifel. Należy, więc założyć znaczną kondensację stratygraficzną profilu. Tektoniczna redukcja profilu raczej nie wchodzi w rachubę, ponieważ skały w profilu nie są potrząskane, ponadto na wykresach profilowania średnicy nie widać śladów spękań i towarzyszących im kawern w ścianach otworu. Miąższość ogniwa machnowskiego w profilu Terebin IG 5 wynosi 29,0 m; w stronę centrum basenu rośnie i w otworze Zubowice

IG 5 wynosi około 66 m, a w otworze Komarów IG 1 liczy 64,3 m. Prawdopodobnie w tych profilach kondensacji nie ma. Warto dodać, że na północny wschód od otworu Terebin IG 5, w profilu otworu Strzelce IG 2, ogniwo machnowskie ma miąższość około 19 m (fig. 4).

W profilach otworów Terebin IG 5 i Komarów IG 1, obecności eiflu nie udowodniono paleontologicznie. Przyjęcie obecności eiflu w profilu dolnej części ogniwa machnowskiego wynika z korelacji regionalnych. Najbliższy punkt, w którym stwierdzono eifel, to profil otworu Gielczew PIG 5 w południowej części segmentu lubelskiego basenu dewońskiego, w którym do eiflu zaliczono górną część ogniwa przewodowskiego oraz dolną część ogniwa gielczewskiego (K. Narkiewicz, 2011; M. Narkiewicz, 2011; Turnau, 2011).

Dane biostratygraficzne na podstawie badań konodontów piętra żyweckiego (od dołu ku górze) przedstawiają się w następujący sposób. Poziom *hemiansatus* (I od dołu), określający dolny żywet nie został dotąd w segmencie komarowskim znaleziony, podobnie jak poziom *timorensis* (II od dołu) również określający dolny żywet (por. fig. 2 i 4 w Narkiewicz, 2011 oraz Narkiewicz, w tym tomie). Poziom *rhenanus/varcus* (III od dołu), określający dolny środkowy żywet, wydzielono w dolnej części ogniwa pełczańskiego otworu Komarów IG 1. W profilu otworu Terebin IG 5 występują ważne stratygraficznie konodonty nierozdzielonych poziomów *rhenanus/varcus* do *ansatus* pochodzące ze stropowych partii ogniwa machnowskiego. Wyższe poziomy konodontowe żywetu stwierdzono w ogniwie pełczańskim w otworach Korczmin IG 1 i Terebin IG 5. Znaleziono tam konodonty poziomu *ansatus* (IV od dołu) środkowego żywetu (Narkiewicz, 2011). Poziom konodontowy *latifossatus/semialternans* (V od dołu) środkowego żywetu nie został dotąd w segmencie komarowskim wydzielony, podobnie jak poziomy górnego żywetu, tj.: VI – dolny *hermanni*, VII – górny *hermanni*, VIII – dolny *disparilis*, IX – górny *disparilis*, X – dolny *falsiovalis*, w którego obrębie przebiega granica z franem. Poziom dolny *subterminus* (= dolny *disparilis* w innej zonacji konodontowej), określający górny żywet, stwierdzono w ogniwie rachańskim w otworze Komarów IG 1.

Konodonty znalezione w ogniwie rachańskim w otworze Strzelce IG 2 mają zasięg wiekowy od środkowego żywetu po środkowy fran. W stratotypowym odsłonięciu ogniwa pełczańskiego w Pełczy na Wołyniu (Povcha – Ukraina) w wapieniach tam występujących znaleziono konodonty *Polygnathus ovadinodosus* Ziegler et Klapper, *P. ansatus* Ziegler et Klapper, *Icriodus difficilis* Ziegler et Klapper, które według Dryganta (1986) określają środkowy i górny poziom konodontowy *varcus*, czyli środkową część żywetu. Tak więc, ogniwo pełczańskie w segmencie komarowskim i tzw. *povczans'ka svyta* są praktycznie jednowiekowe. Występujące w odsłonięciu pod tymi wapieniami piaskowce i pstre mułowce górnej części tzw. świty łopuszańskiej (odpowiedniki ogniwa żniatyńskiego) należy według tego autora zaliczyć do górnego poziomu *ensensis* i dolnej części *varcus*, a nie do eiflu.

Środkowy dewon w profilu Komarów IG 1 nie ma datowania palinologicznego, natomiast w profilu Terebin IG 5 w ogniwach: żniatyńskim, pełczańskim i rachańskim, w interwale głębokości wiertniczych 1525,92–1604,1 m znaleziono miospory charakterystyczne dla żywetu i pogranicza z franem.

Utwory franu w segmencie komarowskim basenu dewońskiego są prawie całkowicie węglanowe z obfitymi skamieniałościami: przede wszystkim koralowce i stromatoporoide, a także ramienionogi, tentakulity i małżoraczki oraz konodonty. Inne skamieniałości: małże, ślimaki, lirowce, skolekodonty, otwornice, glony wapienne nie mają praktycznego znaczenia stratygraficznego. Amonity, choć ważne stratygraficznie, są jednak niezwykle rzadkie.

W pierwszym okresie badań biostratygraficznych franu (lata 70. XX w.) były dostępne do badań rdzenie wiertnicze. Pozyskane z nich skamieniałości ramienionogów umożliwiły autorowi niniejszego rozdziału wydzielenie w profilu franu dolnego i górnego w ówczesnie stosowanym dwudzielnym podziale używanym na platformie wschodnioeuropejskiej (Miłaczewski, 1981). Do wydzielenia utworów franu w profilach otworów wiertniczych na obszarze radomsko-lubelskim na wstępnym etapie rozpoznania, diagnostyczna jest sama litologia utworów tego wieku. Ponadto występowanie w utworach franu: koralowców i stromatoporoideów, ramienionogów *Atrypa* sp., *Gypidula* sp., *Theodossia* sp. odróżnia je od utworów famenu. W późniejszym okresie badań, kiedy zaczęto znajdować w utworach franu konodonty i miospory, możliwości dokonywania bardziej precyzyjnych korelacji biostratygraficznych i określania wieku skał niezwykle wzrosły.

W segmencie komarowskim pozytywne wyniki badań konodontowych, aczkolwiek różnej precyzji, uzyskano z utworów franu z profilów otworów: Korczmin IG 1, Strzelce IG 2, Komarów IG 1 (Narkiewicz, 2011). Umożliwiło to reinterpretację korelacji profilów.

Z utworów franu w otworze Komarów IG 1 jak dotąd nie uzyskano miospor, natomiast w otworze Terebin IG 5 znaleziono nieliczne w utworach ognia krzewickiego i lipowieckiego. Tylko w próbce z ognia krzewickiego (głębokość wiertnicza 1493,25 m) znaleziono miospory *Cristatisporites deliquescens*, które wskazują na dolny, lecz nie najniższy fran (w zonacji konodontowej jest to poziom nie niższy niż *transitans* lub *punctata* – Turnau, 2011). Wiek frański, jako typowo talassokratyczny na obszarze lubelskim nie sprzyjał zachowaniu miospor, ponieważ rośliny sporonośne zasiedlały odległe lądy.

W segmencie komarowskim lubelskiego basenu dewońskiego famen występuje w profilach wielu otworów wiertniczych, lecz nie wszystkich. W profilach otworów Horodło 1, Strzelce IG 1 i IG 2, Terebin IG 5, Zubowice 2 i IG 5, Komarów IG 1 oraz Komarów 2–10 famenu brak.

Zarys sedymentacji i paleogeografii dewonu

U schyłku syluru w rejonie otworów Komarów IG 1 i Terebin IG 5 rozciągał się otwarty zbiornik morski, w któ-

rym odbywała się sedymentacja terygenicznego materiału ilowego. Z początkiem lochkowu warunki sedymentacji nie zmieniły się w sposób istotny. W dalszym ciągu panowało morze otwarte, które rozciągało się (sądząc po dzisiejszym rozmieszczeniu osadów lochkowskich i charakterze fauny) na całym obszarze lubelsko-radomskim, na południowym wschodzie sięgał co najmniej do Dniestru, obejmowało region łysogórski Gór Świętokrzyskich w Polsce centralnej i miało połączenie z morzami na obszarze dzisiejszych Reńskich Gór Łupkowych, Ardenów, Bretanii, południowo-zachodniej Walii i Maroka. Połączenie lubelsko-radomskiego zbiornika sedymentacyjnego z basenem na obszarach syneklizy bałtyckiej nie jest jeszcze dostatecznie zbadane. Zbiornik w syneklizie bałtyckiej miał zupełnie inny charakter; była to płytka część szelfu, w której odbywała się sedymentacja osadów piaszczystych i mulowcowych w warunkach zwiększonego zasolenia wód (Kurszs, 1975). Być może była to strefa przybrzeżna jednego basenu morskiego, którego częścią środkową był basen radomsko-lubelski. Jak wykazały badania Radlicza (2008) morze lochkowskie w rejonie otworu Łopiennik IG 1 nieodległego od Komarowa, było stosunkowo głębokie: dno znajdowało się poniżej podstawy falowania, w niezdiagnozowanym osadzie panowały warunki redukcyjne, o czym świadczy ciemna barwa skał i obecność w nich pirytu. Okresowo przy dnie panowały warunki wybitnie niesprzyjające rozwojowi bentosu – obserwuje się zachowanie delikatnej laminacji osadu, brak szczątków fauny, występują jedynie szczątki nektonu i planktonu. Okresowo warunki tlenowe przy dnie były bardziej sprzyjające życiu bentosu, dno było wtedy zasiedlane przez cienkoskorupowe małże i ramienionogi. W depozycji osadów, jak podaje Radlicz (2008), mogły mieć również udział prądy zawiesinowe, o czym może świadczyć współwystępowanie niekiedy szczątków małżów i ramienionogów cienkoskorupowych, zasiedlających strefę bardziej głęboką ze szczątkami małżów i ramienionogów gruboskorupowych pochodzących z bardziej płytkowodnej części zbiornika, a wymieszanych razem przez prąd zawiesinowy.

W miarę upływu czasu akumulacja osadów zaczęła stopniowo przeważać nad subsydencją dna zbiornika, zbiornik wypełniał się osadami i ulegał spłyceniu, a jego powierzchnia zmniejszała się. Stan taki występował u schyłku wczesnego lochkowu. Zapis tego zjawiska w osadach objawia się w postaci zwiększonego udziału kwarcu detrytycznego w wyższej części profilu formacji sycyńskiej, a także pojawienia się cienkich ławic osadów bioklastycznych złożonych ze szczątków bentosu utworzonych w wyniku działalności sztormów w spływającym się morzu. W profilu otworu Łopiennik IG 1 (położonym na północny zachód od rejonu Komarowa) laminy, ławice i warstwy wapieni bioklastycznych są cienkie i niezbyt liczne, natomiast w rejonie otworów Busówno IG 1, Białopole IG 1 i Terebin IG 5 – położonym na północny wschód od rejonu Komarowa, gdzie morze było płytsze – ławice wapieni bioklastycznych są grubsze i liczniejsze.

W czasie depozycji osadów formacji czarnoleskiej we wczesnym lochkowie do zbiornika zaczął się dostawać (po

raz pierwszy w większej ilości) materiał terygeniczny frakcji piasku. Było to wywołane spłyleniem morza i zwiększeniem intensywności erozji na lądzie. Charakter fauny bentonicznej, ograniczonej do ryb, wielkoraków i nielicznych małżoraczków, świadczy o zmniejszonym zasoleniu wód. Energia środowiska, jak wykazały badania Radlicza (2008 i ten tom), była okresowo duża – tworzyły się dojrzałe arenity kwarcowe. W okresach spokojniejszej sedymentacji tworzyły się iłowce pylaste, zawierające niekiedy przyniesiony z daleka materiał tufogeniczny. Proces spływania zbiornika nasilał się z upływem czasu i formacja zwoleńska (późny lochkow–prag–ems) reprezentuje etap akumulacji osadów na lądzie, w rzekach i zastoiskach, na co wskazują badania Radlicza (2007, 2008, 2012 i ten tom) oraz obserwacje autora (Miłaczewski, 1981). Sedymentacja osadów lądowych odbywała się z licznymi przerwami, o czym świadczą liczne powierzchnie rozmyć śródformacyjnych w profilu tej formacji. Jednocześnie depozycji towarzyszyło stałe tempo subsydencji dna basenu osadowego, co umożliwiło akumulację miąższych osadów. Przyjmując, że akumulacja formacji, sądząc po charakterze osadów, zachodziła na obszarze nizinym, można również przyjąć, że utworzyła się na około 0 m n.p.m. Tak więc obszar w rejonie otworu Łopiennik IG 1 od początku sedymentacji tej formacji do początku dewonu środkowego pogrążył się o ponad 800 m, przy czym dno zbiornika pozostawało cały czas na głębokości około 0 m n.p.m., sądząc po charakterze osadów, który nie uległ istotnej zmianie.

Przyjmując czas trwania sedymentacji tej formacji na 15 mln lat, otrzymuje się tempo subsydencji wynoszące ponad 53 m/1 mln lat (800 m zachowanej miąższości na 15 mln lat). Tempo to było niewątpliwie większe, ponieważ formacja zwoleńska w profilu otworu Łopiennik IG 1 nie zachowała się w całości. Dla porównania można podać, że w rejonie otworu Terebin IG 5, w którym formacja zwoleńska liczy 331 m miąższości, średnie tempo subsydencji wynosiło jedynie 22 m/1 mln lat. Różnice w tempie subsydencji rejonów otworów Łopiennik IG 1 i Terebin IG 5 wynikają z położenia pierwszego otworu w strefie labilnego w dewonie rowu lubelskiego, a drugiego – w strefie stosunkowo stabilnej podniesionej platformy prekambryjskiej.

Rzeczywiste tempo subsydencji w strefie podniesionej platformy było inne, stosunkowo duże, w czasie późnego lochkowu i pragu, następnie zamienione na subsydencję ujemną, czyli wyniesienie tektoniczne w czasie emsu, co wpłynęło na wielkość subsydencji średniej.

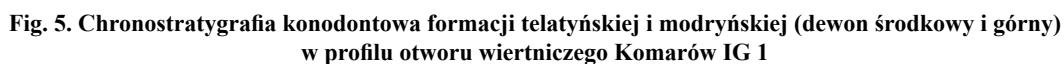
Sama akumulacja utworów facji oldredu w rejonie otworów Komarów (położonych na obszarze rowu lubelskiego, jak i Łopiennik IG 1) była zapewne większa z powodu większej subsydencji trwającej dłużej – prawdopodobnie do późnego emsu. Historia rejonu otworu Komarów po osadzeniu się formacji zwoleńskiej była zapewne inna niż w rejonie otworu Terebin IG 5. Transgresja morska nowego cyklu sedymentacyjnego wkroczyła tu wcześniej. Od eiflu warunki depozycji osadów w zbiorniku wyrównały się, sądząc po zbliżonych facjach osadów i zbliżonych miąższościach. Historia rejonu otworu Terebin IG 5 po osadzeniu się formacji zwoleńskiej była zapewne zbliżona do rejonu otworów Strzelce IG 1 i IG 2 (por. Miłaczewski, 1976, 1981), to znaczy, w czasie dewonu środkowego trwała tu sedymentacja osadów lagunowo-kontynentalnych, natomiast we franie i famenie – w warunkach morskich. Zbiornik frański, z wyłączeniem franu wczesnego, był płytkim morzem tropikalnym z akumulacją autochtonicznych osadów wapiennych na obszarach bardzo rozległych i niekiedy bardzo płytkich platform węglanowych. Platformy te w famenie uległy pograżeniu i zostały przykryte wodami głębszego morza z akumulacją charakterystycznych wapieni gruzłowych formacji firlejskiej. Zbiornik fameński został w późnym famenie wypełniony osadami terygenicznymi formacji hulczańskiej i poddany erozji postępującej stopniowo od północnego wschodu ku południowemu zachodowi (Miłaczewski, 1981, 2010; Narkiewicz, 2011). W karbonie wczesnym w opisywanym rejonie przeważała erozja, szczególnie intensywna w rejonie otworu Białopole IG 1 (Miłaczewski, 2012), bowiem usunęła ona osady dewonu górnego i środkowego oraz częściowo dolnego (łącznie, co najmniej kilkaset metrów osadów). Jeszcze głębszy zasięg miała przedwizeńska erozja w rejonie Chełma, gdzie obecnie wizen spoczywa na szczątkowym dolnym lochkowie lub wprost na kambrze (rejon otworu Roskosz 1).

Katarzyna NARKIEWICZ

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW DEWONU NA PODSTAWIE KONODONTÓW

Badany interwał, w profilu otworu Komarów IG 1, obejmuje zarówno utwory dewonu środkowego, jak i górnego (fig. 5). W pierwszym przypadku dane biostratygraficzne uzyskano z ogniwa pełczańskiego i dolnej części ogniwa rachańskiego formacji telatyńskiej, a w przypadku drugim – z dolnej części ogniwa lipowieckiego i zubowickiego formacji modryńskiej. Elementy konodontowe znaleziono w 12 próbkach, z których połowa została pobrana z utworów dewonu środkowego, a pozostałe z dewonu górnego (fig. 5). Frekwencja nie jest wysoka, a liczba okazów waha się od 2 do 44 (tab. 2). Tylko w trzech próbkach

stwierdzono frekwencję powyżej 20 okazów. Podobnie jak w przypadku innych profili obszaru lubelskiego (K. Narkiewicz, Bultynck, 2007; K. Narkiewicz, 2011; K. Narkiewicz, Bultynck, 2011), występowanie szczątków konodontowych w utworach dewonu środkowego i górnego odznacza się nieregularnością i nieciągłością. Na ogół występują w niewielkiej liczbie, co sugeruje, że utwory te powstawały w środowiskach nieprzyjaznych dla życia i rozwoju tej grupy organizmów. Większe frekwencje towarzyszą wybranym interwałom, z reguły węglanowym i ilasto-węglanowym z urozmaiconą fauną otwartego morza, taką jak ra-



Conodont chronostratigraphy of the Telatyn and Modryn' formations (Middle and Upper Devonian) in the Komarów IG 1 borehole

Tabela 2

Występowanie i frekwencja elementów konodontowych w formacji telatyńskiej i modryńskiej w profilu Komarów IG 1

Conodont occurrence in the Telatyn and Modryń formations in the Komarów IG 1 borehole

Poziomy konodontowe	rh/v.	ansatus		ansatus-subt.		d.subt.	?	punctata-jamieae		punctata-d.rhenana		
Głębokość	2377,5	2376,0	2375,6	2370,6	2368,7	2353,5	2258,1	2254,6	2245,2	2082,5	2053,0	2032,2
<i>Polygnathus robustus</i>								1				
<i>Polygnathus aequalis</i>									5			
<i>Polygnathus</i> cf. <i>P. lanei</i>									1			
<i>Polygnathus</i> cf. <i>P. angustidiscus</i>												1
<i>Mehlina gradata</i>									1			
<i>Icriodus subterminus</i>						1						
<i>Icriodus cedarensis</i>						3						
<i>Icriodus</i> aff. <i>I. subterminus</i>						1						
<i>Polygnathus latifossatus</i>						2						
<i>Polygnathus ansatus</i>		5	4	3	1							
<i>Icriodus difficilis</i>			3			1						
<i>Icriodus latecarinatus</i>				6								
<i>Icriodus eslaensis</i>			1	2								
<i>Icriodus brevis</i>			1									
<i>Polygnathus ling. ling.</i> morfotyp γ1	3		4									
<i>Polygnathus linguiformis</i> subsp. indet.	1	1	1									
<i>Polygnathus rhenanus</i>	2											
<i>Icriodus lindensis</i>	2											
<i>Icriodus</i> aff. <i>I. arkonensis walliserianus</i>		1										
<i>Icriodus</i> sp. indet.		1	9	17	3	5						
<i>Polygnathus</i> sp. indet.	1	4	7	12	2	1		1	9	2		
Elementy gałązkowe	1	3	9	4	1		2	4	16		2	3
Ogółem	10	15	39	44	7	14	2	6	32	2	2	4

rh/v. – rhenanus/varcus; subt. – subterminus; d. – dolny/ lower

mienionogi, liliowce czy koralowce. Zgromadzona kolekcja liczy 177 okazów, z których tylko 48 pochodzi z formacji modryńskiej. Oznaczone elementy należą głównie do ro-

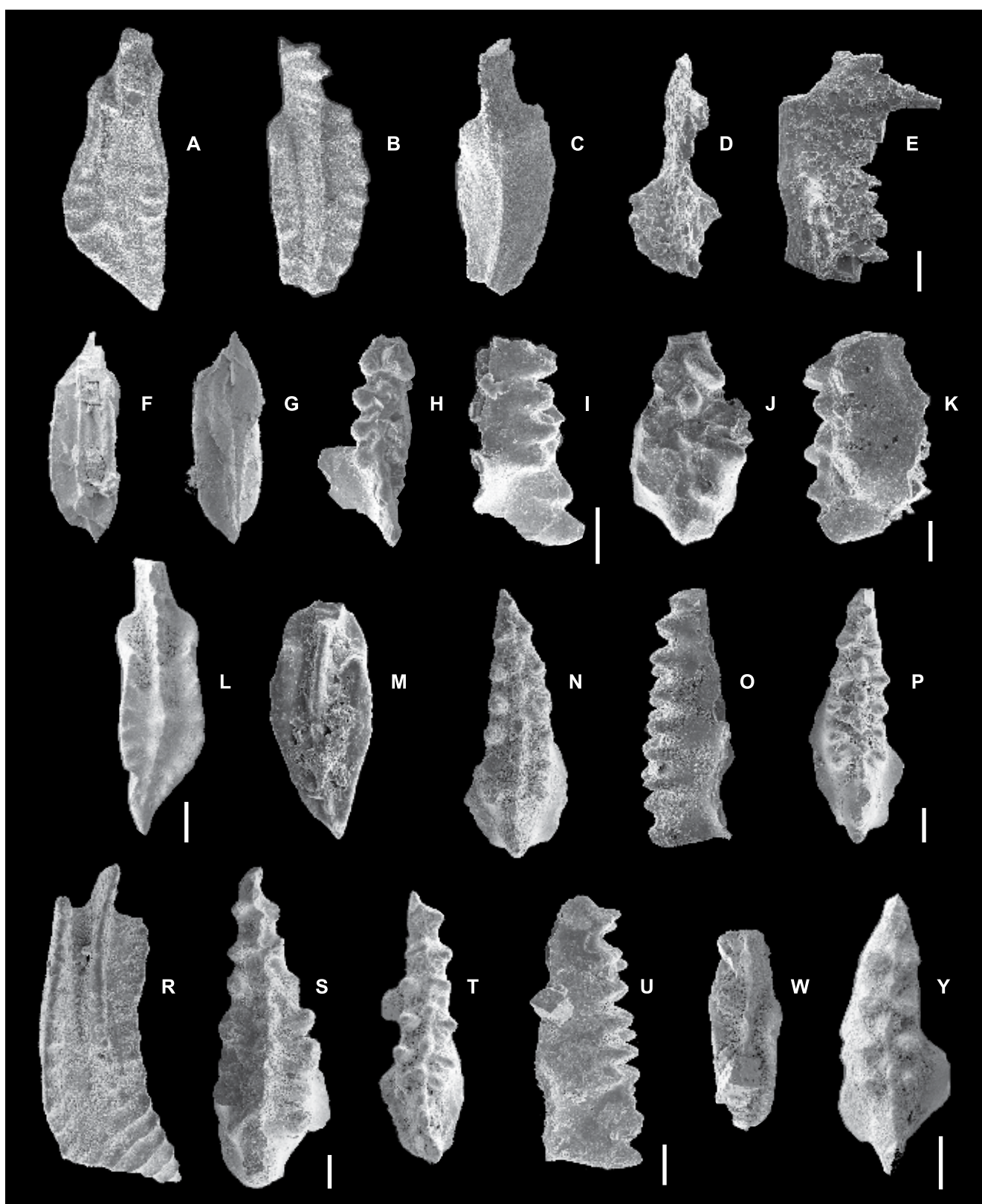
dzajów *Icriodus* Branson et Mehl, 1938 i *Polygnathus* Hinde, 1879. Poza nimi znaleziono jednego przedstawiciela rodzaju *Mehlina* Youngquist, 1945 (tab. 2).

Fig. 6. Elementy konodontowe z formacji telatyńskiej i modryńskiej z profilu Komarów IG 1 (skala dla wszystkich elementów – 100 μm)

A. *Polygnathus aequalis* Klapper et Lane, 1985; górna strona, gł. 2245,2 m. B–C. *Polygnathus robustus* Klapper et Lane, 1985; gł. 2245,2 m. B. Górna strona. C. Dolna strona. D–E. *Polygnathus* cf. *P. angustidiscus* Youngquist, 1945; okaz we wczesnym stadium rozwoju ontogenetycznego, gł. 2032,2 m. D. Górna strona. E. Widok z boku. F–G. *Schmidtognathus latifossatus* Wirth, 1967; okaz we wczesnym stadium rozwoju ontogenetycznego, gł. 2353,5 m. F. Górna strona. G. Dolna strona. H–I. *Icriodus cedarensis* Narkiewicz et Bultynck, 2010; gł. 2353,5 m. H. Górna strona. I. Widok z boku. J–K. *Icriodus subterminus* Youngquist, 1945; gł. 2353,5 m. J. Górna strona. K. Widok z boku. L. *Polygnathus ansatus* Ziegler et Klapper, 1976; górna strona, gł. 2376,0 m. M. *Polygnathus ansatus* Ziegler et Klapper, 1976; górna strona, gł. 2368,7 m. N–O, P, S. *Icriodus latecarinatus* Bultynck, 1974. N. Górna strona. O. Widok z boku, gł. 2375,6 m. P. Górna strona, gł. 2370,6 m. S. Górna strona, gł. 2375,6 m. R. *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, 1879 morfotyp γ1 Walliser et Bultynck, 2011; górna strona, gł. 2375,6 m. T–U. *Icriodus eslaensis* Van Adrichem Boogaret, 1976; gł. 2370,6 m. T. Górna strona. U. Widok z boku. W. *Polygnathus rhenanus* Klapper, Philip et Jackson, 1970; górna strona, gł. 2377,5 m. Y. *Icriodus lindensis* Weddige, 1977; górna strona, gł. 2377,5 m

Conodont elements from the Telatyn and Modryń formations in the Komarów IG 1 borehole (scale bar – 100 μm)

A. *Polygnathus aequalis* Klapper et Lane, 1985; upper view, depth 2245.2 m. B–C. *Polygnathus robustus* Klapper et Lane, 1985; depth 2245.2 m. B. Upper view. C. Lower view. D–E. *Polygnathus* cf. *P. angustidiscus* Youngquist, 1945; early ontogenic stage, depth 2032.2 m. D. Upper view. E. Lateral view. F–G. *Schmidtognathus latifossatus* Wirth, 1967; early ontogenic stage, depth 2353.5 m. F. Upper view. G. Lower view. H–I. *Icriodus ceda-*



rensis Narkiewicz et Bultynck, 2010; depth 2353.5 m. H. Upper view. I. Lateral view. **J–K.** *Icriodus subterminus* Youngquist, 1945; depth 2353.5 m. J. Upper view. K. Lateral view. **L.** *Polygnathus ansatus* Ziegler et Klapper, 1976; upper view, depth 2376.0 m. **M.** *Polygnathus ansatus* Ziegler et Klapper, 1976; upper view, depth 2368.7 m. **N–O, P, S.** *Icriodus latecarinatus* Bultynck, 1974. N. Upper view. O. Lateral view, depth 2375.6 m. P. Upper view, depth 2370.6 m. S. Upper view, depth 2375.6 m. **R.** *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, 1879 γ 1 morphotype Walliser et Bultynck, 2011; upper view, depth 2375.6 m. **T–U.** *Icriodus eslaensis* Van Adrichem Boogaret, 1976; depth 2370.6 m. T. Upper view. U. Lateral view. **W.** *Polygnathus rhenanus* Klapper, Philip et Jackson, 1970; upper view, depth 2377.5 m. **Y.** *Icriodus lindensis* Weddige, 1977; upper view, depth 2377.5 m

We wcześniejszych publikacjach (K. Narkiewicz, Bultynck, 2007, 2010, 2011; K. Narkiewicz, 2011) przedstawiono wrywkowe wyniki analizy biostratygraficznej, dlatego też w tym opracowaniu zestawiono wszystkie dane konodontowe zbadane przez autorkę w profilu otworu Komarów IG 1. W celu sprecyzowania wieku utworów środkowodeńskich zastosowano konodontowe podziały Bultyncka (1987) facji głębszych oraz K. Narkiewicz i Bultyncka (2010; patrz też: K. Narkiewicz, 2011, fig. 2) obszarów płytkowodnych, natomiast dla dewonu górnego zastosowano zonację Zieglera i Sandberga (1990). W przypadku braku form indeksowych wiek próbek ustalono na podstawie całkowitych zasięgów stratygraficznych wszystkich taksonów w nich występujących. Tabele z zasięgami elementów konodontowych przedstawiono w pracach K. Narkiewicz (2011) oraz K. Narkiewicz i Bultynck (2011).

Utwory występujące 1,75 m powyżej spągu ogniwa pelczańskiego (próbka na głębokości 2377,5 m, fig. 5) datowano na poziom *rhenanus/varcus* (tab. 2). Wiek ustalono na podstawie obecności gatunku indeksowego *Polygnathus rhenanus* (fig. 6W) i braku taksonu wskaźnikowego dla poziomu *ansatus*. Nie można jednak wykluczyć, że utwory te mogą być młodsze ponieważ gatunek *Icriodus lindensis* (fig. 6Y), który współwystępuje z *P. rhenanus*, ogranicza wiek do najniższej części poziomu *ansatus* (Bultynck, 2003). Brak w tym poziomie taksonu indeksowego mógłby być wynikiem występowania niekorzystnych facji. Elementy konodontowe znalezione w odcinku profilu 2375,6–2376,0 m (fig. 5) nie wskazują jednoznacznie na poziom *ansatus* (tab. 2) chociaż gatunek indeksowy, *P. ansatus* (fig. 6L) zidentyfikowano na obu głębokościach. Wynika to z faktu, że całkowity zasięg tego gatunku obejmuje interwał od poziomu *ansatus* do *hermanni* (K. Narkiewicz, 2011), a w analizowanych zespołach konodontowych brak jest form ograniczających ich wiek do poziomu *ansatus*. Utwory we wskazanym odcinku profilu tworzą poziom transgresywny, reprezentujący początek globalnego zdarzenia tagańskiego, które miało miejsce w górnej części poziomu *ansatus* środkowego żywetu (House, 1983; Johnson i in., 1985). Przedstawiciele *P. ansatus* znaleziono także w wyższej części profilu na głębokościach 2368,7 i 2370,6 m (fig. 6M). Ponieważ, podobnie jak niżej, nie towarzyszą im żadne inne formy charakterystyczne, górną granicę wieku badanych utworów ograniczono do poziomu *subter-*

minus (tab. 2) na podstawie obecności gatunku wskaźnikowego *Icriodus subterminus* w próbce na głębokości 2353,5 m. Wiek tej ostatniej próbki, zlokalizowanej w dolnej części ogniwa rachańskiego, ograniczono do dolnego podpoziomu *subterminus* na podstawie obecności taksonu indeksowego (fig. 6J, K), gatunku charakterystycznego *I. cedarensis* (fig. 6H, I) oraz taksonu *Schmidtognathus latifossatus* (fig. 6F, G), który po raz ostatni pojawia się w poziomie *hermanni*.

