

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, PETROLOGICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

SKAŁY FUNDAMENTU KRYSZALICZNEGO – MEZOPROTEROZOIK

Zbigniew CYMERMAN

UWAGI OGÓLNE DOTYCZĄCE SKAŁ PODŁOŻA KRYSZALICZNEGO W REJONIE BADAŃ

W podziale regionalnym podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej otwory wiertnicze Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2 umieszczono w regionie Warmii i Mazur Zachodnich (Cymerman, 2004). Region ten obejmuje północny, przygraniczny z obwodem kalininogradzkim (Rosją), fragment polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Obszar wydzielonego przez Cymermana (2004) regionu Warmii i Mazur Zachodnich nie odpowiada dokładnie wcześniej wydzielanej strefie warmińskiej *sensu* Kubicki i Ryka (1982). Strefa ta była uznana za jedną z ośmiu, regionalnych stref tektonicznych podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. W strefie tej w drugiej połowie XX w. nawiercono bardzo heterogeniczny zespół skalny, m.in. z gnejsami biotytowymi z otworu wiertniczego Olsztyn IG 1, z plagiogranitami (zgnejsowanymi tonalitami) z otworu Gładysze 1, enderbitami z otworów Dębowiec Warmiński 2, 3 i 4, czarnokitami i enderbitami z otworów Pieszkowo 1 i Henrykowo 5, granitoidami typu rapakiwi z otworów Dobre Miasto 1 i 4, Lesieniec 1 i Barciany 1 i 3 oraz z anortozytami z otworu Kętrzyn IG 1 i z granitoidami z wiercenia strukturalno-badawczego Kętrzyn IG 2. W skład tzw. strefy warmińskiej nie wliczono natomiast granodiorytów z otworu Bartoszyce IG 1 i położonych bardziej na wschodzie granodiorytów z otworu Gołdap IG 1 oraz zlokalizowanych dalej na południu granitoidów z otworu Nidzica IG 1. Te ostatnie granitoidy miały należeć już do strefy dobrzyńskiej (Kubicki, Ryka, 1982) lub serii nidzickiej wg podziału Juskowiaka (1971). Obszar z regionu wiercenia Olszyny IG 1, położony ok. 10 km na południe od otworu Kętrzyn IG 2, z migmatytami i gnejsami zaliczono do serii mraŕowskiej (Juskowiak, 1971, 1973).

Juskowiak (*op. cit.*) włączył granitoidy z otworu Kętrzyn IG 2 do serii granitoidów węgorzewskich razem z podobnymi porfirowatymi granitoidami biotytowo-hornblendowymi stwierdzonymi w otworach Gołdap IG 1 i Bartoszyce IG 1. Te skały plutoniczne zaliczono do granitoidów typu rapaki-

wi (Juskowiak, 1967). Wcześniej włączono je do tzw. serii granitoidów północnych (Juskowiak, Ryka, 1968).

Skały krystaliczne z otworów Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2 zaliczono do subplatformowego kompleksu mazurskiego (Kubicki, Ryka, 1982). W skład tej równoleżnikowo przebiegającej jednostki tektonicznej wchodziły przede wszystkim granitoidy rapakiwipodobne oraz budujące masywy anortozyty i nierozdzielone gabroidy, a także gabronoryty, noryty i dioryty (*op. cit.*). Gabronoryty i noryty nawiercono tylko w suwalskim masywie zasadowym. Natomiast dioryty kwarcowe opisano z otworu Klewno 1, znajdującego się pomiędzy otworami Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2, ok. 5 km na północny zachód od otworu Kętrzyn IG 2. Jest to jedyny otwór, w którym nawiercono nierozdzielone gabroidy, stanowiące ok. kilometrowej szerokości pas, będący osłoną C-kształtnego, kilkunastokilometrowej szerokości, wychodni anortozytu (*op. cit.*). Gabroidy te, razem z anortozytami wchodzi w skład zasadowego masywu kętrzyńskiego. Masyw ten rozpoznano na mapach geofizycznych, a zwłaszcza na obrazie niskiego pola magnetycznego z ΔT od -200 do -600 nT (Petecki i in., 2003). Masyw ten znajduje się także na obszarze niżu grawimetrycznego Mazur z wartościami anomalii Bougera poniżej 20 mGali (Królikowski, Petecki, 1997).

W ostatniej dekadzie kompleks mazurski jest interpretowany jako śródpłytkowa i anorogeniczna (typu A) złożona mezoproterozoiczna intruzja, umiejscowiona płytko (głęb. ok. 5–7 km) w litosferze (np. Wiszniewska, Bagiński, 2001; Dörr i in., 2002; Bagiński, i in., 2001a, b, 2007; Wiszniewska i in., 2007; Gawęda i in., 2009).

W otworze Kętrzyn IG 1 anortozyty nawiercono na głęb. 1840,0 m (1779,0 m p.p.m). Po przewierceniu 27 m w anortozytach, wiercenie zakończono na głęb. 1867,0 m (1806,0 m p.p.m.). Na pierwszych trzech metrach uzyskano 17% rdzenia, potem uzysk rdzenia był zmienny od 61% i 67% dla 4 m wiercenia, przez 75% (8 m b.), 81% (4 m b.)

96% (3 m b.) i prawie 100% dla ok. 5 m b. rdzenia. Rdzenie te są zachowane w 23 pojedynczych skrzyniach, przechowywanych w magazynie Narodowego Archiwum Geologicznego w Iwicznej k. Piaseczna.

W otworze wiertniczym Kętrzyn IG 2 podłoże krystaliczne nawiercono na głęb. 1533,0 m (1418,0 m p.p.m.). Po

przewierceniu 19,7 m w granitoidach, wiercenie zakończono na głęb. 1552,7 m (1437,7 m p.p.m.). W magazynie Narodowego Archiwum Geologicznego w Iwicznej k. Piaseczna jest zachowany praktycznie cały nawiercony materiał wiertniczy skał krystalicznych w 21 pojedynczych skrzyniach z rdzeniem.

Zbigniew CYMERMAN

BADANIA STRUKTURALNE

Otwór wiertniczy Kętrzyn IG 1

Ze względu na jednorodność nawierconych skał krystalicznych – anortozytów o teksturze masywnej i bezładnej, nie występują tam struktury tektoniczne. Wyjątek stanowią lokalnie rozwinięte strefy zniszczeniowe (ang. *damage zones*) z nielicznymi brekcjami tektonicznymi, które opisano w karcie tego otworu jako strefy „zmylonityzowania i wyprasowania materiału skalnego” (str. 46 w: Dokumentacja wynikowa wiercenia strukturalnego Kętrzyn IG 1, 1966). Takie kruche skały uskokowe w latach 60. XX w. opisywano jako mylonity, a nie jak dzisiaj – jako skały kataklastyczne i brekcje tektoniczne (np. Sibson, 1977; Chester i in., 1985; Chester, Logan, 1987; Snoko i in., 1998; Fettes i in., 2007).

Juskowiak (1971) wskazywał, że anortozyty z omawianego otworu uległy miejscami intensywnym przeobrażeniom w strefach tektonicznych. Rdzeń w takich miejscach jest silnie spękany i pokruszony z licznymi śladami tektoglifów. Takim strefom kruchej kataklazy i zbrekcjonowania towarzyszą często deformacje dynamiczne (Juskowiak, 1971). Przeobrażone anortozyty w strefach tektonicznych są jaśniejsze z zielonymi lub rdzawymi plamami chlorytu lub węglanów.

Największa z takich stref zaburzeń tektonicznych z licznymi uskokami i spękaniem występuje na głęb. 1843,6–1844,4 m. Uskoki są w tej strefie strome i bardzo strome, często o lekko falistych powierzchniach, z rysami ślizgowymi nieco skośnymi względem kierunku biegu uskoku. Taka orientacja tektoglifów w materiale wiertniczym wskazuje na tektoniczny reżim zbliżony do przesuwczego. Podobna, krucha strefa zniszczeniowa z licznymi stromymi, dość nieregularnymi w formie i orientacji uskokami oraz licznymi spękaniem występuje także na głęb. ok. 1846,0–1847,5 m. Orientacja tektoglifów w rdzeniach wskazuje na podobny reżim tektoniczny jak kilka metrów powyżej, ze zbliżonym do przesuwczego reżimem deformacji. Prawdopodobnie jest to kontynuacja tej samej, kruchej strefy zniszczeniowej lub występuje strome rozgałęzienie.

Na głęb. ok. 1851,0–1852,0 m występują trzy, prawie równoległe uskoki o upadach ok. 60–65° z rysami ślizgowymi prawie równoległymi do kierunku ich biegu.

Spękania skalne na ogół są strome, lokalnie zabliznione przeważnie białym kalcytem, jak na głęb. ok. 1848,7–1849,0 m i 1886,0–1887,5 m. Spękania miejscami są wypełnione także uwodnionymi tlenkami Fe, chlorytem, kalcytem lub epidotem.

Niestety geofizyczne pomiary skrzywienia tego otworu wykonano tylko do głęb. 1300 m, czyli powyżej stropu krystaliniku. Nie mogą być one wykorzystane do pomiaru orientacji rdzeni skał krystalicznych z otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1.

Otwór wiertniczy Kętrzyn IG 2

W grubokrystalicznych do porfiroblastycznych granitoidach z otworu Kętrzyn IG 2 pojawiają się kilkucentymetrowej miąższości ukierunkowane szliry biotytowe. Są one zorientowane prawie równoległe do słabo wykształconej foliacji magmowej S_0 . Na ogół zapadają pod kątem ok. 20°, tak jak stwierdzono m.in. na głęb. 1534,2 i 1544,7 m. Podobnie zorientowana jest słabo zaznaczona foliacja magmowa S_0 (z płynięcia magmy), która zapada pod małymi kątami, maksymalnie dochodzącymi do 20°. Lokalnie w granitoidach pojawia się delikatne smugowanie, które jest podkreślone ukierunkowaną orientacją smug biotyту, czasem biotyту i hornblendy. Ten rodzaj laminacji, wyznaczający ten morfologiczny typ planarnych struktur uznano za foliację S_1 typu złupkowania rekrytalizacyjnego. Generalnie jednak, charakter granitowego protolitu nie został w większym stopniu zmodyfikowany w wyniku deformacji rotacyjnej. Foliacja S_1 jest zorientowana równoległe (współplanarnie) do foliacji magmowej S_0 . Nieliczne wskaźniki kinematyczne, obserwowane w płaszczyznach prostopadłych do foliacji magmowej S_0 lub foliacji S_1 , do których należą przede wszystkim asymetryczne w formie porfiroblasty skaleniowe typu σ , dokumentują nasuwczy charakter (reżim) deformacji podatnej (Cymerman, 2004, 2006, 2007). Wskaźniki takie stwierdzono m.in. na głęb. 1537,0; 1537,2 i 1538,0 m. Niestety w omawianym otworze wiertniczym nie można określić ani kierunku zwrotu ścinania, ani orientacji różnych elementów tektonicznych. Spowodowane jest to zarówno brakiem zorientowanych rdzeni względem północy geograficznej, jak i brakiem wykonania pomiarów skrzywienia otworu w skałach krystalicznych.

W zachowanym materiale wiertniczym z otworu Kętrzyn IG 2 praktycznie nie występują spękania pionowe lub stromo zapadające. Lokalne spękania horyzontalne są miejscami rozwinięte w końcówkach marszrut wiertniczych, tak jak na głęb. ok. 1539,8; 1541,3 i 1547,0 m. Doszło tam do „złuszczenia” rdzeni i powstawania tzw. dysków rdzeni. Na horyzontalnych powierzchniach spękania miejscami występują słabo rozwinięte rysy ślizgowe. Dys-

ki rdzeni charakteryzują się dość regularną, falistą formą z centralną wklęsłością w rodzaju rynienki i miąższościami od kilku milimetrów do maksymalnie kilku centymetrów. Na podstawie badania pakietu cienkich złuszczeń rdzenia (dysków) można pośrednio wyznaczyć orientację przestrzenną rdzeni wiertniczych względem współczesnego kierunku północy geograficznej. Metoda ta polega na wyznaczeniu kąta pomiędzy osią falistej wklęsłości (rynienki) na powierzchni analizowanego dysku, a biegiem powierzchni anizotropii, głównie foliacji, w analizowanym dysku lub w pakiecie takich dysków. Rynienka na powierzchni dysku powstała zgodnie z horyzontalną orientacją największej osi σ_{Hmax} współczesnego pola naprężenia regionalnego ($\sigma_{Hmax} > \sigma_V > \sigma_{Hmin}$). W tej metodzie należy wykonać takich pomiarów przynajmniej dla kilku najbliższych i ściśle do siebie przylegających dyskach rdzeni. W oparciu o fakt, że oś σ_{Hmax} współczesnego pola naprężeń na Mazurach jest zorientowana prawie południkowo (Jaro-

siński, 1999; Jaroński i in., 2009), można wyznaczyć bieg foliacji magmowej S_0 lub foliacji S_1 w badanych fragmentach rdzeni (dysków) względem kierunku północy geograficznej. Niestety, za pomocą tej metody nie można jednoznacznie wyznaczyć kierunku północy geograficznej. Może się on bowiem znajdować na jednym z dwóch, przeciwnych krańcach rynienki. Omawiana metoda dysków umożliwi jedynie określenie biegu foliacji, ale bez możliwości ustalenia kierunku upadu tej foliacji, który może być skierowany albo ku północnemu wschodowi lub południowemu zachodowi. Niestety w przypadku skośnego biegu foliacji, tak jak ma to miejsce w złuszczonych rdzeniach z otworu Kętrzyn IG 2, względem ustalonej, południkowej orientacji osi rynienki, a tym samym osi σ_{Hmax} , bieg foliacji może być różnie zorientowany, albo w kierunku NW–SE, albo w kierunku NE–SW. Metoda dysków jest zatem jedynie sposobem pomocniczym przy określaniu orientacji foliacji w rdzeniach z otworu Kętrzyn IG 2.

Olech JUSKOWIAK (red. Leszek KRZEMIŃSKI)

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH I CHEMICZNYCH

Otwór wiertniczy Kętrzyn IG 1

Niezwiertzałe skały mezoproterozoiczne w całym prze-wierconym interwale głębokości (1843,1–1867,0 m) są reprezentowane przez jasnoszary gruboziarnisty anortozyt o teksturze bezładnej. Powyżej, na głęb. 1840,0–1843,1 m, występuje zwietrzelina skał podłoża krystalicznego – okrucy zwietrzałych anortozytów oraz innych skał. Plagioklasy występujące w niezwiertzalym materiale skalnym, zwykle o średnicy ziaren od kilku do kilkunastu milimetrów, osiągają niekiedy wielkość powyżej 2 cm. Powierzchnie łupliwości tego minerału dają charakterystyczne efekty odbicia światła, wyrażające się zmienną intensywnością barwy i połysku. Wśród skaleni sporadycznie spotyka się pojedyncze ziarna minerałów ciemnych i ich niewielkie skupienia – biotyt, ciemnozielony chloryt i tlenki żelaza. Lokalnie występujące powierzchnie spękań są pokryte ciemnozielonym chlorytem. W strefie tektonicznej na głęb. 1843,6–1844,4 m potrzaskany i sprasowany anortozyt ma zabarwienie ciemnozielone, związane z wtórną chlorytyzacją, karbonatyzacją i słabym okruszczeniem. W środkowej partii tego interwału głębokości występuje zielonobrunatny mylonit o teksturze łupkowej.

W płytkach cienkich skała ma strukturę hipidiomorfo-woziarnistą lub panksenomorfowoziarnistą, a teksturę bezładną, masywną. Głównym minerałem jest plagioklaz występujący w ilości 88–98% obj., któremu towarzyszą biotyt, chlorytowo-węglanowe pseudomorfozy po piroksenie, niekiedy z relikami amfibolu, skałen potasowy, apatyt i tlenki żelaza. Z analizy ilościowej składu mineralnego 5 próbek wynika, że anortozyty tworzą monotony kompleks bez istotnego zróżnicowania mineralogicznego (tabela 1).

Plagioklaz należący do zasadowego andezynu z przejściami do labradoru (najczęściej An_{48} – An_{50}), o kącie osi

optycznej $2V_\gamma = 78$ – 80° , tworzy kryształy ksenomorficzne i hipidiomorficzne tabliczki o wielkości najczęściej od 0,2 do kilkunastu milimetrów, rzadziej do kilku centymetrów. Drobne ziarna są niekiedy nieco bardziej sodowe (An_{46} – An_{48}). Pospolite są polisyntetyczne zbliżnienia albitowe i peryklinowe ziaren, które nie wykazują budowy pasowej. Cechą charakterystyczną jest obficie występujący antypertyt z przerostami skaleni potasowego o rozmaitych kształtach (plamek, włókien, żyłek bądź listewek), zawsze zgodnie zorientowanych w poszczególnych kryształach plagioklazu. Forma tych przerostów świadczy o ich genezie metasomatycznej, związanej z procesem mikroklinizacji skały. Poza przerostami antypertytowymi, skałen potasowy w niewielkiej ilości wypełnia interstycja między ziarnami plagioklazu. Pospolite w plagioklazie są wrostki tlenków żelaza i tytanu w formie igiełek i bardzo drobnych ziaren izometrycznych, a także drobnych blaszek biotyту. Spękanie ziarna zawierają smugi i żyłki chlorytu, a w strefach silniejszych spękań także drobne skupienia węglanów.

Jedynym minerałem ciemnym anortozytów jest biotyt w postaci najczęściej pojedynczych blaszek, rzadziej większych skupień, o silnym pleochroizmie w odcieniach słonkowych (α) i ciemnobrązowych (γ , β). Niekiedy kryształy biotyту są wypierane przez chloryt. Pirokseny nie zachowały się nawet w reliktach, występują jedynie popiroksenowe pseudomorfozy bastytowe i bastytowo-węglanowe ze skupieniami tlenków żelaza. Zgodnie zorientowane, drobne blaszki bastytu (serpentynu) charakteryzują się niską dwójłomnością, bladozielonym zabarwieniem i średnimi współczynnikami załamania światła (zbliżonymi do biotyту). Sporadycznie pseudomorfozy te zawierają relikty wtórnego amfibolu o wyglądzie aktynolitu. Niejednorodność pseudomorfoz wskazuje na znaczne wahania składu pierwotnych piroksenów. Apatyt, będący pospolitym składnikiem akce-

Tabela 1

Skład mineralny anortozytów [% obj.] oznaczony za pomocą analizy planimetrycznej

Modal composition of anorthosites [vol %] determined by thin-section point counting

Minerał	Głębokość pobrania próbki [m]					Średnia
	1845,5	1851,0	1853,3	1864,0	1866,0	
Plagioklaz	88,9	88,2	95,5	97,7	92,5	92,6
Skaleń potasowy	2,1	0,7	0,7	2,2	2,3	1,6
Biotyt	2,3	0,9	–	–	2,0	1,0
Pseudomorfozy chlorytowo-węglanowe po piroksenach	6,0	7,7	3,6	–	–	3,5
Pseudomorfozy chlorytowo-węglanowe z amfibolem	–	–	–	–	1,6	0,3
Apatyt	0,3	1,4	–	–	0,8	0,5
Minerały nieprzezroczyste	0,4	1,1	0,2	0,1	1,8	0,7

sorycznym, tworzy ksenomorficzne ziarna osiągające wielkość ok. 0,2 mm. Podobną rolę spełniają tlenki Fe-Ti reprezentowane przez magnetyt i ilmenit.

Skład chemiczny próbki anortozytu z głęb. 1866,0 m (tab. 2) z dobrym przybliżeniem odpowiada średniemu składowi typowych anortozytów. Nieznacznie jest obniżona tylko zawartość CaO i Al₂O₃ oraz podwyższona koncentracja SiO₂ i Na₂O. Takie cechy chemiczne charakterystyczne są dla anortozytów andezynowych w porównaniu

z anortozytami zawierającymi bardziej zasadowe plagioklasy szeregu labrador–bytownit. Obliczony skład normatywny jest zgodny z wynikami badań mikroskopowych, podobnie jak skład normatywnego plagioklazu An₄₆. Podwyższona zawartość normatywnego ortoklazu w stosunku do rzeczywistego składu mineralnego, wskazuje na dużą rolę przerostów antypertytowych, które nie mogły być uwzględnione przy planimetryowaniu.

Anortozyt z otworu Kętrzyn IG 1 pod względem petrograficznym i chemicznym wykazuje podobieństwo do anortozytów intruzji suwalskiej, przy nieco bardziej zasadowych plagioklazach suwalskich. Podobieństwo to implikuje wspólną genezę tych skał, których źródłem była magma zasadowa podlegająca złożonej dyferencjacji połączonej z asymilacją i frakcjonalną krystalizacją. Metasomatyczna mikroklinizacja i przeobrażenia piroksenów są efektem procesów późnomagmowych i hydrotermalnych.

Tabela 2

Skład chemiczny i normatywny CIPW anortozytu z głęb. 1866,0 m [% wag.]

Chemical composition and CIPW norms of anorthosite, depth 1866.0 m [wt %]

SiO ₂	54,72	Kwarc	1,0
TiO ₂	0,64	Albit	44,0
Al ₂ O ₃	25,66	Anortyt	36,8
Fe ₂ O ₃	1,28	Ortoklaz	10,2
FeO	1,15	Korund	2,0
MnO	0,03	Hipersten	2,4
MgO	0,96	Ilmenit	1,2
CaO	7,59	Magnetyt	1,2
Na ₂ O	5,15	Hematyt	0,7
K ₂ O	1,71	Apatyt	0,4
P ₂ O ₅	0,19	Suma	100,0
S	0,09		
H ₂ O ⁻	0,30		
H ₂ O ⁺	0,10		
Suma	99,57		

Skład normatywny obliczony dla Fe₂O₃/FeO_T = 0,6
CIPW norms calculated with Fe₂O₃/FeO_T = 0.6

Otwór wiertniczy Kętrzyn IG 2

Skały mezoproterozoiczne w całym przewierconym interwale głębokości (1532,9–1552,7 m) są reprezentowane przez jeden typ skały, nie wykazujący makroskopowego różnicowania w całym profilu. Występują tu szaro-różowe i szare granitoidy o strukturze gruboziarnistej do wielokrystalicznej, porfirowatej oraz teksturze bezładnej. Makroskopowo są widoczne różowe skalenie potasowe o średnicy ziaren przekraczającej 5 cm, jasnoszare idiomorficzne plagioklasy, nieliczne jasnoszare kwarc oraz minerały ciemne. Wśród tych ostatnich najpospolitszy jest biotyt, tworzący miejscami prawie monomineralne pakiety. Pojedyncze blaszki osiągają rozmiar 1 cm. Biotytowi często towarzyszy ciemnozielony amfibol i minerały tlenkowe. Cienkie smugi minerałów ciemnych zwykle otaczają jasne składniki skały. W kilku miejscach profilu występują lokalne wzbogacenia w minerały ciemne. Głównym jasnym składnikiem staje się wówczas plagioklaz, a skalenie potasowy odgrywa podrzędną rolę, przez co skała jest bardziej

szara. Na całym odcinku profilu granitoidy są dość silnie spękane, wykazując ukryty cios poziomy ujawniający się przy kruszeniu rdzenia. W stropowej strefie wietrzenia o miąższości ok. 60 cm skała jest bardzo silnie spękana i ma barwę czerwobrunatną od licznych skupień hematytu. Plagioklasy są w większości zastąpione przez białe pseudomorfozy kaolinitowe, a bardziej odporny na wietrzenie skałen potasowy jest zabarwiony na brunatno przez rozproszony pigment hematytowy.

W płytkach cienkich skała ma strukturę hipidiomorfoziarnistą porfirowatą oraz bezładną teksturę masywną. Głównymi składnikami są skałen potasowy i plagioklaz, a kwarc, biotyt, amfibol i tytanit należą do składników pobocznych. W ilościach akcesorycznych występują apatyt, magnetyt, tytanomagnetyt i cyrkon. Produkty wtórnych przeobrażeń są reprezentowane przez chloryt, kalcyt, epidot, muskowit i leukoksen. Analizy planimetryczne wykazują dość duże wahania zawartości plagioklazu i skalenia potasowego (tab. 3). W trójkącie klasyfikacyjnym QAP skład poszczególnych próbek zmienia się od monzonitów i kwarcowych monzonitów do kwarcowych monzodiorytów w partiach wzbogaconych w minerały ciemne (fig. 4). Średni skład mineralny obliczony z 5 analiz odpowiada kwarcowemu monzonitowi, a więc ze względu na niską zawartość kwarcu skład ten formalnie odpowiada sjenitoidom. Z kolei najbardziej melanokratyczna próbka z głęb. 1552,0 m należy do diorytoidów, chociaż jej skład nie jest reprezentatywny dla całego kompleksu plutonicznego.

Plagioklaz występuje zazwyczaj w ilości równorzędnej ze skaleniem potasowym i tylko w partiach skały wzbogaconych w minerały ciemne osiąga wyraźną przewagę. Wykształcenie i stan zachowania wskazuje na obecność dwóch generacji plagioklazów występujących w stosunku ilościowym 9:1. Plagioklasy głównej generacji mają postać idiomorficznych tabliczek o rozmiarach nieprzekraczających 1 cm. Są to świeże ziarna o składzie oligoklazu–andezynu (An_{30-35}) i kącie osi optycznej $2V_{\alpha} = 80-82^{\circ}$. Zwykle zbliż-

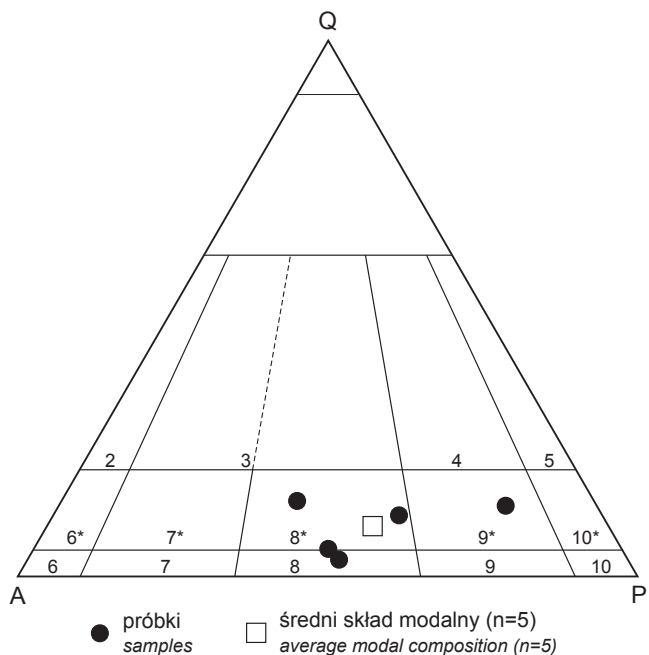


Fig. 4. Trójkąt klasyfikacyjny QAP oparty na składzie modalnym granitoidów

Q – kwarc, A – skałen alkaliczny, P – plagioklaz; 2 – alkalicznoskalienny granit, 3 – granit, 4 – granodioryt, 5 – tonalit, 6* – kwarcowy alkalicznoskalienny sjenit, 7* – kwarcowy sjenit, 8* – kwarcowy monzonit, 9* – kwarcowy monzodioryt/ kwarcowe monzogabro, 10* – kwarcowy dioryt/ kwarcowe gabro, 6 – alkalicznoskalienny sjenit, 7 – sjenit, 8 – monzonit, 9 – monzodioryt/ monzogabro, 10 – dioryt/ gabro

QAP ternary plot based on modal composition of granitoids

Q – quartz, A – alkali feldspar, P – plagioclase; 2 – alkali feldspar granite, 3 – granite, 4 – granodiorite, 5 – tonalite, 6* – quartz alkali feldspar syenite, 7* – quartz syenite, 8* – quartz monzonite, 9* – quartz monzodiorite/ quartz monzogabbro, 10* – quartz diorite/ quartz gabbro, 6 – alkali feldspar syenite, 7 – syenite, 8 – monzonite, 9 – monzodiorite/ monzogabbro, 10 – diorite/ gabbro

Tabela 3

Skład mineralny granitoidów [% obj.] oznaczony za pomocą analizy planimetrycznej

Modal composition of granitoids [vol %] determined by thin-section point counting

Minerał	Głębokość pobrania próbki [m]					Średnia
	1535,5	1540,0	1541,8	1552,0	1552,4	
Kwarc	4,4	11,8	2,4	10,7	9,7	7,8
Plagioklaz	41,3	32,1	40,0	58,9	47,0	43,9
Mikroklin	41,3	40,3	37,0	12,0	27,7	31,7
Biotyt	8,7	3,6	5,3	9,5	8,5	7,1
Amfibol	0,0	2,4	6,5	5,5	1,9	3,3
Tytanit	1,6	3,4	2,3	1,3	2,1	2,1
Apatyt	1,5	3,2	1,2	1,2	1,8	1,8
Minerały nieprzezroczyste	1,2	3,2	5,3	0,9	1,3	2,4

niaczone wg prawa albitowego, mają niekiedy niewyraźną budowę pasową z partiami zewnętrznymi ziaren nieco uboższymi w cząsteczkę anortytową (o 3–5%). Duże kryształy zawierają często wrostki kwarcu, biotyту, minerałów nieprzezroczystych i zorientowane igiełki ilmenitu lub rutylu. Ilościowo podrzędna starsza generacja plagioklazów o składzie oligoklazów jest reprezentowana przez drobniejsze ziarna kseromorficzne, zwykle słabo skaolinizowane, tworzące reliktywne wrostki w mikroklinie oraz wchodzące w skład utworów myrmekitowych.

Skaleń potasowy w postaci mikropertytu mikroklinowego, o kącie osi optycznych $2V_\alpha = 78\text{--}81^\circ$, tworzy zwykle duże kryształy kseromorficzne, obok których występują także mniejsze ziarna przerastające się z plagioklazami i kwarcem. W dużych ziarnach, przeważnie o wyraźnej budowie kratkowej spowodowanej zbliżeniami albitowo-mikroklinowymi, są pospolite wrostki plagioklazów, kwarcu, biotyту oraz drobnych ziaren minerałów nieprzezroczystych. Pertytowe przerosty w mikroklinie mają kształt grubych żyłek lub nieforemnych przerostów tworzących nieregularne lub strefowe skupienia o charakterze autometasomatycznym. Na kontaktach ziaren skałenia potasowego i plagioklazów powszechnie występują reakcyjne

utwory myrmekitowe dwóch generacji – starsze grubokryształiczne i młodsze bardzo drobnoziarniste.

Kwarc tworzy niewielkie ksenomorficzne ziarna, zawsze odkształcone dynamicznie, o falistym lub mozaikowym wygaszaniu światła. Występuje zarówno w postaci agregatowych skupień kryształów, jak i wypełnień przestrzeni interstycjalnych, a ponadto wchodzi w skład utworów symplektytowych oraz tworzy wrostki w skałeniach i minerałach ciemnych. Biotyt w postaci różnej wielkości blaszek tworzy zwykle bezładne skupienia razem z innymi minerałami ciemnymi, ale występuje również samodzielnie. Charakteryzuje się silnym pleochroizmem w barwach słomkowych (α) i czerwono-brunatnych (β , γ). Bardzo często występują przerosty symplektytowe biotyту z kwarcem, wrostki kwarcu, apatyту, tytanitu i cyrkonu w biotycie oraz przerosty z amfibolem i minerałami nieprzezroczystymi. Amfibol o cechach hornblendy zwyczajnej rzadko tworzy kryształy o wyraźnym pokroju słupkowym. Najczęściej przerasta się z innymi minerałami ciemnymi i z kwarcem oraz zawiera liczne wrostki tych minerałów, w związku z czym odznacza się budową poikilitową lub sitową. Wykazuje dość niską dwójłomność, plamiste zabarwienie przy intensywnym pleochroizmie w barwach brunatnozielonych (α) i ciemnozielonych (β , γ), kąt wygaszania z/γ w przedziale $18\text{--}26^\circ$ i kąt osi optycznej $2V_\alpha = 60^\circ$. Na ogół amfibole są dobrze zachowane i tylko w pewnych strefach pojawiają się wtórne produkty ich przeobrażeń w postaci chlorytu i epidotu. Sporadycznie spotyka się w obrębie kryształów amfibolu drobne relikty augitu o kącie wygaszania $z/\gamma = 40^\circ$.