W dolnej części ogniwa lipowieckiego nie udało się ustalić wieku próbki z głębokości 2258,1 m z powodu niewystarczających danych biostratygraficznych. Natomiast utwory w interwale głębokości 2245,2–2254,6 m datowano na przedział od najwyższej części poziomu *punctata* do poziomu *jamieae* (tab. 2). Dolną granicę ustalono na podstawie pierwszego stratygraficznego pojawienia się gatunku *P. robustus* (fig. 6B), a górną – końcowego zasięgu taksonu *P. aequalis* (fig. 6A).

W najwyższej części profilu, w przedziale 2032,2–2082,5 m, odpowiadającej dolnemu ogniwu zubowickiemu, szczątki konodontowe są bardzo nieliczne i źle zachowane. Większość z nich nie nadaje się do datowania. Pojedynczy okaz *P. angustidiscus* (fig. 6D, E) znaleziony w stropie wskazanego przedziału sugeruje, że badane utwory nie mogą być młodsze od dolnego poziomu *rhenana*.

Brak ciągłego zapisu konodontowego w profilu Komarów IG 1 uniemożliwia wyznaczenie granic między piętrami i podpiętrami. Na podstawie analizy biostratygraficznej utwory żywetu stwierdzono na głębokości 2377,5–2353,5 m (fig. 5). Do żywetu środkowego zaliczono ogniwo pelczańskie oraz, na podstawie korelacji z innymi profilami basenu lubelskiego, najwyższą część ogniwa machnowskiego oraz ogniwo żniatyńskie (K. Narkiewicz, 2011, fig. 4). Najniższa część ogniwa rachańskiego może należeć zarówno do żywetu środkowego, jak i górnego, ale jego dolna część włączono do żywetu górnego. Nie udało się dokładnie wydatować dolnej części formacji modryńskiej (ogniwa krzewickiego i najniższej części ogniwa lipowieckiego). Natomiast niższą część ogniwa lipowieckiego włączono do dolnego franu środkowego. Wyższa część formacji modryńskiej obejmująca górną część ogniwa lipowieckiego i ogniwo łosieńskie prawdopodobnie należy do franu środkowego, podczas gdy dolna część ogniwa zubowickiego – do franu środkowego lub górnego.

Krzysztof RADLICH

PETROGRAFIA UTWORÓW DEWONU

Uwagi metodyczne

Opróbowania petrograficzne rdzeni pochodzących z profilu dewonu dokonał autor tego rozdziału w magazynie rdzeni ówczesnego Instytutu Geologicznego w Iwicznej koło Warszawy. Dysponował rdzeniami kompletnymi,

jeszcze nie opróbowanymi. Próbkę pobierano w konsultacji z L. Miłaczewskim, w zasadzie przy każdej zmianie litologii. Łącznie zbadano 74 płytki cienkie (tab. 3, 4). Badania przeprowadzono pod optycznym mikroskopem polaryzacyjnym z możliwością planimetrowania. Wykonywano też zglądy niektórych okazów. Oznaczenie zawartości CaO,

MgO i CO₂ określono na 63 próbkach w Laboratorium ówczesnego Warszawskiego Przedsiębiorstwa Geologicznego. Przeliczenia wyników analiz chemicznych na skład drobinowy, mineralny i stopień dolomityczności (dd) dokonał autor rozdziału według opracowanej przez siebie metodyki (Radlicz, 1967 1968; [tab. 3](#); [fig. 7, 8](#)). Stopień dolomityczności określający zawartość dolomitu w węglanach określono za pomocą wzoru:

$$dd = [\% \text{wag}] \text{ MgO} : [\% \text{wag}] \text{ CaO} \times 1320.$$

Stosunek ten jest zawsze wyrażony liczbą całkowitą. W czystym dolomicie $dd = 1000$; przy 50% zawartości CaCO₃ i 50% zawartości dolomitu $dd = 352$; przy 95% zawartości CaCO₃ i 5% zawartości dolomitu $dd = 29$.

Sześciu oznaczeń dyfraktometrycznych skał ilastych ([tab. 5](#)) dokonał Marian Stępniewski z Zakładu Mineralogii Instytutu Geologicznego.

Wszystkie poniżej scharakteryzowane próbki są oznaczone głębokością wiertniczą.

Charakterystyka petrograficzna

Ogniwo zubowickie i łosieńskie

Utwory ogniwa zubowickiego zbadano w próbkach nr 1–14, a łosieńskiego – nr 15, 17–21 ([tab. 3](#)). Są to wyłącznie

skały węglanowe. Wśród nich wyróżniono wapienie bioklastyczne oraz dolomity wapniste, sporadycznie margliste. Wapienie dolomityczne i dolomity wapniste są osadami organodetrycznymi i biogenicznymi – zdolomityzowanymi.

Wapienie bioklastyczne (próbki nr 1, 3, 4, 8, 9, 10, 11, 13) są barwy jasnoszarobej lub ciemnoszarobrunatnej. W większości przypadków są gruzłowo poprzerastane ciemnoszarą, prawie czarną, substancją ilasto-marglistą. W przerostach tych trafiają się fragmenty fauny szkieletowej. Często granica między gruzłami jest stylolitowa lub mikrostylolitowa. Wzdłuż niektórych systemów stylolitów występują wzbogacenia w czarną substancję asfaltenową i krystaliczny dolomit. Wielkość gruzłów waha się od 0,06 cm do kilku centymetrów. Wśród składników ziarnistych wapieni stwierdzono fragmenty: ramienionogów, rozgwiazd, ślimaków, małżoraczków, koralowców, stromatoporoidów i niekiedy tentakuloidów. Miejscami występują klasty wapieni pelitowych lub bioklastycznych. Tekstura jest przeważnie równoległa, rzadziej bezładna, a cement wapienny mikrytowy.

Wapienie biogeniczne makroskopowo podobne są do bioklastycznych. Różnią się głównie tym, że czasami występują w nich relikty częściowo przekrystalizowanych koralowców *Tabulata* z zachowaną budową wewnętrzną oraz stromatoporoidów z wyraźną laminacją drobnokrystaliczną i mikrogruzelkową. W sąsiedztwie fragmentów ko-

Tabela 3

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

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

Nr pr.	Głębokość [m]	Suma węglanów	Dolomit	CaSO ₄	CaCO ₃	dd	MgCO ₃	CaO	MgO	MgO/CaO
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	1943,0	97,2	11,0	0,0	96,70	6	0,50	59,18	0,24	0,00943
2	2015,7	90,6	72,7	0,0	57,36	668	33,24	32,13	15,89	0,99455
3	2028,0	91,4	48,8	0,0	69,09	383	22,38	36,71	10,67	0,27564
4	2028,7	91,9	4,6	0,0	89,80	28	2,10	50,31	1,00	0,01988
5	2033,0	94,9	14,0	0,0	88,50	86	6,40	69,59	3,06	0,61720
6	2037,1	95,1	1,3	0,0	94,51	7	0,59	52,95	0,28	0,05290
7	2039,5	93,2	77,0	0,0	58,00	720	35,2	32,5	16,83	0,51785
8	2044,7	95,4	17,2	0,0	87,54	107	7,86	49,05	3,76	0,07666
9	2051,9	96,9	2,1	0,0	95,94	12	0,96	53,76	0,46	0,00856
10	2057,4	95,7	2,6	0,0	94,51	15	1,13	52,95	0,57	0,01076
11	2060,0	94,8	17,5	0,0	86,80	110	8,00	48,63	3,83	0,07882
12	2071,4	98,7	6,8	0,0	95,59	39	3,11	53,56	1,49	0,02782
13	2075,6	96,7	22,3	0,0	86,50	140	10,20	48,97	4,88	0,10068
14	2100,6	99,6	0,6	0,0	99,33	3	0,22	55,65	0,13	0,00239
15	2109,7	90,5	65,8	0,0	60,42	591	30,08	33,85	14,38	0,42482
16	2118,0	98,6	2,0	0,0	97,69	11	0,91	54,74	0,44	0,00804
17	2129,6	92,5	79,4	0,0	56,20	767	36,30	31,49	17,36	0,55129

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
18	2133,4	95,7	70,6	0,0	63,42	606	32,28	35,53	15,43	0,43404
19	2135,5	94,6	65,2	0,0	64,75	546	29,81	36,3	14,25	0,39256
20	2138,0	73,6	65,8	0,0	43,52	820	30,08	24,38	14,38	0,58983
21	2152,3	98,0	2,7	0,0	96,77	15	1,23	54,22	0,59	0,01088
22	2171,1	96,7	51,1	0,0	73,34	378	23,36	41,09	11,17	0,27184
23	2171,3	97,5	71,0	0,0	65,04	592	32,46	36,44	15,52	0,42591
24	2175,1	94,4	63,2	0,0	65,50	523	28,90	36,7	13,81	0,37629
25	2180,8	96,0	90,8	0,0	54,49	904	41,51	30,53	19,85	0,65018
26	2189,2	86,4	58,5	0,0	55,08	675	31,32	30,86	14,57	0,48509
27	2193,4	94,8	88,4	0,0	54,38	882	40,42	30,47	19,32	0,63407
28	2210,2	96,7	91,0	0,0	55,09	985	41,61	30,87	21,86	0,70893
29	2237,8	94,7	89,9	0,0	53,60	910	41,10	30,03	23,65	0,65435
30	2245,0	94,1	34,3	0,0	78,42	237	15,68	43,94	7,50	0,17069
31	2273,6	62,8	56,0	0,0	37,70	806	25,60	21,2	12,24	0,57955
32	2274,4	75,5	31,5	0,0	61,10	275	14,40	34,23	6,89	0,19748
33	2282,4	34,4	25,8	0,0	22,60	620	11,80	12,66	5,64	0,44550
34	2286,5	95,4	88,8	0,0	54,80	879	40,60	30,7	19,41	0,63225
35	2301,8	9,6	9,0	0,0	5,49	885	4,11	3,08	1,96	0,63636
36	2306,0	31,7	30,2	0,0	17,89	916	13,81	10,02	6,60	0,65868
37	2309,5	6,0	6,0	0,0	3,26	996	2,74	1,83	1,31	0,71585
38	2312,8	4,7	4,7	0,0	2,55	1000	2,15	1,43	1,03	0,72028
39	2316,0	19,1	19,1	0,0	10,37	1000	8,79	5,81	4,18	0,71945
40	2318,5	78,7	65,2	15,2	48,89	724	29,81	27,39	14,25	0,52026
41	2321,5	85,9	71,1	7,7	53,39	723	32,51	29,91	15,54	0,51956
42	2326,0	33,0	28,4	0,0	20,02	770	12,98	11,22	6,21	0,55348
43	2328,0	3,5	2,8	74,7	2,22	685	1,28	1,24	0,59	0,47811
44	2344,0	49,0	49,0	5,6	26,60	1000	22,40	14,90	10,71	0,71879
45	2345,0	83,3	76,3	4,8	48,42	552	34,88	27,83	16,68	0,61482
46	2352,4	96,9	89,7	0,0	55,89	871	41,01	31,32	19,61	0,62612
47	2358,8	6,6	5,0	0,0	4,31	632	2,29	2,41	1,09	0,45429
48	2368,5	75,1	28,4	0,0	62,12	248	12,98	34,78	6,21	0,17855
49	2380,6	24,7	23	0,0	14,18	880	10,52	7,95	5,03	0,63270
50	2381,5	3,7	0,4	0,0	3,51	69	0,18	1,97	0,09	0,04569
51	2392,0	1,7	2,3	0,0	1,41	628	0,59	0,62	0,28	0,45161
52	2398,5	17,1	14,0	0,0	10,38	767	6,72	5,82	3,23	0,55155
53	2402,3	5,2	2,0	2,4	4,29	255	0,91	2,40	0,44	0,18333
54	2404,0	5,3	4,2	0,0	3,38	677	1,92	1,89	0,92	0,48677
55	2405,5	79,1	72,8	0,0	45,82	862	33,28	25,67	15,91	0,63979
56	2407,7	44,7	42,3	0,0	25,82	868	18,88	14,47	9,03	0,62405
57	2418,5	20,7	17,7	69,2	12,61	761	8,09	7,07	3,87	0,54738
58	2420,3	44,7	44,2	32,3	24,49	979	20,21	13,72	9,66	0,70408
59	2434,0	85,3	82,5	0,8	47,58	941	37,72	26,66	18,03	0,67629
60	2454,0	64,3	62,4	0,0	35,78	946	28,52	20,05	13,64	0,68030
61	2455,6	49,4	45,0	36,6	28,83	848	20,57	16,15	9,84	0,60929
62	2467,5	50,4	47,2	0,0	28,82	889	21,58	16,15	10,32	0,63901
63	2470,1	3,4	3,3	0,0	1,89	945	1,51	1,06	0,72	0,67925

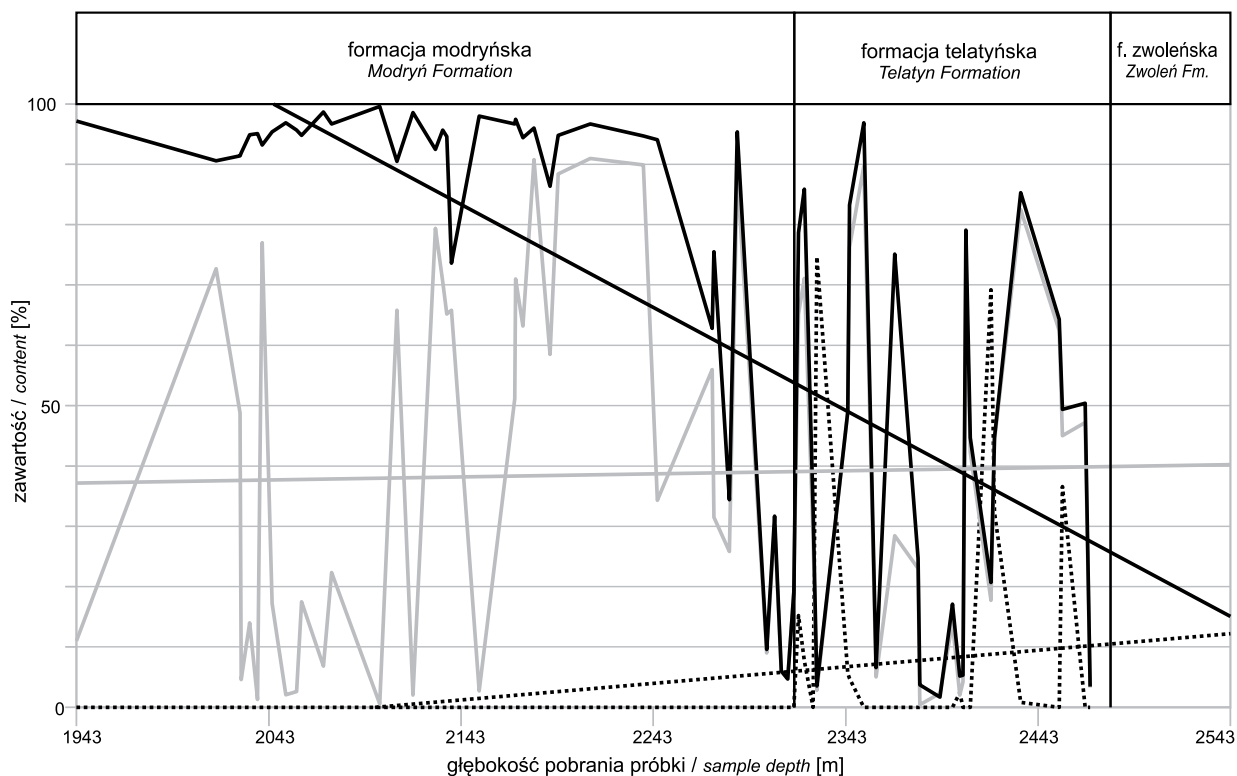


Fig. 7. Wykres zawartości dolomitu (kolor szary), sumy węglanów (kolor czarny) i CaSO_4 (czarna linia przerywana) w profilu dewonu; linie proste pokazują trendy liniowe

Dolomite content (dark grey), sum of carbonates (black) and CaSO_4 content (dashed black line) in the Devonian section; straight lines show linear trends

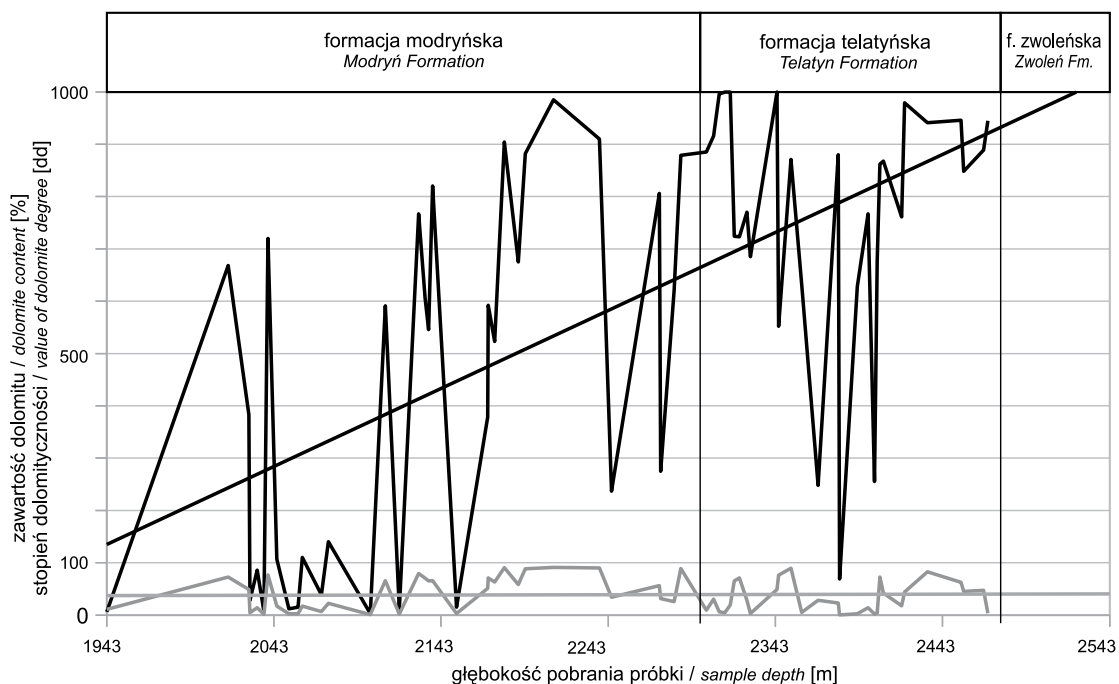


Fig. 8. Wykres zmienności stopnia dolomityczności (dd) (kolor czarny) i zawartości dolomitu (kolor szary) w utworach dewonu; linie proste pokazują trendy liniowe

Value of the dolomite degree (dd) (black) and dolomite content (grey) in the Devonian section; straight lines show the linear trends

Tabela 4

Wykaz próbek bez analiz chemicznych
Listing of samples without chemical analyses

Nr próbki	Głębokość [m]	Litologia
64	2472,0	piaskowiec ortokwarcytowy
65	2479,5	iłowiec pylasty onkoidowy
66	2479,9	iłowiec pylasty onkoidowy
67	2485,0	piaskowiec ortokwarcytowy
68	2493,0	pyłowiec (mułowiec)
69	2496,2	piaskowiec ortokwarcytowy
70	2505,2	iłowiec pylasty
71	2519,5	iłowiec piaszczysty
72	2520,7	piaskowiec kwarcowy z okruchami illitowymi i kwarcowymi
73	2531,2	iłowiec piaszczysty
74	2545,5	piaskowiec ortokwarcytowy

ralowców trafiają się peloidy fekalne o średnicy 0,04–1,10 mm, z których część jest pochodzenia sinicowego. Występują również szczątki ramienionogów, a czasem i radiolarie (próbka nr 12). W sąsiedztwie mikrotylilitów występują kryształy dolomitu o średnicy 0,04–0,30 mm. Mikrotylility są wypełnione illitem wzbogaconym w asfalteny, a miejscami w kryształy dolomitu.

Wapienie dolomityczne (próbka nr 2 – ogniwo zubożone, próbki nr 15, 17–21 – ogniwo łosieńskie) są barwy ciemnoszarobrunatnawej, przeważnie drobnokrystaliczne, twarde, zwarte, czasami gruzłowe. Miejscami występują w nich skorupki ramienionogów. W płytkach cienkich stwierdzono w wapieniach dolomitycznych relikty koralowców Tabulata i stromatoporoidów, koralowce i laminy stromatoporoidów czasami wypełnione kryształami dolomitu o średnicy 0,02–0,25 mm, z przewagą 0,04–0,10 mm. W druzach krystalicznych osobniki mierzą 0,10–0,25 mm. Są one wykształcone przeważnie hipidiotopowo. Mikrotylility występują co najmniej w dwóch generacjach – młodsze są wyraźnie wzbogacone w substancję bitumiczną i osobniki dolomitu.

Dolomity wapniste i margliste (tab. 6) są w jasnych i ciemnych odcieniach koloru szarego i szarobrunatnawego, lokalnie szarobiałego. Są zwarte, drobno- lub średniokrystaliczne, lokalnie impregnowane kalcytem grubo- i wielokrystalicznym. W wielu miejscach profilu dolomity są pasiaste – poststromatoporowe. Przeważnie bywają spękane i pocięte szwami stylolitowymi lub mikrotylilitowymi. Szczeliny spękań bywają zablożone kalcytem. W spotykanych reliktach koralowców Tabulata, ścianki koralitów są wypełnione dolomikrytem lub dolomitem drobnokrystalicznym, a komory – dolomitem grubiej krystalicznym. W skałach dolomitowych występują co najmniej dwie generacje dolomitu: starsza związana ze zdolomityzowaną

Tabela 5

Odstępy płaszczyzn sieciowych d i intensywności refleksów I
w próbkach z iłowców dewońskich

Lattice plane spacing d and intensity of reflections I
in the Devonian claystone samples

Nr próbki 35		Nr próbki 54		Nr próbki 65		Nr próbki 73	
d [Å]	I [%]	d [Å]	I [%]	d [Å]	I [%]	d [Å]	I [%]
10,00 ill	15	10,00 ill	9	10,00 ill	6	14,03 ch	6
7,08 kao	4	7,08 ch	5	7,08 ch	10	10,00 ill	24
4,98 ill	6	4,98 ill	5	4,98 ill	2	7,08 ch	22
4,48 ill	10	4,71 ch	2	4,48 ill	10	4,98 ill	11
4,25 q	10	4,48 ill	9	4,25q	27	4,72 ch	8
3,52	6	4,25 q	15	3,90	3	4,48	11
3,34 q	48	3,95	2	3,70 ch	5	4,25	21
3,24	9	3,79	8	3,52	8	3,95	2
3,20	5	3,53	4	3,34 ill	>100	3,88	3
3,12 pir	4	3,47	5	3,20	4	3,69	3
2,89	5	3,34 q	66	2,86	4	3,55 ill	18
2,88 dol	17	3,30	13	2,58	10	3,44 q	>100
2,71 pir	6	3,24	11	2,45 pir	12	3,20	6
2,58 ill	10	3,00	8	2,39	4	2,99	6
2,45 pir	5	2,90 dol	4	2,28	9	2,87 dol	4
2,42	5	2,79	2	2,30	5	2,84	4
2,38	4	2,71 pir	2	2,12	11	2,80	4
2,21 pir	4	2,59	13	1,98 pir	6	2,60 ch	8
2,12	5	2,45 pir	5	1,82	27	2,57	12
1,99	8	2,41	5	1,67	6	2,53	4
1,98 pir	6	2,39	5	1,54	11	2,45 pir	10
1,91	3	2,28	4			2,39	4
1,82	3	2,24	3			2,28	5
1,80	2	2,21 ill	3			2,23	4
1,63 pir	6	2,13	5			2,13	6
1,54	3	2,01	3			1,99	10
		1,99	5			1,98 pir	7
		1,98 pir	4			1,82	10
		1,82	6			1,67	4
		1,79	3			1,54	9
		1,63 pir	4				
		1,54	3				

budowlą organiczną oraz młodsza związana z mikrotylilitami i starszymi szczelinami. Obserwuje się młodsze od dolomitów szczeliny wypełnione kalcytem powstałym w procesie kalcytyzacji.

Wapienie bioklastyczne i biogeniczne ogniwa łosieńskiego (próbka nr 21) występujące w dolnej części profilu ogniwa są szare, szarobeżowe, niekiedy prawie białe, drobno- lub grubokrystaliczne, miejscami pasiaste, stromatoporowe. W wapieniach są widoczne relikty szkieletu koralow-

ca Tabulata na tle grubo- i wielkokrystalicznego kalcytu wykształconego allotriotropowo, średnicy 0,06–5,00 mm, z przewagą 1,0–2,0 mm. Relikty są podkreślone układem mikrytowych, węglanowych wrostków, zachowanych tylko miejscami. Większość osobników kalcytu jest polisyntetycznie zbliźniaczona.

Ogniwo lipowieckie i krzewickie

Utwory ognia lipowieckiego reprezentowane są przez skały wapienne i dolomityczne. Wśród dolomitów zanalizowano 8 próbek (nr 22–29) oraz próbkę nr 34 pochodzącą z ognia krzewickiego. **Dolomity i dolomity wapniste** budujące ogniwo lipowieckie są dość jednorodnie wykształcone. Charakteryzują się zabarwieniem szarobieżowym lub ciemnoszarobrunatnym. Miejscami bywają pasiaste, przeważnie są silnie porowate i jamiste. Zawierają geody grubokrystalicznego kalcytu lub dolomitu. Ich charakterystykę mikroskopową przedstawia [tabela 7](#). Charakterystyczną cechą osobników krystalicznych dolomitu występujących poza druzami jest obecność licznych wrostków asfaltenowych, pirytowych i ilastych. W druzach, osobniki dolomitu i kalcytu są bardzo ubogie we wrostki lub zupełnie ich nie zawierają. Niekiedy druzi wypełnione są substancją ilastą, wzbogaconą w asfaleny. W próbce nr 34 z ognia krzewickiego występuje dolomit silnie porowaty, ciemnoszarobrunatny, o reliktovej strukturze koralowcowej, dolosparytowej, nierównokrystalicznej. Tło skalne jest złożone z osobników dolomitu średnicy 0,02–0,12 mm, z przewagą frakcji 0,06–0,08 mm, natomiast w gniazdach krystalicznych występują osobniki o średnicy 0,1–0,3 mm. W lukach międzykrystalicznych pojawia się autigeniczny kwarc, chalcedon oraz skupienia pirytu. Dolomit pocięty jest reliktowymi mikrostylolitami, które są prawdopodobnie starsze niż dolomitacja budowli węglanowej.

Wapienie dolomityczne gruzłowe występujące w ogniach lipowieckim i krzewickim badano odpowiednio w próbkach nr 30 i 32. Są one ciemnoszarobrunatne lub ciemnoszare i składają się z gruzłów wapiennych poprzerastanych nierównomiernie ciemnoszarą substancją marglistą lub ilastą. Oprócz gruzłów występują również fragmenty koralowców, liliowców, ramienionogów, małżoraczków. Lokalnie występują laminy muszłowców ramienionogowych o marglistym spoiwie oraz przewarstwienia dolomitów. Wielkość gruzłów utworzonych z mikrytu, biokalcy-mikrytu lub biokalcyrudytu wynosi od 0,1 mm do kilku centymetrów. Występujące szczątki koralowców są przeważnie zdolomitowane. W przerostach marglistych wzbogaconych w substancję asfaltenową i niekiedy dolomit tkwią wypreparowane szczątki fauny. Gruzły wapienne bywają ponadto pocięte szwami stylolitowymi.

Próbka nr 32 reprezentuje stromatolit. Pod względem składu chemicznego jest to ciemnoszary, laminowany wapień marglisto-dolomityczny o oddzielności płytkowej. Widoczne są laminy dolomitowe grubości 0,2–0,8 mm z osobnikami dolomitu średnicy 0,01–0,06 mm, z przewagą 0,02–0,04 mm oraz laminy wapienne grubości 0,1–1,5 mm, często z peloidami średnicy 0,02–0,12 mm, z przewagą 0,06–0,08 mm. Pomiedzy laminami występują mikrostylolity wzbogacone w substancję asfaltenową.

Margle dolomityczne występujące w ogniu krzewickim zbadano w próbkach nr 31 i 33. Są to skały ciemnoszare. Próbka nr 31 charakteryzuje się strukturą mikrytową i dolosparytową i teksturą smużystą. W masie ilastej występuje 30–70% osobników dolomitu średnicy 0,01–0,12 mm z przewagą frakcji 0,06 mm oraz nieliczne skupienia pirytu. Próbka 33 jest silnie zaimpregnowana kwarcem, ponieważ obok osobników kalcytu średnicy 0,06–1,20 mm, z przewagą 0,2–0,4 mm i dolomitu 0,01–0,10 mm, z prze-

Tabela 6

Charakterystyka mikrofacjalna wapieni i dolomitów wapnistych formacji modryńskiej

Microfacies characteristics of the Modryn Formation limestones and calcareous dolomites

Struktura	Materiał węglanowy				Minerały neogeniczne	Tekstura
	[%]	Wielkość osob. [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład		
Biopelsparytowa postromatoporoidowa	65–80	0,004–0,4 0,02–0,2	0,01–0,02 0,06–0,10	osobniki dolomitu	kalcyt dolomit miejscami piryt	laminowana równoległa frakcjonalna
		0,04–0,50	–	kalcyt w druzach		
Biodolosparytowa pokoralowcowa	65–80	0,01–0,16	0,04–0,06	osobniki dolomitu	kalcyt piryt miejscami kwarc i chalcedon	–
		0,10–0,50	0,15–0,30	(w druzach)		
	10–30	0,20–5,00	1,50–2,00	kalcyt poikilotropowy		
Brekcjowa (pr. 17) dolomikrosparytowa	–	0,10–12,00	–	okruchy dolomitu	dolomit	równoległa
		0,004–0,015	0,08	dolomit brekcji		
		0,004–0,015	0,02	dolomit spoiwa		

Tabela 7

Charakterystyka mikrofacjalna dolomitów jamistych (formacja modryńska – ogniwo lipowieckie)

Microfacies characteristics of the vuggy dolomites (Modryń Fm – Lipowiec Mb)

Nr próbki	Głębokość pobrania próbek	Struktura	Tekstura	Materiał węglanowy				Chemizm	
				skład	udział %	wielkość osobn. w mm	przewaga frakcji w mm	suma węglanów [%]	dolomit [%]
22, 23, 25–29	2128,5 – 2241,9	biodolosparytowa, nierównokryst., niekiedy porfirotopowa	porowata lub silnie porowata	osobniki dolomitu masy podst.	50–95	0,002–0,25	0,06–0,15	86,4–97,5	51,0–91,0
				osobniki w gniazdach i druzach		0,08–0,6 0,05–2,5			
				kalcyt w wypełnieniach druz i szczelin	do 50		0,2–0,6		
24	2175,4	biodolosparytowa poststromatoporowa	porowata laminowana	okruchy stromatopor.		0,5–10,0		94,4	63,2
				osobniki dolomitu w brekcji stromat.		0,005–0,03	0,01–0,02		
				osob. dolomitu w spoiwie kalcyt w szczelinach		0,03–0,2 do 1,5	0,08		

wagę 0,02–0,04 mm występują agregaty i osobniki kwarcu wykształcone idio- lub hipidiotopowo z poikilotopami węglanów i anhydrytu o średnicy 0,02–0,15 mm. Trafiają się sferolity chalcedonowe oraz idiotopowe osobniki pirytu. Obie skały różnią się zawartością węglanów: próbka nr 31 zawiera 62,8% węglanów, w tym dolomitu 56%, a próbka nr 33 zawiera 34,4% węglanów, w tym dolomitu 25,8%.