Bardzo pospolity jasnobrunatny tytanit z dość wyraźnym pleochroizmem tworzy duże ziarna ksenomorficzne lub obrasta tlenki żelaza. Równie obficie występuje apatyt w postaci drobnych idiomorficznych wrostków w innych minerałach i nieco większych kseromorficznych ziarnach w asocjacji z minerałami ciemnymi i tlenkami żelaza. Zespół minerałów wtórnych, obejmujący chloryt, epidot i kalcyt, towarzyszy minerałom ciemnym, zwłaszcza hornblendzie. Kalcyt i muskowitz stanowią także produkty przeobrażeń plagioklazów.

Wyniki analizy chemicznej próbki o składzie modalnym kwarcowego monzodiorytu oraz jej skład normatywny określony metodą CIPW zawarto w tabeli 4. Zwraca uwagę niska zawartość krzemionki i MgO oraz znaczne wzbogacenie w potas i fosfor w porównaniu z typowym kwarcowym monzodiorytem. Próbkę wykazuje bardzo słaby stopień przesylenia krzemionką, zwłaszcza jeżeli uwzględni się zawartość kwarcu rzędu 10% obj. Przewaga normatywnego plagioklazów (anortyt + albit) nad ortoklazem jest natomiast zgodna z rzeczywistym składem mineralnym próbki. Plagioklaz normatywny (An_{24}) jest bardziej sodowy niż plagioklaz rzeczywisty (An_{32}). Biorąc jednak pod uwagę związanie części Na_2O w amfibolu, niezgodność ta jest niewielka. Zawartość normatywnych minerałów ciemnych (24%) jest nieco większa od rzeczywistej (18%).

Tabela 4

Skład chemiczny i normatywny CIPW kwarcowego monzodiorytu z głęb. 1552,0 m [% wag.]

Chemical composition and CIPW norms of quartz monzodiorite, depth 1552.0 m [wt %]

SiO ₂	53,47	Kwarc	0,2
TiO ₂	1,72	Albit	41,0
Al ₂ O ₃	16,42	Anortyt	13,0
Fe ₂ O ₃	4,03	Ortoklaz	21,7
FeO	3,75	Diopsyd	10,3
MnO	0,10	Hipersten	1,1
MgO	2,31	Ilmenit	3,3
CaO	6,84	Magnetyt	4,9
Na ₂ O	4,76	Hematyt	1,6
K ₂ O	3,61	Apatyt	3,0
P ₂ O ₅	1,26	Suma	100,0
CO ₂	0,17		
S	0,16		
H ₂ O ⁻	0,18		
H ₂ O ⁺	0,86		
Suma	99,64		

Skład normatywny obliczony dla $Fe_2O_3/FeO_T = 0,6$

CIPW norms calculated with $Fe_2O_3/FeO_T = 0,6$

Leszek KRZEMIŃSKI, Ewa KRZEMIŃSKA

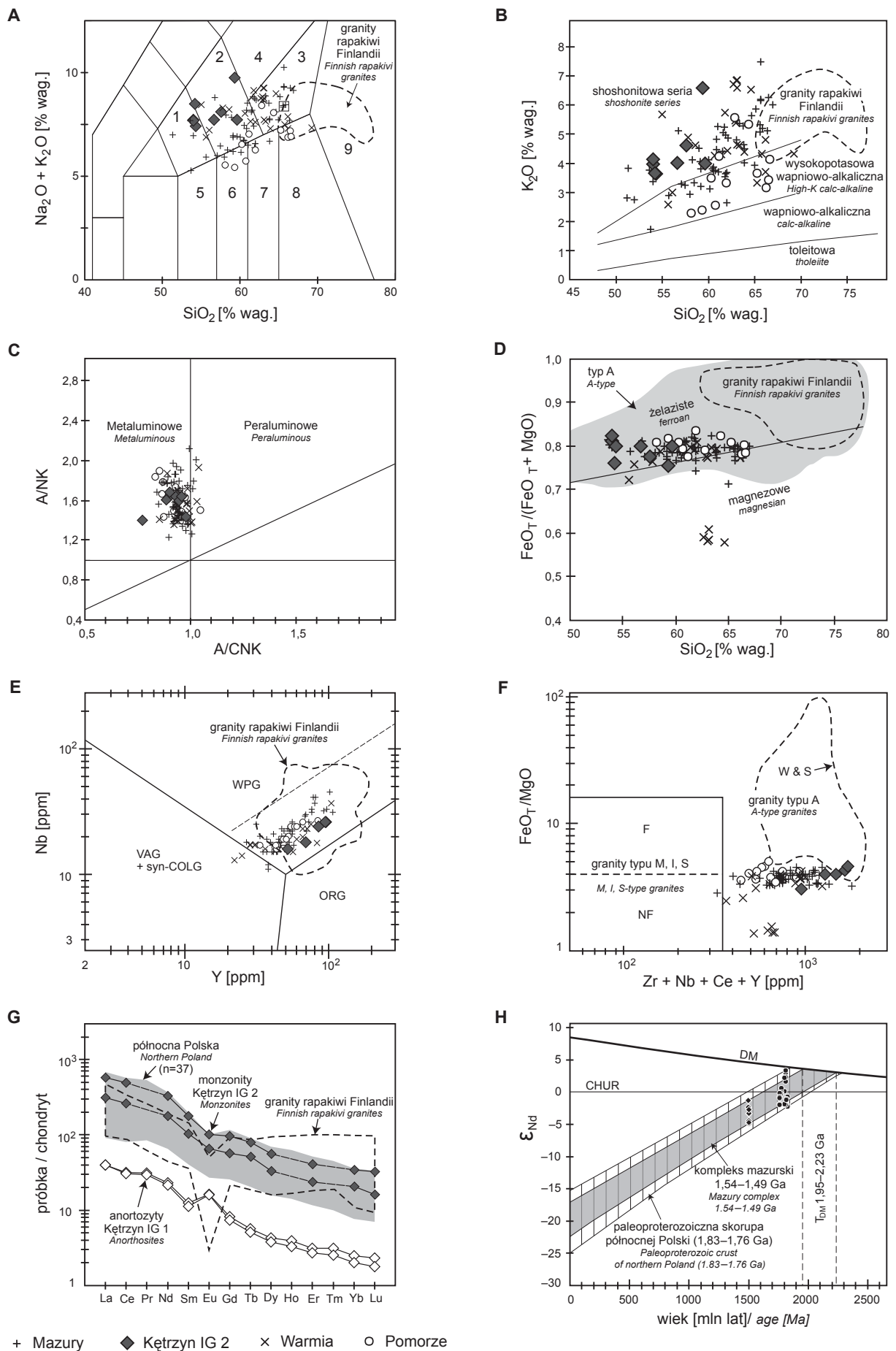
POZYCJA GEOLOGICZNA SKAŁ INTRUZYJNYCH

Występujące na spodzie otworu Kętrzyn IG 1 anortozyty należą do rozległej intruzji kętrzyńskiej, która wraz z pokrewnymi monzogabrami i diorytami w jej częściach peryferyjnych zajmuje obszar ok. 1100 km² w granicach wyznaczonych przez regionalne anomalie magnetyczne i grawimetryczne. Udokumentowano ją również za pomocą głębokich sondowań sejsmicznych eksperymentu POLO-NAISE'97, jako ciało o podwyższonej prędkości fal w stosunku do otoczenia (wysokoprędkościowe), między 20 a 95 km profilu P5 na głęb. 5–9 km (Czuba i in., 2002). Zarówno anortozyty, jak i nawiercone w otworze Kętrzyn IG 2 skały monzonitowe przynależą do kompleksu mazurskiego zdefiniowanego przez Kubickiego i Rykę (1982) jako subplatformowa formacja magmowa reprezentowana przez anorogeniczne granitoidy rapakiwipodobne i ściśle z nimi genetycznie związane anortozyty i noryty tworzące trzy odrębne masywy – suwalski, sejneński i kętrzyński. Na wczesnym etapie badań felzytowy człon kompleksu uważano za granitoidy reomorficzne powstałe w wyniku rekrytalizacji i regionalnej metasomatozy starszych utworów metamorficznych bez większego udziału fazy ciekłej (Juskowiak, 1971). Nowsze badania wykazały jednak ściśle magmowy charakter kompleksu mazurskiego, uformowanego przez plutoniczny szereg anortozyt–mangeryt–charnockit–granit (AMCG) (Wiszniewska i in., 2002; Dörr i in., 2002; Duchesne i in., 2010), zarówno w Fennoskandii, jak i w skali globalnej charakterystyczny zwłaszcza dla środkowego proterozoiku (np. Rämö, Haapala, 1995). Wiek krystalizacji skał kompleksu, oznaczony na cyrkonie metodą U–Pb, obejmuje przedział 1,55–1,49 mld lat temu (Claesson i in., 1995; Dörr i in., 2001, 2002; dane niepubl.). Na wschodzie kompleks mazurski łączy się bezpośrednio z kompleksem Veisiejai w południowo-zachodniej Litwie, a dalszą jego kontynuacją jest granitowa intruzja Kabeliai na pograniczu litewsko-białoruskim datowana na 1505 ± 11 mln lat (Skridlaite i in., 2003; Sundblat i in., 1994) oraz prawdopodobnie kompleksy grodzieński i mostowski w północno-zachodniej Białorusi (Taran, 2007). Przedłużeniem kompleksu mazurskiego ku zachodowi są intruzje w rejonie Warmii i Pomorza Wschodniego, w tym izolowana intruzja kościerska, które łącznie z pozostałymi wystąpieniami tworzą równoleżnikowo biegnące pasmo o długości ok. 400 km. Jego osłonę stanowi uprzednio skonsolidowana skorupa paleoproterozoiczna zbudowana z regionalnie zmetamorfizowanych skał plutonicznych i suprakrustalnych, synorogenicznych względem orogenezy swekofeńskiej, o wieku 1,86–1,80 mld lat w części wschodniej (np. Motuza, 2004) i 1,84–1,75 mld lat w części centralnej i zachodniej. W odróżnieniu od paleoproterozoicznej skorupy w otoczeniu intruzji, skały kompleksu mazurskiego nie noszą żadnych śladów metamorfizmu regionalnego, zwłaszcza w postaci

foliacji penetratywnej. Nieliczne i tylko lokalnie obecne wskaźniki kinematyczne są ograniczone do porfiroklastów skaleniovych o słabej asymetrii i struktur mylonitycznych (Cymerman, 2004), których regionalne znaczenie jest co najmniej dyskusyjne.

W grupie niemaficznych skał kompleksu mazurskiego przewagę ilościową mają skały pośrednie, głównie monzonity i kwarcowe monzonity z podrzędnym udziałem diorytów i monzodiorytów. Marginalne znaczenie mają odmiany kwaśne w postaci tonalitów i granodiorytów (fig. 5A). Ten szeroki zakres składu obejmuje także występujące w kilku profilach skały charnockitowe. Charakterystyczne są zupełny brak granitów *sensu stricto* i brak luki Daly'ego, podobnie jak w kompleksach Veisiejai, grodzieńskim i mostowskim (Skridlaite i in., 2003; Taran, 2007). Pod względem geochemicznym skały należą do wysokopotasowej serii wapniowo-alkalicznej lub shoshonitowej o wysokim stosunku K/Na; w przeważającej większości są żelaziste, z wyjątkiem profilów Żelazna Góra w rejonie Warmii, oraz metaluminowe do słabo peraluminowych (fig. 5B–D). Wysokie koncentracje Zr, Y, REE i w mniejszym stopniu Nb decydują o ich przynależności do grupy granitów śródpłytowych typu A (fig. 5E–F). Brak lub słaba anomalia ujemna europu świadczy o względnie niskim stopniu zdyferencjowania i frakcjonowania plagioklaz. Nieliczne próbki charakteryzuje bardzo słaba anomalia dodatnia (Eu/Eu* do 1,14) spowodowana ograniczoną akumulacją plagioklaz. Anortozyty z otworu Kętrzyn IG 1 mają charakterystyki pierwiastków ziem rzadkich typowe dla kumulatów plagioklazowych z umiarkowanie dodatnią anomalią Eu, mniejszą jednak niż anortozyty intruzji suwalskiej przy większej na ogół zawartości sumy REE (por. Wiszniewska i in., 2002) (fig. 5G).

Z badań izotopowych szeregu AMCG wynika, że wartości parametru inicjalnego ϵ_{Nd} , charakteryzującego skład izotopowy neodymu w czasie krystalizacji skał kompleksu mazurskiego, są wyłącznie ujemne w zakresie od –1,3 do –4,9 (m.in. Claesson i in., 1995; Duchesne i in., 2010). Przy wieku modelowym T_{DM} 1,95–2,23 mld lat, który określa wiek ekstrakcji stopów pierwotnych z zubożonego płaszczka, wskazują one na obszary źródłowe magm macierzystych położone w obrębie paleoproterozoicznej dolnej skorupy swekofeńskiej. Ponadto charakterystyczny jest wzrost wartości ϵ_{Nd} ze wschodu na zachód i odpowiadający mu malejący wiek modelowy konsekwentnie naśladujący wyraźny diachronizm górnej skorupy synorogenicznej w otoczeniu kompleksu mazurskiego. Ewolucja składu izotopowego neodymu intruzji mezoproterozoicznych, przy nieco mniejszej zmienności stosunków izotopowych, całkowicie pokrywa się ze ścieżką ewolucji skorupy swekofeńskiej w północnej Polsce (fig. 5H). Taka zbieżność



świadczy o wspólnym źródle magm, położonym w głębokich partiach skorupy.

Kompleks mazurski należy do intrakratonicznej prowincji magmowej centralnej Fennoskandii, obejmującej dyskordantne plutony granitów rapakiwi i leukokratycznych gabroidów o wieku 1,67–1,47 mld lat. Liczne intruzje tych skał występują na rozległym obszarze od środkowej Szwecji, poprzez południową Finlandię i państwa bałtyckie do rosyjskiej Karelii (np. Rämö, Haapala, 2005; Heinonen i in., 2010). Pod względem geochronologicznym skały mazurskie najlepiej korelują się z kompleksami Salmi na pograniczu domeny paleoproterozoicznej z archaiczną (1,55–1,53 mld lat; Amelin i in., 1997) i Ragunda w centralnej Szwecji (1,53–1,47 mld lat; Persson, 1999). W porównaniu z najlepiej rozpoznaną asocjacją rapakiwi z Finlandii, w której przeważają granity, a skały pośrednie mają marginalne znaczenie, kompleks mazurski wyróżnia się ilościową przewagą tych ostatnich (fig. 5A), brakiem granitów *s.s.* i na ogół niższym stosunkiem Fe/Mg (fig. 5D, F). Te drugorzędne różnice mogą być spowodowane odsłonięciem w północnej Polsce głębszych partii plutonów (por. Skridlaite i in., 2003). Potwierdzeniem tego przypuszczenia są znacząco mniejsze niż w granitach fińskich anomalie ujemne Eu, znamionujące skały słabiej zdyferencjowane (fig. 5G). Przykład kompleksu mazurskiego pokazuje, że bimodalność magmatyzmu wymieniana często jako istotna właściwość asocjacji rapakiwi w Finlandii, nie musi być jej cechą konstytutywną, a jedynie cechą przygodnie związaną z głębokością ścięcia erozyjnego. Pokrewny granitom rapa-

kiwi, chociaż zazwyczaj nie włączany do prowincji środkowej Fennoskandii, jest magmatyzm granitowy o wieku 1,48–1,42 mld lat w rejonie południowego Bałtyku, obejmujący wyraźnie mniejsze plutony w południowej Szwecji (Čečys, Benn, 2007), na Bornholmie (Zariņš, Johansson, 2009), w podłożu Bałtyku (m.in. Obst i in., 2004) i w środkowej Litwie (Skridlaite i in., 2007).