Ogniwo mirczańskie

Wśród skał ogniwa mirczańskiego wyróżniono między innymi: iłowce dolomityczne i mułowcowo dolomityczne, dolomit z przerostami anhydrytowymi oraz anhydryt z przerostami dolomitu i iłowca.

Iłowce dolomityczne (próbka nr 35 i 36) i **pylasto-dolomityczne** (próbka nr 39) są ciemnoszarzielonawe i zielonawe o oddzielności płytkowej. Zawierają drobne przerosty dolomitów lub anhydrytów. Iłowiec dolomityczny z próbki nr 35 ma strukturę oolitową i zawiera ooidy illitowe średnicy 0,3–0,9 mm, z przewagą frakcji 0,5–0,7 mm, o budowie koncentryczno-promienistej. Spoiwo jest mieszane mikrytowo-illitowe z nierównomiernie rozmieszczonymi agregatami pirytu. W spoiwie oraz w ooidach występuje 5–10% osobników dolomitu o średnicy 0,02–0,08 mm, z przewagą 0,06 mm.

Iłowiec dolomityczny z próbki nr 36 jest złożony z masy illitowej występującej w smugach. Na tle tej masy są nierównomiernie rozmieszczone osobniki dolomitu o średnicy 0,01–0,04 mm, z przewagą 0,02 mm oraz drobne skupienia pirytu. Iłowiec pylasto-dolomityczny (próbka nr 39) mikroskopowo różni się od próbki nr 36 płasko równoległą laminacją, w której poszczególne laminy są złożone z przekrystalizowanego illitu o podobnej orientacji

optycznej i pyłowców zawierających do 50% ziaren kwarcu o średnicy 0,01–0,08 mm, z przewagą 0,04 mm i do 20% łusek muskowitu długości 0,02–0,30 mm z przewagą 0,1 mm oraz ziarna leukoksenu. Osobniki dolomitu średnicy 0,005–0,040 mm są rozmieszczone nierównomiernie, ponadto trafiają się drobne skupienia pirytu.

Dolomit z przerostami anhydrytu (próbka nr 40) jest ciemnoszary, mikrokrystaliczny, miejscami impregnowany anhydrytem wielokrystalicznym lub zawierający nieregularne przerosty anhydrytu o teksturze równoległej. Zawiera drobnokrystaliczny dolomit z osobnikami 0,02–0,08 mm, na tle którego występują drobne przerosty anhydrytu z osobnikami krystalicznymi 0,02–0,60 mm. Część osobników dolomitu tkwi w kryształach anhydrytu o średnicy 1,0–7,0 mm. W sąsiedztwie przekrystalizowanego anhydrytu pojawiają się romboedry dolomitu o średnicy do 0,2 mm.

Dolomit (próbka nr 41) pochodzi ze spągu ogniwa mirczańskiego. Jest on złożony z kryształów dolomitu średnicy 0,02–0,30 mm z przewagą 0,06–0,14 mm. Grubsze osobniki występują w druzach i gniazdach. W dolomicie występują przerosty anhydrytu z kryształami wielkości 0,02–0,10 mm, a ponadto anhydryt impregnacyjny poikilotopowy o średnicy 0,2–2,0 mm. Gniazda i przestrzenie międzykrystaliczne w dolomicie są wypełnione anhydrytem.

Anhydryty zbadano w próbkach nr 37 i 38. Zawierają one nieregularne przerosty dolomitu i odznaczają się strukturą drobnokrystaliczną, nematotopową oraz teksturą faliastą. Wielkość kryształów dolomitu w anhydrycie wynosi 0,02–0,10 mm. Mikryt dolomitowy oraz domieszka iłu z asfaltenami występuje w cienkich przerostach układających się zgodnie z teksturą.

Ogniwo rachańskie

Wśród utworów budujących ogniwo rachańskie wyróżniono między innymi: iłowce dolomityczno-pylaste, margle dolomityczne, dolomity, anhydryty i pyłowce.

Iłowce dolomityczno-pylaste (próbka nr 42) i **margle dolomityczne** (próbka nr 44) są makroskopowo zielonawe, kruche. Zawierają szczątki lingul i wielkoraków. Iłowce dolomityczno-pylaste odznaczają się teksturą laminowaną przekątnie. Laminy pylaste zawierają do 20% ziaren kwarcu średnicy 0,01–0,15 mm, z przewagą frakcji 0,02–0,04 mm, do 50% łusek muskowitu średnicy 0,02–0,20 mm oraz pojedyncze chitynowe szczątki fauny o średnicy 0,2–2,0 mm. W marglu dolomitycznym kryształy illitu występujące w smugach wykazują podobną orientację optyczną. W masie illitowej nierównomiernie rozmieszczone są osobniki dolomitu średnicy 0,01–0,07 mm, z przewagą frakcji 0,02–0,04 mm, w ilości 10–60%. Ponadto występują nieznaczne skupienia piryty.

Dolomity (próbka nr 45) są ciemnoszarobrunatnawe, drobnokrystaliczne, miejscami poprzerastane białym lub szarym anhydrytem. Na tle masy dolomitowej, nierównokrystalicznej z osobnikami średnicy 0,02–0,20 mm, z przewagą 0,06–0,12 mm występują gniazda z osobnikami dolomitu i kalcytu średnicy 0,2–0,9 mm.

Anhydryt (anhydrytyt) z próbki 43 jest szary, równoległe smugowany, z przerostami ciemnoszarego dolomitu. Jest złożony z kryształów o pokroju igłowym anhydrytu i gipsu średnicy 0,01–0,06 mm o równoległym ułożeniu. Tekstura jest falista, zgodnie z nią występują przerosty ilaste i mikrytu dolomitowego.

Pyłowiec z próbki nr 47 pochodzący ze spągowej warstwy ogniwa rachańskiego jest ciemnoszary, miejscami impregnowany anhydrytem i dolomit. Jego tekstura jest laminowana przekątnie. Jest złożony z 20–60% ziaren kwarcu średnicy 0,02–0,08 mm, 10–20% łusek muskowitu długości 0,04–0,30 mm oraz illitowego spoiwa. Miejscami występują drobne impregnacje dolomitowe z osobnikami średnicy 0,005–0,020 mm.

Ogniwo pelczańskie

W obrębie ogniwa pelczańskiego występują ciemnoszarobrunatnawe **wapienie** (próbka nr 48), których makroskopową cechą diagnostyczną jest liczne występowanie ramienionogów, a także koralowców, tentakuloidów oraz pojedynczych trylobitów. Skała jest złożona z gruzłów wapieni mikrytowych i bioklastycznych poprzerastanych i spojonych masą illitowo-dolomitową z wypręparowaną fauną. Osobniki dolomitu (zawartość 10–50%) są nierównomiernie rozmieszczone w spoiwie. Gruzły są niekiedy pocięte mikrostylolitami.

Dolomity (próbka nr 48; 2368,5 m) są ciemnoszarobrunatnawe, miejscami drobnokawerniste lub z geodami kalcytowymi. W płycie cienkiej dolomit jest złożony z osobników o średnicy 0,02–0,30 mm z przewagą frakcji 0,1–0,2 mm. Tekstura bezładna. Brak relików faunistycznych.

Ogniwo żniatyńskie

Utwory ogniwa żniatyńskiego składają się z dolomitów, iłowców dolomitycznych, mułowców piaszczystych i piaskowców.

Iłowiec dolomityczny (próbka nr 49) jest barwy zielonawej, czasami ciemnoszarej. Miejscami zawiera szczątki ryb *Placodermata* oraz wielkoraków i niekiedy – na powierzchni uławicenia – skorupki liścionogów. Jest złożony głównie z przekryształizowanego illitu. Zawiera do 2% ziaren kwarcu o średnicy 0,01–0,15 mm ułożonych smużyście oraz bezładnie rozmieszczone osobniki dolomitu o średnicy 0,005–0,020 mm w ilości 2–30%.

Mułowiec (pyłowiec) piaszczysty (próbka nr 50) jest jasnoszary, smugowany łuskami muskowitu. Składa się z 50–70% ziaren kwarcu o średnicy 0,02–0,20 mm, z przewagą frakcji 0,06–0,12 mm oraz 10–12% łusek muskowitu o długości 0,04–0,60 mm, z przewagą frakcji 0,2–0,3 mm. Spoiwo jest ilaste, illitowe, miejscami kwarcowe lub kalcytowe, regeneracyjne, poikilotopowe. Mułowiec wykazuje duże podobieństwo do piaskowca, w którym występuje jako przewarstwienia.

Piaskowce (próbki nr 51, 53) są jasnoszare, bardzo twarde, kwarcytoczne. W składzie piaskowców wyróżniono ziarna kwarcu o średnicy 0,04–0,85 mm (35–70%) oraz mikroklinu o średnicy 0,1–0,3 mm (2–5%). Występują również okruchy kwarcu agregatowego, pojedyncze gniazda bladezielonego glaukonitu oraz fosforanowe i chitynowe bioklasty o średnicy 0,2–2,5 mm. Ponadto są spotykane okruchy iłowców illitowych o średnicy 0,2–0,3 mm, miejscami mocno wydłużonych, oraz stylolity i mikrostylolity. W laminach ilastych z próbki nr 51 główną masę stanowi illit. Tkwi w nim około 10% ziaren kwarcu, do 5% ziaren mikroklinu, około 5–10% blaszek muskowitu długości 0,15–0,80 mm oraz fosforanowe szczątki fauny o średnicy od 0,2 do ponad 6,0 mm. W illicie stwierdzono kryształy o pokroju słupkowym autogenicznego apatytu. W próbce nr 51 cement jest kwarcowo-fosforanowy, częściowo zapatytowywany. Miejscami występują poikilotopowe wprysnięcia kalcytowe oraz wokół ziaren mikroklinu – otoczki regeneracyjne. W próbce nr 53 cement jest kwarcowy, kalcytowy (poikilotopowy), miejscami anhydrytowy.

Ogniwo machnowskie

Ogniwo machnowskie składa się głównie z warstw dolomitów marglistych z przewarstwieniami iłowców illito-

wych lub margli dolomitycznych, dolomitów anhydrytowych oraz anhydrytów z przerostami dolomitu.

Iłowiec illitowy (próbka nr 54) ma barwę czarną oraz teksturę przekątnie laminowaną. Jest złożony z przekształczonych lamin illitowych oraz lamin pylastych zawierających do 40% ziaren kwarcu o średnicy 0,01–0,10 mm, z przewagą frakcji 0,03 mm, oraz skupienia pirytu.

Margle dolomityczne (próbki nr 56 i 60) makroskopowo są ciemnoszare i czarne. Mają teksturę smużystą lub równoległą i są złożone z mikrytowej masy dolomitczno-illastej z osobnikami dolomitu o średnicy 0,002–0,020 mm, z przewagą frakcji 0,005 mm, jak również strzępków asfaltenów i skupień pirytu.

Dolomity margliste (próbki nr 55 i 59) i **dolomity anhydrytowe** (próbka nr 61) są ciemnoszarobrunatne, drobnokrystaliczne. Zazwyczaj zawierają przerosty lub impregnacje ciemnoszarego anhydrytu. Tekstura jest smużysta, równoległa, podkreślona strzępkami asfaltenów. Próbka nr 55 jest złożona z mozaiki idio- i hipidiotopowych osobników dolomitu o średnicy 0,01–0,14 mm, z przewagą frakcji 0,04–0,06 mm. Zawiera drobne kryształy anhydrytu. Próbka nr 59 jest złożona z onkoidów dolomitowych o średnicy 0,3–1,5 mm, z przewagą frakcji 0,6–0,8 mm, zdolomityzowanych szczątków fauny średnicy 0,4–4,5 mm, anhydrytu między- i wewnątrzoooidowego, poikilotopowego oraz cementu dolomitowego z osobnikami 0,005–0,100 mm, z przewagą frakcji 0,020 mm. Próbka nr 61 składa się z ne-

matopowego anhydrytu tkwiącego w mikrytowej masie dolomitowej oraz drobnych anhydrytowych przerostów heterotopowych z osobnikami o średnicy 0,1–0,5 mm. Tekstura jest równoległa, co wskazuje, że nematopowy anhydryt był współczesny osadzeniu dolomitu.

Anhydryty z przerostami dolomitu zbadano w próbkach nr 57 i 58. Makroskopowo są ciemnoszare lub ciemnoszarobrunatne, w płytkach cienkich struktura jest nematopowo-heterotopowa. Jest złożony z igiełek i listewek kryształitów anhydrytu poprzerastanych mikrytem dolomitowym. Tekstura jest laminowana. W próbce nr 58 stwierdzono ponadto okruchy dolomikrytów o średnicy 0,6–2,2 mm.

Ogniwo przewodowskie

Pyłowiec (mułowiec piaszczysty), kwarcowo-łyszczkowy (próbka nr 63) jest barwy szarobrunatnej i laminowany przekątnie. Laminy pylaste są złożone z około 40% ziaren kwarcu średnicy 0,01–0,08 mm, z przewagą frakcji 0,06 mm oraz zawierają 2% plagioklazów średnicy 0,06 mm, 20% łusek muskowitu wielkości 0,04–0,40 mm, 10–20% penninu i biotytu wielkości 0,15–3,50 mm, a także 10–20% spoiwa illitowo-chlorytowego, częściowo przekształczonego. Laminy piaszczyste zawierają ziarna kwarcu średnicy 0,15–0,40 mm, z przewagą frakcji 0,2–0,3 mm, pojedyncze plagioklasy i mikrokliny średnicy 0,10–0,35 mm oraz minerały ciężkie o średnicy 0,02–0,06 mm. Ziarna kwarcu są półobtoczone i ostrokrawędziste.

Tabela 8

Charakterystyka mikrofakcyjna piaskowców formacji zwoleńskiej

Microfacies characteristics of the Zwoleń Formation sandstones

Nr próbki	Głęb. pobrania próbki	Udział procentowy	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Skład ziarnowy	Spoiwo
67	2485,0	70	0,06–0,70	0,15–0,20 0,30–0,40	kwarc	illitowo-kwarcowe
		pojed.	0,10–0,40		muszkowit	
		pojed.	0,04–0,12		minerały ciężkie	
69	2456,2	80	0,06–2,80	0,20–0,30 0,70–1,00	kwarc okruchy kwarcu blastomylonitycznego	kwarcowo-illitowe
		pojed.	0,20–0,40		agregaty kaolinitowe i serycytowe, poskaleniowe	
		pojed.	0,04–0,20		minerały ciężkie	
72	2520,7	70	0,06–0,80	0,20–0,40	kwarc	kwarcowo-illitowe
		pojed.	0,20–0,60		muszkowit + chlorytoid	
			1,50–2,00		okruchy iłowców i iłowców piaszczystych	
			0,06–0,20		minerały ciężkie	
74	2545,5	80	0,10–0,30	0,15–0,20	kwarc	illitowo-kwarcowe
		pojed.	0,10–0,40		muszkowit + chloryt	
		0,5–1,0	0,04–0,20	0,12	minerały ciężkie	

Piaskowce ortokwarcytowe (próbka nr 64) są jasnoszare lub szare, równolegle laminowane materiałem łyszczykowo-ilastym. Piaskowiec jest złożony z 80% ziaren kwarcu średnicy 0,15–0,40 mm, z przewagą frakcji 0,2–0,3 mm, pojedynczych łusek muskowitu wielkości 0,1–0,3 mm i minerałów ciężkich o średnicy 0,04–0,30 mm oraz reliktowego spoiwa ilastego. Cement jest kwarcowy, regeneracyjny, a na jego tle zaznaczają się relikt mikrostylolitów starszych od kwarcytyzacji.

Iłowce pylasty, zielony (próbka nr 65 i 66) występuje jako spągowa warstwa ogniwa przewodowskiego. Składa się w 20–60 % z onkoidów illitowych, stromatolitopodobnych średnicy 0,6–7,0 mm, w 5–20% z ziaren kwarcu wewnątrz- i międzyonkoidowych średnicy 0,02–0,20 mm, z przewagą frakcji 0,07 mm oraz ziaren kwarcu średnicy 0,08–0,80 mm, z przewagą frakcji 0,2–0,3 mm, pojedynczych okruchów pyłowców i fosforanowych szczątków fauny oraz w 20–40% z illitowego spoiwa. W próbce nr 65 wewnątrzonkoidowe powłoki illitowe są rozdzielone błonkami asfaltenowymi, natomiast w próbce nr 66 – powłokami hematytowo-getytowymi.

Formacja zwoleńska

Formację zwoleńską tworzą różnego rodzaju iłowce, mułowce (pyłowce) i piaskowce. Cechą charakterystyczną formacji jest pstra – czerwona i zielona barwa oraz obecność konkrecji dolomitowych (*caliche*).

Iłowce pylaste (mułowce) i iłowce piaszczyste zbadano w próbkach nr 70, 71 i 73. Tekstura tych skał jest równoległa lub przekątnie laminowana. W laminach ilastych występuje przekrystalizowany illit, którego kryształy mają

podobną orientację optyczną. W laminach pylastych i piaszczystych występuje 10–50% ziaren kwarcu o średnicy 0,02–0,40 mm, z przewagą frakcji 0,06 mm lub 0,15–0,20 mm. Ponadto w próbkach nr 71 i 73 stwierdzono 5–15% łusek muskowitu wielkości 0,04–0,70 mm, miejscami chloryt, a w próbce nr 71 do 3% ziaren jasnozielonawego glaukonitu o średnicy 0,1–0,4 mm. W przewarstwieniach występują długie i cienkie fragmenty substancji węglistej, a miejscami drobne strzępki asfaltenów.

Pyłowce (próbka nr 68) są barwy wiśniowej lub ciemnoszarozielonawej, warstwowane równolegle lub przekątnie. Odznaczają się one laminacją przekątną i są złożone z 20–60% z ziaren kwarcu o średnicy 0,01–0,15 mm, z przewagą frakcji 0,02–0,04 mm oraz w 5–60% z łusek muskowitu wielkości 0,08–0,50 mm, a także z droбноłuszczkowego spoiwa illitowego i zwęglonych szczątków flory.

Piaskowce (próbki nr 67, 69, 72, 74) makroskopowo są barwy szarej lub jasnoszarej, bardzo twarde i zwięzłe. Na odcinku 2520,0–2523,1 m piaskowiec z próbki 72 zawiera liczne, ciemnoszare okruchy iłowców piaszczystych i iłowców illitowych. Pozostałe zbadane piaskowce mają teksturę równoległą, miejscami laminowaną. Ich skład przedstawiono w tabeli 8. Spotykane ziarna kwarcu są przeważnie półobtoczone. Czasami zawierają wrostki typu „włosów Wenery”. Kwarec jest jednorodny i wykazuje przeważnie faliste lub smużyste wygaszanie światła pod mikroskopem polaryzacyjnym, a agregaty kwarcowe – wygaszanie smużysto-mozaikowe. Okruchy skał ilastych są silnie sprasowane i w wielu przypadkach przechodzą w stylolity lub mikrostylolity.

KARBON

Maria I. WAKSMUNDZKA

LITOLOGIA, SEDYMENTOLOGIA I STRATYGRAFIA

Profil otworu Komarów IG 1 jest zlokalizowany w południowo-zachodniej części lubelskiego basenu karbońskiego, w pobliżu krawędzi basenu przebiegającej wzdłuż uskoku Izbica–Zamość–Ugniew (fig. 1). Otwór leży na obszarze zapadliska Komarowa (Żelichowski, 1972), nazywanego przez Porzyckiego (1988) antykliną Komarowa. Profil utworów karbonu występujący w charakteryzowanym otworze w interwale geofizycznym 1057,0–1933,0 m (miąższość 876,0 m) dowiązано do oddalonego o 23,5 km profilu otworu Ruskie Piaski IG 2. W podłożu karbonu występują utwory dewonu górnego, a w nadkładzie – jury górnej.

Litologia

Charakterystykę litologii utworów karbonu wykonano na podstawie opisu makroskopowego i analizy litofacjalnej rdzeni wiertniczych oraz analizy pomiarów geofizycznych (Waksmundzka, 2010b). Profil karbonu został prawie w całości przerdzeniowany, z niewielkimi tylko przerwami, dlatego też poniższa charakterystyka jest głównie na podstawie danych rdzeniowych.

W profilu występują wapienie, margle, iłowce, mułowce, piaskowce, gleby stigmariowe, iłowce węgliste oraz węgle.

Miękkościowo dominują iłowce i mułowce, ale dość duży udział mają również skały węglanowe. Wapienie i margle występują w ławicach o miąższości 0,1–23,9 m. Najgrubsze z nich są zlokalizowane w dolnej części profilu. Najczęściej występują wapienie organodetrytyczne, rzadziej gruzłowe, ciemnoszare, szare, szarobeżowe lub szarobrazowe. Zaobserwowano w nich detrytus fauny, trochity liliowców, ramienionogi, korale osobnicze i kolonijne, a także szwy stylolitowe lub żyły kalcytowe oraz kawerny wypełnione stałymi bituminami. Margle organodetrytyczne mają najczęściej ciemnoszarą barwę, zawierają detrytus muszlowy, ramienionogi oraz trochity liliowców. Sporadycznie mogą być zsyderytyzowane.

Iłowce są spotykane w pakietach o miąższości 0,1–28,0 m. Podzielono je na trzy grupy. Do pierwszej włączono te, które charakteryzują się najczęściej ciemnoszarą lub czarną barwą, strukturą masywną lub laminacją poziomą. Mogą one zawierać pojedyncze goniatyty, małże, mszywioly, ramienionogi, detrytus fauny oraz bioturbacje. Niektóre ramienionogi i bioturbacje bywają spirytyzowane lub zsyderytyzowane. Występują również laminy i konkrecje syderytowe oraz piryty, a czasami piryty w formie rozproszonych niewielkich kryształów. Sporadycznie występują pojedyncze, duże fragmenty zwęglonej flory (witryn). Wśród iłowców drugiego typu dominują te o ciemnoszarej barwie, masywne, zawierające zwęgloną sieczkę roślinną, czasami pojedyncze stigmarię lub duże fragmenty flory, laminy, konkrecje i sferolity syderytowe. Do trzeciego typu zaliczono iłowce, które charakteryzują się szarą barwą, rzadziej ciemnoszarą lub czarną oraz obecnością licznej zwęglonej sieczki roślinnej, stigmarii, apendiksów, sferolitów i licznych zlustrowań kompakcyjnych, które nadają im cechy tzw. gleby stigmariowej. Podobne cechy czasami posiadają również mułowce.

W profilu utworów karbonu dość często występują mułowce i mułowce piaszczyste w pakietach o miąższości 0,1–28,0 m. Najczęściej są barwy ciemnoszarej, czasami szarej lub czarnej. Mułowce są laminowane poziomo lub masywne, natomiast mułowce piaszczyste – laminowane faliście lub soczewkowo. Często jest spotykana zwęglona sieczka roślinna oraz czasami duże fragmenty zwęglonej flory, stigmarię, apendiksy, laminy, konkrecje i impregnacje syderytowe oraz konkrecje pirytowe. Rzadko występują bioturbacje, niektóre spirytyzowane lub zsyderytyzowane, a zupełnie podrzędnie – fragmenty ramienionogów. Miejscami pierwotna laminacja mułowców piaszczystych jest zaburzona korzeniami roślin, niestatecznymi warstwowaniami gęstościowymi, małymi uskokami synsedymenacyjnymi i lustrami tektonicznymi.

Piaskowce mają niewielki udział w profilu karbonu. Występują w warstwach o miąższości 0,1–22,0 m. Są to najczęściej piaskowce drobnziarniste, rzadziej średnio- i grubziarniste, barwy jasnoszarej, szarej i szarobeżowej

lub szarobrazowej. Są masywne, laminowane poziomo, smużyste, warstwowane poziomo, przekątnie w dużej skali w tym rynnowo lub małokąto. Czasami w obrębie piaskowców lub w ich erozyjnych spągach występują klasty węgliste, syderytowe, iłowcowe i mułowcowe. Rzadko są spotykane duże fragmenty zwęglonej flory, stigmarię, konkrecje syderytowe i piryty. Czasami laminację podkreśla zwęglona sieczka roślinna, syderyt lub sferolity syderytowe. Niekiedy struktury sedymentacyjne w piaskowcach są zaburzone korzeniami roślin, bioturbacjami, niestatecznymi warstwowaniami gęstościowymi, małymi uskokami i fałdkami synsedymenacyjnymi.

Bardzo sporadycznie są spotykane w profilu czarne iłowce i mułowce węgliste. Mają one miąższość 0,1–6,0 m i charakteryzują bardzo dużą zawartością zwęglonej sieczki roślinnej i dużych fragmentów flory. W profilu zlokalizowano tylko dwie bardzo cienkie warstewki (0,02–0,05 m) czarnych węgla humusowych.

Chronostratygrafia i stratygrafia sekwencji

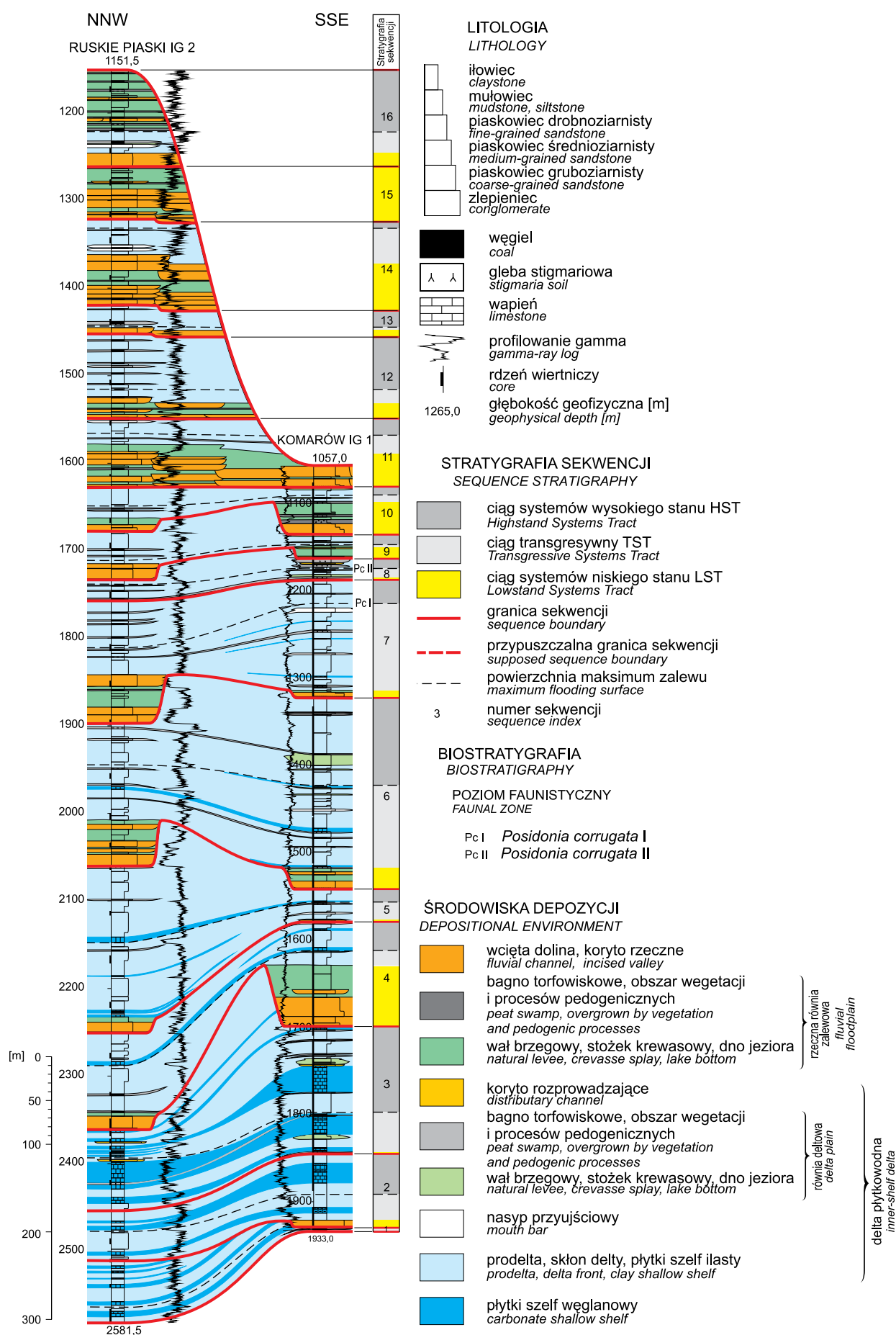
Pierwszy archiwalny podział chronostratygraficzny utworów karbonu w profilu otworu Komarów IG 1 zamieścił w dokumentacji wynikowej Żelichowski (1967), nie podając jednak podstaw wyznaczonych granic. Wydzielił on następujące jednostki:

- karbon górny, na głęb. 1057,0–1545,0 m (miąższość 488,0 m);
- namur, na głęb. 1057,0–1545,0 m (miąższość 488,0 m);
- karbon dolny, na głęb. 1545,0–1937,0 m (miąższość 392,0 m);
- wizen, na głęb. 1545,0–1937,0 m (miąższość 392,0 m).

W tym tomie zaproponowano nowe granice chronostratygraficzne w obrębie utworów karbonu, wyznaczone przy zastosowaniu metodologii stratygrafii sekwencji (fig. 9, 10), której podstawy i najistotniejsze wyniki zostały zaprezentowane we wcześniejszych pracach autorki (Waksmundzka, 2006, 2010a, 2012, 2013). Zweryfikowano również głębokość spągu karbonu podaną w dokumentacji wynikowej jako 1937,0 m, po odczytaniu jej na profilach geofizyki otworowej na 1933,0 m. Profil karbonu w otworze Komarów IG 1 zinterpretowano głównie na podstawie analizy litofacjalnej rdzeni wiertniczych, uzupełnionej analizą pomiarów geofizyki otworowej, a następnie skorelowany z profilem otworu Ruskie Piaski IG 2 (Waksmundzka, 2010b). Jako poziom korelacyjny przyjęto spąg najwyższego w analizowanym profilu interwału aluwialnego. Na schemacie korelacyjnym postawiono granice sekwencji depozycyjnych, powierzchnie maksimum zalewu oraz ciągi systemowe przy zastosowaniu opracowanego modelu dla basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2008).

Fig. 9. Korelacja litofacjalna i stratygrafia sekwencji utworów karbonu w rejonie otworu wiertniczego Komarów IG 1

Lithofacies correlation and sequence stratigraphy of the Carboniferous succession in the region of Komarów IG 1 borehole



Podział globalny			Podziały regionalne					
System	Oddział	Piętro	Piętro	Podpiętro	Stratyg. sekwencji		Litostr.	
			Europa Zachodnia		Model	Komarów IG 1		
					Lubelszczyzna			
K a r b o n	m i s s i s i p i p e n s y l w a n	m o s k o w	w e s t f a l	D	asturian	22		
				C	bolsovian	21		
						20		
						19		
				B	duckmantian	18		
						17		
						16		
						MFS		
				A	langsettian	15		
						14		
						13		
						MFS		
		12						
		n a m u r	C	yeardonian	11			
			B	marsdenian	10	10	og. buż.	
							fm. Dęb.	
			A	kinderscoutian				
			A	alportian	9	9	ogniwo Komarowa	
				chokierian	8	8		
				arnsbergian	7	7		
				pendleian	6	6		
	w i z e n		s e r p u c h o w	w i z e n g ó r n y	V _{3c}	brigantian	5	5
		4					4	
		V _{3b}			asbian	3	3	formacja Terebina
						2	2	
		V _{3a}			holkerian ?			formacja Huczwy
		V _{2b}				1	1	
					ogniwo Komarowa			
					ogniwo Korczmina			
					formacja Terebina			
					formacja Huczwy			

- luka stratygraficzna
stratigraphical gap
- wiz. śr.?

przypuszczalny wizen środkowy
supposed Middle Visean
- MCB

granica śródkarbońska
Mid-Carboniferous Boundary
- Stratyg. sekwencji

stratygrafia sekwencji
sequence stratigraphy
- MFS

powierzchnia maksimum zalewu
Maximum Flooding Surface
- litostr.

litostratygrafia
lithostratigraphy
- og. buż.

ogniwo bużańskie
Bug Member
- fm. Dęb.

formacja Dębina
Dęblin Formation

Podział stratygrafii sekwencji dowiązano do globalnego i zachodnioeuropejskiego podziału karbonu na podstawie dwóch sąsiednich charakterystycznych maksimów na krzywych profilowania gamma odpowiadających powierzchniom maksymalnego zalewu sekwencji 7 i 8 (fig. 9). Przyjęto, że maksima te, podobnie jak w wielu innych profilach utworów karbonu basenu lubelskiego, odpowiadają izochronicznym horyzontom makrofaunistycznym, tj. *Posidonia* I i *Posidonia* II (Waksmundzka, 2010a), które opisano w niektórych pełnordzeniowanych profilach, a ich wiek oznaczono na podstawie znalezionych goniatytów odpowiednio na zony E_{2b} i H_{lab} (Musiał i Tabor, 1988).