Różnica wieku 250–300 mln lat między intruzjami kompleksu mazurskiego a otaczającą je skorupą swekofeńską, a więc wewnątrzpłytkowy kontekst geodynamiczny, w połączeniu z bardzo słabym zaangażowaniem tektonicznym skał kompleksu i ich swoistą charakterystyką geochemiczną są przesłankami wystarczającymi do uznania magmatyzmu mezoproterozoicznego w północnej Polsce za anorogeniczny w relacji do orogenezy swekofeńskiej. Kompleks mazurski spełnia zatem sformułowaną przez Windleya (1993) i Bonina i in. (1998) definicję magmatyzmu anorogenicznego, jako fenomenu, który pojawia się wiele dziesiątków milionów lat po ostatniej orogenezie i nie jest związany z lokalnymi strukturami kompresyjnymi i konwergencją płyt w rejonie jego występowania. Zastosowane w niej kryteria są praktyczne, ponieważ nie odwołują się bezpośrednio do ostatecznych przyczyn zjawisk magmowych i są stosunkowo łatwe do weryfikacji. W tym ujęciu ewentualna synchroniczność magmatyzmu ze zdarzeniami kolizyjnymi w skali ponadregionalnej nie jest sprzeczna z jego anorogenicznym charakterem (por. Black i in., 1985; Bonin, 2007). Można przypuszczać, że do kompleksu mazurskiego ma zastosowanie standardowy model genezy granitów rapakiwi pole-



Fig. 5. Charakterystyka geochemiczna i skład izotopowy neodymu mezoproterozoicznych skał pośrednich i kwaśnych z północnej Polski

A – diagram klasyfikacyjny suma alkaliów–krzemionka (Middlemost, 1994): 1 – monzodioryt, 2 – monzonit, 3 – kwarcowy monzonit, 4 – sjenit, 5 – gabrowy dioryt, 6 – dioryt, 7 – tonalit, 8 – granodioryt, 9 – granit; **B** – diagram K_2O-SiO_2 (wg Peccerillo i Taylor, 1976); **C** – diagram A/NK–A/CNK (Shand, 1943): $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$, $A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$; **D** – diagram $FeO_T/(FeO_T + MgO)-SiO_2$ (Frost i in., 2001), zakres składu granitów typu A wg Frosta i in. (2001); **E** – diagram dyskryminacyjny Nb–Y (Pearce i in., 1984): WPG – granity śródpłytkowe, VAG+syn-COLG – granity łuków wulkanicznych i synkolizyjne, ORG – granity grzbietów oceanicznych; **F** – diagram dyskryminacyjny $FeO_T/MgO-(Zr + Nb + Ce + Y)$ (Whalen i in., 1987); **F** – granity zdyferencjowane, **NF** – granity niezdyferencjowane, **W & S** – granity rapakiwi batolitów Wyborg i Salmi (Larin, 2009); **G** – znormalizowane do chondrytu charakterystyki REE, wartości normalizacyjne wg Nakamury (1974); **H** – ewolucja składu izotopowego neodymu w intruzjach mezoproterozoicznych i w paleoproterozoicznej skorupie północnej Polski: CHUR – hipotetyczny zbiornik chondrytowy, DM – zubożony płaszcz wg DePaolo (1981), T_{DM} – wiek modelowy Nd

Źródła danych: Bagiński i in. (2001), Duchesne i in. (2010), W. Ryka (mat. niepubl.), Krzemiński i Krzemińska (2013 – mat. niepubl.). Pola składu granitów rapakiwi południowej Finlandii wg Rämö i Haapala (1995), Nironena i in. (2000) oraz Haapala i in. (2005)

Geochemical and Nd isotope characteristics of the Mesoproterozoic intermediate and felsic rocks from northern Poland

A – total alkali–silica classification diagram of Middlemost (1994): 1 – monzodiorite, 2 – monzonite, 3 – quartz monzonite, 4 – syenite, 5 – gabbroic diorite, 6 – diorite, 7 – tonalite, 8 – granodiorite, 9 – granite; **B** – K_2O vs. SiO_2 diagram of Peccerillo and Taylor (1976); **C** – A/NK vs. A/CNK diagram of Shand (1943): $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$, $A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$; **D** – $FeO_T/(FeO_T + MgO)$ vs. SiO_2 discrimination diagram of Frost *et al.* (2001); **F** – fractionated granites, **NF** – unfractionated granites, composition ranges of A-type granites after Frost *et al.* (2001); **E** – Nb vs. Y discrimination diagram of Pearce *et al.* (1984): WPG – within-plate granites, VAG+syn-COLG – volcanic arc granites and syn-collisional granites, ORG – oceanic ridge granites; **F** – FeO_T/MgO vs. $(Zr + Nb + Ce + Y)$ discrimination diagram of Whalen *et al.* (1987); **F** – fractionated granites, **NF** – unfractionated granites, **W & S** – rapakivi granites of the Vyborg and Salmi batholiths (Larin, 2009); **G** – chondrite-normalized REE patterns; normalizing values after Nakamura (1974); **H** – neodymium isotope evolution of the Mesoproterozoic intrusions and Paleoproterozoic crust of northern Poland: CHUR – chondritic uniform reservoir, DM – depleted mantle after DePaolo (1981), T_{DM} – Nd model age

Sources of data: Bagiński *et al.* (2001), Duchesne *et al.* (2010), W. Ryka (unpubl. data), Krzemiński and Krzemińska (2013 – unpubl. data). The composition fields of the rapakivi granites from southern Finland after Rämö and Haapala (1995), Nironen *et al.* (2000) and Haapala *et al.* (2005)

gający na częściowym topieniu dolnej skorupy pod wpływem ciepła dostarczanego przez maficzne stopy pochodzące z górnego płaszczu i gromadzące się u podstawy skorupy, po którym następują intruzje magm macierzystych w płytsze poziomy skorupowe w ekstensyjnym środowisku tektonicznym (Haapala, Rämö, 1999; Rämö, Haapala, 2005). W tym dwustopniowym modelu najbardziej problematyczna pozostaje przyczyna częściowego topienia płaszczu litosferycznego. Możliwe mechanizmy obejmują pioropusz lub wznoszący prąd gorącej materii głębokiego płaszczu, pasywne lub aktywne ryftowanie (modele anorogeniczne), a także dekompresję spowodowaną przez ekstensyjny kolaps orogenu i ścienienie litosfery (model postorogeniczny) (*op. cit.*). Konkurencyjny do nich „synorogeniczny” model Åhalla i in. (2000) również przyjmuje ekstensję litosfery jako bezpośrednią przyczynę magmatyzmu rapakiwi w domenie swekofeńskiej, ale „kontrolowaną lub przynajmniej modulowaną” przez trzy kolejne fazy orogenezy gotyjskiej (1,69–1,55 mld lat) udokumentowanej wzdłuż odległej o 500–800 km zachodniej krawędzi Baltiki.

Odwrotny schemat wnioskowania, i to w wersji bardziej spekulatywnej, zastosowany był w koncepcji czysto hipotetycznej orogenezy duńsko-polskiej (Bogdanova, 2001; Bogdanova i in., 2008; por. Cymerman, 2007), która w odróżnieniu od orogenezy gotyjskiej nie ma żadnej dokumentacji w postaci magmatyzmu wapniowo-alkalicznego związanego z konwergencją płyt. W tym modelu intrakratoniczny magmatyzm AMCG w południowej Fennoskandii, w tym kompleks mazurski, miałby być wewnątrzpłytkowym przejawem tektoniki kompresyjnej związanej z kolizją Baltiki przypuszczalnie z płytą Amazonii pomiędzy 1,5 a 1,4 mld lat temu. O ile jednak możliwe jest w ramach tej koncepcji traktowanie intruzji o wieku 1,48–1,42 mld lat w południowej Szwecji, na Bornholmie i w środkowej Litwie (Čečys, Benn, 2007; Skridlaite i in., 2007; Zariņš, Johansson, 2009; Brander, Söderlund, 2009) jako quasi-oroge-

nicznych, to z zasadniczych przyczyn nie może ona mieć zastosowania do starszego kompleksu mazurskiego. Wychodząc od przesłanek geochronologicznych, Brander i Söderlund (2009) zawężili w porównaniu z autorską propozycją przedział wiekowy orogenezy duńsko-polskiej do 1,47–1,44 mld lat, a kompleks mazurski skorelowany z młodszymi intruzjami rapakiwi w środkowej części Fennoskandii uznali za niezwiązany z tą hipotetyczną aktywnością orogeniczną, podobnie jak Zariņš i Johansson (2009). Zdaniem Johanssona (2009) jakiegokolwiek deformacje śródpłytkowych kompleksów AMCG południowej Fennoskandii są raczej odległym skutkiem deformacji i metamorfizmu związanych ze zdarzeniem hallandzkim, które w tym samym czasie miało miejsce w południowo-zachodniej Szwecji. Pomijając niedopasowanie wieku kompleksu mazurskiego do postulowanej orogenezy duńsko-polskiej, traktowanie go przez Cymermana (2007) jako kompleksu syn- lub późnoorogenicznego jest nieuzasadnione, ponieważ reżim kompresyjny rzekomo dominujący w mezoproterozoiku północnej Polski był rozpoznany przez niego na podstawie analizy strukturalnej w profilach głównie paleoproterozoicznych. Niezależnie jednak od ostatecznej przyczyny magmatyzmu AMCG w północnej Polsce, kompleks mazurski nie jest orogeniczny w takim znaczeniu jak występujące w jego osłonie, regionalnie zmetamorfizowane skały utworzone w czasie orogenezy swekofeńskiej w bliskim sąsiedztwie krawędzi konwergentnej. Ponadto, abstrahując od wieku źródłowej orogenezy, zaliczenie go do kategorii plutonów orogenicznych zakłóciłoby klarowny i zarazem logiczny podział opracowany przez badaczy fińskich dla granitoidów orogenicznych w ich relacji do orogenezy swekofeńskiej (skały pre-, syn-, późno- i postorogeniczne) z wydzieleniem przez nich osobnej kategorii skał anorogenicznych dla asocjacji rapakiwi (Simonen, 1980; por. Nironen, 2005).

KAMBR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA UTWORÓW KAMBRU W OTWORZE WIERTNICZYM KĘTRZYN IG 1

W otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1 utwory kambru występują wg próbek rdzeniowych w interwale głęb. 1613,0–1840,0 m, osiągając miąższość 227,0 m.

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

Interwał przejściowy środkowo- i dolnokambryjskiej sukcesji otworu Kętrzyn IG 1, mimo wysokiego zakresu rdzeniowania, przewiercono z bardzo niskim uzyskiem rdzenia. Z tego względu strop utworów kambru dolnego z przybliżeniem wyznaczono na głęb. 1714,2 m na podsta-

wie korelacji krzywych pomiarów geofizycznych z otworu Kętrzyn IG 1 z odpowiednimi krzywymi z datowanych biostratygraficznie profili otworów Kętrzyn IG 2, Klewno 1, Olsztyn IG 1 i Olsztyn IG 2 (Lendzion, 1974). Spąg sukcesji dolnokambryjskiej z podobnych powodów i całkowitej fragmentacji rdzenia określono na głęb. 1840,0 m. Utwory kambru dolnego w profilu Kętrzyn IG 1 osiągnęły miąższość 125,8 m.

Ze względu na niewielki uzysk rdzenia w sukcesji dolnokambryjskiej, opis litologii profilu jest niepełny. Z tych samych względów nie można podać wiarygodnych miąższości poszczególnych wydzieleni litologicznych.

Dostępną do rozpoznania makroskopowego w rdzeniach część sukcesji dolnokambryjskiej budują głównie pakiety jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych, przewarstwiających się z brązowymi mułowcami. W piaskowcach występuje warstwowanie poziome oraz warstwowanie przekątne dużej skali. Wśród składników litologicznych są obecne liczne, drobne blaszki łyszczyków oraz ziarna glaukonitu i drobne kongregacje pirytu. W spoiwie piaskowców występuje kaolin. W pakiecie przewarstwiających się jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych jest obecna wkładka mułowca z otoczkami piaskowca i fosforytów. Maksymalna średnica otoczek dochodzi do 5 cm. W dolnej części sukcesji dolnokambryjskiej występują brunatne piaskowce drobnoziarniste, z licznymi blaszkami łyszczyków i drobnymi skupieniami galeny. Niewielką część sukcesji stanowią jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, w których są obecne blaszki łyszczyków i niewielkie skupienia galeny oraz nieregularne wkładki szarozielonego mułowca. Zupełnie podrzędnie w sukcesji dolnokambryjskiej występują jasnoszare piaskowce mułowcowe, z licznymi, nieregularnymi przewarstwieniami mułowców ciemnozielonych. Znaczącą część sukcesji dolnokambryjskiej budują pakiety jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych o spoiwie węglanowym, nieprzewarstwiających się z mułowcami. Są one słabo zwięzłe, kruche, porowate, z nielicznymi, drobnymi blaszkami łyszczyków i ziarnami glaukonitu, z nielicznymi, cienkimi wkładkami zlepieńca złożonego z klastów ilowca. Występują w nich nieliczne kongregacje pirytu. W spągowej części profilu dolnokambryjskiego piaskowce drobnoziarniste mają zabarwienie brunatnowiśniowe, są słabo zwięzłe, zawierają nieliczne ziarna zwietrzałego skalenia, drobne, pojedyncze blaszki łyszczyków oraz grubsze ziarna kwarcu i skalenia.

W sukcesji dolnokambryjskiej sporadycznie występują piaskowce różnoziarniste, brunatne, z wiśniowymi plamami, z nieznaczną domieszką kaolinu, z domieszkami grubszych ziarn kwarcu i skalenia.

Stropową część profilu dolnokambryjskiego budują brązowe mułowce, z licznymi łyszczykami, z nieregularnymi wkładkami piaskowca drobnoziarnistego, jasnoszarego, często tworzącego pograży w mułowcu. W piaskowcach występują liczne ziarna glaukonitu. Mułowce są spękane, a powierzchnie spękań są pokryte różowymi żyłkami kalcytu i miejscami zawierają skupienia galeny. Większość spektrum litologicznego o drobnej frakcji uziarnienia stanowią mułowce szarozielone, z nielicznymi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych. Są one laminowane drobnymi blaszkami łyszczyków, z bardzo nielicznymi wkładkami i pograżami piaskowca drobnoziarnistego z glaukonitem i drobnymi kongregacjami pirytu. Podrzędnie występują mułowce ciemnoszare oraz mułowce brunatnowiśniowe z zielonymi plamami. W spągu sukcesji dolnokambryjskiej występują mułowce piaszczyste, szarozielone.

Faunę kambryjską w profilu Kętrzyn IG 1 reprezentują jedynie bardzo liczne, drobne skorupki brachiopodów *Lingulella* sp. Na występowanie utworów kambru dolnego w profilu Kętrzyn IG 1 może wskazywać przede wszystkim korelacja krzywych pomiarów geofizycznych ze wspomnianego

otworu z sąsiednim otworem Kętrzyn IG 2, w którym udokumentowano obecność wskaźnikowego dla kambru dolnego i poziomu biostratygraficznego *Holmia*, trylobita *Holmia kjerulfi* (Linnarsson) (Lendzion, 1974).

W utworach kambru dolnego występuje monotony pod względem ichnotaksonomicznym i etologicznym zespół skamieniałości śladowych reprezentowany przez jamki żerowiskowo-mieszkalne osadożerców *Teichichnus rectus* (Seilacher) i *Teichichnus* isp. (Paczeńska, 1996).

?Kambr środkowy ?(~oddział 3)

Nierzedniowane odcinki sukcesji środkowokambryjskiej stanowią 57% całej jej miąższości, wynoszącej 101,2 m. Według próbek rdzeniowych strop utworów kambru środkowego znajduje się na głęb. 1613,0 m. Jej spąg wyznaczono na podstawie pomiarów geofizycznych i korelacji krzywych pomiarów geofizyki wiertniczej z biostratygraficznie udokumentowanymi profilami wschodniej części obniżenia bałtyckiego na głęb. 1714,2 m. Śródkowokambryjski profil przewiercono z bardzo niskim uzyskiem rdzenia w każdym z przewierconych marszów.

Profil środkowokambryjski budują w większości jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, słabo zwięzłe, porowate, o spoiwie węglanowym, z licznymi, drobnymi blaszkami łyszczyków. W piaskowcach występują liczne, nieregularnie rozmieszczone otoczki kwarcu i żyłki pirytu oraz nieliczne wkładki brązowych mułowców. Nierówne powierzchnie rozmyte w piaskowcach drobnoziarnistych są pokryte jasnozielonym materiałem ilastym.

Oprócz licznie reprezentowanych w profilu piaskowców drobnoziarnistych znaczącym elementem spektrum litologicznego są jasnoszare piaskowce różnoziarniste, słabo zwięzłe, z drobnymi blaszkami łyszczyków i bardzo licznymi otoczkami kwarcu o średnicy dochodzącej do 4 mm oraz drobnymi kongregacjami pirytu. Piaskowce średnioziarniste cechuje spoiwo węglanowe.

Innym charakterystycznym typem litologicznym są słabo zwięzłe piaskowce zlepieńcowate, zawierające bardzo liczne otoczki kwarcu o średnicy do 4 mm oraz nieregularne brązowe skupienia materiału ilastego, w którym tkwią czarne blaszki łyszczyków oraz drobne kongregacje pirytu. W spektrum skał piaskowcowych zupełnie podrzędnie występują piaskowce mułowcowe, jasnoszare z drobnymi blaszkami łyszczyków.

Skały o drobnej frakcji uziarnienia są reprezentowane przez brązowe mułowce, z licznymi drobnymi blaszkami łyszczyków, z 5-centymetrową warstwą piaskowca drobnoziarnistego, laminowanego brązowym materiałem ilastym oraz nieregularnymi skupieniami materiału ilastego.

W pakietach przewarstwiających się piaskowców drobnoziarnistych i mułowców, występują bardzo liczne skamieniałości śladowe o bardzo monotonnym składzie ichnotaksonomicznym i etologicznym. Stwierdzono tu występowanie tylko trzech ichnogatunków: *Teichichnus rectus* (Seilacher), *Planolites beverleyensis* (Billings) i *Planolites*

montanus Richter. Są to jamki żerowiskowo-mieszkalne osadożerców.

Na możliwość wydzielenia kambru środkowego w profilu otworu Kętrzyn IG 1 wskazuje Lendzion (1983a) na podstawie korelacji krzywych pomiarów geofizyki wiertniczej omawianego profilu z odpowiednimi krzywymi datowanych biostratygraficznie profili otworów ze wschodniej części obniżenia bałtyckiego – Olsztyn IG 1 i Olsztyn IG 2, w któ-

rych wspomniana wyżej autorka opisała trylobity *Ellipsocephalus* cf. *polytomus* Linnarsson i *Ellipsocephalus* sp. (Lendzion, 1977) oraz profil otworu Henrykowo 5 z trylobitem *Acadoparadoxides* ex gr. *oelandicus* (Lendzion, 1974). Ostatni z wymienionych gatunków trylobitów jest gatunkiem wskaźnikowym dla najniższego poziomu biostratygraficznego kambru środkowego *Acadoparadoxides oelandicus*.

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA UTWORÓW KAMBRU W OTWORZE WIERTNICZYM KĘTRZYN IG 2

Kambr dolny (terenew + (~) oddział 2)

Według próbek rdzeniowych utwory kambru dolnego nawiercono na głęb. 1448,6–1532,9 m. Sukcesja dolnokambryjska nie została przewiercona w całości, ponieważ po nawierceniu 84,3 m głębienie otworu zatrzymano. Pomimo wysokiego zakresu rdzeniowania całego profilu dolnokambryjskiego, uzysk rdzenia był niski.

Litologia kambru dolnego jest wyraźnie dwudzielna. W dolnej części profilu dominują utwory klastyczne o grubszej frakcji uziarnienia, reprezentowane przez piaskowce o różnym zabarwieniu. Wśród piaskowców drobnoziarnistych przeważają pakiety brunatnych piaskowców z cienkimi przewarstwieniami szarozielonych piaskowców wapnistych. Sporadycznie występują pstre i wiśniowobrunatne piaskowce drobnoziarniste, z domieszką grubszego ziarna i przewarstwieniami szarozielonych iłowców oraz jasnoróżowe, kwarcowe piaskowce drobnoziarniste. Obok wyżej wspomnianych skał, w dolnej części nawierconego profilu, występują brunatne piaskowce średnioziarniste, żelaziste, z nielicznymi przewarstwieniami jasnoszarych piaskowców, miejscami zawierających drobne ziarna skaleni oraz brunatne i szarozielone piaskowce mułowcowe, z dużą domieszką tlenków żelaza w spoiwie i licznymi przewarstwieniami iłowców brunatnych, żelazistych.

Ku górze nawierconego profilu w spektrum litologicznym kambru dolnego wzrasta udział skał o bardzo drobnej frakcji uziarnienia. Są to głównie iłowce pstre i brunatne z nieregularnymi wkładkami piaskowców mułowcowych

i jasnoszarych, wapnistych mułowców oraz brunatnowiśniowe iłowce z zielonymi plamami, z nieregularnymi wkładkami zielonego mułowca z glaukonitem oraz nieregularnymi wkładkami jasnoszarego piaskowca z glaukonitem. W iłowcach występują liczne, drobne skorupki brachiopodów. Inną grupą o drobnej frakcji uziarnienia są mułowce brunatnowiśniowe z cienkimi smugami iłowca i nieregularnymi wkładkami szarozielonego mułowca piaszczystego, z dużą domieszką tlenków żelaza w spoiwie.

W mułowcach występują liczne pograży brunatnych piaskowców drobnoziarnistych. W odcinkach, w których występują przewarstwiające się mułowce i piaskowce są obecne liczne skorupki brachiopodów oraz skamieniałości śladowe.

Na głęb. 1454,1–1454,6 m występuje warstwa wapienia piaszczystego z glaukonitem o miąższości 50,0 cm, z licznymi skorupkami drobnych brachiopodów.

Lendzion na podstawie występowania trylobita *Holmia kjerulfi* (Linnarsson) oraz korelacji biostratygraficznej z pobliskim otworem Olsztyn IG 2, gdzie udokumentowano występowanie problematycznej skamieniałości *Torellia laevigata* Linnarsson oraz otworem Klewno 1, w którym stwierdzono obecność trylobitów *Olenellidae* (Lendzion, 1974), zaliczyła nawierconą w otworze Kętrzyn IG 2 sukcesję do kambru dolnego i nierozdzielonych poziomów biostratygraficznych *Holmia–Protolelus* (Lendzion, 1983a, b). Oba wspomniane poziomy wskazują, że nawiercony w profilu Kętrzyn IG 2 odcinek profilu kambru dolnego odpowiada w przybliżeniu oddziałowi 2 kambru wg nowego schematu chronostratygraficznego tego systemu.

Magdalena SIKORSKA

PETROLOGIA UTWORÓW KAMBRU W OTWORZE WIERTNICZYM KĘTRZYN IG 1

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

Utwory dolnokambryjskie w profilu Kętrzyn IG 1 występują na głęb. 1714,2–1840,0 m. Niestety otwór był słabo rdzeniowany, a rdzeń na wielu odcinkach pokruszony, co spowodowało nieregularność w opróbowaniu profilu.

Kambr dolny wykształcony jest w postaci skał klastycznych, głównie mułowcowo-piaskowcowych z nieregularnymi wkładkami materiału ilastego. W rdzeniu są widoczne bardzo liczne bioturbacje (ślady pełzania i żerowania organizmów) oraz zaburzenia synsedymantacyjne (pograży, ślady spływów). Barwa osadów jest zmienna – od jasnoszarej, szarej z odcieniem brązowym do oliwkowej i brunatnowiśniowej.

W przyspągowej części profilu występuje piaskowiec (arkoza) z dużą ilością ziaren frakcji żwirowej, w tym z licznym udziałem skaleni, charakteryzujący się brakiem obtoczenia i wysortowania materiału okrucowego. Świadczą o tym pomierzone wielkości maksymalnego ziarna kwarcu $d_{\max} = 6,50$ mm i najczęstszego ziarna kwarcu $d_{\text{mf}} = 0,42$ mm oraz stosunek obu wartości d_{\max}/d_{mf} , który jest bardzo wysoki i wynosi 15,5. Wyżej leżące piaskowce to typowe w profilach dolnokambryjskich bardzo drobnoziarniste arenity i waki kwarcowe, dobrze wysortowane, z przewagą obtoczonych ziaren kwarcu. Średnie wartości parametrów uziarnienia są bardzo niskie: $d_{\max} = 0,30$ mm, $d_{\text{mf}} = 0,08$, a ich stosunek d_{\max}/d_{mf} wynosi średnio 3,6 (tab. 5).

Szkielet ziarnowy piaskowców stanowi głównie kwarc, którego średnia zawartość wynosi 75,2% obj. skały. Po wszechnie, ale w niewielkich ilościach (średnio 0,8% obj.), występują skaleni, łyszczki (<1%), minerały akcesoryczne, okrucy czertów. Spoiwo piaskowców stanowią minerały ilaste złożone głównie z illitu, przy śladowych ilościach kaolinitu, niekiedy z dużą zawartością pigmentu żelazistego (głęb. 1818–1830 m). Udział spoiwa ilastego w piaskowcach dolnokambryjskich jest bardzo zróżnicowany, średnio wynosi 8,8% obj. skały (maks. 22,3%). W piaskowcach z dolnej części profilu substancja ilasta jest silnie zażelaziona. Piaskowce są bogate w cement węglanowy, którego udział sięga 36,3% obj. (średnio 13,1% obj.). Reprezentują go dolomit (?brak analiz chemicznych) tworzący poikilitowe skupienia oraz syderyt w postaci drobnych, często kulistych, agregatów lub w postaci romboedrycznych kryształów (fig. 6A). Stosunki ilościowe między dolomitami a syderytami zmieniają się diametralnie w poszczególnych próbkach. Cement kwarcowy oraz pirytowy (fig. 6B) występują rzadko. Odnotowano obecność sfalerytu i galeny. Do grupy minerałów autogenicznych należy także glaukonit obecny w części piaskowców (maks. 3,7% obj.). Najczęściej tworzy nieregularne skupienia, rzadziej owalne ziarna.

Pyłowce są reprezentowane przez odmiany mniej lub bardziej ilaste, dolomityczne lub syderytowe. Ich skład mineralny jakościowo niewiele różni się od opisanych wcześniej piaskowców bardzo drobnoziarnistych. Szkielet ziarnowy składa się z kwarcu, niewielkiej ilości skaleni, łyszczków, minerałów akcesorycznych. Spoiwo ilaste oraz cement węglanowy występują w bardzo zróżnicowanych ilościach. Dolomit (?) tworzy poikilitowe gniazdowe skupienia, a syderyt ma formę drobnych kulistych agregatów, szczególnie licznych w masie ilastej (fig. 6C). Obecne są także glaukonit i piryt. W żelazistych pyłowcach ilastych z licznymi soczewkami piaszczystymi (głęb. 1830,6; 1813,1 i 1813,3 m) są obecne ooidy żelaziste ze słabo widoczną koncentryczną budową korteksu, a na ziarnach kwarcu występują otoczki uwodnionych tlenków żelaza (fig. 6D).

Iłowce właściwe, złożone w całości z masy ilastej, występują sporadycznie. Najczęściej są to iłowce pylaste niekiedy z domieszką frakcji piaszczystej. Materiał ilasty oraz grubiej ziarnisty zwykle tworzą naprzemianległe mikrolaminy i soczewki. W iłowcu pylastym z głęb. 1810,9 m są

obecne liczne ostrokrawędziste ziarna skaleni potasowych frakcji psamitowej (fig. 6E). Iłowce często zawierają rozproszone drobne agregaty syderytowe, piryt, materię organiczną. Iłowce pylaste z głęb. 1815,4 m, o brunatnawo-żółtej barwie, przepojony jest uwodnionymi tlenkami żelaza.

Kambr środkowy (~oddział 3)

Utwory kambru środkowego w profilu Kętrzyn IG 1 występują na głęb. 1613–1714,2 m. Jest to monotonna seria osadów piaszczystych o zabarwieniu jasnoszarym, niekiedy beżowym z nielicznymi cienkimi wkładkami brązowo-oliwkowego mułowca. Piaskowce charakteryzują się bardzo słabą zwięzłością. Rdzeń jest pokruszony i niepełny.

Piaskowce składem mineralnym odpowiadają arenitom kwarcowym (tab. 6). Średnia wielkość maksymalnego ziarna kwarcu (d_{\max}) w piaskowcach wynosi 0,73 mm, a najczęstszego (d_{mf}) 0,15 mm. Wzajemny stosunek obu wielkości d_{\max}/d_{mf} jest wysoki i średnio wynosi 5,1.

Są to skały bardzo dojrzałe mineralogicznie i teksturalnie (*sensu* Folk, 1968). Szkielet ziarnowy jest złożony niemal w całości z kwarcu w postaci dobrze i bardzo dobrze obtoczonych ziaren. Średnia zawartość kwarcu w piaskowcach to 87,4% obj. skały. Pierwotną teksturę piaskowców uwidaczniają obserwacje w katodoluminescencji (CL). Na obrazach CL (fig. 7A, B) widać doskonale obtoczony materiał ziarnowy, często źle wysortowany (inwersja teksturalna typu drugiego, *sensu* Folk, 1968) oraz punktowe kontakty międzyziarnowe. Oprócz kwarcu odnotowano obecność minerałów akcesorycznych (głównie pirytu) oraz śladowe ilości łyszczków i czertów. Cement piaskowców stanowią głównie węglany (dolomit żelazisty/ ankeryt – brak luminescencji, fig. 7B) oraz w niewielkim stopniu kaolinit, sporadycznie piryt. Zawartość węglanów jest bardzo zróżnicowana i wynosi 0,6–32,7% obj. skały. W skaningowym mikroskopie elektronowym są widoczne luźno ułożone obtoczone ziarna kwarcu (fig. 7D), a w przestrzeniach międzyziarnowych skupienia romboedrycznych kryształów Fe-dolomitu/ ankerytu (fig. 7E) oraz automorficznych pseudoheksagonalnych tabliczek kaolinitu (fig. 7F). Piaskowce są kruche, bardzo porowate i z uwagi na słabą jakość szlifów nie udało się pomierzyć w mikroskopie udziału pustych porów w skale.

Pyłowiec ilasty z głęb. 1684 m (fig. 7C) obok kwarcu zawiera niewielką ilość skaleni (0,7% obj.), których część uległa kaolinityzacji, podobnie jak niektóre blaszki łyszczków. Masa ilasta, nieregularnie rozmieszczona w skale, składa się z illitu, rozdrobnionych łyszczków i kaolinitu.

Procesy diagenetyczne

Osady kambryjskie nie podlegały intensywnej diagenecie. W wyniku pograżenia i uruchomienia procesu kompaktacji mechanicznej materiał ziarnowy został ściślej upakowany. Plastyczne ziarna, jak glaukonit i łyszczki podle-

Tabela 5

Uziarnienie i skład mineralny skal kambru dolnego [% obj.]