Wykonano również korelację z nieformalnym zachodnioeuropejskim podziałem karbonu (fig. 10) w celu dowiązania profilu Komarów IG 1 do innych profili w basenie lubelskim, w których jak dotychczas nie wyróżniono pięter globalnych. Granice pięter zachodnioeuropejskich wydzielono w następujących przedziałach głębokościowych:

- namur B, na głęb. 1057,0–1134,0 (1131,6) m (miąższość 77,0 m);
- namur A, na głęb. 1134,0 (1131,6)–1540,0 (1540,6) m (miąższość 406,0/409,0 m);
- wizen górny, na głęb. 1540,0 m (1540,6)–1930,0 (1928,9) m (miąższość 390,0/388,3 m);
- ?wizen środkowy, na głęb. 1930,0 (1928,9)–1933,0 m (miąższość 3,0 m).

Charakterystyka litofacyjna profilu stratygraficznego

Wizen. Spąg utworów wizenu odpowiada w tym otworze spągowi karbonu, a strop – górnej niezgodności sekwencji 5. W profilu otworu Komarów IG 1 wizenowi odpowiadają utwory sekwencji 1–5 (fig. 9). W profilu występują głównie iłowce i mułowce powstałe na obszarze delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego, jak również liczne i o dość dużych miąższościach, dochodzących do ponad 20 m, wapienie reprezentujące środowisko płytkiego szelfu węglanowego. Utwory te tworzą ciągi transgresyjne powstałe w czasie podnoszenia względnego poziomu morza (WPM) i ciągi wysokiego stanu WPM. Jedynie w obrębie sekwencji 4 występują piaskowce deponowane w korytach rzecznych, wypełniające przypuszczalnie wciętą dolinę oraz iłowce i mułowce rzecznych równi zalewowych, należące do ciągu niskiego stanu.

Serpuchow. Strop utworów serpuchowu przebiega wzdłuż górnej granicy sekwencji 7 i jest tożsamy z granicą śródkarbońską oddzielającą missisip i pensylwan, a spąg pokrywa się z dolną granicą sekwencji 6. Utwory ser-

puchowu, któremu odpowiadają sekwencje 6 i 7 są wykształcone głównie jako iłowce i mułowce powstałe na obszarze delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego, w czasie podnoszenia i wysokiego stanu WPM.

Baszkir. Strop utworów baszkirow pokrywa się ze stropem utworów karbonu, a jego spąg z dolną granicą sekwencji 8. Należące do baszkirow utwory sekwencji 8–12 są wykształcone jako piaskowce koryt rzecznych, iłowce, mułowce i gleby stigmarowe rzecznych równi zalewowych, które powstawały w czasie podnoszenia się WPM. W profilu występują również mułowce i iłowce, powstałe na obszarze delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego, w czasie podnoszenia i wysokiego stanu WPM. W obrębie sekwencji 8 dość często są spotykane gleby stigmarowe, które powstały na obszarach równi deltowych.

W niższej części baszkirow przypuszczalnie występuje luka stratygraficzna, notowana również na pozostałym obszarze basenu lubelskiego (Waksmundzka, 1998, 2010a), która odpowiada podpiętom zachodnioeuropejskim, tj. wyższy alportian i kinderscoutian (fig. 10).

Litostratygrafia

Nieformalny podział litostratygraficzny utworów karbonu z profilu otworu Komarów IG 1 znajdujący się na karcie otworu w dokumentacji wynikowej został stworzony przez Żelichowskiego (1967). Częściowo nawiązywał on do pierwszego podziału Cebulaka i Porzyckiego (1966), a głównie do opublikowanego nieco później podziału tego autora (Żelichowski, 1969; fig. 11). Wydzielił on następujące jednostki:

- seria piaskowcowa Bystrzycy, na głęb. 1057,0–1131,6 m (74,6 m),
- seria mułowcowa z wapieniami i piaskowcami, na głęb. 1131,6–1746,0 m (614,4 m),
- seria Komarowa, na głęb. 1131,6–1480,0 m (348,4 m),
- seria Korczmina, na głęb. 1480,0–1746,0 m (266,0 m),
- seria wapienna Huczwy, na głęb. 1746,0–?1921,0 m (175,0 m),
- seria Kłodnicy, na głęb. ?1921,0–1937,0 m (16,0 m).

Głębokości spągu serii piaskowcowej Bystrzycy oraz stropu serii: mułowcowej z wapieniami i piaskowcami, Komarowa i Kłodnicy nie podano na karcie otworu i wyznaczono je w przybliżeniu na podstawie graficznej skali głębokościowej i przesłanek litologicznych.

W praktyce geologicznej częściej stosuje się późniejszy nieformalny podział Porzyckiego i Żelichowskiego (1977; vide Porzycki, 1979), dlatego na potrzeby niniejszej pracy w celu ułatwienia korelacji litostratygraficznej z innymi

Fig. 10. Chronostratygrafia, stratygrafia sekwencji i litostratygrafia utworów karbonu w profilu otworu Komarów IG 1

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

Profil litologiczny	Indeksy wapieni	Jednostki litostratygraficzne				Jednostki bio- i chronostratygraficzne				
		Cebulak, Porzycki, 1966	Żelichowski, 1969	Porzycki, 1971 (patrz: Porzycki, 1979)	Porzycki Żelichowski, 1977 (patrz: Porzycki, 1979)	Musiał, Tabor, 1979, 1988				
	S	seria mulowcowa				formacja lubelska				
		seria Żyrzyna				formacja lubelska				
		seria Karczmisk				formacja Dębina				
		seria Bystrzyca				formacja Dębina				
		seria Komarowa				formacja Terebina				
		seria Korczmina				formacja Korczmina				
		seria Huczwy				formacja Huczwy				
		seria Kłodnica				formacja Kłodnica				
		seria Kłodnica				formacja Kłodnica				
		seria Kłodnica				formacja Kłodnica				
a		seria Kłodnica				seria Kłodnica				
b		ogniwo Kłodnica				ogniwo Kłodnica				
*		wg / after Skompski, 1996				wg / after Skompski, 1996				
**		wg / after Musiał, Tabor, 1979, 1988				wg / after Musiał, Tabor, 1979, 1988				

	wapienie, margiel limestone, marl
	iłowiec, mułowiec, węgiel shale, siltstone, coal
	piaskowiec, zlepieniec sandstone, conglomerate

Fig. 11. Podziały lito-, bio- i chronostratygraficzne karbonu basenu lubelskiego

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



otworami, autorka wprowadziła ten podział (fig. 11). Było to możliwe ze względu na tożsamość granic odpowiadających sobie jednostek z obu podziałów i praktycznie polegało na zmianie nazw. W profilu wyróżniono jednostki:

- formacja Dębina, na głęb. 1057,0–1134,0 (1131,6) m (77,0 m),
- ogniwo bużańskie, na głęb. 1057,0–1134,0 (1131,6) m (77,0 m),
- formacja Terebina, na głęb. 1134,0 (1131,6)–1744,0 (1746,0) m (610,0/614,4 m),
- ogniwo Komarowa, na głęb. 1134,0 (1131,6)–(1480,0) m (348,4 m),
- ogniwo Korczmina, na głęb. (1480,0)–1744,0 (1746,0) m (266,0 m),
- formacja Huczwy, na głęb. 1744,0 (1746,0)–1933,0 m (189,0 m).

Rozpiętość czasową tych jednostek litostratygraficznych określono przez dowiązanie do schematu stratygrafii sekwencyjnej (fig. 10). Utwory formacji Huczwy odpowiadają przypuszczalnemu wizenowi środkowemu i niższej części wizeny górnego; formacji Terebina – wyższej części wizeny górnego i namurowi A; ogniwa bużańskiego należącego do formacji Dębina – wyższej części namuru B. Interwały czasu depozycji utworów jednostek różnią się w stosunku do ich zasięgów podawanych w literaturze, co stwierdzono również w innych profilach karbonu basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2007a, b, 2008a, b, 2011, 2012). Potwierdza to diachronizm granic jednostek litostratygraficznych uznawanych w literaturze jako izochroniczne (Porzycki, Żelichowski, 1977, vide Porzycki, 1979).

Aleksandra KOZŁOWSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW KARBONU

Charakterystykę skał karbonu wykonano na podstawie analizy 162 próbek, z których 64 reprezentuje utwory wizeny, 69 – serpuhowu i 29 – baszkiu. Wykorzystano archiwalne płytki cienkie (Popek, 1980) oraz preparaty wykonane na potrzeby opracowania Narkiewicza (2005). Zastosowano podział stratygraficzny globalnych pięter karbonu przyjęty przez Waksmundzką (w tym tomie). Badane utwory są reprezentowane przez skały klastyczne: piaskowce (46 próbek) i mułowce (46 próbek), iłowce (51 próbek)

oraz skały węglanowe (19 próbek). W obrębie osadów wizeny występują głównie iłowce i mułowce oraz skały węglanowe; piaskowce są podrzędne. Podobnie wyglądają osady serpuhowu, jednak w porównaniu z wizenem, charakteryzują się one większą zawartością mułowców i mniejszą – skał węglanowych. Skały węglanowe wizeny i serpuhowu są reprezentowane przez wapienie organodetrytyczne oraz miejscami – skały syderytowe. W osadach baszkiu występują wyłącznie skały klastyczne i rzadziej iłowce.

Wszystkie próbki poddano badaniom (pod mikroskopem polaryzacyjnym), które obejmowały standardową analizę mikroskopową płytek cienkich i, jeśli było to możliwe, analizę barwnikową. Na skałach węglanowych wykonano chemiczne oznaczenia wskaźnikowe, tj.: CaO, MgO, Fe₂O₃, FeO, CO₂ i SO₃. Dodatkowo szczegółowym badaniom poddano piaskowce, stosując analizę minerałów ciężkich, katodoluminescencyjną, rentgenowską, jak również badania w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i mikrosondzie energetycznej EDS ISIS, w podczerwieni, izotopowe oraz wybranych właściwości fizycznych skał.

Piaskowce

Z 46 próbek piaskowców analizie planimetrycznej poddano 6 wizeńskich próbek piaskowców, 8 należących do serpuchowu oraz 11 do baszkiru.

Szkielet ziarnowy. Wśród analizowanych piaskowców waki, skały o zawartości matriksu > 15% obj., przeważają nad arenitami. Waki są reprezentowane głównie przez piaskowce bardzo drobnodziarniste i drobnodziarniste, miejscami o teksturze kierunkowej, podkreślonej ułożeniem materii organicznej i blaszek łyszczyków. Arenity są skałami o strukturze przeważnie drobn- i średniodziarnistej oraz teksturze bezładnej. W skałach wizenu wyróżniono głównie waki subarkozowe, rzadziej arkozowe oraz arenity kwarcowe, miejscami arkozowe i sublityczne (tab. 9, fig. 12). W jednej próbce (na głęb. 1831,0 m) stwierdzono piaskowiec drobnodziarnisty zawierający znaczne ilości fragmentów fosforanowych. W serpuchowie występują arenity i waki kwarcowe oraz subarkozowe. W baszkirze zidenty-

fikowano arenity i waki sublityczne, rzadziej kwarcowe i subarkozowe.

Głównym składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc, który przeciętnie stanowi 50–70% obj. skały (tab. 9). Przeważnie zawartość kwarcu monokrystalicznego zdecydowanie przewyższa zawartość kwarcu polikrystalicznego (najczęściej stanowi 10–20% obj.). Do grupy ziaren kwarcu polikrystalicznego zaliczono, poza kwarcem, także okruchy kwarcytów, łupków kwarcowych oraz czertów (Pettijohn i in., 1972). Zawartość skalenia waha się od 0 do 20% objętościowych. Są one reprezentowane przez plagioklasy, które badane w katodoluminescencji wykazują świecenie w barwach zielonych, oraz skalenie potasowe charakteryzujące się niebieską luminescencją (fig. 13A, B). W obrębie ziaren skalenia zaobserwowano efekty działania procesów rozpuszczania, przeobrażania oraz zastępowania przez minerały wtórne. Łyszczyki, głównie muskowit i biotyt (często przeobrażany w chloryt), występują powszechnie, stanowiąc 0–15% objętościowych skały. Bardzo często blaszki łyszczyków są powyginane, co jest skutkiem działania kompaktacji mechanicznej w skale. Ponadto w ilości najczęściej nieprzekraczającej 1% objętościowego stwierdzono obecność minerałów ciężkich, głównie cyrkonu. Analizę składu mineralnego frakcji ciężkiej w 29 próbkach piaskowców wykonała Popek (1980), a jej wyniki podano w tabeli 10. Zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,06–0,20 mm wynosi 0,01–0,69% wagowych. W inwentarzu minerałów ciężkich występują minerały nieprzezroczyste i przezroczyste. W jednej próbce z głęb. 1481,0 m zidentyfikowano 100% minerałów nieprzezroczystych, a tylko śladowe ilości cyrkonu, granatu, chlorytu i barytu. W pozostałych próbkach mine-

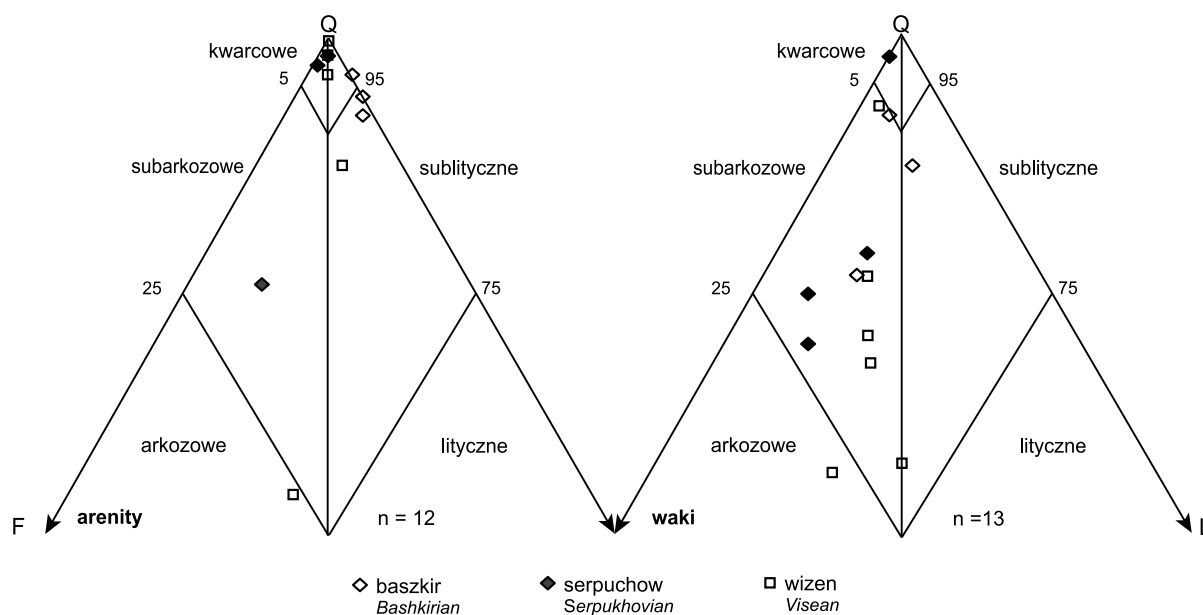


Fig. 12. Piaskowce karbonu na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijohna i in. (1972)

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

rały przezroczyste stanowią 17,7–87,7%. W ich składzie występują w znacznej ilości: cyrkon, rutyl, turmalin, granaty oraz chloryt i biotyt. W utworach pochodzących z otworu wiertniczego Komarów IG 1 dostrzega się wyraźne zróżnicowanie w składzie minerałów ciężkich. Próbki z dolnej części wizenu, do głębokości około 1700 m od spągu, charakteryzują się znacznie wyższą zawartością cyrko-

nu oraz turmalinu i rutylu w porównaniu z pozostałymi próbkami. W próbkach z głębokości mniejszej niż 1700 m, w kierunku stropu profilu karbonu, maleje zawartość cyrkonu i turmalinu, natomiast pojawiają się chloryty i biotyt oraz w znacznej ilości granaty, z wyraźnym spadkiem liczebności w serpuchowie.

Tabela 9

Wyniki analiz planimetrycznych piaskowców karbonu

Results of modal analyses in the Carboniferous sandstones

Głębokość [m]		1079,7	1112,4	1129,0	1131,0	1150,9	1167,7	1220,2	1222,1	1273,3	1321,3	1323,2	1339,7
Typ piaskowca		wa sl	ar sl	ar sl	ar k	wa sl	wa k	ar k	wa k	ar sa	ar k	ar k	wa sa
Kwarc	suma	50,3	61,7	75,0	85,7	58,7	62,3	75,3	70,0	48,3	79,7	72,7	48,4
	monokrystaliczny	32,0	34,7	43,7	53,4	36,7	40,0	62,7	60,0	32,0	75,0	69,0	29,7
	polikrystaliczny	18,3	27,0	31,3	32,3	22,0	22,3	12,6	10,0	16,3	4,7	3,7	18,7
Skalenie		10,3	0,7	0,0	0,7	3,7	3,3	2,0	1,3	11,7	0,7	0,3	8,3
Litoklasty	suma	5,3	4,7	5,0	3,3	5,0	2,3	0,3	0,3	4,4	0,7	1,0	5,0
	osadowe	0,0	0,7	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	metamorficzne	3,0	2,0	2,3	0,3	1,7	1,3	0,0	0,0	2,7	0,0	0,3	1,7
	głębinowe	0,0	1,3	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	0,7	0,0	0,0	0,0
	wylewne	2,3	0,7	2,4	3,0	2,7	0,7	0,3	0,0	1,0	0,7	0,7	3,0
Łyszczyki		5,0	6,7	2,3	0,3	7,3	7,0	0,3	1,7	5,3	0,3	0,0	6,3
Minerały akcesoryczne i nieprzezroczyste		Cr 0,7	0,0	Cr 0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	Rt 0,3	0,0	0,0	Cr śl	0,0
Matriks	suma	24,0	8,6	6,0	3,7	20,0	20,0	6,7	15,0	11,0	0,6	0,3	23,7
	ilasty	18,0	7,0	4,3	2,4	15,0	17,3	6,0	13,7	8,7	0,3	0,3	20,4
	ilasto-żelazisty	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	mulkowy	6,0	1,6	1,7	1,3	5,0	2,7	0,7	1,3	2,3	0,3	0,0	3,3
Kaolinit autogeniczny		3,3	5,0	7,7	1,3	2,0	3,0	2,0	2,0	4,7	2,0	4,0	5,0
Minerały ilaste autogeniczne inne		0,0	0,0	Chl 0,3	It śl	It 0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	It śl
Węglany	suma	0,7	8,0	0,0	0,0	2,0	0,7	3,3	0,0	10,3	0,3	0,3	0,3
	kalcyt	0,0	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
	dolomit/ ankeryt	0,4	0,0	0,0	0,0	2,0	0,7	0,0	0,0	7,0	0,0	0,3	0,3
	syderyt	0,3	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,3	0,0	0,0	0,0
Kwarc autogeniczny		0,4	4,0	3,4	5,0	0,7	1,4	10,0	8,0	4,0	15,7	21,3	1,7
Piryty/ hematyt		0,0	He 0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	Pi 0,6	0,0	0,0	0,0	0,0
Materia organiczna		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,3	0,0	0,0	1,3
Inne		0,0	WFe 0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Suma [%]		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Pory (wartości liczone >300 punktów)		1,6	3,5	3,2	12,3	0,3	0,3	6,0	2,6	1,0	9,6	9,1	0,0
Wyniki w przeliczeniu na 100%	kwarc	76,3	92,0	93,8	95,5	87,1	91,7	97,0	97,8	75,0	98,2	98,2	78,4
	skaleń	15,6	1,0	0,0	0,8	5,5	4,9	2,6	1,8	18,2	0,9	0,4	13,5
	litoklasty	8,1	7,0	6,2	3,7	7,4	3,4	0,4	0,4	6,8	0,9	1,4	8,1
Najczęstsze ziarno kwarcu [mm]		0,15	0,25	0,34	0,45	0,12	0,20	0,20	0,20	0,12	0,28	0,26	0,10
Maksymalne ziarno kwarcu [mm]		0,80	0,55	0,95	0,90	0,35	0,56	0,80	1,05	0,32	0,98	1,14	0,25

nieprz. – nieprzezroczyste; Chl – chloryty; Cr – cyrkon; Gl – glaukonit; He – hematyt; It – illit; Pi – piryt; Rt – rutyl; WFe – wodorotlenki żelaza; śl – ślady; ar – arenit; wa – waka; k – kwarcowy; sa – subarkozowy; a – arkozowy; sl – sublityczny; n.o. – nie oznaczono

nieprz. – opaque; Chl – chlorites; Cr – zircon; Gl – glauconite; He – hematite; It – illite; Pi – pyrite; Rt – rutile; WFe – iron hydroxides; śl – trace; ar – arenite; wa – wacke; k – quartz; sa – subarkosic; a – arkosic; sl – sublithic; n.o. – not determined

Tabela 9 cd.

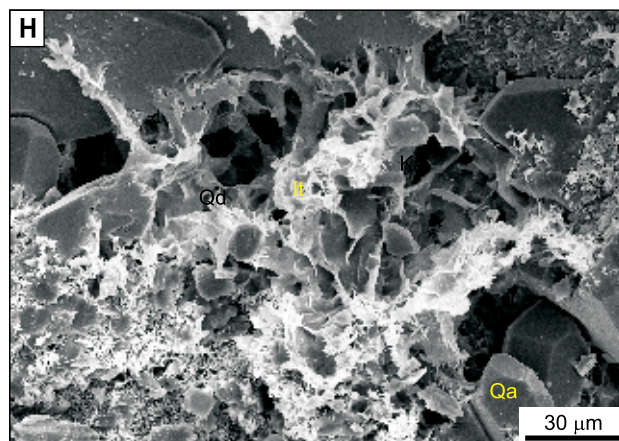
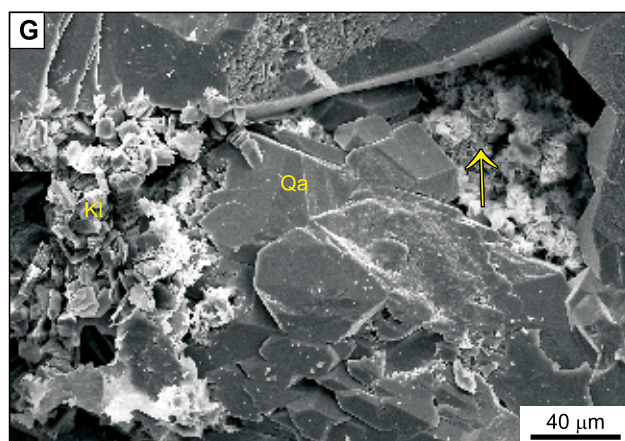
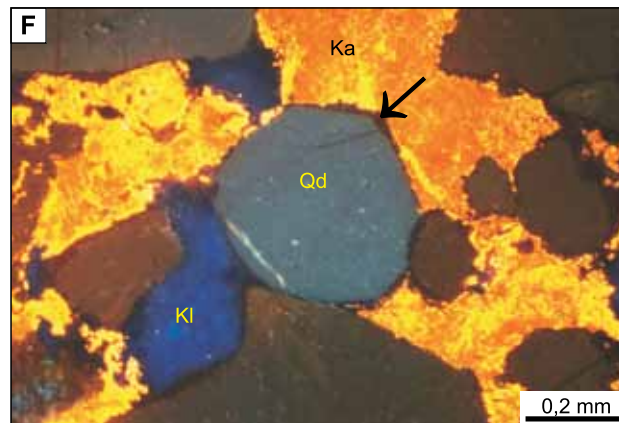
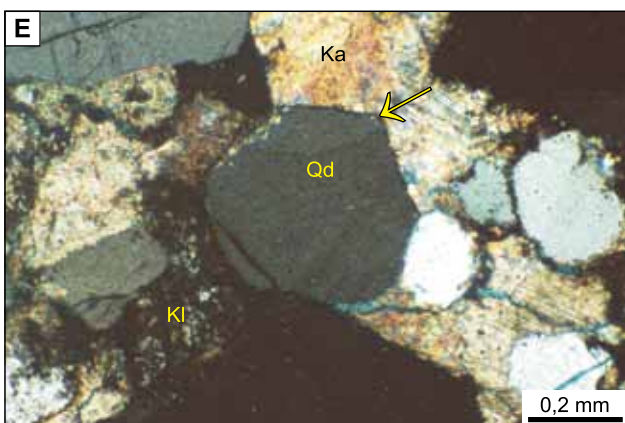
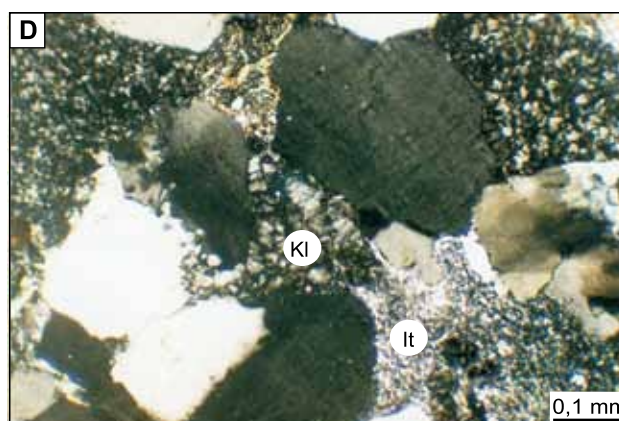
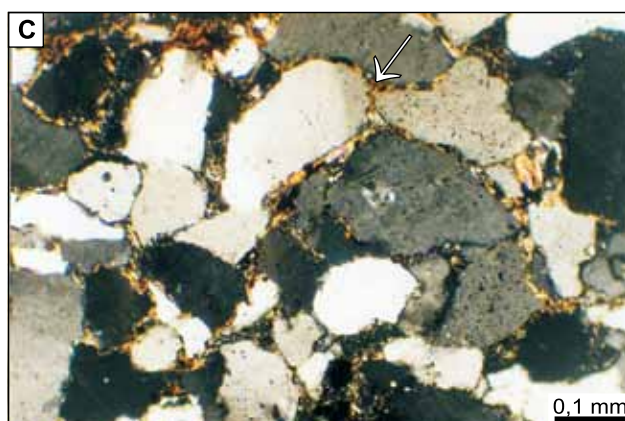
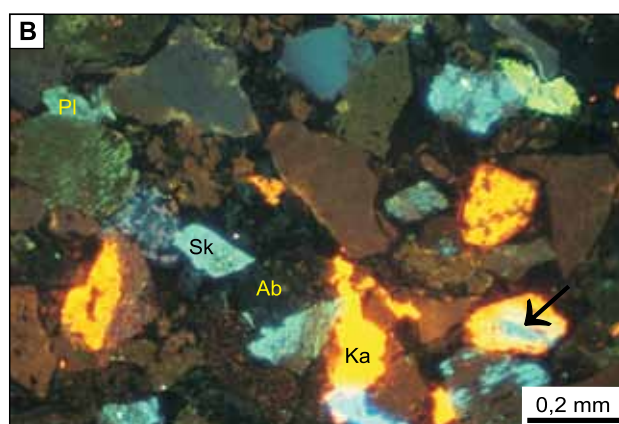
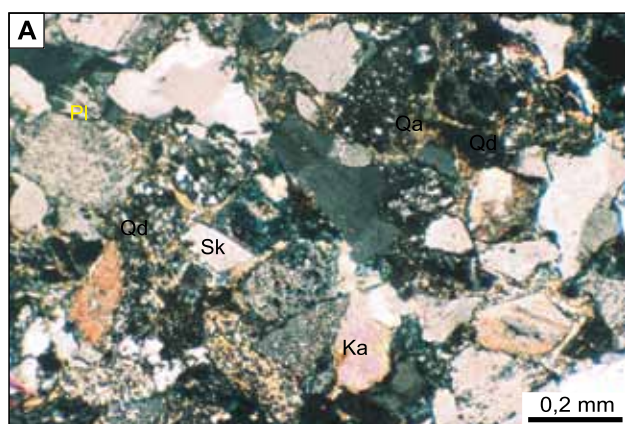
Głębokość [m]		1532,4	1535,2	1568,5	1663,6	1665,9	1670,3	1673,5	1681,8	1704,4	1726,1	1741,6	1796,9	1928,2
Typ piaskowca		wa sa	wa sa	wa sa	wa sa	wa sa	ar a	wa a	wa sa/sl	ar k	ar k	ar k	wa sa	ar sl
Kwarc	suma	41,7	40,0	30,3	49,7	50,0	41,0	40,0	46,1	59,3	59,0	73,7	59,7	58,0
	monokrystaliczny	23,0	27,0	19,6	27,0	34,3	25,0	22,7	22,1	55,7	56,3	71,0	48,7	49,7
	polikrystaliczny	18,7	13,0	10,7	22,7	15,7	16,0	17,3	24,0	3,6	2,7	2,7	11,0	8,3
Skalenie		12,3	13,3	5,7	14,0	12,7	19,7	20,0	17,3	0,7	1,0	0,3	3,3	4,0
Litoklasty	suma	2,7	4,3	3,7	10,4	8,7	15,0	11,4	17,3	0,3	1,3	0,0	1,0	5,0
	osadowe	0,0	0,0	0,0	0,7	0,3	1,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	metamorficzne	1,7	2,3	1,0	4,7	4,0	6,0	6,7	7,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
	głębinowe	0,0	0,0	0,0	0,3	1,0	0,0	0,7	1,7	0,0	0,0	0,0	0,7	0,7
	wylewne	1,0	2,0	2,7	4,7	3,4	7,7	4,0	8,3	0,0	1,3	0,0	0,3	4,3
Łyszczyki		8,7	9,3	15,3	4,3	6,3	6,3	3,0	3,0	0,3	0,7	0,0	0,0	0,0
Minerały akcesoryczne i nieprzezroczyste		Cr 0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	Cr śl	0,0	0,0	0,0	0,0
Matriks	suma	24,0	31,0	34,7	17,0	16,3	13,6	24,0	16,0	4,0	13,3	1,0	18,3	5,0
	ilasty	22,3	22,7	19,3	13,0	14,3	11,0	22,0	15,3	1,3	10,0	0,7	15,6	5,0
	ilasto-żelazisty	0,0	0,0	1,7	0,0	0,0	2,3	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	mułkowy	1,7	8,3	13,7	4,0	2,0	0,3	2,0	0,7	1,7	3,3	0,3	2,7	0,0
Kaolinit autigeniczny		0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,0	6,7	4,3	0,0	7,0
Minerały ilaste autigeniczne inne		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	It śl	0,0
Węglany	suma	8,6	1,4	7,3	3,0	1,3	3,7	1,3	0,0	3,0	3,3	7,3	9,7	14,0
	kalcyt	0,0	0,0	0,0	3,0	1,3	3,7	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	9,0	14,0
	dolomit/ ankeryt	8,3	0,7	7,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	0,0	7,3	0,7	0,0
	syderyt	0,3	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	3,3	0,0	0,0	0,0
Kwarc autigeniczny		1,0	0,0	3,0	1,3	2,0	0,7	0,3	0,0	26,7	14,7	13,3	8,0	7,0
Piryty/ hematyt		0,0	0,0	0,0	He śl	0,0	0,0	0,0	0,0	He 1,7	0,0	0,0	0,0	0,0
Materia organiczna		0,0	0,7	0,0	0,3	2,7	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Inne		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	Gl śl
Suma [%]		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 (wartości liczone >300 punktów)		0,0	n.o.	0,3	2,0	2,3	4,2	1,0	2,3	1,0	5,4	4,8	3,5	2,2
Wyniki w przeliczeniu na 100%	kwarc	73,5	69,4	76,3	67,1	70,0	54,2	56,0	57,2	98,3	96,2	99,6	93,3	86,6
	skałen	21,7	23,1	14,4	18,9	17,8	26,0	28,0	21,4	1,2	1,6	0,4	5,1	6,0
	litoklasty	4,8	7,5	9,3	14,0	12,2	19,8	16,0	21,4	0,5	2,2	0,0	1,6	7,4
Najczęstsze ziarno kwarcu [mm]		0,10	0,07	0,07	0,14	0,14	0,30	0,20	0,36	0,20	0,15	0,22	0,17	0,30
Maksymalne ziarno kwarcu [mm]		0,30	0,28	0,14	0,53	0,40	0,63	0,40	0,63	0,33	0,26	0,42	0,56	1,02

Kolejnym składnikiem szkieletu ziarnowego są litoklasty, których zawartość waha się od 0,3 do 17,3% obj. skały. Wśród litoklastów dominują skały metamorficzne, przeważnie łupki kwarcowo-łyszczykowe oraz skały wulkaniczne kwaśne i fragmenty szkliska wulkanicznego. Piaskowce wizenu z głębokości od około 1670,0 m do 1693,0 m charakteryzują się wyższą zawartością tego typu litoklastów w porównaniu z pozostałymi próbkami. Do około 7% objętościowych skały stanowią w nich zarówno okruszki skał wulkanicznych, jak i metamorficznych. Skały głębinowe i osadowe (głównie iłowce i mułowce) występują rzadziej.