Grain size and mineral composition of Lower Cambrian rocks [vol %]

Głębokość [m]	Numer próbki	Rodzaj skały	Maksymalne ziarno kwarcu d_{max} [mm]	Największe ziarno kwarcu d_{mr} [mm]	d_{max}/d_{mr}	Kwarc	Skalenie	Łyszczyki	Min. akcesoryczne	Glaukonit	Min. ilaste	Uwodnione tlenki Fe	Węglany	Fosforany	Okruchy skał	Ooidy
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1717,7	21	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,20	0,10	2,0	79,4	0,3	0,7	3,0	0,0	6,3	0,0	10,0	0,0	0,3	0,0
1719,2	22	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,25	0,07	3,6											
1720,2	23	iłowiec z lamiami pylasto-piaszczystymi	0,20	0,02	10,0											
1721,0	24	pyłowiec dolomityczny	0,25	0,05	5,0	77,3	0,7	0,7	3,3	0,0	1,4	0,0	16,3	0,0	0,3	0,0
1722,8	25	dolomityczny arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,25	0,08	3,1											
1723,0	26	iłowiec z lamiami pylasto-piaszczystymi	0,30	0,02	15,0											
1723,2	27	pyłowiec dolomityczny	0,32	0,05	6,4	76,4	0,3	1,0	1,8	+	2,3	0,0	18,2	0,0	0,0	0,0
1723,6	28	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,23	0,07	3,3											
1724,6	29	dolomityczno-syderytowy arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,60	0,09	6,7	61,3	0,0	0,3	0,7	0,0	0,7	0,0	36,3	0,0	0,7	0,0
1730,0	31	dolomityczny arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,25	0,10	2,5											
1735,2	32	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,25	0,11	2,3											
1737,3	33	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,52	0,12	4,3	92,3	0,0	0,0	0,7	0,0	5,0	+	1,7	0,0	0,3	0,0
1738,9	36	arenit kwarcowy drobnoziarnisty	0,58	0,13	4,5											
1740,7	37	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,45	0,10	4,5	94,4	0,0	0,0	1,0	0,0	1,2	0,0	3,1	0,0	0,3	0,0
1744,9	38a	zsyderyzowany iłowiec	0,27													
1745,4	39	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,18	0,06	3,0	79,7	0,3	0,7	1,3	0,0	13,7	0,0	4,3	0,0	0,0	0,0
1749,3	40	dolomityczny arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,22	0,08	2,8	81,4	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	18,0	0,0	+	0,0
1750,4	43a	iłowiec pylasty	0,15	0,02	7,5											
1752,1	48	iłowiec pylasty	0,18	0,02	9,0											
1753,8	52	pyłowiec dolomityczny	0,13	0,05	2,6	62,0	0,7	0,7	1,0	0,3	+	0,0	35,3	0,0	+	0,0

Tabela 5 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1756,6	54	pyłowiec kwarcowy	0,20	0,05	4,0											
1757,0	55	iłowiec pylasty	0,10	0,02	5,0											
1758,1	58	syderytowy arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,27	0,08	3,4	61,6	1,7	0,3	0,3	1,0	0,0	0,0	33,7	0,7	0,7	0,0
1760,0	60	syderytowy pyłowiec ilasty	0,20	0,05	4,0											
1761,6	62	iłowiec właściwy	0,08	0,01	8,0											
1763,0	66	dolomityczno-syderytowy arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,40	0,06	6,7	62,4	1,3	0,3	1,7	3,7	3,3		26,7	0,3	0,3	0,0
1765,3	68	iłowiec pylasty	0,15	0,02	7,5											
1771,0	69	iłowiec pylasty	0,18	0,02	9,0											
1774,5	71	pyłowiec ilasty	0,21	0,03	7,0	45,0	2,7	1,3	3,0	0,3	45,0	0,0	2,7	0,0	0,0	0,0
1776,0	72	dolomityczny arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,18	0,06	3,0											
1780,5	73	waka kwarcowa b. drobnoziarnista	0,20	0,06	3,3	68,5	2,3	0,3	1,3	0,3	22,3	0,0	5,0	0,0	0,0	0,0
1781,5	74	pyłowiec ilasty	0,17	0,05	3,4											
1787,6	76	dolomityczny arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,25	0,08	3,1	71,7	2,3	+	1,3	0,7	13,0	0,0	10,7	0,0	0,3	0,0
1788,9	77	waka kwarcowa b. drobnoziarnista	0,20	0,06	3,3											
1790,5	78	pyłowiec ilasty	0,12	0,04	3,0											
1795,0	80	pyłowiec ilasty	0,20	0,05	4,0	56,0	1,7	1,0	3,3	0,3	37,0	0,0	0,7	0,0	+	0,0
1796,7	83	iłowiec pylasty	0,12	0,05	2,4											
1798,1	85	dolomityczny arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,20	0,06	3,3											
1799,5	88	pyłowiec ilasty	0,19	0,05	3,8	51,3	2,2	0,9	3,0	0,3	40,1	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0
1800,5	90	dolomityczno-syderytowa waka kwarcowa b. drobnoziarnista	0,20	0,06	3,3	68,8	1,3	0,0	1,3	0,0	14,3	0,0	14,0	0,3	0,0	0,0
1806,2	91	pyłowiec ilasty	0,15	0,05	3,0											
1809,8	93	pyłowiec dolomityczny	0,27	0,05	5,4											
1810,9	95	iłowiec pylasty	0,77	0,05	15,4	36,4	4,3	1,3	3,3	0,0	53,0	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0
1812,7	98	iłowiec pylasty	0,25	0,03	8,3											
1814,0	102	iłowiec pylasty	0,40	0,02	20,0											
1815,4	104	żelazisty iłowiec pylasty	2,07	0,02	103,5											
1818,8	105	waka kwarcowa b. drobnoziarnista	0,45	0,10	4,5	71,1	0,7	0,3	1,0	0,0	17,3	+	9,3	0,0	0,3	0,0

Tabela 5 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1824,0	107	wąka kwarcowa b. drobnoziarnista	0,45	0,10	4,5	72,2	1,2	0,0	0,0	0,0	15,5	0,7	10,1	0,0	0,3	0,0
1926,3	108	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,42	0,09	4,7											
1828,0	109	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,28	0,10	2,8											
1830,6	110	żelazisty pyłowacie ilasto-piaszczysty	1,12	0,02	66,0	48,7	1,0	1,0	2,7	0,3	43,6	+	1,7	0,0	0,0	1,0
1833,8	112	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,20	0,09	2,2											
1834,4	113	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,26	0,10	2,6	88,7	0,3	0,0	1,0	0,0	9,0	0,0	1,0	0,0	+	0,0
1834,6	114	dolomityczna arkoza różnoziarnista	6,50	0,42	15,5	24,3	33,4	0,3	5,0	0,3	4,0	0,0	31,7	0,0	+	0,0

Tabela 6

Uziarnienie i skład mineralny skal kambru środkowego [vol. %]

Grain size and mineral composition of Middle Cambrian rocks [vol. %]

Głębokość [m]	Numer próbki	Rodzaj skały	Maksymalne ziarno kwarcu d_{max} [mm]	Najczęstsze ziarno kwarcu d_{inf} [mm]	d_{max}/d_{inf}	Kwarc	Skalenie	Lyszczyki	Min. akcesoryczne	Min. ilaste	Uwodnione tlenki Fe	Węglany	Okruchy skał
1613,8	1	dolomityczny arenit kwarcowy drobnoziarnisty	0,71	0,14	5,1	86,5	0,0	0,3	0,6	0,3	0,0	12,3	0,0
1623,0	2	dolomityczny arenit kwarcowy różnoziarnisty	2,00	0,21	9,5								
1627,6	3	arenit kwarcowy drobnoziarnisty	0,53	0,14	3,8	98,2	0,0	0,0	1,6	0,3	0,3	0,6	0,0
1632,0	4	dolomityczny arenit kwarcowy drobnoziarnisty	0,98	0,15	6,5	74,7	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	24,5	0,4
1639,0	5	dolomityczny arenit kwarcowy średnioziarnisty	0,84	0,35	2,4	67,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	32,7	0,0
1674,0	6	arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty	0,38	0,08	4,8								
1681,0	7	arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty	0,35	0,11	3,2	98,4	0,0	0,0	0,6	0,0	+	1,0	0,0
1684,0	8	pyłowacie ilasty	0,29	0,05	5,8	60,0	0,7	3,3	2,3	33,7	+	0,0	0,0
1688,0	9	arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty	0,46	0,08	5,8	94,5	0,0	0,0	2,2	1,5	0,3	1,5	0,0
1695,0	10	arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty	0,35	0,08	4,4	92,3	0,0	0,3	2,6	2,9	0,3	1,6	0,0

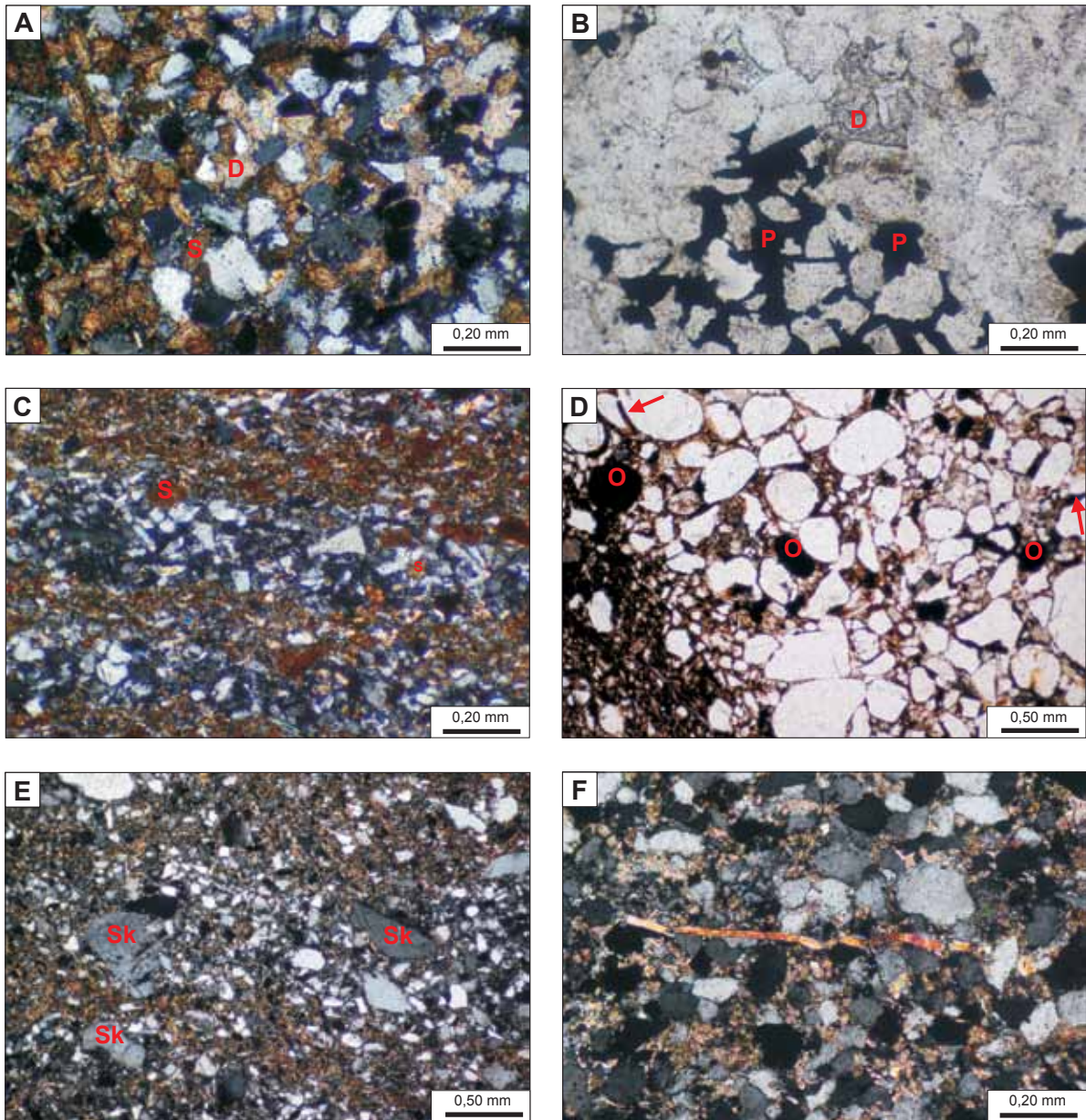


Fig. 6. Zdjęcia szlifów – kambr dolny

A – dolomityczny arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty (głęb. 1798,1 m), liczne romboedryczne kryształy późnodiagenetycznego syderytu (S) i poikilitowy cement dolomitowy (D) (PL, nikole skrzyżowane); **B** – arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty (głęb. 1717,7 m), poikilitowy cement pirytowy (P) i dolomitowy (D) (PL, bez analizatora); **C** – iłowiec pylasty (głęb. 1750,4 m), w laminach ilastych liczne agregaty wczesnodiagenetycznego syderytu (S) (PL, nikole skrzyżowane); **D** – żelazisty pyłowiec ilasto-piaszczysty (głęb. 1830,6 m), widoczne ooidy (O) i otoczki żelaziste (strzałki) na ziarnach kwarcu (PL, bez analizatora); **E** – pyłowiec ilasty (głęb. 1810,9 m), lamina pylasta z pojedynczymi dużymi ziarnami skaleni potasowych (Sk) (PL, nikole skrzyżowane); **F** – pyłowiec kwarcowy (głęb. 1756,6 m), w centrum blaszka muskowitu zdeformowana w wyniku kompaktacji mechanicznej (PL, nikole skrzyżowane)

Photographs of thin sections – Lower Cambrian

A – very fine-grained dolomitic quartz arenite (depth 1798.1 m), common rhombohedral crystals of late diagenetic siderite (S) and poikilotic dolomite cement (D) (PL, crossed polars); **B** – very fine-grained quartz arenite (depth 1717.7 m), poikilotic pyrite (P) and dolomite (D) cements (plane polarized light); **C** – silty claystone (depth 1750.4 m), common early diagenetic siderite aggregates (S) in clayey laminae (PL, crossed polars); **D** – ferruginous clayey-sandy siltstone (depth 1830.6 m), ferruginous ooids (O) and rims (arrows) on quartz grains (plane polarized light); **E** – Clayey siltstone (depth 1810.9 m), silty lamina with a few large-sized K-feldspar grains (Sk) (PL, crossed polars); **F** – quartz siltstone (depth 1756.6 m), in the centre – muscovite flake bent due to mechanical compaction (PL, crossed polars)

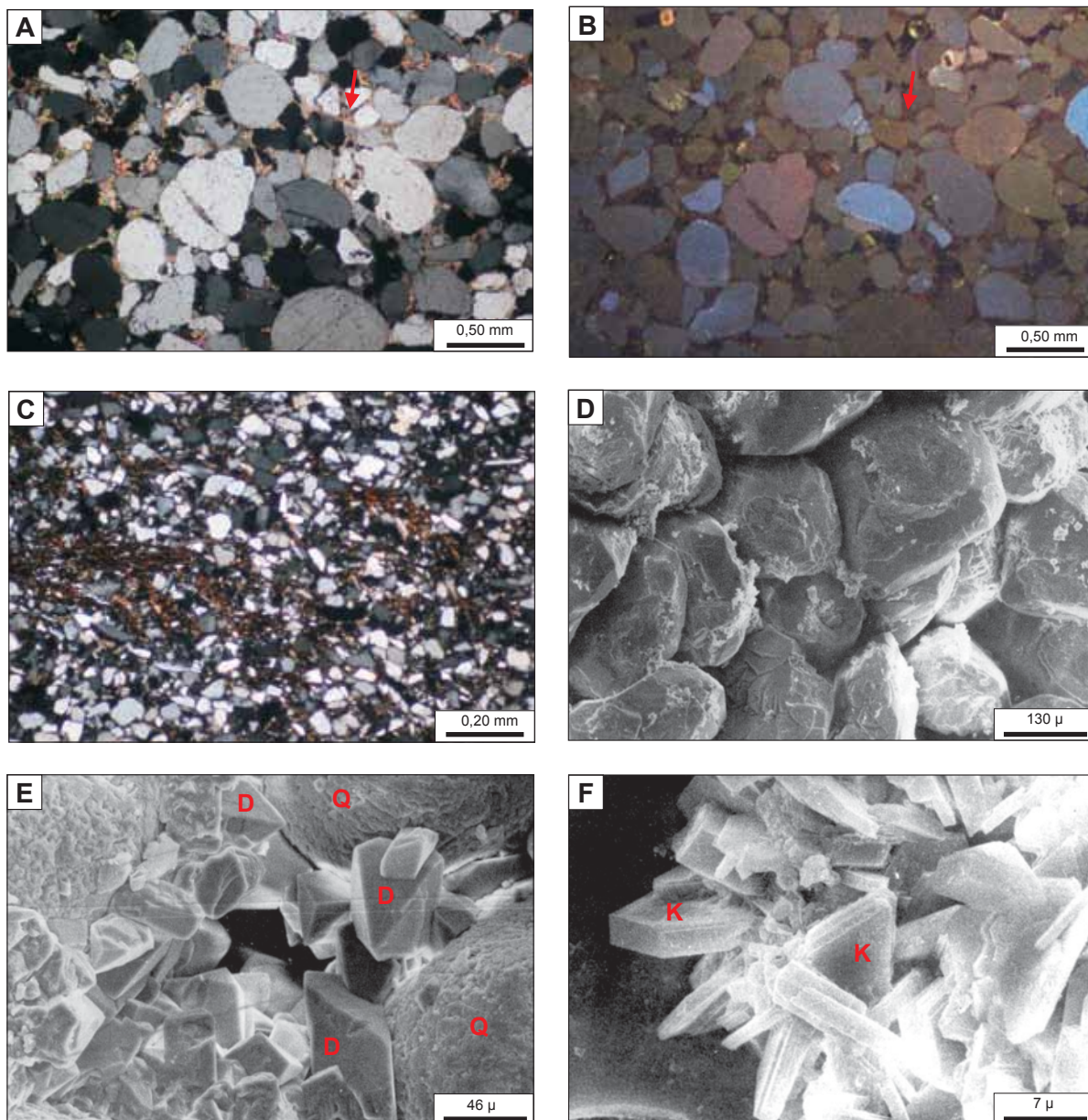


Fig. 7. Zdjęcia szlifów – kambr środkowy

A (PL, nikole skrzyżowane) i **B** (obraz CL) – dolomityczny arenit kwarcowy drobnoziarnisty (głęb. 1613,8 m), ziarna bardzo dobrze obtoczone, źle wysortowane (inwersja teksturalna), cement węglanowy brunatnoczarny w CL – Fe-dolomit/ankeryt (strzałka); **C** – pyłowiec ilasty (głęb. 1684 m), ziarna słabo obtoczone, umiarkowanie wysortowane (PL, nikole skrzyżowane); **D** – arenit kwarcowy drobnoziarnisty (głęb. 1627,6 m), obtoczone ziarna kwarcu, luźno upakowane (obraz SEM); **E** – dolomityczny arenit kwarcowy średnioziarnisty (głęb. 1639 m), romboedry Fe-dolomitu/ ankerytu (D) w przestrzeni porowej i widoczne obtoczone ziarna kwarcu (Q) (obraz SEM); **F** – arenit kwarcowy drobnoziarnisty (głęb. 1627,6 m), pseudoheksagonalne tabliczki kaolinitu (K) wypełniają przestrzeń porową (obraz SEM)

Photographs of thin sections – Middle Cambrian

A (PL, crossed polars) and **B** (CL image) – dolomitic fine-grained quartz arenite (depth 1613.8 m), very well rounded but poorly sorted grains (textural inversion); dark brown CL colour of carbonate cement – Fe-dolomite/ ankerite (arrow); **C** – clayey siltstone (depth 1684 m), poorly rounded and moderately sorted grains (PL, crossed polars); **D** – fine-grained quartz arenite (depth 1627.6 m), rounded quartz grains loosely packed (SEM image); **E** – dolomitic medium-grained quartz arenite (depth 1639 m), rhombohedrons of Fe-dolomite/ankerite (D) in the pore space, note rounded quartz grains (Q) (SEM image); **F** – fine-grained quartz arenite (depth 1627.6 m), pseudo-hexagonal kaolinite plates (K) filling the pore space (SEM image)

gały deformacji (fig. 6F). Nie zaobserwowano natomiast wyraźnych przejawów kompaktacji chemicznej, co jest związane z płytkim pogrzebaniem osadu zarówno obecnie, jak i w jego przeszłości geologicznej. W skaningowym mikroskopie elektronowym w arenicie kwarcowym (kambryj) widać bardzo dobrze obtoczone ziarna kwarcu, niemal luźno ułożone jedno na drugim (fig. 7D). Nie obserwuje się na nich regeneracyjnych obwódek. Wczesnodiagenetyczne otoczki żelaziste na ziarnach kwarcu, wraz z ooidami żelazistymi, występują w dolnej części profilu.

Procesy cementacyjne są zdominowane przez węglany: dolomit, Fe-dolomit/ ankeryt i syderyt występujący w dwóch różnych postaciach. Wczesnodiagenetyczny syderyt tworzy bardzo drobne kuliste agregaty, natomiast w czasie późnej diagenety powstały skupienia romboedrycznych kryształów syderytu. Sylifykacja ma bardzo małe znaczenie, prze-

jawia się obecnością cienkich, fragmentarycznych obwódek regeneracyjnych na ziarnach kwarcu. Cement kaolinitowy występuje głównie w piaskowcach środkowokambryjskich w postaci bardzo dobrze wykształconych automorficznych tabliczek. Bywa niekiedy produktem przeobrażeń skałeni i łyszczyków. Jako minerał diagenetyczny występuje piryt w formie rozproszonych ziaren lub rzadziej cementu (fig. 6B). Obecność sfalerytu i galeny wskazuje na oddziaływanie niskotemperaturowych roztworów hydrotermalnych.

Piaskowce kambryjskie, mimo obecności różnorodnych cementów, są bardzo porowate, niekiedy wręcz kruche (kambryj środkowy). Pomierzona laboratoryjnie, w kilku próbkach piaskowcowych, porowatość efektywna (Sikorska, 1998) jest wysoka i sięga 20%.

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI, Bronisław SZYMAŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA UTWORÓW ORDOWIKU W OTWORZE WIERTNICZYM KĘTRZYN IG 1

Utwory ordowiku w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1 wg pomiarów geofizycznych występują na głęb. 1540,5–1607,0 m (66,5 m), a wg próbek rdzeniowych – 1544,5–1613,0 m (68,5 m). Cały profil utworów tego wieku został odwiercony z ciągłym poborem próbek rdzeniowych. Głębokości występowania i miąższości poszczególnych jednostek stratygraficznych ordowiku wyznaczono na podstawie pomiarów geofizyki otworowej i próbek rdzeniowych. Wartości tych pomiarów wykazują przesunięcie względem siebie, wynoszące ok. 4–5 m.

W profilu otworu Kętrzyn IG 1 wyróżniono skały standardowych globalnych pięter ordowiku od flo po hirnant, wg podziału brytyjskiego odpowiadają im jednostki od arenigu po aszgil. Potwierdzono to wcześniej m.in. badaniami mikroskamieniałości – Chitinozoa (Modliński i in., 2002).

Flo

Utwory tego piętra występują z wyraźną luką stratygraficzną na piaskowcach kambryj środkowego. Wyróżniono je na podstawie pomiarów geofizycznych w interwale głęb. 1602,0–1607,0 m, a są reprezentowane przez niższą część formacji czerwonych wapieni z Pieszkowa. Profil rozpoczyna się warstwą glaukonitytu, przechodzącą w wapień z licznym glaukonitem. Wyżej występują wapień z wkładką margli, brunatnowiśniowe z szaro-zielonymi plamami. Ze skamieniałości zidentyfikowano tu jedynie brachiopoda *Apheoorthina (?) daunus* Walcott. Do piętra flo, równowiekowego bałtyckiemu piętru latorp, utwory te zaliczono na podstawie korelacji litostratygraficznej i geofizycznej z innymi profilami obniżenia bałtyckiego (Modliński, Szymański, 1997).

Daping

Utwory tego wieku wyróżniono na głęb. 1594,0–1602,0 m (wg pomiarów geofizycznych) i obejmują one wyższą część formacji czerwonych wapieni z Pieszkowa. Są to: wapień brunatnowiśniowe z licznymi powierzchniami nieciągłości sedimentacyjnych oraz nieregularnymi przerostami margli. W interwale tym zidentyfikowano następującą makrofaunę: *Megistaspis* sp., *M. cf. limbata* Boeck, *Symphysurus* sp., *S. palpebrosus* Dalman, *Nileus exarmatus* Tjernvik, *Metaptychopyge cf. truncata* (Nieszkowski), *Remopleuridiella* sp., *Eostrophomena walcotti* Moberg, „*Protorthis*” *hunnebergensis* Walcott, *Paurorthis cf. minima* (Pander), *Acrotreta* sp. Zespół ten jednoznacznie dokumentuje wiek osadów, przy czym najistotniejsza jest tu obecność *Megistaspis cf. limbata* Boeck, taksonu wskaźnikowego dla poziomu trylobitowego w obrębie bałtyckiego piętra volkhov (Modliński, 1973).

Darriwil

Utwory darriwilu występują na głęb. 1575,0–1594,0 m (wg pomiarów geofizycznych) i są reprezentowane przez niższą część formacji pstrych wapieni z Kielna.

W dolnej części tej formacji (głęb. 1593,5–1594,0 m) wyróżniono ogniwo wapienia z Wiatrowca. Jest to charakterystyczna warstwa szarego wapienia organodetrytycznego z rozproszonymi ziarnami glaukonitu odznaczająca się na wykresach geofizycznych podwyższoną wartością naturalnego promieniowania gamma (PG). Z makrofauny zidentyfikowano tu: *Megistaspis heroica* Bohlin, *Illiaenus* sp., *Asaphus* sp. Ogniwo to jest zaliczane (Modliński, Szy-

mański, 1997) do bałtyckiego regionalnego piętra kunda, a jego wiek został dobrze udokumentowany przewodnią fauną trylobitów w innych profilach obniżenia bałtyckiego.

W wyższej części utworów darriwilu występują wapienie, wapienie margliste i wapienie organodetrytyczne, brunatnowiśniowe z szaro-zielonymi plamami, przechodzące ku górze w wapienie szare. Na podstawie korelacji geofizycznej z innymi profilami tego regionu można wnioskować, że utwory występujące na głęb. 1586,0–1593,5 m odpowiadają jeszcze piętru kunda, natomiast utwory z głęb. 1579,0–1586,0 m można korelować z piętrami aseri–łasnamagi, a występujące wyżej (głęb. 1575,0–1579,0 m) wapienie szare z fauną trylobitów *Iliaenus schmidti* Nieszkowski, *Lonchodomas rostratus* (Sars) i *Remopleurides* sp. należą już do piętra uhaku.

Sandb

Piętro to wyróżniono w interwale głęb. 1565,5–1575,0 m i obejmuje ono wyższą część formacji pstrych wapieni z Kielna i niższą część formacji iłowców z Sasina.

Na głęb. 1569,5–1575,0 m (wg pomiarów geofizycznych) występują szare wapienie organodetrytyczne z rozproszonymi ooidami żelazistymi. Ten pakiet osadów odpowiada zapewne bałtyckiemu regionalnemu piętru kukruse. Wyżej (głęb. 1565,5–1569,5 m) wapienie przechodzą w margle, w osadach tych zidentyfikowano następujący zespół fauny: *Iliaenus* sp., *Il. fallax* Holm, *Remopleurides* sp., *R. cf. latus* Olin, *Sowerbyella* sp., *Paterula* sp. Utwory te można korelować z bałtyckimi piętrami haljala–keila.

Kat

Do tego piętra zaliczono utwory występujące na głęb. 1551,0–1565,5 m (wg pomiarów geofizycznych), obejmują one wyższą część formacji iłowców z Sasina i formację czerwonych wapieni z Morąga.

W dolnej części, na głęb. 1558,5–1565,5 m, występują głównie iłowce ciemnoszare z odcieniem zielonkawym, miejscami plamiste z charakterystycznym pakietem (0,5 m) wapiennym w górze. Pakiet ten jest wyróżniany w obrębie formacji iłowców z Sasina jako ogniwo wapienia z Bramki, występuje on w większości profilów wschodniej części

i niektórych profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego. W omawianym interwale głębokości napotkano jedynie niezbyt liczną faunę, wśród której zidentyfikowano: *Opsimasaphus* cf. *jaanussoni* Kielan, *Climacograptus* sp., *Pseudolingula* sp. i *Paterula* sp. Utwory tego kompleksu są zaliczane do bałtyckich regionalnych pięter oandu–rakvere korelowanymi z poziomem graptolitowym *Dicranograptus clingani*.

Kolejny kompleks ilasty zarejestrowano na głęb. 1554,5–1558,5 m. Są to głównie iłowce ciemnoszare, miejscami prawie czarne, a w górnej części szarozielone. W iłowcach tych stwierdzono następujący zespół fauny: graptolity *Pleurograptus* cf. *linearis* (Carruthers), *Orthograptus truncatus* Lapworth, *Pseudoclimacograptus* sp., *Tretaspis* sp. oraz brachiopody *Hisingerella nitens* (Hisinger), *Paterula* sp., *P. cf. portlocki* (Geinitz), *Sericoidea* sp., *S. cf. restricta* (Hadding). Kompleks ten można odnieść do bałtyckich pięter nabala–vormsi, korelowanych z poziomem graptolitowym *Pleurograptus linearis*.

Najwyższa część katu jest reprezentowana przez kompleks osadów węglanowych formacji czerwonych wapieni z Morąga (1551,0–1554,5 m). Są to brunatnoczerwone wapienie i wapienie margliste z wkładkami margli. Zawierają one następującą faunę: *Tretaspis* sp., *T. seticornis* (Hisinger), *Panderia megalophthalma* (Linnarsson), *Pseudospherexochus laticeps* (Linnarsson), „*Iliaenus*” cf. *angelini* Holm, *Remopleurides* sp., *Boreadorthis* sp. Zespół ten jednoznacznie wskazuje na przynależność utworów do niższego aszgilu, odpowiadającego bałtyckiemu regionalnemu piętru – pirgu.

Hirnant

Najwyższe piętro ordowiku w profilu otworu Kętrzyn IG 1 jest reprezentowane przez osady formacji szarozielonych margli z Ornety (głęb. 1540,5–1551,0 m). Wykształcone są one w postaci margli szarozielonych z laminami wapieni szarych, drobnokrystalicznych z pakietem (0,7 m) ciemnoszarego wapienia piaszczystego. Wiek tych utworów dobrze dokumentuje zidentyfikowana tu fauna *Mucronaspis* cf. *mucronata* (Brongniart) oraz występujące tu brachiopody należące do tzw. „fauny Hirnantia”.

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

PETROGRAFIA UTWORÓW ORDOWIKU I SYLURU W OTWORZE WIERTNICZYM KĘTRZYN IG 1

Wstęp

Utwory ordowiku i syluru w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1 nawiercono na głęb. 1480,0–1613,0 m, z czego miąższość ordowiku wynosi 68,5 m (głęb. wg rdzenia – 1544,5–1613,0 m), a syluru – 64,5 m (głęb. wg rdzenia – 1480,0–1544,5 m).

Ordowik wg stratygrafii Modlińskiego (ten tom) reprezentują utwory pięter od flo do hirnantu. Wyróżniono następujące jednostki litostratygraficzne (od dołu): formację z Pieszkowa, formację z Kielna i ogniwo wapienia z Wiatrowca, formację iłowców z Sasina i ogniwo wapienia z Bramki, formację z Morąga i formację z Ornety.

W sylurze udokumentowano utwory landoweru i wenloku (Tomczyk, 1966). Wyróżniono formację wapieni gruzłowych z Barcian, formację iłowców z Pasłęka i formację iłowców z Pelpina (Podhalańska, ten tom).

Występują tu jedynie dwa typy skał – węglanowe i ilaste. W spągu ordowiku leżą piaskowce zaliczane do kambru, a w stropie syluru utwory permu.

Z profilu ordowiku i syluru pobrano do badań petrograficznych 52 próbki (z ordowiku – 34, z syluru – 18) (tab. 7). Analizę mikroskopową przeprowadzono na 65 płytkach cienkich.

Tabela 7

Zestawienie głębokości pobrania próbek z profilu ordowiku i syluru z otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1

Sampling site depths in Ordovician and Silurian deposits from the Kętrzyn IG 1 borehole

Lp.	Numer próbki	Głębokość [m]	Lp.	Numer próbki	Głębokość [m]
1	Kn 1	1612,8	27	Kn 27	1565,9
2	Kn 2	1612,7	28	Kn 28	1564,8
3	Kn 3	1612,6	29	Kn 29	1562,6
4	Kn 4	1612,5	30	Kn 30	1560,3
5	Kn 5	1612,4	31	Kn 31	1558,5
6	Kn 6	1612,3	32	Kn 32	1553,5
7	Kn 7	1610,2	33	Kn 33	1551,8
8	Kn 8	1607,2	34	Kn 34	1544,6
9	Kn 9	1599,0	35	Kn 35	1543,9
10	Kn 10	1598,4	36	Kn 36	1537,0
11	Kn 11	1598,0	37	Kn 37	1534,6
12	Kn 12	1597,7	38	Kn 38	1529,8
13	Kn 13	1595,8	39	Kn 39	1523,9
14	Kn 14	1595,0	40	Kn 40	1520,2
15	Kn 15	1592,9	41	Kn 41	1519,6
16	Kn 16	1591,7	42	Kn 42	1518,6
17	Kn 17	1590,3	43	Kn 43	1517,4
18	Kn 18	1590,0	44	Kn 44	1515,4
19	Kn 19	1585,6	45	Kn 45	1512,5
20	Kn 20	1580,5	46	Kn 46	1511,8
21	Kn 21	1575,9	47	Kn 47	1510,5
22	Kn 22	1574,5	48	Kn 48	1508,1
23	Kn 23	1573,6	49	Kn 49	1500,2
24	Kn 24	1572,7	50	Kn 50	1491,4
25	Kn 25	1569,7	51	Kn 51	1481,0
26	Kn 26	1567,2	52	Kn 52	1480,3

Charakterystyka petrograficzna skał ordowiku z otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1

Litofacje

Glaukonityt występuje w spągu opisywanego profilu w najniższej części formacji z Pieszkowa (wg Modlińskiego – ten tom, piętro flo, niższy arenig). Glaukonityt występuje w warstewce o miąższości 30 cm (głęb. 1612,7–1613,0 m). Jest to skała złożona z ziaren glaukonitu barwy jasnotrawiastej, detrytycznego kwarcu i skaleni oraz okruszków skały fosforanowej. Z próbki glaukonitytu wykonano analizę termiczną metodą derywatograficzną (fig. 8). Wykazała ona obecność dwóch wysokotemperaturowych efektów endotermicznych w zakresie 500–600 i 600–700°C, co wskazuje na niejednorodność struktury i obecność przerostów chlorytowych lub smektytowych.