Materiał detrytyczny w piaskowcach najczęściej jest pólóbtoczony i na ogół dobrze wysortowany. Wielkość naj-

częstszej średnicy ziaren kwarcu waha się w granicach 0,07–0,45 mm, a wielkość średnicy maksymalnej w przedziale 0,14–1,14 mm. Stosunek wielkości największego do najczęstszego ziarna kwarcu waha się od 1,6 do 5,3 i najczęściej wynosi między 2,0 a 3,0. W arenitach między ziarnami dominują kontakty punktowe, rzadziej proste i wkłęsło-wypukłe. W wakach przeważają kontakty punktowe lub jest ich brak.

W arenitach występuje spoiwo typu porowego i/lub kontaktowego, natomiast w wakach jest porowo-kontaktowe. Przestrzenie między ziarnami detrytycznymi są wypełnione całkowicie lub częściowo spoiwem – matriks, będącym mieszaniną detrytycznych minerałów ilastych z pyłem kwarcowym (fig. 13C) i/lub cementem.



Cementy. W badanych piaskowcach zidentyfikowano następujące cementy: minerały ilaste (kaolinit, illit i chloryty), kwarc, węglany (Fe-dolomit/ankeryt, kalcyt i syderyt) oraz lokalnie piryt (fig. 13A–H, 14A–D).

Wśród minerałów ilastych w piaskowcach karbonu dominuje kaolinit, którego zawartość wynosi około 2% objętościowych skały, a maksymalnie 7,7%. Nazwa kaolinit odnosi się do minerałów podgrupy kaolinitu, obejmującej m.in. kaolinit i dickit (Stoch, 1974; Bolewski, 1982). Wyodróżniono kaolinit robakowaty i blokowy (Kozłowska, 2004), z wyraźną przewagą tego drugiego (fig. 13D–G). W katodoluminescencji kaolinit wykazuje świecenie w barwie ciemnoniebieskiej (fig. 13F). Kaolinit robakowaty tworzy się w procesie przeobrażania blaszek muskowitu oraz ziaren skali. Kaolinit blokowy powstaje w wyniku przeobrażania kaolinitu robakowatego, w procesie rozpuszczanie–wytrącanie (Ehrenberg i in., 1993) lub wytrąca się bezpośrednio z krążących w skale roztworów porowych (McAulay i in., 1993). Wykształcenie blokowe minerałów podgrupy kaolinitu jest charakterystyczne zarówno dla kaolinitu, jak i dickitu.

Badania w podczerwieni dwóch próbek potwierdziły występowanie dickitu (Kozłowska, 2011). W próbce z głębokości 1129,0 m występują przerosty kaolinitu z dickitem o zawartości dickitu 40–80%, a na głębokości 1323,2 m stwierdzono sam dickit (fig. 15). Mineral ten tworzy się w wyniku transformacji kaolinitu wraz z pogrzebaniem osadu. Obecność dickitu wskazuje na temperaturę około 120°C (Ehrenberg i in., 1993), której podlegały badane skały.

Obecność, niewielkiej ilości, autogenicznego illitu stwierdzono w kilku próbkach. Jest on widoczny w skaningowym mikroskopie elektronowym w postaci włókien lub igiełek, które narastają na illicie blaszkowym (fig. 13H). W próbce z głębokości 1131,0 m wydzielono frakcje ilaste: <0,2 µm, <0,3 µm, <2 µm, dla których wykonano analizy

rentgenowskie. Na dyfraktogramie w zakresie kątowym 0–30°2θ są widoczne refleksy illitu około 10 i 5 Å (fig. 16). Identyfikacja politypów illitu, na dyfraktogramie w zakresie kątowym 19–34°2θ (fig. 17) wykazała obecność odmiany diagenetycznej 1M oraz detrytycznej 2M1 (Stoch, 1974; Środoń, 1996). W próbce tej, metodą K-Ar, jako perm określono wiek początku krystalizacji diagenetycznego illitu, który wynosi 286,5 ± 3,4 mln lat (Kozłowska, 2009, 2011).

Obserwacje w mikroskopie elektronowym wykazały występowanie chlorytów autogenicznych. Najczęściej tworzą one kuliste rozetki wypełniające przestrzenie porowe (fig. 13G). Chloryty te charakteryzują się wysoką zawartością żelaza i znacznie niższą magnezu. Obecność chlorytów wykazały także badania rentgenowskie wydzielonych frakcji ilastych (fig. 16).

Na podstawie badań rentgenowskich stwierdzono obecność minerału mieszanopakietowego illit/smektyt, o zawartości illitu >90% (fig. 16), co wskazuje na stopień uporządkowania struktury $R \geq 3$ (wg Horton, 1985).

Kwarc autogeniczny występuje w formie obwódek syntaksjalnych na ziarnach kwarcu, wypełniając w różnym stopniu przestrzenie porowe (fig. 13E, F; 14A–D). Jego zawartość waha się od 0 do 26,7% objętościowych skały, często przekraczając 5% (serpuchow, wizen; tab. 9). Granica między kwarcem detrytycznym a obwódką niekiedy jest podkreślona obecnością inkluzji fluidalnych (fig. 14A). W obrazie katodoluminescencyjnym cement kwarcowy charakteryzuje się luminescencją w barwie ciemnobrązowej (fig. 13E, F; 14A–D), odróżniając się wyraźnie od ziaren kwarcu, które wykazują świecenie w barwie brązowej, niebieskobrązowej lub zielonobrązowej. Obwódki kwarcu autogenicznego są powszechnie rozpuszczane oraz wypierane przez węglany (fig. 13E, F; 14C, D). Badania inkluzji fluidalnych w cemente kwarcowym wykazały najczęściej obecność w nim drobnych inkluzji jednofazowych, co su-

Fig. 13. Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL), w katodoluminescencji (CL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM)

A. Skalenie potasowe (Sk) i plagioklasy (Pl) w średnioziarnistym piaskowcu; kalcyt (Ka) zastępuje skalenie; głęb. 1673,5 m, PL – nikiel skrzyżowane. B. Obraz w CL próbki z fot. A. Kalcyt (Ka) wykazuje luminescencję barwy żółtej; ziarna skaleni potasowych (Sk) charakteryzują się barwą niebieską, plagioklasy – zieloną, a albit (Ab) nie świeci; relikty ziarna skalenia potasowego w kalcycie (strzałka). C. Matriks ilasto-żelaziste (strzałka) w drobnoziarnistym piaskowcu; głęb. 1222,1 m, PL – nikiel skrzyżowane. D. Autogeniczny kaolinit (Kl) blokowy i illit (It) w przestrzeni porowej średnioziarnistego piaskowca; głęb. 1129,0 m, PL – nikiel skrzyżowane. E. Autogeniczny kaolinit (Kl) i cement kalcytowy (Ka) zastępujący obwódki kwarcu autogenicznego (strzałka) na ziarnach kwarcu (Qd); głęb. 1928,2 m, PL – nikiel skrzyżowane. F. Obraz w CL próbki z fot. E. Kaolinit (Kl) świeci na niebiesko, a kalcyt (Ka) na pomarańczowo-żółto; kwarc autogeniczny (strzałka) wykazuje luminescencję o barwie ciemnobrązowej, a ziarna kwarcu (Qd) są brązowe i niebiesko-brązowe. G. Kaolinit (Kl) blokowy, chloryty (strzałka) rozetkowe oraz kwarc autogeniczny (Qa); głęb. 1131,0 m, obraz SEM. H. Illit włókniasty (It) i kwarc autogeniczny (Qa); głęb. 1131,0 m; obraz SEM

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

A. Potassium feldspar (Sk) and plagioclase (Pl) in medium-grained sandstone; calcite (Ka) replacing feldspar grain; depth 1673.5 m, PL – crossed nicols. B. CL image of sample shown in photo A. Yellow luminescence of calcite (Ka), potassium feldspar (Sk) is blue, plagioclase (Pl) – green, and albit (Ab) is non-luminescent; relicts of potassium feldspar grain in calcite (arrow). C. Clay-ferruginous matrix (arrow) in fine-grained sandstone; depth 1222.1 m, PL – crossed nicols. D. Authigenic blocky kaolinite (Kl) and illite (It) in pore space of medium-grained sandstone; depth 1129.0 m, PL – crossed nicols. E. Authigenic kaolinite (Kl) and calcite cement (Ka) replacing authigenic quartz overgrowths (arrow) on quartz (Qd) grains; depth 1928.2 m, PL – crossed nicols. F. CL image of sample shown in photo E. Blue luminescence of kaolinite (Kl) and orange-yellow of calcite (Ka); dark brown luminescence of authigenic quartz (arrows); quartz grains (Qd) are brown and blue-brown. G. Blocky kaolinite (Kl), rosette chlorite (arrow) and authigenic quartz (Qa); depth 1131.0 m; SEM image. H. Fibrous illite (It) and authigenic quartz (Qa); depth 1131.0 m; SEM image

geruje tworzenie się tego cementu w minimalnej temperaturze poniżej 50°C (Goldstein, Reynolds, 1994). W inkluzjach dwufazowych uzyskano temperatury homogenizacji wynoszące 93,3 i 102,3°C (Kozłowska, 2005).

Z minerałów węglanowych ważnym cementem jest Fe-dolomit/ankeryt, którego zawartość waha się od 0 do 8,3% objętościowych skały (tab. 9). Jego kryształy zawierają 8,4–26,9% molowego FeCO_3 , 2,8–17,2% molowego MgCO_3 , 57,8–64,1% molowego CaCO_3 i 0,5–2,3% molowego MnCO_3 (tab. 11). Ankeryt tworzy cement porowy (fig. 14C, D) lub izolowane, euhedralne kryształy romboedryczne. Ponadto ankeryt jest produktem wtórnych procesów zastępowania ziaren: skaleni, kwarcu i litoklastów oraz składników cementu, tj. kwarcu autigenicznego i kaolinitu. Wartość $\delta^{18}\text{O}$ wynosi $-16,22\text{‰}_{\text{PDB}}$, a wartość $\delta^{13}\text{C}$ $-1,53$ (tab. 12), co wskazuje na tworzenie się ankerytu w strefie termalnej dekarboksylacji materii organicznej (Morad, 1998).

Zawartość kalcytu waha się od 0 do 9% objętościowych skały (tab. 9) i najczęściej występuje w próbkach skał wizeńskich. Stwierdzono obecność Fe-kalcytu z różną zawartością manganu zawierającego 96,1–98,7% molowego CaCO_3 , 0,8–2,7% molowego FeCO_3 , 0,0–0,7% molowego MgCO_3 , i 0,0–1,9% molowego MnCO_3 (tab. 11). W katodoluminescencji Fe-kalcyt charakteryzuje się świeceniem w barwach czerwono-pomarańczowych oraz żółto-pomarańczowych (fig. 13A, B, E, F; 14C, D) w zależności od udziału domieszek żelaza i manganu. Kalcyt najczęściej tworzy cement porowy, miejscami podstawowy, wypełniając przestrzenie porowe międzyziarnowe i wewnątrzziarnowe. Kalcyt zastępuje ziarna skaleni litoklastów i kwarcu oraz cement kwarcowy (fig. 13E, F). Z badań inkluzji fluidalnych uzyskano temperaturę homogenizacji 138°C. Wyniki badań izotopowych kalcytu wynoszą: wartości $\delta^{18}\text{O}$ $-14,97$ i $-13,01\text{‰}_{\text{PDB}}$, a wartości $\delta^{13}\text{C}$ $-4,24$ i $2,32\text{‰}_{\text{PDB}}$ (tab. 12). Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wskazują na tworzenie się kalcytu w strefie

termalnej dekarboksylacji materii organicznej (Morad, 1998).

Syderyt (minerał szeregu syderyt–magnezyt) występuje rzadziej niż inne cementy węglanowe. Jego zawartość wynosi od 0 do 4,0%. Zidentyfikowano wczesną generację syderytów (Kozłowska, 1997, 2001, 2004). Syderyt jest wykształcony w formie bardzo drobno- lub drobnokrystalicznych ziaren często tworzących skupienia oraz sferolity, które wypełniają pierwotną przestrzeń porową w skałe. Zbadane syderyty zawierają przeciętnie: 80,2–88,0% molowego FeCO_3 , 2,8–12,6% molowego MgCO_3 , 4,7–6,1% molowego CaCO_3 i 2,5–3,1% molowego MnCO_3 (tab. 3) i reprezentują syderyt oraz syderoplesyt. Wyniki oznaczeń izotopowych tlenu $\delta^{18}\text{O}$ wynoszą $-11,10\text{‰}_{\text{PDB}}$, a węgla $\delta^{13}\text{C}$ $-1,26\text{‰}_{\text{PDB}}$ (tab. 3). Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wskazują na tworzenie się syderytu w strefie mikrobiologicznej metanogenezy (Morad, 1998).

Przestrzeń porowa. Porowatość zmierzona w płytkach cienkich wykonanych z piaskowców nasączonych niebieską żywicą waha się od 0 do 12,3% objętościowych skały (tab. 9). Porowatość piaskowców wizeńskich najczęściej nie przekracza 5% objętościowych, natomiast serpuchońskich i baszkirskich jest wyższa i lokalnie przekracza 10% objętościowych skały. W analizowanych piaskowcach dominuje porowatość pierwotna, zachowana przy niecałkowitym wypełnieniu porów przez cementy (fig. 14A). Porowatość wtórna, powstała w wyniku rozpuszczania ziaren, głównie skaleni i litoklastów, cementów (głównie kwarcu), oraz mikroporowatość mają mniejsze znaczenie.

W Instytucie Nafty i Gazu w Krakowie oraz na Akademii Górniczo-Hutniczej na 17 wybranych próbkach piaskowców wykonano oznaczenia właściwości petrofizycznych (Such, Kobyłecka, 1996; Semyrka i in., 2005). Wartości porowatości mieszczą się w zakresie od 1,29 do 10,50%. Próbkę o porowatości poniżej 5% są bez znaczenia przemysłowego.

Fig. 14. Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i w katodoluminescencji (CL)

A. Porowatość pierwotna (Pp) między obwódkami kwarcu autigenicznego (Qa); ziarna kwarcu (Qd); głęb. 1321,3 m, PL – bez analizatora. B. Obraz w CL próbki z fot. A. Kwarc autigeniczny (Qa) wykazuje luminescencję o barwie ciemnobrązowej, a ziarna kwarcu (Qd) są brązowe i niebiesko-brązowe. C. Cement kalcytowy (Ka), ankerytowy (Ak) i kwarcowy (strzałka) w formie obwódek na ziarnach kwarcu (Qd) w piaskowcu drobnoziarnistym; głęb. 1796,9 m, PL – nikole skrzyżowane. D. Obraz w CL próbki z fot. C. Kalcyt (Ka) świeci w barwie żółtej i pomarańczowej a ankeryt (Ak) nie świeci; kwarc autigeniczny (strzałka) wykazuje luminescencję o barwie ciemnobrązowej, a ziarna kwarcu (Qd) są brązowe i niebiesko-brązowe. E. Mułowiec zawierający jasnozielone, owalne ziarna glaukonitu (Gl) oraz fragmenty fosforanowe (strzałka); głęb. 1232,0 m, PL – bez analizatora. F. Sferolity syderytowe (strzałki) w iłowcu; głęb. 1854,0 m, PL – nikole skrzyżowane. G. Wapień (pakston) zawierający liczne fragmenty bioklastów m.in. szkarłupnie (po prawej) oraz mszywioly (strzałka); kryształy piryty (czarne); głęb. 1611,5 m, PL – nikole skrzyżowane. H. Wapień (pakston) częściowo zdolomityzowany (Do); głęb. 1591,0 m, PL – nikole skrzyżowane

Photographs taken in polarizing microscope (PL) and cathodoluminescence (CL)

A. Primary porosity (Pp) between authigenic quartz overgrowths (Qa); quartz grains (Qd); depth 1321.3 m, PL – without analyser. B. CL image of sample shown in photo A. Dark brown luminescence of authigenic quartz (Qa); quartz grains (Qd) are brown and blue-brown. C. Calcite (Ka) and ankerite (Ak) cements and quartz overgrowths (arrow) on quartz grains (Qd) in fine-grained sandstone; depth 1796.9 m, PL – crossed nicols. D. CL image of sample shown in photo C. Yellow and orange luminescence of calcite (Ka); ankerite (Ak) is non-luminescent; dark brown luminescence of authigenic quartz (arrows); quartz grains (Qd) are brown and blue-brown. E. Mudstone with light green, oval glauconite grains (Gl) and phosphate fragments (arrow); depth 1232.0 m, PL – without analyser. F. Siderite spherulites (arrows) in claystone; depth 1854.0 m, PL – crossed nicols. G. Limestone (packstone) containing abundant bioclast fragments, e.g. echinoderms (on the right) and bryozoans (arrow); pyrite crystals (black); depth 1611.5 m, PL – crossed nicols. H. Limestone (packstone) partly dolomitized (Do); depth 1591.0 m, PL – crossed nicols

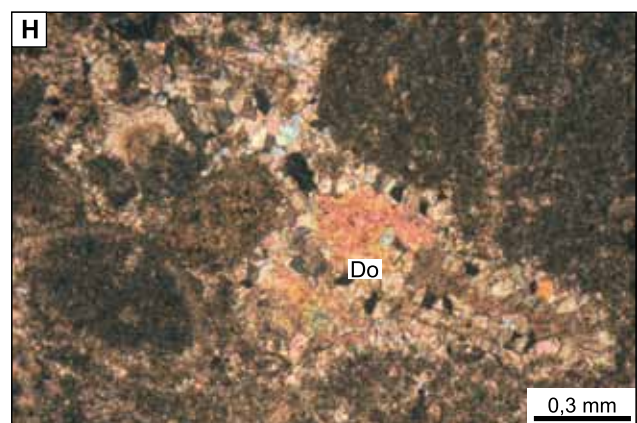
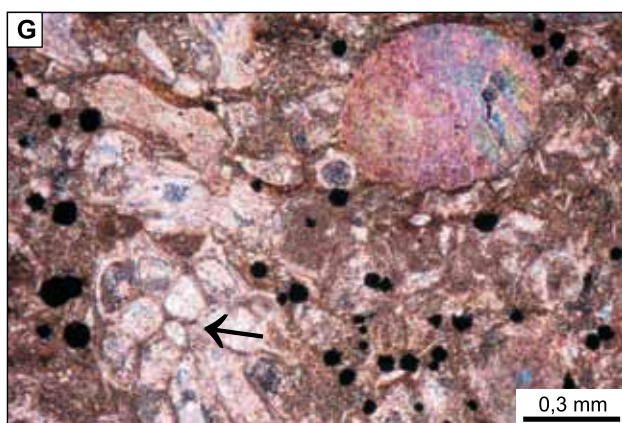
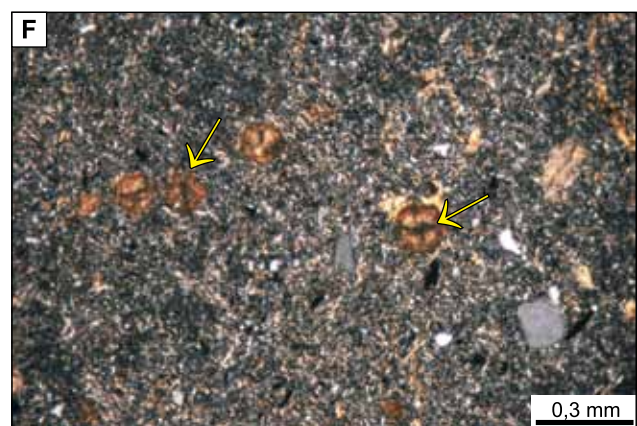
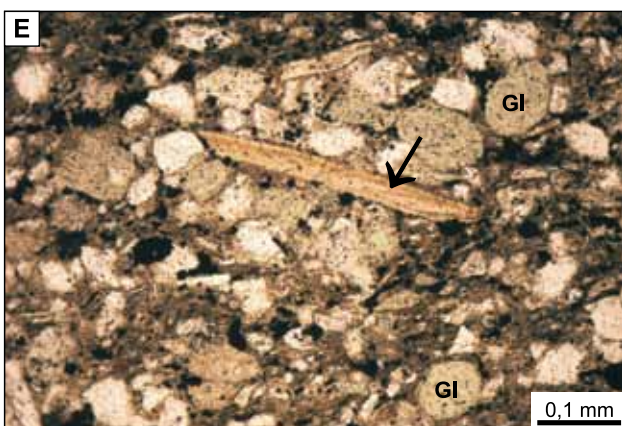
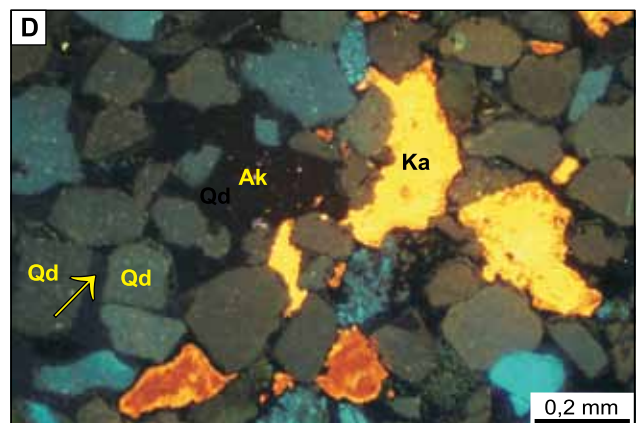
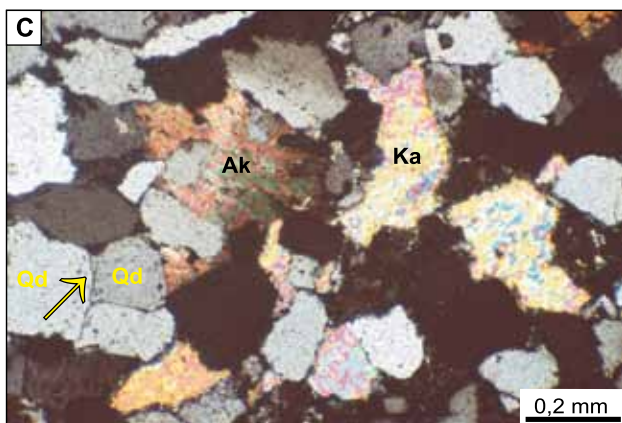
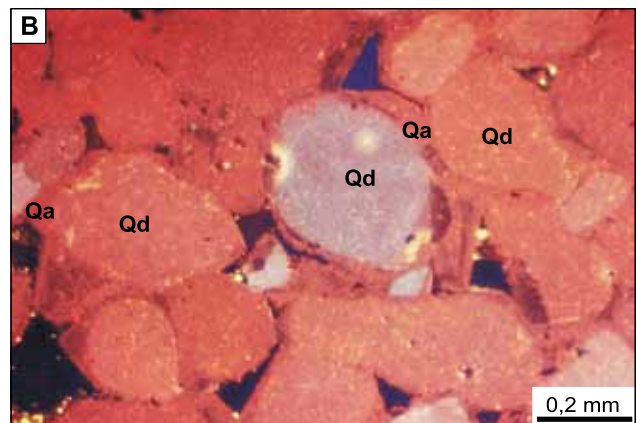
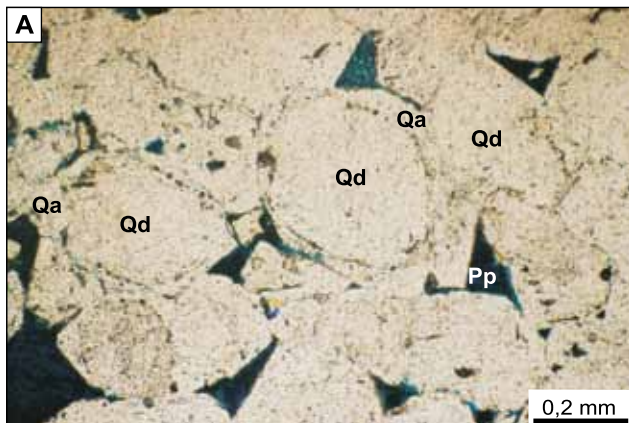


Tabela 10

Skład minerałów ciężkich w utworach karbonu
Heavy minerals composition from the Carboniferous deposits

Głębokość [m]	Zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,06–0,20 mm [% wag.]	Minerały ciężkie												
		przezroczyste	nieprzezroczyste	Minerały przezroczyste (suma = 100%)										
				cyrkon	turmalin	rutyl	granaty	amfibole pirokseny	chloryt	biotyt	chlorytoid	anataz	epidot	inne
1075,0	0,23	75,3	24,7	26,0	1,7	24,0	47,0	0,0	0,3	1,0	0,0	0,0	śl	0,0
1080,0	0,48	78,3	21,7	41,2	1,7	21,8	33,6	0,7	1,0	śl	0,0	0,0	śl	syllibimant
1111,0	0,06	35,7	64,3	24,0	12,3	7,7	26,7	3,0	24,7	0,0	1,3	0,3	0,0	0,0
1127,0	0,28	72,3	27,7	9,3	9,3	5,0	68,3	1,3	6,0	0,0	0,8	0,0	0,0	glaukonit
1150,0	0,30	22,7	77,3	10,0	10,0	9,7	43,7	4,3	17,0	0,7	4,6	0,0	0,0	staurolit
1163,5	0,29	51,3	48,7	18,3	6,7	7,3	58,0	1,0	4,7	2,0	1,0	1,0	0,0	0,0
1168,5	0,34	77,0	23,0	17,3	5,7	8,0	63,7	0,0	5,0	0,3	śl	0,0	0,0	0,0
1174,0	0,03	50,0	50,0	2,0	0,7	0,7	3,0	0,0	13,3	80,3	0,0	0,0	0,0	0,0
1221,5	0,38	48,3	51,7	52,3	2,7	40,0	1,0	2,0	0,3	0,0	0,0	1,7	0,0	brookit
1265,9	0,02	35,7	64,3	2,7	1,4	3,4	6,1	0,7	55,1	30,6	0,0	0,0	0,0	0,0
1274,5	0,02	28,7	71,3	10,5	4,2	5,0	5,0	3,4	63,9	6,3	śl	0,0	0,8	0,0
1321,0	0,05	78,3	21,7	82,0	7,0	6,7	śl	4,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1450,2	0,01	40,7	59,3	10,9	0,0	1,9	3,2	3,9	76,8	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0
1455,0	0,01	38,7	61,3	3,6	0,9	0,9	6,7	8,0	77,8	1,3	0,0	0,8	0,0	0,0
1481,0	0,21	0,0	100,0	śl	0,0	0,0	śl	0,0	śl	0,0	0,0	0,0	0,0	baryt
1526,0	0,03	25,3	74,7	8,9	1,7	5,0	9,4	1,1	65,0	8,9	0,0	0,0	0,0	glaukonit
1535,0	0,03	43,0	57,0	6,5	2,0	4,0	2,0	1,0	79,0	5,5	0,0	0,0	0,0	0,0
1568,0	0,06	17,7	82,3	7,3	1,3	śl	15,3	0,7	66,7	8,0	0,0	0,0	0,7	0,0
1587,0	0,03	69,7	30,3	20,7	0,7	15,3	18,7	1,7	34,7	8,0	0,0	0,0	0,2	0,0
1635,0	0,02	40,7	59,3	23,1	3,6	6,3	22,6	9,0	13,1	19,0	0,5	0,9	1,9	0,0
1663,0	0,04	48,3	51,7	50,7	4,0	24,3	13,7	0,0	6,7	0,6	śl	0,0	0,0	0,0
1672,5	0,14	87,7	12,3	41,7	0,7	15,6	39,7	0,0	2,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
1693,0	0,03	75,3	24,7	31,7	0,3	11,0	30,0	0,0	15,7	11,3	0,0	0,0	0,0	0,0
1705,0	0,19	80,0	20,0	76,0	16,3	4,0	1,3	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1725,5	0,04	67,3	32,7	67,3	17,0	10,3	2,0	2,0	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0
1743,5	0,41	51,7	48,3	45,6	42,5	11,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
1778,5	0,34	54,7	45,3	71,0	11,7	13,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,0	0,0	brookit
1803,5	0,69	67,7	32,3	80,7	15,0	4,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	staurolit
1928,0	0,63	59,3	40,7	86,2	8,5	0,8	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	3,0	0,0	0,0

słowego według Jenyona (1990). W piaskowcach wizenu porowatość waha się od 1,29 do 9,16% (przeciętnie 5,6%), serpuchowu – od 3,34 do 10,50% (przeciętnie 6,4%) oraz baszkiru – od 5,65 do 9,39% (przeciętnie 7,6%) (tab. 13). Średnie wartości udziału porów o wielkości $>0,1 \mu\text{m}$ w badanych piaskowcach wahają się w zakresie od 15 do 95% (przeciętnie: 53% w wizenie i serpuchowie oraz 64% w baszkirze), a o wielkości $>1 \mu\text{m}$ od 3 do 88% (przeciętnie: 20% w wizenie, 26% w serpuchowie i 29% w baszkirze). Średnica progowa, która określa bardzo dobrze zdolność transportu płynów złożowych przez daną przestrzeń porową, mieści się w przedziale $0,1\text{--}20 \mu\text{m}$ i jest najniższa

($<2,0 \mu\text{m}$) w osadach wizenu. W większości analizowanych próbek piaskowców karbonu nie udało się oznaczyć przepuszczalności. Kilka próbek określono jako nieprzepuszczalne.

Diagenеза. Schematyczną sekwencję diagenetyczną przedstawiono na tle historii pograżeniowo-termicznej (fig. 18). W historii diagenезы wydzielono dwa etapy: eo- i mezodiagenезę, według podziału Choquetta i Praya (1970). Wyróżniono efekty działania następujących procesów diagenetycznych: kompaktacji, cementacji, rozpuszczania, zastępowania i przeobrażania. W eodiagenезі zasz-

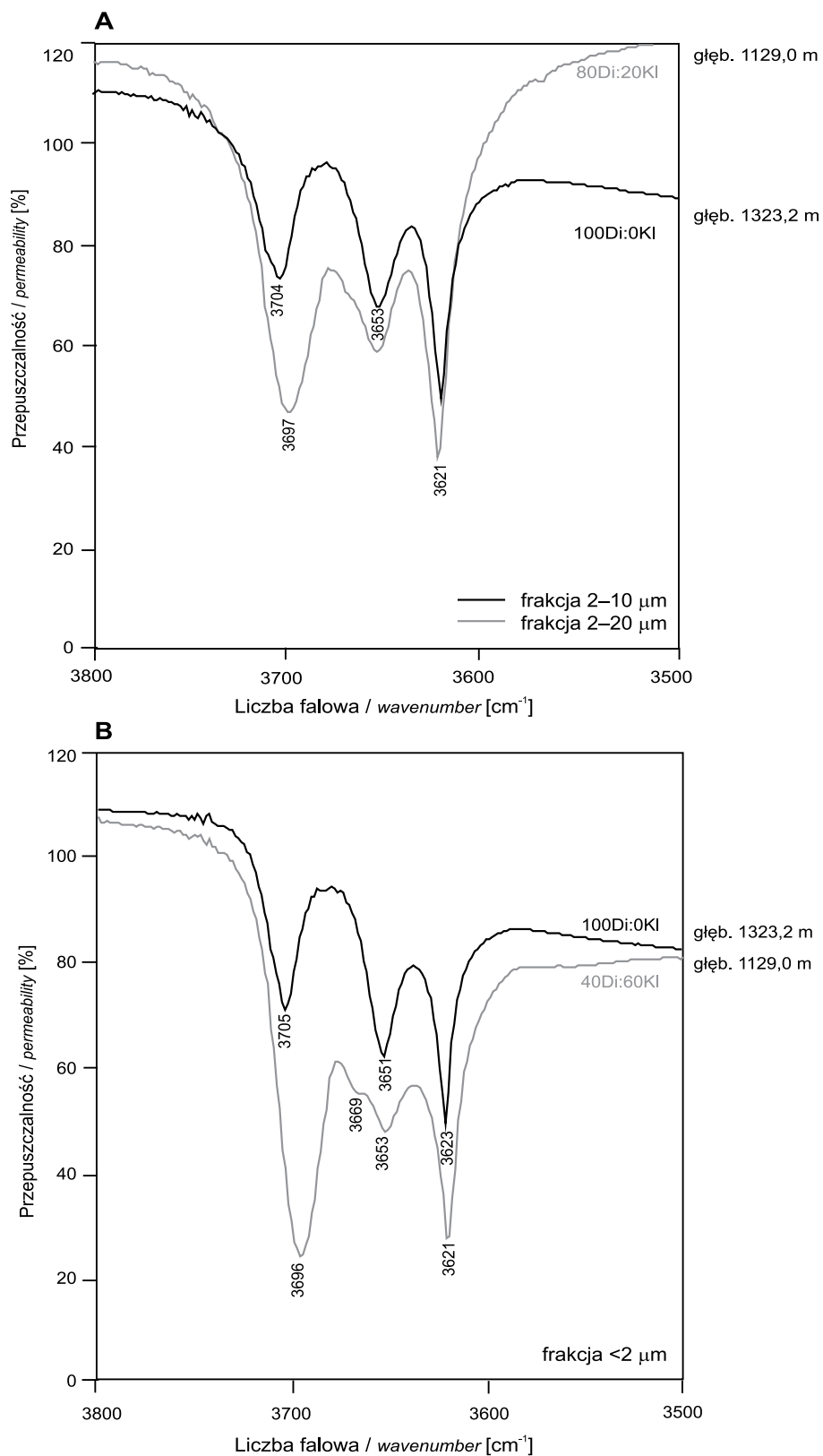


Fig. 15. Widma absorpcyjne w podczerwieni kaolinitu i dickitu w rejonie drgań rozciągających grup OH; zawartość kaolinitu – KI i dickitu – Di w %

Infrared spectra of kaolinite and dickite in the hydroxyl stretching band region; kaolinite(KI) and dickite (Di) contents (in %)

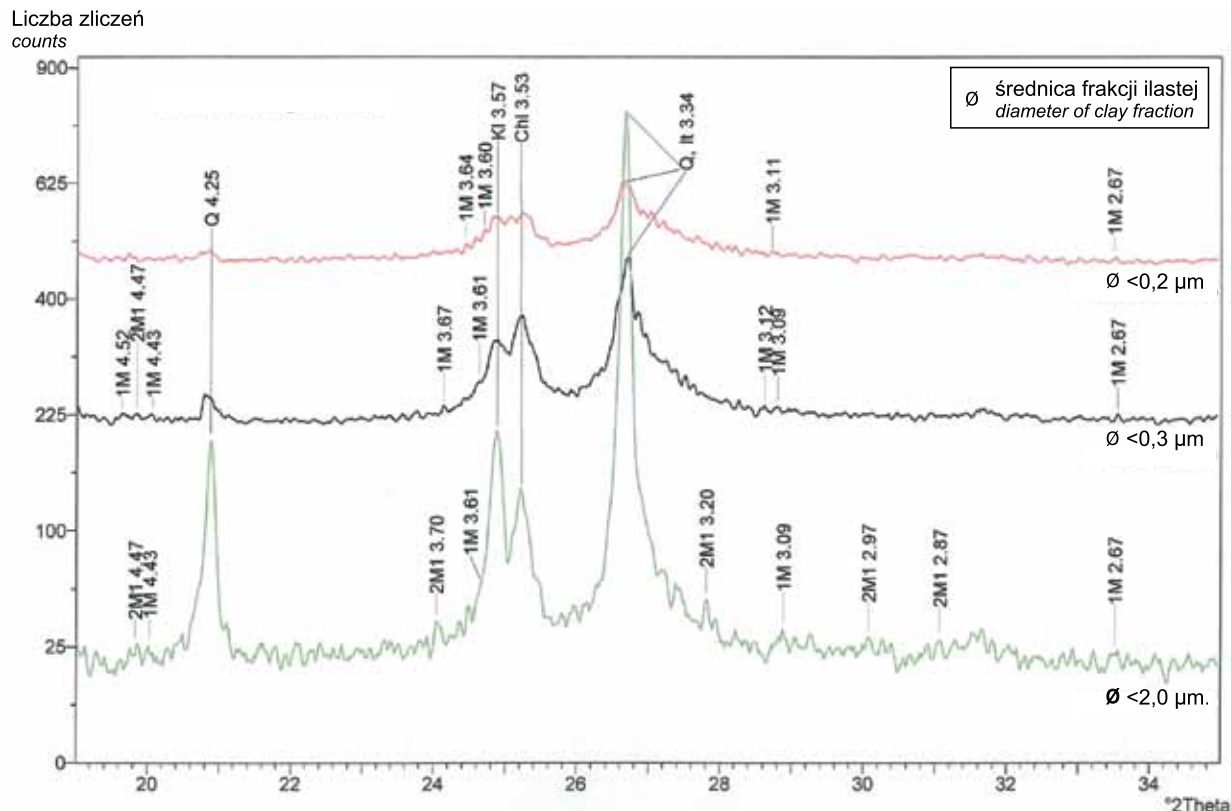


Fig. 16. Dyfraktogram rentgenowski frakcji ilastej <0,2 μm piaskowca z głęb. 1131,0 m

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

XRD diagram of the clay fraction <0.2 μm of sandstone from a depth of 1131.0 m

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

czyły się: kompaktacja mechaniczna, cementacja oraz rozpuszczanie. Z cementów najważniejsze są: kwarc i kaolinit robakowaty, lokalnie syderyt. Do głębokości około 200 m, wytrącał się syderyt z wody meteorycznej zubożonej w izotop O^{18} o wartości $\delta^{18}\text{O}$ około $-16\text{‰}_{\text{SMOW}}$. Następnie krystalizował kaolinit robakowaty do głębokości około 350 m. Cement kwarcowy zaczął wytrącać się na głębokości około 200 m. Ziarna skaleni i blaszki łuszczyków były rozpuszczane. W mezodiageniezie do już działających procesów dołączyły zastępowanie i przeobrażanie. Kompaktacja mechaniczna w ostatnim etapie przeszła w chemiczną. Była kontynuowana cementacja kwarcem. W zakresie głębokości około 350–750 m w miejsce kaolinitu robakowatego tworzył się kaolinit blokowy, a następnie dickit blokowy. W czasie pogrążenia osadu woda porowa została wzboga-

gacona w izotop O^{18} w wyniku reakcji woda–skała. Od głębokości około 500 m krystalizował ankeryt z wody porowej o $\delta^{18}\text{O}$ około -9‰_{SMOW} . Natomiast Fe-kalcyt wytrącał się na głębokości poniżej 700 m z wody porowej o $\delta^{18}\text{O}$ około 2‰_{SMOW} . Tworzyły się chloryty rozetkowe. Było kontynuowane rozpuszczanie ziaren skaleni oraz dodatkowo cementów węglanowych (ankeryt i Fe-kalcyt) i kwarcowego. W końcowym etapie diagenetyzacji powstawał illit włókniasty, którego początek krystalizacji określono na $286,5 \pm 3,4$ mln lat. Uzyskane wartości wieku K/Ar illitu naniesione na krzywą pogrążeniową sugerują, że minerał ten tworzył się przypuszczalnie na głębokości około 900 m, w czasie inwersji tektonicznej, która miała miejsce na przełomie karbonu i permu. Temperaturę krystalizacji illitu włókniastego szacuje się na około $100\text{--}120^\circ\text{C}$ (Kantorowicz, 1990).

Fig. 17. Fragmenty dyfraktogramów rentgenowskich z frakcji ilastych <0,2, <0,3 i <2,0 μm piaskowca z głęb. 1131,0 m; preparaty orientowane w stanie powietrzno-suchym

wartości d politypów 1M i 2M1 oraz Chl – chlorytu, It – illitu, Kl – kaolinitu i Q – kwarcu

Parts of XRD diagrams of the clay fractions <0.2 μm , <0.3 μm and <2.0 μm of sandstone from a depth of 1131.0 m; samples oriented in dry-air conditions

values d of polytypes 1M and 2M1, and of Chl – chlorite, It – illite, Kl – kaolinite and Q – quartz

Tabela 11

Skład chemiczny (EDS) węglanów
Chemical composition (EDS) of carbonates

Głębokość [m]	Punkt analizy	Ca [% wag.]	Mg [% wag.]	Fe [% wag.]	Mn [% wag.]	CaCO ₃ [% mol.]	MgCO ₃ [% mol.]	FeCO ₃ [% mol.]	MnCO ₃ [% mol.]	Rodzaj węglanu
1112,4	1	39,41	0,00	0,39	0,22	98,7	0,0	0,8	0,5	Fe/Mn-kalcyt
	2	22,81	7,01	3,65	0,98	62,6	26,7	8,4	2,3	Fe-dolomit
	3	2,26	0,74	39,37	1,38	6,1	2,8	88,0	3,1	syderyt
1673,5	1	37,72	0,00	0,45	0,88	97,2	0,0	0,9	1,9	Mn/Fe-kalcyt
1726,1	1	40,08	0,00	0,49	0,31	98,4	0,0	1,0	0,6	Fe/Mn-kalcyt
	2	1,51	2,92	80,20	2,50	4,7	12,6	80,2	2,5	syderoplesyt
1741,6	1	22,47	4,12	11,20	0,42	59,4	15,1	24,6	0,9	ankeryt
	2	22,34	3,96	12,55	0,54	57,8	14,2	26,9	1,1	ankeryt
1796,9	1	25,15	4,84	8,58	0,22	64,1	17,2	18,2	0,5	ankeryt
	2	39,10	0,21	0,72	0,00	97,8	0,7	1,2	0,0	Fe-kalcyt
1928,2	1	37,90	0,11	1,32	0,40	96,1	0,4	2,7	0,8	Fe/Mn-kalcyt
	2	38,19	0,00	0,93	0,90	96,2	0,0	1,9	1,9	Mn/Fe-kalcyt

Występowanie dickitu wskazuje, że osady karbonu osiągnęły temperaturę około 120°C. Z pomiaru temperatur homogenizacji inkluzji fluidalnych w kwarcu uzyskano maksymalną temperaturę 102,3°C, a w Fe-kalcycie – 138°C. Przyjęty dla otworu wiertniczego Komarów IG 1 model termiczno-erozyjny, przy założeniu przegrzania warwyscyj-skiego, jest zgodny z wynikami badań diagenezy. W mode-

lu tym osady karbonu osiągnęły pod koniec karbonu maksymalne temperatury wynoszące około 160°C. W czasie inwersji tektonicznej, mającej miejsce na przełomie karbonu i permu, na skutek zwiększonego przepływu roz-tworów, w temperaturze już niższej około 100–120°C mógł krystalizować illit włóknisty, we wczesnym permie (Ko-złowska, 2009).

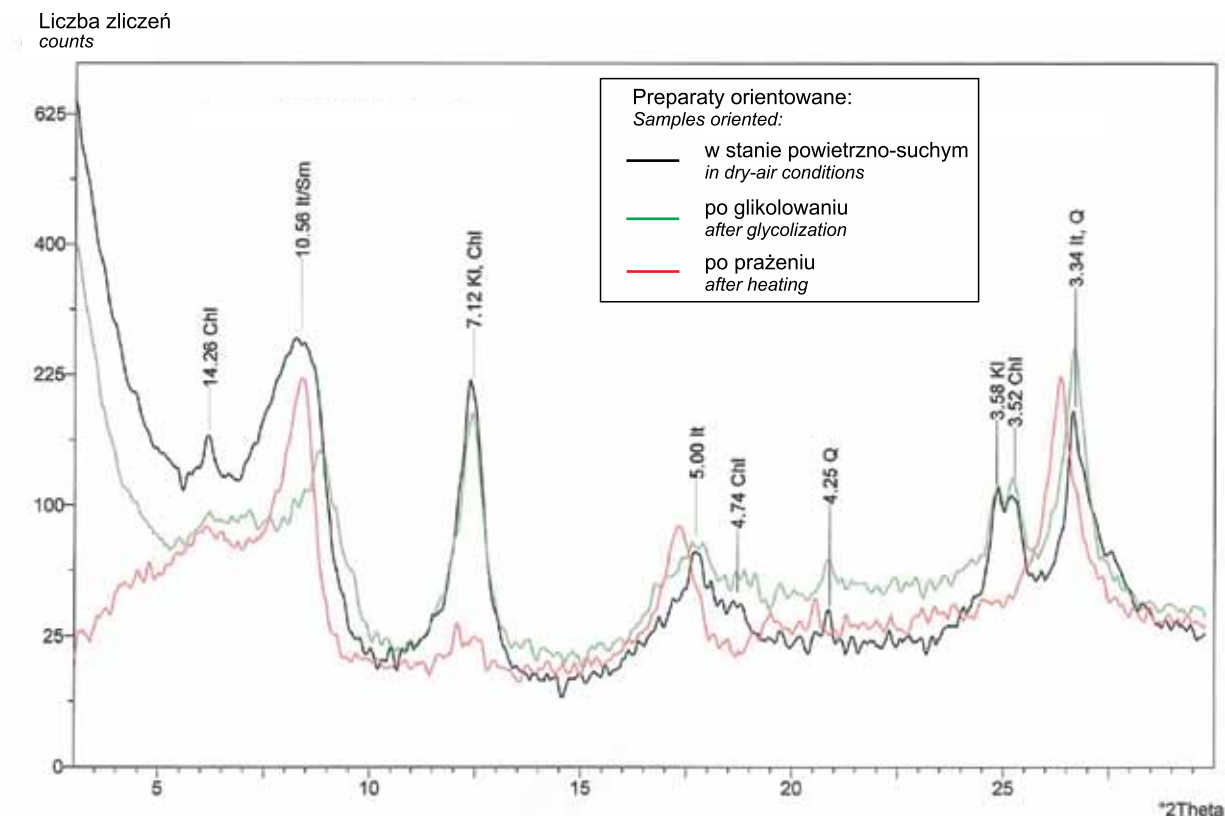


Tabela 12**Oznaczenia izotopowe węgla i tlenu
w cementach węglanowych**

Carbon and oxygen isotopic determinations in carbonate cements

Głębokość [m]	Rodzaj węglanu	$\delta^{13}\text{C}$ PDB [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ PDB [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ VSMOW [‰]
1726,1	syderyt	1,26	-11,10	19,42
1741,6	ankeryt	-1,53	-16,22	14,14
1796,9	Fe-kalcyt	2,32	-13,01	17,45
1928,2	Mn/Fe-kalcyt	-4,24	-14,97	15,43

Największy wpływ na redukcję porowatości piaskowców miały kompaktacja i cementacja. Ze wzoru Houseknehta (1987) wynika, że kompaktacja zredukowała porowatość przeciętnie o 35,6%, a cementacja o 49,1% (fig. 19). Im osad głębiej występuje w profilu, tym silniejszy wpływ cementacji niż kompaktacji na redukcję porowatości. W piaskowcach baszkiro kompaktacja w większym stopniu niż cementacja zredukowała porowatość, natomiast w piaskowcach wizenu zauważamy odwrotną zależność.

W tabeli 6 zestawiono wartości porowatości z głównymi składnikami spoiwa piaskowców. Wydaje się, że przewaga cementów kwarcowego i kaolinitowego nad pozostałymi ma przeważnie pozytywny wpływ na porowatość

skały (Kozłowska, 2005). W profilu osadów karbonu znaczną część stanowią osady rzeczne i deltowe (Waksmundzka, ten tom) (tab. 14). Piaskowce koryt rzecznych są reprezentowane przez drobno- i średnioziarniste arenity kwarcowe i sublityczne o porowatości około 6%. Głównymi cementami piaskowców są kwarc i kaolinit, a węglany – ankeryt i kalcyt występują w zmiennych ilościach. Ponadto występują waki subarkozowe, drobnoziarniste o porowatości około 1%. Są one spojone głównie matriksem oraz dodatkowo cementami kwarcowym i kalcytowym. Osady glifów krewasowych reprezentują waki drobnoziarniste kwarcowe i sublityczne o porowatości około 8%. W piaskowcach tych dominuje matriks oraz w mniejszej ilości kaolinit i ankeryt oraz kwarc. Osady deponowane z fluwialnych prądów trakcyjnych (Waksmundzka, 2010b) reprezentują drobno- i średnioziarniste waki i arenity arkozone oraz waki sublityczne o porowatości około 6%. Są one spojone głównie matriks, lokalnie kaolinitem, kwarcem czy kalcytem. Osady koryt delty to średnio- i drobnoziarniste arenity kwarcowe i subarkozowe oraz waki subarkozowe. Głównym cementem jest kwarc, w mniejszej ilości występuje kaolinit oraz miejscami ankeryt lub kalcyt. Osady deltowe nasypu przyujściowego reprezentują drobnoziarniste arenity i waki kwarcowe oraz arenity subarkozowe. W tych piaskowcach spośród cementów występują kwarc i kaolinit oraz węglany, tj. ankeryt, kalcyt i syderyt. Porowatość piaskowców wynosi około 8%.

Tabela 13**Właściwości fizyczne wybranych piaskowców**

Petrophysical features of selected sandstones

Głębokość [m]	Gęstość objętościowa [g/cm ³]	Gęstość szkieletowa [g/cm ³]	Porowatość całkowita [%]	Średnia kapilarna [μm]	Powierzchnia właściwa [m ² /g]	Pory >0,1 μm [%]	Pory >1 μm [%]	Średnica progowa [μm]	Przepuszczalność [mD]
1079,7	2,47	2,66	5,65	0,05	2,45	56	18	0,8	n.o.
1129,0	2,58	2,67	6,70	0,09	1,17	73	5	1,0	n.prz.
1131,0	2,34	2,62	9,39	0,17	0,92	93	70	20,0	n.o.
1150,9	2,38	2,67	8,49	0,11	1,33	36	22	0,8	n.prz.
1220,2	2,37	2,65	10,50	0,11	1,62	78	25	2,0	n.o.
1222,1	2,38	2,60	9,70	0,11	2,25	75	8	0,2	n.prz.
1273,3	2,60	2,69	3,34	0,03	1,87	38	28	0,1	n.o.
1323,2	2,44	2,61	6,87	0,39	0,29	95	80	20,0	n.o.
1339,7	2,52	2,60	3,25	0,03	1,90	36	28	0,1	n.o.
1532,4	2,52	2,68	5,97	0,03	2,75	30	15	0,2	n.o.
1535,1	2,51	2,63	4,93	0,03	2,25	15	2	0,2	n.prz.
1568,5	2,53	2,71	6,55	0,33	3,88	20	15	0,1	n.o.
1663,6	1,93	1,95	1,29	0,03	0,79	30	8	0,2	n.o.
1673,5	2,51	2,59	6,06	0,05	1,79	56	36	0,2	n.prz.
1704,4	2,51	2,62	4,17	0,09	0,72	75	28	1,0	n.o.
1726,1	2,87	2,64	9,16	0,06	2,12	52	3	0,5	n.prz.
1741,6	2,46	2,62	6,18	0,11	0,92	85	30	2,0	n.o.

n.o. – nie oznaczono, n.prz. – nieprzepuszczalne

n.o. – not determined, n.prz. – not permeability

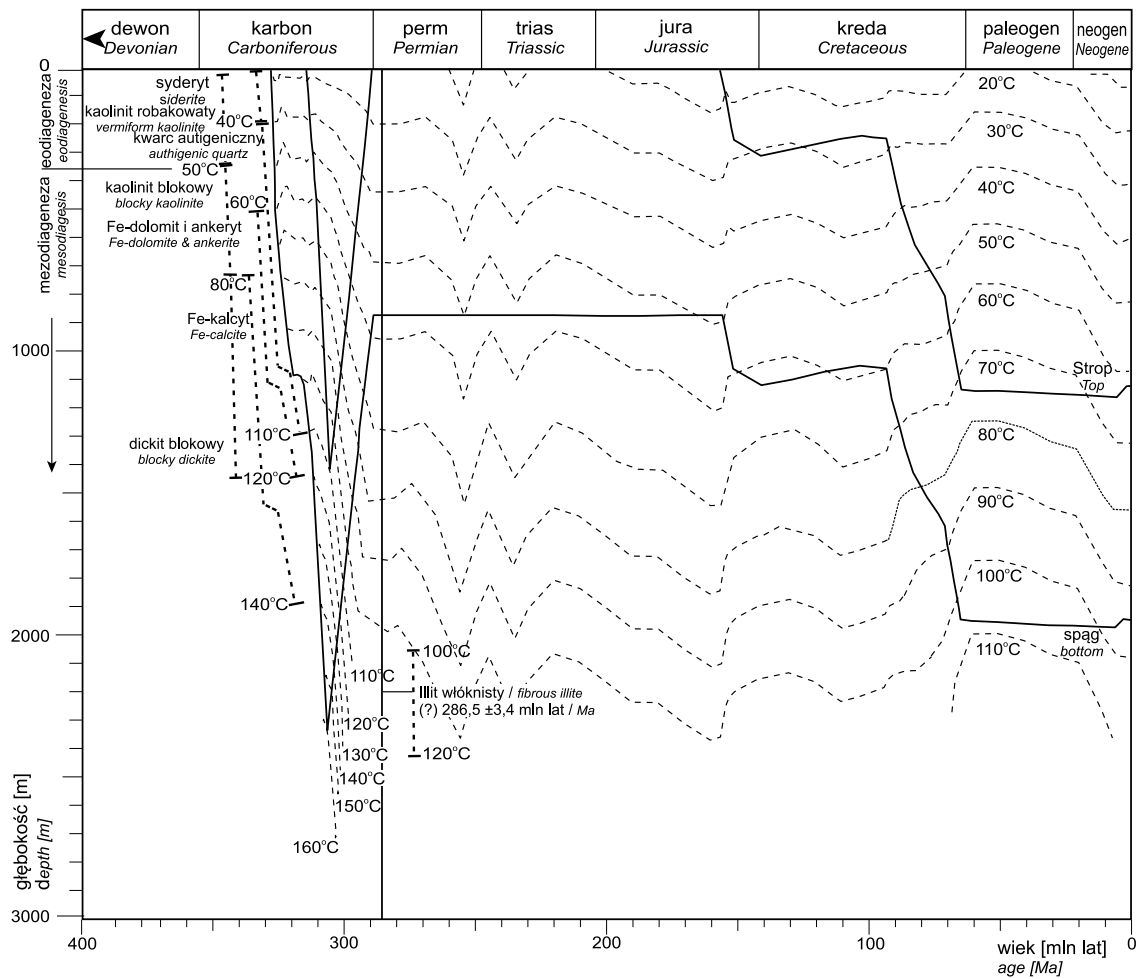


Fig. 18. Diageniza na tle historii pograżeniowo-termicznej (model strumienia ciepłego stałego w czasie)

Diagenesis against the background of burial and thermal history (time-constant heat flow model)

Mułowce

Skład mineralny mułowców baszkiru, serpuhowu i wizenu jest analogiczny do składu piaskowców. Wyróżniono mułowce, mułowce ilaste i mułowce piaszczyste. Skały te mają strukturę aleurytową, aleurytowo-pelitową i aleurytowo-psamitową. Tekstura mułowców jest często kierunkowa, podkreślona równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków oraz materii organicznej, jak również drobnokrystalicznego syderytu, rzadziej pirytu. Materiał detrytyczny najczęściej jest słabo obtoczony.



Fig. 19. Diagram Houseknechta (1987) obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na pierwotną porowatość piaskowców baszkiru

C – przewaga cementacji, K – przewaga kompaktacji

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

C – predominance of cementation, K – predominance of compaction

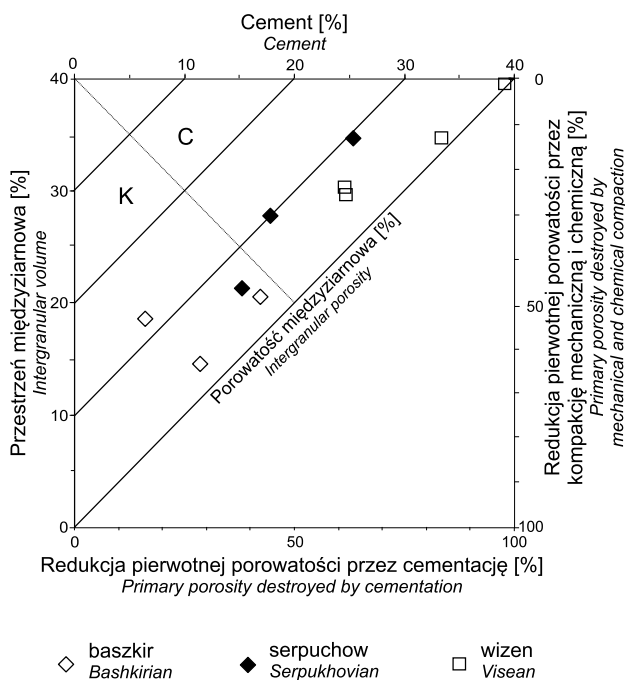


Tabela 14

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

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

Piętro i facja	Głębokość [m]	Nazwa skały	Porowatość w płytce cienkiej [%]	Porowatość z porozymetru [%]	Matriks + cement ortochemiczny = 100%				
					matriks	cement ortochemiczny			
						kwarc autogeniczny	kaolinit	węglany	inne
Baszkir p h	1079,7	wa sl dr/śr	1,6	5,65	84,5	1,4	11,6	2,5	0,0
Baszkir rz k	1112,4	ar sl śr	3,5	n.o.	32,8	15,3	19,1	30,5	2,3
Baszkir rz k	1129,0	ar sl śr	3,2	6,70	34,5	19,5	44,3	0,0	1,7
Baszkir rz k	1131,0	ar k śr	12,3	9,39	37,0	50,0	13,0	0,0	0,0
Baszkir rz g	1150,9	wa sl dr	0,3	8,49	79,0	2,8	7,9	7,9	2,4
Baszkir rz g	1167,7	wa k dr	0,3	n.o.	79,7	5,6	12,0	2,7	0,0
Serpuchow d n	1220,2	ar k dr nr	6,0	10,50	30,4	45,5	9,1	15,0	0,0
Serpuchow d n	1222,1	wa k dr nr	2,6	9,70	58,6	31,2	7,8	0,0	2,4
Serpuchow d n	1273,3	ar sa dr	1,0	3,34	36,7	13,3	15,7	34,3	0,0
Serpuchow d k	1321,3	ar k śr	9,6	n.o.	3,2	84,4	10,8	1,6	0,0
Serpuchow d k	1323,2	ar k śr nr	9,1	6,87	1,2	82,2	15,4	1,2	0,0
Serpuchow d n	1339,7	wa sa bdr	0,0	3,25	77,2	5,5	16,3	1,0	0,0
Serpuchow rz k	1532,4	wa sa bdr	0,0	5,97	70,8	2,9	0,9	25,4	0,0
Serpuchow rz k	1535,1	wa sa bdr	n.o.	4,93	95,7	0,0	0,0	4,3	0,0
Wizen d n	1568,5	wa sa bdr	0,3	6,55	77,1	6,7	0,0	16,2	0,0
Wizen rz k	1663,6	wa sa dr	2,0	1,29	79,8	6,1	0,0	14,1	0,0
Wizen rz k	1665,9	wa sa dr	2,3	n.o.	83,2	10,2	0,0	6,6	0,0
Wizen p h	1670,3	ar a śr	4,2	n.o.	75,6	3,9	0,0	20,5	0,0
Wizen p h	1673,5	wa a dr	1,0	6,06	93,7	1,2	0,0	5,1	0,0
Wizen p h	1681,8	wa sa/sl śr nr	2,3	n.o.	100	0,0	0,0	0,0	0,0
Wizen d n	1704,4	ar k dr	1,0	4,17	10,1	67,9	10,1	7,6	4,3
Wizen d n	1726,1	ar k dr	5,4	9,16	35,0	38,7	17,6	8,7	0,0
Wizen d k	1741,6	ar k dr	4,8	6,18	3,9	51,3	16,6	28,2	0,0
Wizen d k	1796,9	wa sa dr	3,5	n.o.	50,8	22,2	0,0	27,0	0,0
Wizen rz k	1928,2	ar sl śr nr	2,2	n.o.	15,2	21,2	21,2	42,4	0,0

Facje: rz k – koryto rzeczne; rz g – glik krewasowy; p h – fluwialny prąd trakcyjny; d k – koryto rozpraszające delty; d n – nasyp przyujściowy delty. **Piaskowce:** ar – arenit; wa – waka; k – kwarcowy; sa – subarkozowy; a – arkozowy; sl – sublityczny; bdr – bardzo drobnociarnisty; dr – drobnociarnisty; śr – średnociarnisty; nr – nierównociarnisty. n.o. – nie oznaczono

Facies: rz k – fluvial channel; rz g – crevasse splay; p h – hyperconcentrated-flow; d k – delta distributary channel; d n – delta mouth bar. **Sandstones:** ar – arenite; wa – wacke; k – quartz sandstone; sa – subarkosic; a – arkosic; sl – sublithic; bdr – very fine-grained; dr – fine-grained; śr – medium-grained; nr – /unequally-grained. n.o. – not determined

Z łyszczyków występuje muskowit i biotyt, często przeobrażany w chloryt. Masa podstawowa jest złożona z minerałów ilastych i pyłu kwarcowego. W próbce mułowca z głębokości 1115,0 m (baszkir) występują sferolity syderytowe o budowie radialnej i przeciętnej średnicy około 0,40 mm. W osadach baszkiru i serpuchowu niektóre mułowce są częściowo zsyderytyzowane. Próbkę z głębokości 1440,0 m zawierającą znaczne ilości bardzo drobnokrystalicznego syderytu nazwano mułowcem syderytowym. Lokalnie, przeważnie w niewielkich ilościach, występują kalcyt, ankeryt oraz piryt. W dwóch próbkach z serpuchowu (1232,0 i 1300,5 m) zauważono nieliczne, kalcytowe fragmenty bioklastów. Ponadto w mułowcu z głęb. 1232,0 m dodatko-

wo występują jasnozielone, owalne ziarna glaukonitu częściowo zrekrystalizowane oraz fosforanowe fragmenty bioklastów (fig. 14E).

Iłowce

W obrębie utworów baszkiru, serpuchowu i wizenu występują iłowce i iłowce mułkowe, które wyróżniono przy zastosowaniu klasyfikacji Jaworowskiego (1987). Dodatkowo w serpuchowie są spotykane iłowce syderytowe, a w serpuchowie i wizenie iłowce wapniste. Iłowce mają strukturę pelitową i pelitowo-aleurytową. Tekstura tych skał jest przeważnie bezładna, niekiedy lekko kierunkowa, podkreś-

Tabela 15

Zestawienie mineralogicznych przeliczeń analiz chemicznych węglanów (w % wag.)

A chart showing mineral recalculations of chemical analyses of carbonates (in % wt.)

Głębokość [m]	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	CO ₂	SO ₃	Części nierozpuszczalne	CaSO ₄	Fe ₂ CO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	CaCO ₃	Reszta CaO	Reszta MgO
1427,5	25,97	2,53	2,94	1,47	22,8	0,58	41,00	0,99	2,37	11,57	37,25	1,18	0,00
1475,0	36,53	2,71	1,64	1,54	31,1	0,74	20,72	1,26	2,48	12,39	55,14	1,36	0,00
1517,5	40,50	9,76	0,41	2,00	43,4	0,41	1,96	0,69	3,22	44,65	47,48	0,06	0,00
1558,3	34,11	3,92	0,74	2,80	31,1	0,69	19,52	1,17	4,51	17,93	47,39	1,64	0,00
1591,0	36,97	10,04	0,33	3,24	42,8	0,55	5,22	0,97	5,22	47,59	38,93	0,31	0,00
1611,5	36,86	2,56	1,72	1,73	31,6	0,72	19,04	1,22	2,77	11,71	56,78	1,00	0,00
1615,0	51,28	2,61	0,29	0,26	42,8	0,17	1,54	0,29	0,42	11,94	84,00	0,49	0,00
1703,0	34,77	3,16	0,90	2,21	29,4	0,58	21,16	0,99	3,56	14,46	48,10	3,02	0,00
1746,2	52,71	1,19	0,33	0,29	42,6	0,14	1,52	0,24	0,47	5,44	90,89	0,07	0,00
1771,0	51,94	1,47	0,37	0,07	42,2	0,20	3,36	0,34	0,11	6,73	88,57	0,15	0,00
1814,1	29,05	1,68	1,39	0,74	22,7	0,72	33,28	1,22	1,19	7,69	42,25	2,55	0,00
1821,5	51,83	1,16	0,33	1,18	42,2	0,48	1,40	0,82	1,90	5,31	88,46	0,34	0,00
1846,5	47,32	1,24	0,57	0,74	38,9	0,44	8,54	0,75	1,19	5,67	80,33	0,03	0,00
1863,2	44,57	2,82	0,61	1,51	37,8	0,69	8,06	1,17	2,43	12,90	69,88	1,04	0,00
1877,5	46,60	0,50	0,16	0,66	36,8	0,34	14,52	0,58	1,06	2,29	80,29	0,70	0,00
1882,0	53,26	0,74	0,16	0,37	42,4	0,48	2,20	0,82	0,60	3,39	92,21	0,25	0,00

lona równoległym ułożeniem łuseczek minerałów ilastych i łuszczyków, materii organicznej i syderytu oraz lokalnie fragmentów bioklastów. Niekiedy tekstura kierunkowa jest związana z różnym uziarnieniem materiału detrytycznego. Łowce zbudowane są z minerałów ilastych i pelitu kwarcowego. Miejscami występują ziarna kwarcu i blaszki łuszczyków (muskowit i biotyt przeobrażany w chloryt). Spośród minerałów autogenicznych występują przeważnie bardzo drobnokrystaliczny syderyt, rzadziej w formie sferolitów o przeciętnej wielkości 0,12 mm (fig. 14F; głęb. 1854 m) oraz piryty. Łowce wapniste (serpuchow – głęb. 1216,0 m; wizen – głęb. 1703,6, 1796,0, 1805,0 1809,0, 1841,2, 1867,0 i 1918,2 m), charakteryzują się zmienną zawartością kalcytowych bioklastów. Wśród nich zidentyfikowano fragmenty muszli małżów i ramienionogów oraz elementy szkarłupni i koralu.

Skały węglanowe

Dwie próbki reprezentują skałę syderytową. Z utworów serpuchowu opisano syderyt mikrosparytowy (głęb. 1310,0 m), który składa się głównie z syderytu oraz niewielkiej ilości materii organicznej, pojedynczych ziaren kwarcu frakcji psamitowej oraz kalcytowych okruszków bioklastów, natomiast w wizenie stwierdzono syderyt ilasty, mikrytowy (głęb. 1860,0 m).

Trzy próbki z utworów serpuchowu oraz dwanaście z wizenu należą do wapieni organodetrytycznych, miejscami marglistych (fig. 14G, H; tab. 15). Część wapieni wizenu jest lekko zrekrytalizowana. Wapienie reprezentują pak-

stony i greinstony według klasyfikacji Dunhama (1962). Fragmenty bioklastów, których zawartość przeciętnie wynosi około 70% objętościowych skały, są spojone kalcytem o kryształach wielkości mikrospary, spary i rzadziej mikrytu (fig. 14G). Wskaźnikowe oznaczenia chemiczne z całych próbek wapieni, zamieszczone w pracy Popek (1980), zestawiono w tabeli 7. Zawartość CaCO₃ waha się od 37,25 do 92,21% wagowych, a CaMg(CO₃)₂ dla większości próbek mieści się w zakresie 2,29–17,93% wagowych. W dwóch próbkach z głębokości 1517,5 i 1591,0 m ilość CaMg(CO₃)₂ przekracza 40% wagowych, co wskazuje na częściową dolomityzację skały (fig. 14H). W wielu próbkach obecny jest piryty (fig. 14G). Wśród bioklastów zidentyfikowano fragmenty należące głównie do otwornic, szkarłupni, ramienionogów, małży, mszywiolów i glonów, rzadziej do koralowców, małżoraczków i ślimaków. Okruszki fauny miejscami są spirytyzowane, rzadziej zsylikowane. Domieszki terygeniczne w wapieniach to najczęściej minerały ilaste i rzadziej kwarc. Próbką z głębokości 1427,5 m zawiera około 20% obj. ziaren kwarcu frakcji aleurytowo-psamitowej, słabo obtoczonych. Stwierdzono również materię organiczną. Niektóre wapienie wykazują teksturę mniej lub bardziej kierunkową, podkreśloną liniowym ułożeniem fragmentów bioklastów (próbki z głębokości 1475,0, 1611,5 i 1846,5). W wapieniach karbonu są widoczne efekty procesów diagenetycznych, tj. kompaktacji mechanicznej (ściślej upakowanie fragmentów bioklastów), kompaktacji chemicznej (rozpuszczanie pod ciśnieniem – stylolity), dolomityzacji oraz pirytyzacji.

Podsumowanie

Utwory karbonu są reprezentowane przez skały klastyczne: piaskowce, mułowce i iłowce oraz skały węglanowe: pakstony i greinstony organodetrytyczne oraz lokalnie syderyty ilaste.

Piaskowce są reprezentowane najczęściej przez arenity i waki subarkozowe, kwarcowe i sublityczne. Szkielet ziarnowy spojony jest matriksem i/lub cementem reprezentowanym przez minerały ilaste, kwarc i węglany. Wśród autigenicznych minerałów ilastych minerały podgrupy kaolinitu (kaolinit i dickit) przeważają nad illitem i Fe-chlorytem. Cement kwarcowy jest wykształcony w formie obwódek syntaksjalnych na ziarnach kwarcu. Z cementów węglanowych powszechnie występują ankeryt i Fe-kalcyt, rzadziej minerały szeregu izomorficznego syderyt–magnezyt.

Porowatość piaskowców karbonu, pomierzona w płytach cienkich, waha się od 0 do 12,3% objętościowych skały. W skale porowatość pierwotna przeważa nad wtórną. Najwyższa wartość porowatości zmierzona laboratoryjnie wynosi 10,5%. Pomiary przepuszczalności wskazują, że są

to najczęściej skały nieprzepuszczalne. Zawartość porów o wielkości $>0,1\ \mu\text{m}$ wynosi maksymalnie 95%, a $>1\ \mu\text{m}$ – 88%. Średnica progowa mieści się w przedziale 0,1–20,0 μm . Wyniki badań porowatości, przepuszczalności oraz cech przestrzeni porowej wskazują na słabe właściwości zbiornikowe badanych piaskowców karbonu.

W piaskowcach zaznaczyły się efekty działania procesów diagenetycznych, tj. kompaktacji, cementacji, zastępowania, przeobrażania i rozpuszczania. Największy wpływ na redukcję porowatości miały kompaktacja i cementacja, które odpowiednio zredukowała porowatość przeciętnie o 35,6 i 49,1%. W przyjętym dla otworu wiertniczego Komarów IG 1 modelu termiczno-erozyjnym, przy założeniu przegrzania waryscyjskiego, z końcem karbonu jego osady osiągają maksymalne temperatury około 160°C. W niższej temperaturze, około 100°C, w czasie inwersji tektonicznej we wczesnym permie (286,5 $\pm$ 3,4 mln lat), krystalizował illit włóknisty.

W wapieniach organodetrytycznych zauważono efekty działania kompaktacji mechanicznej i chemicznej, dolomityzacji oraz pirytyzacji.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA JURY GÓRNEJ

W otworze wiertniczym Komarów IG 1 utwory jurajskie stwierdzono w przedziale głębokości 921,0–1057,0 m, a ich miąższość wynosi 136,0 m. Jura jest tu reprezentowana przez utwory górnourajskie – ?oksford górny i kimeryd. Leżą one bezpośrednio na piaskowcach i mułowcach karbonu, a są przykryte utworami wapiennymi kredy górnej. Znaczna luka stratygraficzna w spągu utworów jurajskich (Żelichowski, 1979; Niemczycka, 1981; Żelichowski, Kozłowski, 1983) jest w zdecydowanej większości luką sedymentacyjną, choć należy przypuszczać, że w tak długim czasie obejmującym cały wyższy pensylwan, perm, trias oraz dolną, środkową i najniższą górną jurę, nastąpiło również erozyjne usuwanie osadu. Luka stratygraficzna obserwowana w stropie jest w zdecydowanej większości luką erozyjną powstałą w wyniku usuwania osadu w kredzie wczesnej (Niemczycka, Brochwicz-Lewiński, 1988; Gaździcka, 1998).

W profilu jury górnej wydzielono dwie formacje: tyszowiecką i Rudy Lubyckiej.

Formacja tyszowiecka o miąższości 49,0 m, występuje w przedziale głębokości 1008,0–1057,0 m. W najniższej części profilu stwierdzono 4,0 m piaskowców zailonych. Wyżej na krzywej geofizycznej występuje około 3,0 m utworów ilastych. Obserwowane na krzywej PG maksimum, wskazujące na obecność iłowców, może odpowiadać również warstwie zlepieńca. Wniosek ten został wysnuty na podstawie obserwacji najniższego odcinka rdzenia

z głęb. 1043,0–1050,0 m, gdzie stwierdzono 10-cm warstwę zlepieńca o spoiwie iłowcowym i z otoczkami o średnicy 0,5–2,0 cm. Również w nadległej 30-cm warstwie piaskowca drobnoziarnistego o rdzawej barwie zaobserwowano otoczki dolomitu do 10 cm średnicy.

Powyżej w dwóch rdzeniach z głębokości 1036,0–1048,4 m są obecne występujące na przemian niewielkiej miąższości warstwy piaskowców i iłowców/ mułowców pstrej barwy, szaro-zielono-wiśniowo-rdzawej. Zawartość węglanów stwierdzona na podstawie badań materiału rdzeniowego wynosi 0,72–5,40%. Dodatkowo w piaskowcach pochodzących z wyższego rdzenia z interwału 1036,0–1043,0 m zaobserwowano nieregularne konkrecje anhydrytowo-dolomitowe.

Górny odcinek formacji tyszowieckiej (1008,0–1036,0 m) w większości przewiercono bezrdzeniowo. Na podstawie interpretacji krzywych geofizycznych i próbek okrucowych stwierdzono, że występują tu na przemian kilkumetrowe warstwy piaskowców, piaskowców zailonych i mułowców. Natomiast w materiale rdzeniowym pobranym z przystropowej części formacji (2,2 m) jest obecny mułowiec ciemnoszary, dolomityczny (zawartość $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ od 4,1 do 24,0%).

W otworze wiertniczym Komarów IG 1, w obrębie analizowanych skał formacji tyszowieckiej, nie stwierdzono fauny o znaczeniu biostratygraficznym. Pewnych informacji na temat wieku formacji dostarcza korelacja regionalna

z pobliskim otworem Grabowiec IG 3, w którym we wkładkach dolomitowych w obrębie tej formacji stwierdzono otwornice: *Trocholina nodulosa* Seibold, *Haplophragmoides canui* Cushman, *Pseudocyclammina jaccardi* (Schrodt), *Quinqueloculina jurassica* Bielecka et Styk oraz małżoraczek *Cytherella suprajurassica* Oertli (Niemczycka, Marcinkiewicz, 1981). Cztery ostatnie wymienione gatunki otwornic występują w oksfordzie górnym i kimerydzie, natomiast *Trocholina nodulosa* jest charakterystyczna dla całego oksfordu Niżu Polskiego, ale spotykana jest również w utworach kimerydu górnego oraz tytonu Karpat zewnętrznych (Bielecka, 1980; Bielecka Styk, Błaszczuk, 1980). Na tej podstawie przyjmuje się wiek formacji tyszowieckiej na oksford górny–kimeryd dolny (Niemczycka, Marcinkiewicz, 1981). Natomiast badania geologów ukraińskich datują tzw. horyzont pstry (odpowiednik formacji jarczowskiej i tyszowieckiej w regionie lwowskim) na kimeryd dolny (Gutowski i in., 2005).

Pstre barwy utworów formacji tyszowieckiej sugerują ich lądową genezę. Niemczycka (1976a) uważa, że reprezentują one stożki napływowe powstałe u stóp płaskowyżów pociętych rzekami, natomiast Gutowski i in. (2005)

sugerowali dla ich powstania środowisko playi. Wydaje się, że obecność wkładek morskich z otwornicami, małżoraczkami i ślimakami w obrębie tej formacji, a także konglomeratów anhydrytowo-dolomitowych, wskazuje raczej na środowisko sebhya.

Ponad formacją tyszowiecką, na głęb. 921,0–1008,0 m, wydzielono **formację Rudy Lubyckiej**. Jest ona wykształcona w postaci ciemnoszarych dolomitów. Utwory formacji Rudy Lubyckiej były deponowane w obrębie lagun (Niemczycka 1976a, Radlicz, 1997).

W profilu otworu Komarów IG 1, jak i w innych otworach z rejonu lubelskiego, w obrębie omawianej formacji nie stwierdzono fauny przewodniej. Na podstawie położenia w profilu oraz fauny małży i ślimaków występujących zazwyczaj w facjach kimerydzkich Niemczycka (1976a, b, 1997) przyjęła wiek tej formacji jako kimeryd. Niedawno opublikowano dane biostratygraficzne uzyskane na podstawie badań mikrofauny (otwornice, małżoraczki) w płytkach cienkich, które wskazują, że formacja Rudy Lubyckiej jest wieku późny kimeryd, a w niektórych wierceniach również najwcześniejszy tyton (Olszewska, 2010).

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

WĘGLANOWA SUKCESJA KREDY STREFY ROWU LUBELSKIEGO

Utwory kredy w otworze Komarów IG 1 mają miąższość 921,0 m. Stratygraficznie jest to kreda dolna (alb górny) o miąższości 3,0 m oraz wszystkie piętra kredy górnej od cenomanu po mastrycht górny, o łącznej miąższości 918,0 m. Rdzenie kontrolne pobierano mniej więcej co 50 m z odcinka profilu turon–mastrycht. W sumie przedzielano interwały o łącznej miąższości 96,6 m, z których uzyskano 78,8 m rdzenia, co stanowi 81,6% miąższości interwałów rdzeniowanych. Próbkę okruchową pobierano co 2 metry do głębokości 55 m i co 5 metrów poniżej tej głębokości. Z odcinków rdzeniowanych wykonano 27 analiz chemicznych na zawartość CaCO_3 .

Granice jednostek chronostratygraficznych w profilu wyznaczono orientacyjnie na podstawie korelacji krzywych pomiarów geofizycznych otworu Komarów IG 1 z licznymi sąsiednimi otworami, w szczególności pełnordzeniowanym otworem Tyszowce IG 1, Tomaszów Lubelski IG 1 (Krassowska, 1975) oraz Ruszów IG 1 (Krassowska, 1980), z którego pozyskano pełny rdzeń w interwale cenoman–turon. Uwzględniono także dane paleontologiczne z materiału rdzeniowego, głównie badań zespołów otwornicowych wykonanych przez Gawor-Biedową i Witwiczką (ten tom), jak również nielicznej makrofauny oznaczonej przez Błaszczewicza. Uzyskany materiał mikropaleontologiczny był skąpy i na ogół nie dawał pożądanych informa-

cji pozwalających jednoznacznie postawić granice między poszczególnymi piętrami.

Litologię opracowano na podstawie informacji z rdzeni wiertniczych, pomiarów geofizycznych oraz pomocniczo z próbek okruchowych. Należy podkreślić, że tak wyznaczone granice chronostratygraficzne są orientacyjne. Porównanie miąższości poszczególnych pięter kredy w otworach Komarów IG 1, Ruszów IG 1 i Tyszowce IG 1 zamieszczono w tabeli 16.

Dla obszaru Chełm–Zamość charakterystyczne jest coraz płytsze zaleganie powierzchni spągowej kredy w kierunku od południowego zachodu (od strony wału śródpolskiego) ku północnemu wschodowi, od ponad 1100 m p.p.m. w synklinie w pobliżu skłonu wału do około 700 m p.p.m. w rejonie otworu Komarów IG 1, i do mniej niż 200 m p.p.m. wzdłuż obecnej granicy polsko-ukraińskiej (fig. 20).

Kreda dolna jest reprezentowana prawdopodobnie przez cienką warstwę piaskowców kwarcowo-glaukonitowych (2,0 m) przechodzących ku górze w margle piaszczyste i margle (1,0 m) zaliczone do albu górnego o miąższości 3,0 m. Skały te leżą na zdenuowanej powierzchni górnourajskiej (kimeryd górny). Luka stratygraficzna obejmuje tu zatem niemal całą kredę dolną i najwyższą jurę górną. Z odcinka profilu przypisywanemu albowi górnemu nie po-

Tabela 16

Miąższość [m] utworów kredy w otworach wiertniczych Komarów IG 1, Ruszów IG 1, Tyszowce IG 1 i Tomaszów Lubelski IG 1

Thickness [m] of the Cretaceous deposits in the Komarów IG 1, Ruszów IG 1, Tyszowce IG 1 and Tomaszów Lubelski IG 1 boreholes

Stratygrafia		Komarów IG 1		Ruszów IG 1		Tyszowce IG 1		Tomaszów Lubelski IG 1	
Mastrycht	górny	465,0	250,0	425,0	200,0	275,0	123,8	455,0	200,0
	dolny		215,0		225,0		151,2		255,0
Kampan		125,0		165,0		130,0		185,0	
Santon		115,0	75,0	120,0	75,0	78,2	47,8	128,0	85,0
			45,0		45,0		30,2		43,0
Koniak (część wyższa)		40,0		45,0		34,3		50,0	
Turon-koniak (część niższa)		154,0		161,0		122,7		162,5	
Cenoman		19,0		15,0		5,4		19,5	
Alb górny		3,0		1,5		2,2		2,5	
Alb środkowy		–		17,5		–		10,5	
Kreda		921,0		950,0		647,8		1002,5	

brano rdzenia, a litologię zinterpretowano na podstawie zapisu pomiarów geofizyki otworowej i regionalnego rozpoznania w korelacji z sąsiednimi otworami. Na wykresach otworowych pomiarów geofizycznych utwory odpowia-

jące albowi górnemu charakteryzują się zwiększonymi wartościami na krzywej profilowania gamma. W regionie lubelskim zawierają one liczną faunę *Aucellina gryphaeoides* (Sowerby) oraz otwornice *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa (Krassowska, 1976).

Kreda górna. Cenoman, o miąższości 19,0 m, również przewiercono bezrdzeniowo. Ten odcinek profilu górnej kredy jest reprezentowany w spągu przez margle, prawdopodobnie z fosforytami i glaukonitem. Wyżej występują wapienie i wapienie organodetrytyczne tzw. „wapienie inoceramowe” – powszechna i charakterystyczna facja występująca w cenomanie regionu lubelskiego, a następnie wapienie margliste. Profil cenomanu kończy warstwa margli o miąższości 1 m. Krzywa profilowania oporności PO wskazuje na konsekwentny spadek węglanowości skał ku górze profilu.

Interwał wydzielony jako turon–koniak (część niższa) ma miąższość 154,0 m. W dolnej części występują wapienie białe, zwarte i twarde, z drobnymi plamkami i stylolitami, wkładkami wapieni marglistych i margli jasnoszarych oraz białoniebieskawymi czertami. Zawartość węgla wapnia jest wysoka i sięga 95%. Skała zawiera otwornice, włókna inoceramów (miejscami liczne) i piryt ziemisty. W rdzeniu z głębokości 845,7–849,8 m stwierdzono występowanie oligostegin. Ku górze profilu wzrasta ilość materiału ilastego. Powyżej głębokości 815,0 m występują białe i szare wapienie margliste, miejscami z czertami.

Z fauny znaleziono *Inoceramus cf. inconstans* Woods. Mikrofauna otwornicowa jest bardzo uboga. Na podstawie

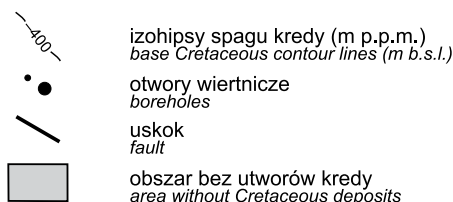
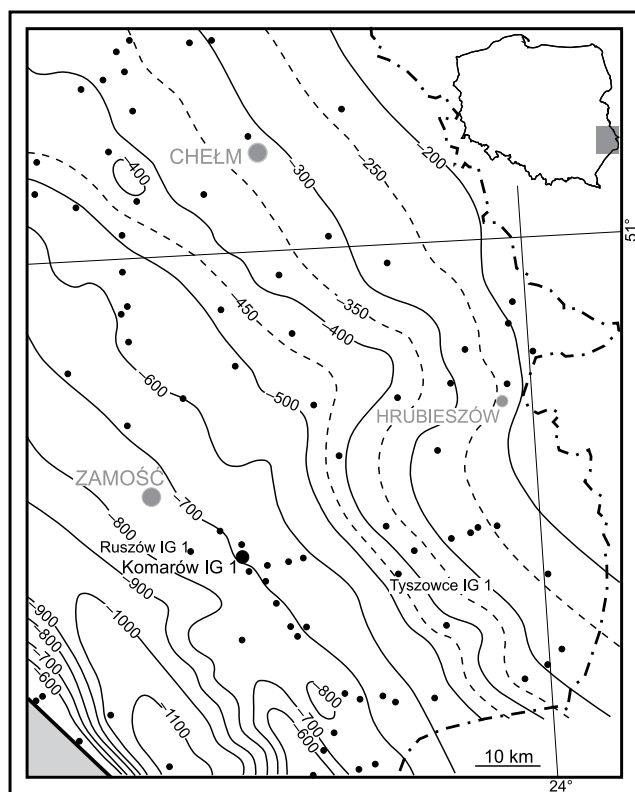


Fig. 20. Mapa strukturalna spągu kredy w rejonie Chełm–Zamość

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

badzeń paleontologicznych w sąsiednich otworach i korelacji pomiarów geofizyki wiertniczej Krassowska (1967) postawiła orientacyjną granicę między turonem dolnym a górnym na głębokości 850,0 m.

Interwał obejmujący przypuszczalnie wyższą część koniak (= koniak *sensu* Błaszczewicz 1997) i santon ma miąższość 155,0 m. Granicy pomiędzy koniakiem i santonem nie udało się jednoznacznie ustalić. Jest ona bardzo problematyczna, gdyż wyniki badań mikro- i makropaleontologicznych oraz rozpoznanie regionalne na podstawie korelacji międzyotworowych są rozbieżne, co było już wielokrotnie dyskutowane w różnych pracach (Krassowska, 1974, 1976, 1980).

W niższej części omawianego interwału dominującym typem litologicznym są wapienie margliste, przeważnie szare i jasnoszare. W rdzeniu pobranym z głębokości 719,0–726,5 m stwierdzono występowanie wapieni marglistych białych i szarych, smugowanych, z drobnymi plamkami oraz laminami i przerostami zielonego margla. Zawartość CaCO_3 w wapieniu wynosi 85%. Znalezione szczątki spirytyzowanych gąbek oraz *Inoceramus* sp.

W wyższej części omawianego interwału zaznacza się zwiększona marglistość osadów, szczególnie widoczna w odcinku profilu reprezentowanym w przeważającej mierze przez wapienie silnie margliste oraz szare margle (660,0–667,7 m). W rdzeniu pobranym z interwału 664,0–667,7 m znaleziono okaz *Inoceramus digitatus* Sowerby sugerujący występowanie utworów koniak, ale też nie wykluczone, że najniższego santonu.

Najwyższą część omawianego interwału budują wapienie margliste białe i jasnoszare. W rdzeniu stwierdzono wapienie marglisty białe, miejscami gęsto smugowane i laminowane zielonawym, twardym, jasnoszarym marglem. Zawartość CaCO_3 w wapieniu wynosi 79,9%, a w marglu 58,3%. Z fauny zaobserwowano szczątki spirytyzowanej gąbki i fragment inocerama.

W otworze Komarów IG 1 kampan jest wykształcony w postaci wapieni marglistych, a w najwyższej części jako margle o miąższości 125,0 m. Wapienie są białe i szarobiałe, plamiste i laminowane zielonkawym marglem. Zawartość CaCO_3 waha się między 57,1 a 74,6%.

Granicę mastrycht/ kampan wyznaczono na głębokości 465,0 w obrębie margla na podstawie mikrofauny otwornicowej (na głęb. 463,0 występuje *Pseudovalvulineria gracilis* (Marsson) uważana za przewodnią dla dolnego mastrychtu). Krassowska (1976) dokonała też orientacyjnego podziału kampanu na kampan dolny i górny stawiając granicę między tymi piętrami na głębokości 519,0 m. W takim podziale kampan dolny ma miąższość 71,0 m, a kampan górny – 54,0 m.

Utwory mastrychtu w otworze Komarów IG 1 mają bardzo dużą miąższość wynoszącą 465,0 m, większą niż w otworze Tomaszów Lubelski IG 1 (455,0 m). Mikrofaunistycznie udokumentowano osady zarówno dolnego, jak i górnego mastrychtu, a granicę między tymi podpiętrami Krassowska (1976) postawiła na głębokości 250,0 m. Mastrycht dolny ma miąższość 215,0 m, a mastrycht górny – 250,0 m i sięga aż

do powierzchni terenu, gdyż utworów młodszych od mastrychtu tu nie stwierdzono.

W najniższej części mastrychtu dolnego występują margle jasnoszare, plamiste, miejscami smugowane marglem szarym lub zielonawym. Z fauny występują spirytyzowane szczątki gąbek oraz *Belemnitella* sp. Powyżej leży kompleks opok i margli jasnoszarych z przewarstwieniami opok marglistych. Najwyższą część mastrychtu dolnego budują wapienie margliste białe i jasnoszare, dość twarde, z przewarstwieniami margla. Z fauny znaleziono spirytyzowane szczątki gąbek, fragmenty skorup inoceramów, *Baculites* sp. i liczne płytki jeżowców.

Prawie cały profil utworów mastrychtu górnego, poza najwyższym (20 m), budują wapienie margliste. Skały są jasnoszare i białe, miejscami lekko plamiste, średnio twarde. Zawartość CaCO_3 wynosi najczęściej między 80 a 90%. Z fauny znaleziono *Hoploscaphites* cf. *constrictus tenuistriatus* (Kner), *Hoploscaphites* cf. *constrictus* (Sowerby), *Baculites* sp., *Pectinidae*, *Syncyclonema* sp., *Syncyclonema* cf. *membranaceum* (Nilsson), *Belemnella* sp., *Lamellibranchiata* indet., łuski ryb, spirytyzowane szczątki gąbek, fragmenty małży i płytki jeżowców.

Najwyższą część mastrychtu reprezentują opoki margliste białe o odcieniu żółtawym, nieco porowate. Według Krassowskiej (1976) opoki najwyższego mastrychtu występują na tym obszarze w postaci płatów w najwyższej położonych miejscach. W pobliżu miejsca lokalizacji otworu Komarów IG 1, w opokach Nowiński (1967) znalazł okaz *Belemnella kazimiroviensis* (Skołodźna). Na tej podstawie Krassowska (1976) wysnuła wniosek, że najmłodsze utwory mastrychtu w tym otworze reprezentowane przez opoki oraz najwyższą część wapieni marglistych (wapienie margliste lekkie, porowate) odpowiadają wyższej części mastrychtu górnego, poziomu z *Belemnella kazimiroviensis* i mają miąższość około 50–60 m.

Środowiska sedymentacji. Otwór wiertniczy Komarów IG 1 jest zlokalizowany w strefie rowu lubelskiego, przedpermskiej jednostki tektonicznej rozciągającej się z północnego zachodu na południowy wschód. Na południowy zachód od rowu występuje strefa podniesienia radosko-kraśnickiego, natomiast ku północnemu wschodowi rozciąga się strefa podniesienia platformy prekambryjskiej. Jak dowiodła analiza strukturalna przeprowadzona przez Krassowską (1976), ten paleozoiczny plan strukturalny miał wpływ na sedymentację i paleogeografię późnej kredy.

Kreda w otworze Komarów IG 1 rozpoczyna się piaszczystymi utworami płytkiego szelfu silikoklastycznego, które szybko przechodzą w osady margliste i węglanowe nieco głębszego morza. Powyżej, cały profil kredy budują utwory węglanowe, miejscami przechodzące w margliste (santon dolny, kampan, mastrycht dolny) lub krzemionkowo-węglanowe (opoki margliste w mastrychcie dolnym i górnym). Nie stwierdza się tu obecności gez, wapieni kredopodobnych ani kredy piszącej. Duża miąższość mastrychtu (utwory tego piętra stanowią 50% miąższości całej

kredy) świadczy o znacznym wzroście subsydencji basenu w tym czasie, jednak charakter sedimentacji uległ zmianie tylko o tyle, że obok nadal deponowanych utworów węglanowych pojawiają się skały krzemionkowo-węglanowe

i opoki margliste. Poza piaskowcami albu górnego udział materiału terygenicznego w skałach kredy górnej jest niewielki, a węglanowość mierzona zawartością CaCO_3 nie spada poniżej 50,68% w opoce z mastrychtu dolnego.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA, Emilia WITWICKA

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW KREDY GÓRNEJ NA PODSTAWIE OTWORNIC

W celu określenia wieku osadów kredowych w profilu otworu Komarów IG 1 metodą mikropaleontologiczną zbadało 81 próbek w większości płuczkowych. Pierwszą stratygrafię tych osadów ustaliła Emilia Witwicka już w 1959 r. Obecne badania na podstawie poszerzonej znajomości otwornic uściśliły jedynie podział ustalony przez tę autorkę.

Załączona [tabela 17](#) przedstawia zarówno inwentarz mikrofaunistyczny zawarty w poszczególnych próbkach zarówno rdzeniowych, jak i tych pochodzących z płuczki. Próbkę płuczkową zawierają wymieszane ze sobą gatunki otwornic pochodzące z różnych nadległych warstw. Zawarty w nich materiał, przy obecnym stanie wiedzy o składzie biocenoz z poszczególnych pięter, pozwala stwierdzić jakiego wieku osady występują w opracowywanym profilu. Nie można jednak określić ich położenia w profilu, czy też wykryć luki sedimentacyjnej.

?Górny alb–cenoman

Skład zespołu próbki płuczkowej z głębokości 940,0 m pozwala wnioskować, że w opracowywanym wierceniu występują z całą pewnością utwory górnego santonu i kampanu. Stwierdzono w niej bowiem *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny) w odpowiednim zespole towarzyszących gatunków. W próbce płuczkowej z głębokości 930,0 m, obok gatunków ze wspomnianych już pięter, opisano gatunki przewodnie dla najwyższych warstw albu górnego i cenomanu dolnego – *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa i *Gavelinella cenomanica* (Brotzen). Nie można z całą pewnością stwierdzić czy mamy tu osady albu górnego, ale można orzec, że znajdują się osady cenomanu. Można nawet przypuszczać, że należą one do podpoziomu *Gavelinella varsoviensis* poziomu *Rotalipora appenninica* (Gawor-Biedowa, 1984). Określenie położenia tego podpoziomu w profilu nie jest możliwe. Okazy tego gatunku znaleziono jeszcze w próbce płuczkowej z głębokości 920,0 m. W obu omawianych próbkach zanotowano również *Globorotalites hangensis* Vassilenko wskazujące na obecności skał turonu dolnego. Próbkę rdzeniową z głębokości 897,0 m zawierającą *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa i *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen) potwierdza obecność osadów dolnego cenomanu i przybliża określenie jego położenia w profilu.

W próbce płuczkowej z głębokości 880,0 m znajduje się *Gavelinella berthelini* (Keller) sugerująca obecność osadów turonu, nie tylko dolnego. Nieliczne, pokruszone, przekry-

stalizowane skorupki otwornic z próbek rdzeniowych z głębokości: 780,2 m, 846,0 m, 849,8 m, 893,5 m, nie wyjaśniają pozycji stratygraficznej warstw, z których pochodzą. Być może są to osady turonu. Na wymieniony wiek tych warstw mogłaby wskazywać występująca w próbkach płuczkowych z głębokości 745,0 m i 765,0 m *Stensioeina praeexculpta* (Keller) i *Gavelinella vombensis* (Brotzen) bez towarzyszącej im w koniakku *Stensioeina exculpta* (Reuss).

Koniak

Osady koniakku w omawianym profilu występują z całą pewnością na głębokości 665,0–726,0 m, gdyż w rdzeniowych próbkach z wymienionego odcinka profilu stwierdzono charakterystyczny zespół otwornic dla tego piętra. Do najważniejszych gatunków tego zespołu należą: *Stensioeina praeexculpta* (Keller), *Stensioeina exculpta* (Reuss), *Stensioeina gracilis* Brotzen, *Gavelinella vombensis* (Brotzen) oraz liczni przedstawiciele otwornic planktonicznych, zwłaszcza z rodzaju *Marginotruncana* Hofker (1956). Próbkę płuczkową z głębokości 650,0 m może wskazywać na występowanie skał koniakku jeszcze na wspomnianej głębokości, a być może i wyżej, gdyż znaleziono w niej jeszcze *Stensioeina praeexculpta*, której zasięg nie przekracza górnej granicy koniakku. W następnej próbce płuczkowej z głębokości 515,0 m nie znaleziono już gatunków mogących wskazywać na ich pochodzenie ze skał koniakku. W obu tych próbkach zanotowano gatunki otwornic mogące występować od santonu górnego do kampanu górnego.

Santon

Skład biocenoz stwierdzony w próbkach rdzeniowych z głębokości 591,5–599,0 m wskazuje na osady wyższej części santonu. Do najważniejszych wskaźnikowych gatunków w tych biocenozach należą: *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny), *Stensioeina pommerana* (Brotzen), *Bolivinoides laevigatus* Marie. Ostatnio wymieniony gatunek może nawet wskazywać na warstwy z pogranicza santonu i kampanu. Inne liczne gatunki zarówno planktoniczne, jak i bentoniczne, tak wapienne, jak zlepieńcowate, nie przeczą takiemu określeniu wieku osadów. Są to gatunki długowieczne towarzyszące gatunkom przewodnim przez wiele pięter ([tab. 17](#)).

Lista oznaczonych gatunków otwornic w utworach kredy
Listing of identified Cretaceous foraminifers

Głębokość [m]	Mikrofauna																						
	<i>Gyroidinoides nitidus</i> (d'Orbigny)	<i>Rosita formicata</i> (Plummer)	<i>Archaeoglobigerina cretacea</i> (d'Orbigny)	<i>Globotruncana rugosa</i> (Marie)	<i>Marginotruncane coronata</i> (Boli)	<i>Arenobulimina preslii</i> (Reuss)	<i>Pseudoglobulinella clementiana</i> (d'Orbigny)	<i>Pseudotextularia elegans</i> (Rzehak)	<i>Arenobulimina cuneata</i> Woloschyna	<i>Whiteinella baltica</i> Douglas et Rankin	<i>Valvulineria laevis</i> Brotzen	<i>Globorotalites hangensis</i> Vassilenko	<i>Pullenia cretacea</i> Cushman	<i>Stensiocina gracilis</i> Brotzen	<i>Margi-notruncana marginata</i> (Reuss)	<i>Gavelinella varsoviensis</i> Gawor Biedowa	<i>Gavelinella cenomanica</i> (Brotzen)	<i>Globorotalites michelinianus</i> (d'Orbigny)	<i>Heterohelix striata</i> (Ehrenberg)	<i>Gavelinella stellingera</i> (Marie)	<i>Eponides karsteni</i> (Reuss)	<i>Ataxophragmium crassum</i> (d'Orbigny)	
1.0																							
5.0																							
10.0											○								○				
20.0																			○				
30.0																							
40.0																							
56.0											●								●				
59.0						●			●														
80.0											○								○				
90.0																			○				
101.0											●		●						●				
104.0										●									●				
120.0													○									○	
140.0										○			○						○			○	
150.0																							
152.5																							
165.0						○					○		○						○				
185.0																							
200.2													●						●				
203.0											●								●				
206.0								●											●				
220.0																							
245.0																							
255.5													●										
258.0																							
261.5																							
270.0						●				●	●		●								●	●	
295.0																							
305.0																			●		●		
309.0													●										
312.0											●								●				
325.0																							
340.0		○		○																			
357.5																							
360.0																							
375.0																							
395.0											○								○		○		
407.0	●			●							●									●	●		
410.0	●									●	●		●						●	●	●		
413.0											●									●	●		
425.0											○										●		
463.0	●										○							●					
466.0											●										●		
470.0	●			●																			
485.0		○						○															
500.0																							
519.5	●			●					●					○				○					
524.0													●					●					
527.5				●				●						●					●				
540.0				○											●			○					
555.0																		○					
575.0								○							○			○					
591.5	●			●		●								○				●					
595.5	●			●			●							●					●	●	●		
599.0				●		●	●							●				●		●	●		
615.0							○								○					○			
650.0							○							○						○			
665.0														●						●			
680.0															●								
700.0		○																					
719.0	●			●	●	●								●		●					●		
723.0																							
726.4	●					●																	
745.0					○	○												○					
765.0																							
780.0																							
782.0																							
805.0				○	○																		
830.0	○			○	○								○		○					○			
846.0																							
849.8																							
865.0																							
880.0															○			○					
893.5	●																						
897.0																●							
901.0																							
910.0		○		○	○				○			○		○						○	○	○	
920.0		○										○										○	
930.0		○																					
940.0	○	○	○			○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	

Tabela 17 cd.

Głębokość [m]	Mikrofauna
	<i>Gavelinella costulata</i> (Marie)
	<i>Globotruncana arca</i> (Cushman)
	<i>Osangularia cordieriana</i> (d'Orbigny)
	<i>Heterohelix moremani</i> (Cushman)
	<i>Globigerinelloides bentonensis</i> (Morrow)
	<i>Stensioina praeexsculpta</i> (Keller)
	<i>Valvulineria lenticula</i> (Reuss)
	<i>Lingulogavelinella globosa</i> (Brotzen)
	<i>Gavelinella berthelini</i> (Keller)
	<i>Stensioeina exsculpta</i> (Reuss)
	<i>Margino truncana bulloides</i> (Vogler)
	<i>Margino truncana linneiana</i> (d'Orbigny)
	<i>Gyrogonoides globosus</i> (Hagenow)
	<i>Cibicoides involutus</i> (Reuss)
	<i>Gavelinella vomberis</i> (Brotzen)
	<i>Praebulimina reussi</i> (Morrow)
	<i>Eggerellina brevis</i> (d'Orbigny)
	<i>Gavelinella umbilicata</i> (Vassilenko et Mjatjuk)
	<i>Gaudryina laevigata</i> Franke
	<i>Gavelinella thalmanni</i> (Brotzen)
	<i>Bolivina incrassata</i> Reuss
	<i>Spiroplectamina rosula</i> (Ehrenberg)
	<i>Globigerinelloides asperus</i> (Ehrenberg)
	<i>Bolivinoidea laevigata</i> Marie
	<i>Trochammina globigeriniformis</i> Cushman
1.0	
5.0	
10.0	
20.0	
30.0	
40.0	
56.0	
59.0	
80.0	
90.0	
101.0	
104.0	
120.0	
140.0	
150.0	
152.5	
165.0	
185.0	
200.2	
203.0	
206.0	
220.0	
245.0	
255.5	
258.0	
261.5	
270.0	
295.0	
305.0	
309.0	
312.0	
325.0	
340.0	
357.5	
360.0	
375.0	
395.0	
407.0	
410.0	
413.0	
425.0	
463.0	
466.0	
470.0	
485.0	
500.0	
519.5	
524.0	
527.5	
540.0	
555.0	
575.0	
591.5	
595.5	
599.0	
615.0	
650.0	
665.0	
680.0	
700.0	
719.0	
723.0	
726.4	
745.0	
765.0	
780.0	
782.0	
805.0	
830.0	
846.0	
849.8	
865.0	
880.0	
893.5	
897.0	
901.0	
910.0	
920.0	
930.0	
940.0	
950.0	
960.0	
970.0	
980.0	
990.0	
1000.0	
1010.0	
1020.0	
1030.0	
1040.0	
1050.0	
1060.0	
1070.0	
1080.0	
1090.0	
1100.0	
1110.0	
1120.0	
1130.0	
1140.0	
1150.0	
1160.0	
1170.0	
1180.0	
1190.0	
1200.0	
1210.0	
1220.0	
1230.0	
1240.0	
1250.0	
1260.0	
1270.0	
1280.0	
1290.0	
1300.0	
1310.0	
1320.0	
1330.0	
1340.0	
1350.0	
1360.0	
1370.0	
1380.0	
1390.0	
1400.0	
1410.0	
1420.0	
1430.0	
1440.0	
1450.0	
1460.0	
1470.0	
1480.0	
1490.0	
1500.0	
1510.0	
1520.0	
1530.0	
1540.0	
1550.0	
1560.0	
1570.0	
1580.0	
1590.0	
1600.0	
1610.0	
1620.0	
1630.0	
1640.0	
1650.0	
1660.0	
1670.0	
1680.0	
1690.0	
1700.0	
1710.0	
1720.0	
1730.0	
1740.0	
1750.0	
1760.0	
1770.0	
1780.0	
1790.0	
1800.0	
1810.0	
1820.0	
1830.0	
1840.0	
1850.0	
1860.0	
1870.0	
1880.0	
1890.0	
1900.0	
1910.0	
1920.0	
1930.0	
1940.0	
1950.0	
1960.0	
1970.0	
1980.0	
1990.0	
2000.0	
2010.0	
2020.0	
2030.0	
2040.0	
2050.0	
2060.0	
2070.0	
2080.0	
2090.0	
2100.0	
2110.0	
2120.0	
2130.0	
2140.0	
2150.0	
2160.0	
2170.0	
2180.0	
2190.0	
2200.0	
2210.0	
2220.0	
2230.0	
2240.0	
2250.0	
2260.0	
2270.0	
2280.0	
2290.0	
2300.0	
2310.0	
2320.0	
2330.0	
2340.0	
2350.0	
2360.0	
2370.0	
2380.0	
2390.0	
2400.0	
2410.0	
2420.0	
2430.0	
2440.0	
2450.0	
2460.0	
2470.0	
2480.0	
2490.0	
2500.0	
2510.0	
2520.0	
2530.0	
2540.0	
2550.0	
2560.0	
2570.0	
2580.0	
2590.0	
2600.0	
2610.0	
2620.0	
2630.0	
2640.0	
2650.0	
2660.0	
2670.0	
2680.0	
2690.0	
2700.0	
2710.0	
2720.0	
2730.0	
2740.0	
2750.0	
2760.0	
2770.0	
2780.0	
2790.0	
2800.0	
2810.0	
2820.0	
2830.0	
2840.0	
2850.0	
2860.0	
2870.0	
2880.0	
2890.0	
2900.0	
2910.0	
2920.0	
2930.0	
2940.0	
2950.0	
2960.0	
2970.0	
2980.0	
2990.0	
3000.0	
3010.0	
3020.0	
3030.0	
3040.0	
3050.0	
3060.0	
3070.0	
3080.0	
3090.0	
3100.0	
3110.0	
3120.0	
3130.0	
3140.0	
3150.0	
3160.0	
3170.0	
3180.0	
3190.0	
3200.0	
3210.0	
3220.0	
3230.0	
3240.0	
3250.0	
3260.0	
3270.0	
3280.0	
3290.0	
3300.0	
3310.0	
3320.0	
3330.0	
3340.0	
3350.0	
3360.0	
3370.0	
3380.0	
3390.0	
3400.0	
3410.0	
3420.0	
3430.0	
3440.0	
3450.0	
3460.0	
3470.0	
3480.0	
3490.0	
3500.0	
3510.0	
3520.0	
3530.0	
3540.0	
3550.0	
3560.0	
3570.0	
3580.0	
3590.0	
3600.0	
3610.0	
3620.0	
3630.0	
3640.0	
3650.0	
3660.0	
3670.0	
3680.0	
3690.0	
3700.0	
3710.0	
3720.0	
3730.0	
3740.0	
3750.0	
3760.0	
3770.0	
3780.0	
3790.0	
3800.0	
3810.0	
3820.0	
3830.0	
3840.0	
3850.0	
3860.0	
3870.0	
3880.0	
3890.0	
3900.0	
3910.0	
3920.0	
3930.0	
3940.0	
3950.0	
3960.0	
3970.0	
3980.0	
3990.0	
4000.0	
4010.0	
4020.0	
4030.0	
4040.0	
4050.0	
4060.0	
4070.0	
4080.0	
4090.0	
4100.0	
4110.0	
4120.0	
4130.0	
4140.0	
4150.0	
4160.0	
4170.0	
4180.0	
4190.0	
4200.0	
4210.0	
4220.0	
4230.0	
4240.0	
4250.0	
4260.0	
4270.0	
4280.0	
4290.0	
4300.0	
4310.0	
4320.0	
4330.0	
4340.0	
4350.0	
4360.0	
4370.0	
4380.0	
4390.0	
4400.0	
4410.0	
4420.0	
4430.0	
4440.0	
4450.0	
4460.0	
4470.0	
4480.0	
4490.0	
4500.0	
4510.0	
4520.0	
4530.0	
4540.0	
4550.0	
4560.0	
4570.0	
4580.0	
4590.0	
4600.0	
4610.0	
4620.0	
4630.0	
4640.0	
4650.0	
4660.0	
4670.0	
4680.0	
4690.0	
4700.0	
4710.0	
4720.0	
4730.0	
4740.0	
4750.0	
4760.0	
4770.0	
4780.0	
4790.0	
4800.0	
4810.0	
4820.0	
4830.0	
4840.0	
4850.0	
4860.0	
4870.0	
4880.0	
4890.0	
4900.0	
4910.0	
4920.0	
4930.0	
4940.0	
4950.0	
4960.0	
4970.0	
4980.0	
4990.0	
5000.0	
5010.0	
5020.0	
5030.0	
5040.0	
5050.0	
5060.0	
5070.0	
5080.0	
5090.0	
5100.0	
5110.0	
5120.0	
5130.0	
5140.0	
5150.0	
5160.0	
5170.0	
5180.0	
5190.0	
5200.0	
5210.0	
5220.0	
5230.0	
5240.0	
5250.0	
5260.0	
5270.0	
5280.0	
5290.0	
5300.0	
5310.0	
5320.0	
5330.0	
5340.0	
5350.0	
5360.0	
5370.0	
5380.0	
5390.0	
5400.0	
5410.0	
5420.0	
5430.0	
5440.0	
5450.0	
5460.0	
5470.0	
5480.0	
5490.0	
5500.0	
5510.0	
5520.0	
5530.0	
5540.0	
5550.0	
5560.0	
5570.0	
5580.0	
5590.0	
5600.0	
5610.0	
5620.0	
5630.0	
5640.0	
5650.0	
5660.0	
5670.0	
5680.0	
5690.0	
5700.0	
5710.0	
5720.0	
5730.0	
5740.0	
5750.0	
5760.0	
5770.0	
5780.0	
5790.0	
5800.0	
5810.0	
5820.0	
5830.0	
5840.0	
5850.0	
5860.0	
5870.0	
5880.0	
5890.0	
5900.0	
5910.0	
5920.0	
5930.0	
5940.0	
5950.0	
5960.0	
5970.0	
5980.0	
5990.0	
6000.0	
6010.0	
6020.0	
6030.0	
6040.0	
6050.0	
6060.0	
6070.0	
6080.0	
6090.0	
6100.0	
6110.0	
6120.0	
6130.0	
6140.0	
6150.0	
6160.0	
6170.0	
6180.0	
6190.0	
6200.0	
6210.0	
6220.0	
6230.0	
6240.0	
6250.0	
6260.0	
6270.0	
6280.0	
6290.0	
6300.0	
6310.0	
6320.0	

Tabela 17 cd.

Głębokość [m]	Mikrofauna
1.0	
5.0	
10.0	
20.0	
30.0	
40.0	
56.0	
59.0	
80.0	
90.0	○
101.0	
104.0	
120.0	
140.0	
150.0	
152.5	
165.0	
185.0	
200.2	
203.0	
206.0	●
220.0	
245.0	
255.5	●
258.0	●
261.5	●
270.0	●
295.0	○
305.0	●
309.0	
312.0	
325.0	
340.0	○
357.5	
360.0	
375.0	
395.0	○
407.0	
410.0	●
413.0	●
425.0	
463.0	
466.0	
470.0	○
485.0	
500.0	○
519.5	●
524.0	
527.5	●
540.0	○
555.0	○
575.0	○
591.5	●
595.5	
599.0	
615.0	
650.0	
665.0	
680.0	
700.0	
719.0	
723.0	
726.4	
745.0	
765.0	
780.0	
782.0	
805.0	
830.0	
846.0	
849.8	
865.0	
880.0	
893.5	
897.0	
901.0	
910.0	
920.0	
930.0	
940.0	
	<i>Steniocina pommerana</i> Brotzen
	<i>Cibicides eriksdalensis</i> (Brotzen)
	<i>Bolivinoidea decoratus</i> (Jones)
	<i>Bolivinoidea mielnicensis</i> Bieda
	<i>Globorotalites multiseptus</i> (Brotzen)
	<i>Folioshinovella laffitei</i> (Marie)
	<i>Gavalinella monterelensis</i> (Marie)
	<i>Steniocina beccariiiformis</i> (White)
	<i>Rugoglobigerina rrugosa</i> (Plummer)
	<i>Hedbergella telatynensis</i> Gawor-Biedowa
	<i>Allomorphina trochoides</i> (Reuss)
	<i>Bolivinoidea sidestrandensis</i> Barr
	<i>Lublina lublinensis</i> (Gawor-Biedowa)
	<i>Pullenia jarvisi</i> Cushman
	<i>Eponides biconvexus</i> Marie
	<i>Eouvigera serrata</i> (Chapman)
	<i>Cibicides beaumontianus</i> (d'Orbigny)
	<i>Gavelinella postthalmanni</i> Gawor-Biedowa
	<i>Globotruncanella havanensis</i> (Voorwijk)
	<i>Cribrella ovata</i> (Gawor-Biedowa)
	<i>Bolivinoidea draco</i> (Marsson)
	<i>Heterohelix pulchra</i> (Brotzen)
	<i>Quadr-imorphina allomorphi noides</i> (Reuss)

Tabela 17 cd.

Głębokość [m]	Mikrofauna																							
	<i>Osangularia navarroana</i> (Cushman)	<i>Angulogavelinella gracilis</i> (Marsson)	<i>Cibicidoides bembix</i> (Marsson)	<i>Gyroidinoides girardanus</i> (Reuss)	<i>Lenticula rotulata</i> Lamarck	<i>Cibicidoides voltzianus</i> (d'Orbigny)	<i>Pyramidina triangularis</i> (Cushman et Parker)	<i>Gavelinella pertusa</i> (Marsson)	<i>Bolivina crassa</i> Vassilenko et Mjatluk	<i>Bolvinoides paleocephicus</i> (Brotzen)	<i>Gavelinella complanata</i> (Reuss)	<i>Anomalinoidea pinguis</i> (Jennings)	<i>Dorothia pupa</i> (Reuss)	<i>Spiroplectammima baudouiniana</i> (d'Orbigny)	<i>Cribrella lacrima</i> (Gawor-Biedowa)	<i>Orbignyna variabilis</i> (d'Orbigny)	<i>Praeulinina ventricosa</i> (Brotzen)	<i>Gavelinella garkinoensis</i> (Neckaja)	<i>Rosita contusa</i> (Cushman)	<i>Plectina lenis</i> (Grzybowski)	<i>Heterostomella carinata</i> (Franke)	<i>Tritaxia dubia</i> (Reuss)	<i>Globigerinelloides abberantus</i> (Neckaja)	
1.0																								
5.0																								
10.0																								
20.0																								
30.0																								
40.0																								
56.0	●																							
59.0																								
80.0																								
90.0										○													○	
101.0	●					●																		
104.0			●							●								●						
120.0			○			○		○	○															
140.0	○		○					○															○	
150.0										○														
152.5	●							●						○										
165.0		○						○															○	
185.0																								
200.2	●		●					●							●									
203.0									●											○				
206.0																								
220.0																								
245.0								●																
255.5								●										●	●	●	●	●	●	
258.0				○																				
261.5						●									●									
270.0	●		●			●			●					●	●		●							
295.0	○	○				●		●		○	○	○	●			●								
305.0	●		●			●			●															
309.0	●		●			●	●		●															
312.0							●																	
325.0			○	○	○	○																		
340.0						○																		
357.5			●																					
360.0	●																							
375.0		○	○																					
395.0	○																							
407.0	●																							
410.0	●																							
413.0	●																							
425.0																								
463.0		●																						
466.0																								
470.0																								
485.0																								
500.0																								
519.5																								
524.0																								
527.5																								
540.0																								
555.0																								
575.0																								
591.5																								
595.5																								
599.0																								
615.0																								
650.0																								
665.0																								
680.0																								
700.0																								
719.0																								

Tabela 17 cd.

Głębokość [m]	Mikrofauna	
	<i>Heterohelix suvalkensis</i> Gawor-Biedowa	
	<i>Heterohelix glabrans</i> (Cushman)	
	<i>Gavelinella acuta</i> (Plummer)	
	<i>Bolivina decurrens</i> (Ehrenberg)	
	<i>Dorothia irregularis</i> (Marsson)	
	<i>Praebulimina carseyae</i> (Plummer)	
	<i>Hedbergella holmdelensis</i> Olsson	
	<i>Copypostomella plaita</i> (Carsey)	
	<i>Gavelinella sahlstroemi</i> (Brotzen)	
	<i>Bolivinaoides peterssoni</i> Brotzen	
	<i>Gavelinella danice</i> (Brotzen)	
	<i>Gavelinella lellingensis</i> Brotzen	
	<i>Orbignyna ruegensis</i> (Franke)	
	<i>Orbignyna inflata</i> (Reuss)	
	<i>Arenobulimina puschi</i> (Reuss)	
	<i>Pyramidina minuta</i> (Marsson)	
	<i>Glogigerinellodes multispinus</i> (Lalicker)	
	<i>Pseudouvirina cristata</i> (Marsson)	
	<i>Gaudryina franki</i> Brotzen	
	<i>Telatinella clavata</i> Gawor-Biedowa	
	<i>Ataxophragmium depressum</i> (Perner)	
	<i>Praeglobobulimina imbricata</i> (Reuss)	
	Podpiętro	
	mastrycht	
	dolny	
	górny	
	kampan	
	santon	
	koniak	
	turon ?	
	górny? alb? dolny cenoman	

Kampan górny

Pierwsze okazy gatunku *Cibicidoides involutus* (Reuss), wchodzącego w skład biocenoz kampanu i mastrychtu zanotowano w próbce płuczkowej z głębokości 575,0 m. Stwierdzono tu również charakterystyczną dla santonu – *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny). Całkowita pewność co do obecności osadów wieku kampańskiego i ich położenia w profilu osadów kredowych dają gatunki otwornic z próbek rdzeniowych z głębokości 519,5–527,5 m. Na kampański wiek osadów wskazuje równoczesne występowanie *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny) i *Cibicidoides involutus* (Reuss). Zasięg pierwszego gatunku nie przekracza bowiem górnej granicy kampanu, a drugi nie występuje w santonie (Gawor-Biedowa i in., 1984). Wchodzące w skład biocenoz z wymienionych wyżej osadów gatunki *Stensioeina beccariiiformis* (White) i *Gavelinella monterelensis* (Marie) pozwalają na stwierdzenie, że są to utwory kampanu górnego. Należy również zaznaczyć, że biocenozy te składają się z bardzo licznych gatunków i osobników zarówno otwornic planktonicznych, jak i bentonicznych. Jednym z nich jest występujący powszechnie i znaleziony na głębokości 519,5 m *Hedbergella telatynensis* Gawor-Biedowa opisany pierwszy raz z osadów kampanu otworu Telatyn IG 1 z Wyżyny Lubelskiej (Gawor-Biedowa, 1992). Skład zespołu otwornic w próbkach płuczkowych z głębokości 500,0 i 485,0 m jest również typowy dla kampanu. Próbki rdzeniowe z głębokości 468,0–470,0 m potwierdzają obecność osadów górnego kampanu w tej części profilu.

Historycznym wydarzeniem, oczekiwanym od 1987 roku jest pierwsze stwierdzenie poza „type locality” obecności gatunku *Lublina lublinensis* (Gawor-Biedowa) w próbkach rdzeniowych z głębokości 413,0 i 466,0 m. Należy przypuszczać, że jego rozwój jest uzależniony od specyficznych warunków ekologicznych, co wymaga dalszych szczegółowych badań i scharakteryzowania występujących w wymienionych próbkach biocenoz (tab. 17).

Mastrycht dolny

Utwory dolnego mastrychtu są położone na głębokości 463,0 m, skąd pochodzi próbka rdzeniowa zawierająca przewodnią dla tego wieku *Angulogavelinella gracilis* (Marsson). Towarzyszą jej liczne gatunki o szerokim zasięgu stratygraficznym. Obecność osadów mastrychtu w oma-

wianym profilu potwierdza również *Cribrebella ovata* (Gawor-Biedowa) znaleziona w próbce płuczkowej z głębokości 425,0 m. Obok tego gatunku zanotowano następny nowy gatunek z profilu otworu Tyszowce IG 1 – *Gavelinella postthalmanni* Gawor-Biedowa z 1992 roku. Zasięg stratygraficzny tego gatunku to kampan–mastrycht. Warstwy z pogranicza dolnego i górnego mastrychtu występują na głębokości 255,5 m, na co wskazuje skład biocenozy. Należy dodać, że otwór Komarów IG 1 jest zlokalizowany na arkuszu Tyszowce, co wyjaśnia obecność występujących w jego osadach kredy licznych nowych gatunków opisanych z Wyżyny Lubelskiej.

Obok przewodniej dla dolnego mastrychtu – *Angulogavelinella gracilis* (Marsson) zanotowano tu również występujący, w warstwach granicznych *Bolivinoidea draco* (Marsson) oraz rozpoczynającą zasięg występowania *Gavelinella gankinoensis* (Neckaja). W osadach tych zanotowano liczne gatunki o szerokim zasięgu występowania, a wśród nich planktoniczne związane z obszarem Tetydy jak np. *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk). W omawianych warstwach kolejnym nowym gatunkiem opisanym z Wyżyny Lubelskiej w 1987 roku jest *Cribrebella lacrima* (Gawor-Biedowa) zauważony już przez Emilię Witwicką w 1959 roku w próbce rdzeniowej z głębokości 261,0 m.

Mastrycht górny

Na górny mastrycht wskazuje zanik *Angulogavelinella gracilis* (Marsson). Tego wieku utwory przypuszczalnie występują w próbce płuczkowej z głębokości 245,0 m. Zanotowano w niej *Heterohelix suwalkensis* Gawor-Biedowa (1992) z mastrychtu północno-wschodniej Polski.

Zarówno w próbkach płuczkowych, jak i rdzeniowych pojawiają się stopniowo gatunki charakterystyczne dla wyższych, lecz nie najwyższych ogniw górnego mastrychtu. Są to pojawiające się kolejno: *Gavelinella acuta* (Plummer), *Coryphostomella plaita* (Carsey), *Gavelinella sahlstromi* (Brotzen), *Gavelinella danica* (Brotzen), *Gavelinella lellingensis* Brotzen, *Pyramidina minuta* (Marsson), *Globigerinelloides multispinus* (Lalicker) i na koniec nowy gatunek – *Telatynella clavata* Gawor-Biedowa z Lubelszczyzny opisany w 1987 roku. W omawianym profilu nie stwierdzono gatunków przewodnich dla najwyższych osadów mastrychtu, tj. dla podpoziomu *Bolivina aleksandrae*, poziomu *Praeglobobulimina imbricata*.