Warstwa glaukonitytu jest mozaikowa, granice między ziarnami są pozacierane i kontury ziaren pozostają widoczne tylko dzięki pozostałościom powłok wodorotlenków żelaza, pokrywających we wcześniejszych stadiach oddzielne ziarna glaukonitu. Wielkość ziaren glaukonitu znajduje się w granicach 0,08–0,2 mm. Ziarna kwarcu i niezblźniaczonego skalenia frakcji piaszczystej (0,06–0,4 mm) przeciętnie mają średnicę 0,2–0,4 mm. Okruszki skały fosforanowej należą albo do pelitycznych fosforytów, albo do piaskowca o spoiwie fosforanowym, sporadycznie występują również bioklasty fosforanowe, wypełnione węglanami. Ponadto w płytce cienkiej są widoczne drobne ilości rozproszonych węglanów i pojedyncze żółtawe mikrosoczewki ilaste (fig. 9A) o wysokiej dwójłomności typu hydromik, spotykane w glaukonitycie z otworu wiertniczego Gołdap IG 1.

Próbka pobrana ze stropu glaukonitytu wykazuje wyższą zawartość węglanów, występujących w postaci spoiwa i ma charakter przejściowy do wyżej leżących skał węglanowych (fig. 9C, D). W skale glaukonitytowej występują rozsiane skupienia węglanów drobnokrystalicznych, nieraz z rozproszonymi ziarnami glaukonitu. Poza tym w dalszym ciągu występują okruszki fosforanowe barwy kremowej do brunatnej oraz ziarna niezblźniaczonych skaleni i kwarcu, zawierającego często wrostki ułożone pasmowo.

Glaukonityt ten ma charakter zlepieńcowaty. Płytki cienkie wykonane z otoczków wykazały, że są to piaskowce o spoiwie węglanowym. Jeden ze zbadanych piaskowców ma ziarna o wielkości 0,06–0,5 mm, przeciętnie rzędu 0,2 mm, zawiera dobrze obtoczone ziarna kwarcu, często z żółtawymi obwódkami regeneracyjnymi, czasem z wrostkami biotyту, turmalin zielonoszary, niezblźniaczone skalenie. Spoiwo jest bazalno-stykowe, zawiera partie margliste w postaci drobnych soczewek. Drugi otoczek poddany analizie (fig. 9B) ma ziarna kwarcu frakcji 0,06–0,8 mm, przeciętnie 0,2–0,6 mm, mikroklin, niezblźniaczone skalenie, oliwkowy turmalin, blaszkowaty nieoznaczalny minerał, być może produkt bauerytyzacji miki. Spoiwo jest węglanowe, pelityczne.

Skały węglanowe stanowią dominujący typ skały w ordowiku profilu otworu Kętrzyn IG 1 i występują od poziomu glaukonitytowego, aż po strop ordowiku.

W piętrach flo i daping (arenig) nad glaukonitytem występują wapienie z glaukonitem (próbki Kn 3–Kn 5), a wyżej – pstre wapienie z pasmami marglistymi (próbki Kn 6–Kn 10). Głębokości odpowiadające poszczególnym symbolom próbek podano w tabeli 7.

Wapienie z glaukonitytem wykazują strukturę organodetrytyczną, zrekrystalizowaną, z zatartymi strukturami organicznymi. Ziarna glaukonitu są rozmieszczone nieregularnie, ich średnica wynosi 0,06–1 mm. Kształt ziaren jest zwykle bardzo wydłużony, pospolicie występują otoczki wodorotlenków żelaza. Ponadto w skale występuje do-

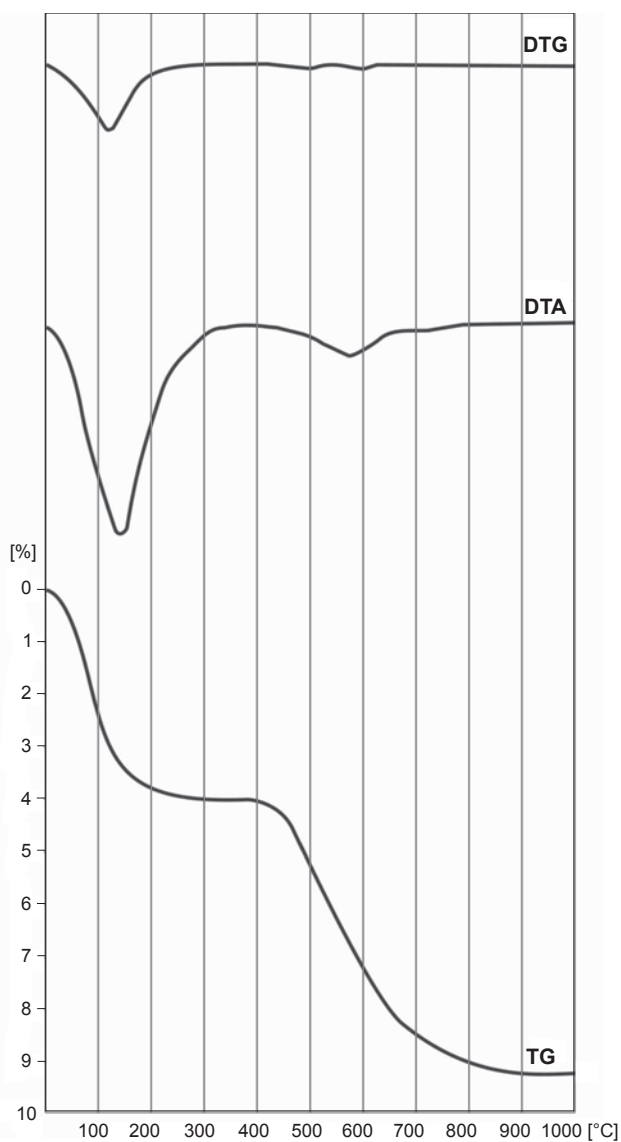


Fig. 8. Derywatogram próbki glaukonitu z otworu Kętrzyn IG 1 (głęb. 1612,7–1613,0 m)

Thermal analysis of glauconite, Kętrzyn IG 1 borehole (depth 1612.7–1613.0 m)

mieszka kwarcu frakcji piaszczystej, okruchy fosforanowe i skupienia pirytu. W próbce Kn 3 ziarna glaukonitytu szczególnie koncentrują się na szwie mikrostylolitytowym. Skała zawiera partie zażelazone, zabarwione wodorotlenkami żelaza na czerwono i żółto. W wyższej części tej warstwy (próbki Kn 4, Kn 5) ziarna glaukonitu wykazują obecność obwódek regeneracyjnych glaukonitowych (fig. 10A), co jest zjawiskiem bardzo rzadko spotykanym. Jednak w przypadku profilu otworu Kętrzyn IG 1 ziarna z obwódkami glaukonitowymi występują wyjątkowo licznie.

Stropowe wapienie arenigu wykazują jeszcze początkowo obecność pojedynczych ziarn glaukonitu (próbka Kn 6), który następnie zanika. Wapienie te są pstre od nierównomiernie rozmieszczonych wodorotlenków żelaza, drobnokrystaliczne z reliktowymi strukturami organicznymi. Skały te zawierają liczne pasma margliste jako ślady po powierzchniach rozmycia. W jednym przypadku (próbka Kn 9; fig. 10B) zaobserwowano nawet otoczek tej samej skały, pochodzącej ze śródformacyjnej przeróbki osadu.

W profilu darriwilu (odpowiadającym lanwirnowi) występują wapienie organodetrytyczno-drobnokrystaliczne z glaukonitem (próbka Kn 11) oraz wapienie pstre (próbki Kn 12–Kn 16).

Szary wapień organodetrytyczno-drobnokrystaliczny zawiera liczne ziarna trawiastozielonego glaukonitu, często z pirytem, bez żadnych obwódek ani powłok.

Wyżej leżące pstre wapienie są również organodetrytyczne, czasem zrekrystalizowane, z licznymi powierzchniami rozmycia, znacznie zażelazone, niekiedy z naciekami wodorotlenków żelaza. Zawierają one obficie występujące drobne fragmenty organiczne, impregnowane wodorotlenkami żelaza, m.in. konodonty. Szczątki te szczególnie koncentrują się w pasmach marglistych na powierzchniach rozmywania.

Skały wyższej części darriwilu są reprezentowane przez próbki Kn 17–Kn 20. Są to wapienie organodetrytyczne, pstre i nierównomiernie zażelazone w dolnej części, ku górze szare. Zawierają obfitą faunę, m.in. konodonty, w różnym stopniu impregnowane wodorotlenkami żelaza. Ooidów żelazistych nie znaleziono. W stropowej części brunatne szczątki organiczne zanikają, a w wapieniu organodetrytycznym pojawiają się pojedyncze soczewki ilaste zawierające pasemka bituminów i składające się z typowej dla wyższego ordowiku i syluru substancji ilastej illitowo-chlorytowej.

W profilu sandbu (próbki Kn 21–Kn 30) obserwuje się na ogół wzrost zawartości składnika ilastego w skałach. Są to początkowo wapienie organodetrytyczne, zawierające pojedyncze bioklasty impregnowane wodorotlenkami żelaza (próbki Kn 21, Kn 22, fig. 10C), a następnie organodetrytyczne wapienie margliste z nierównomiernie rozmieszczoną domieszką ilastą. Substancja ilasta mikroskopowo nie różni się od opisanej z innych otworów wiertniczych, złożonej z illitu i chlorytu. Niektóre fragmenty fauny są barwy żółtej, prawdopodobnie wskutek słabego zażelazienia

(próbki Kn 23, Kn 24). W jednej z tych próbek, na głęb. 1572,7 m (formacja z Kielna), znaleziono po raz pierwszy w ordowiku profilu otworu Kętrzyn IG 2, ooidy żelaziste, znacznie spłaszczone, o długości ok. 1 mm, złożone z warstewek barwy brunatnej i żółtej, całkowicie lub prawie izotropowych, należących do getytu i być może zmienionego szamozytu (fig. 10D). W skale tej występuje również znaczna zawartość pigmentu pirytowego. Wyżej leży wapień drobnokrystaliczny z reliktowymi strukturami organicznymi, ciemnoszary, usiany pigmentem pirytowym.

Skład mineralny obliczony dla 2 próbek tego piętra na podstawie chemicznej analizy częściowej przedstawiono w tabeli 8.

Tabela 8

Wyniki częściowych oznaczeń chemicznych wapieni marglistych [% wag.] w próbkach z otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1

Results of partial chemical analyses of marly limestones [wt %] in samples from the Kętrzyn IG 1 borehole

Lp.	Numer próbki	Głębokość [m]	Kalcyt	Dolomit	Fe ₂ O ₃	FeO
1	Kn 22	1574,5	65,65	4,35	7,4	1,3
2	Kn 23	1573,6	77,69	4,53	1,4	1,1

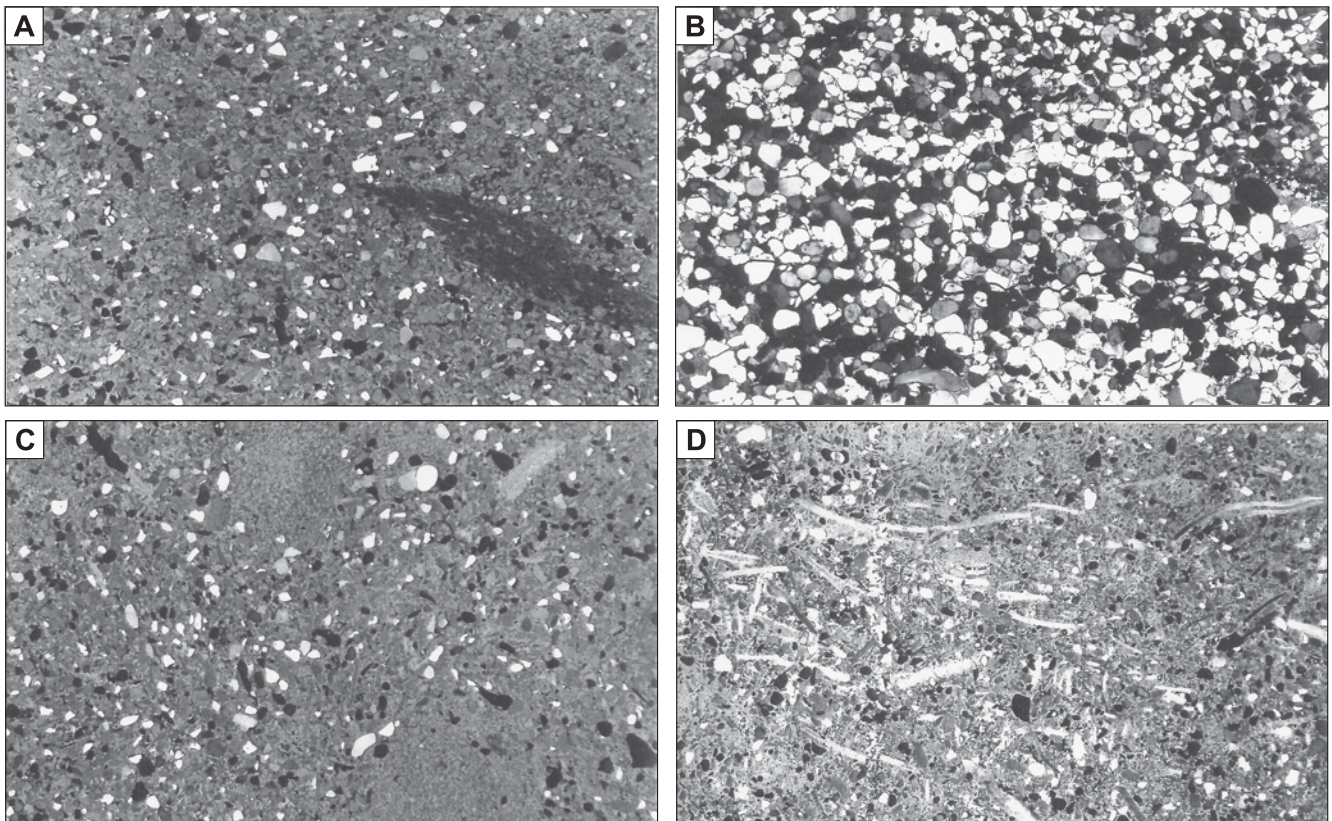


Fig. 9. Mikrofotografie różnych typów skal występujących w profilu ordowiku otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1

A – glaukonityt; głęb. 1612,8 m (pow. $\times 10$, bez analizatora); **B** – fragment otoczaka z glaukonitytu, piaskowiec z obwódkami regeneracyjnymi wokół ziarn kwarcu; głęb. 1612,8 m (pow. $\times 12$, nikole skrzyżowane); **C** – glaukonityt; głęb. 1612,7 m (pow. $\times 10$, nikole skrzyżowane); **D** – skała węglanowa z glaukonitem i kwarcem; głęb. 1612,7 m (pow. $\times 6$, nikole skrzyżowane)

Photomicrographs of various rock types from Ordovician deposits of the Kętrzyn IG 1 borehole

A – glauconitite; depth 1612.8 m (magnification $\times 10$, without analyser); **B** – fragment of the pebble in glauconitite, sandstone with regeneration rims around quartz grains; depth 1612.8 m (magnification $\times 12$, crossed nicols); **C** – glauconitite; depth 1612.7 m (magnification $\times 10$, crossed nicols); **D** – carbonate rock with glauconite and quartz; depth 1612.7 m (magnification $\times 6$, crossed nicols)

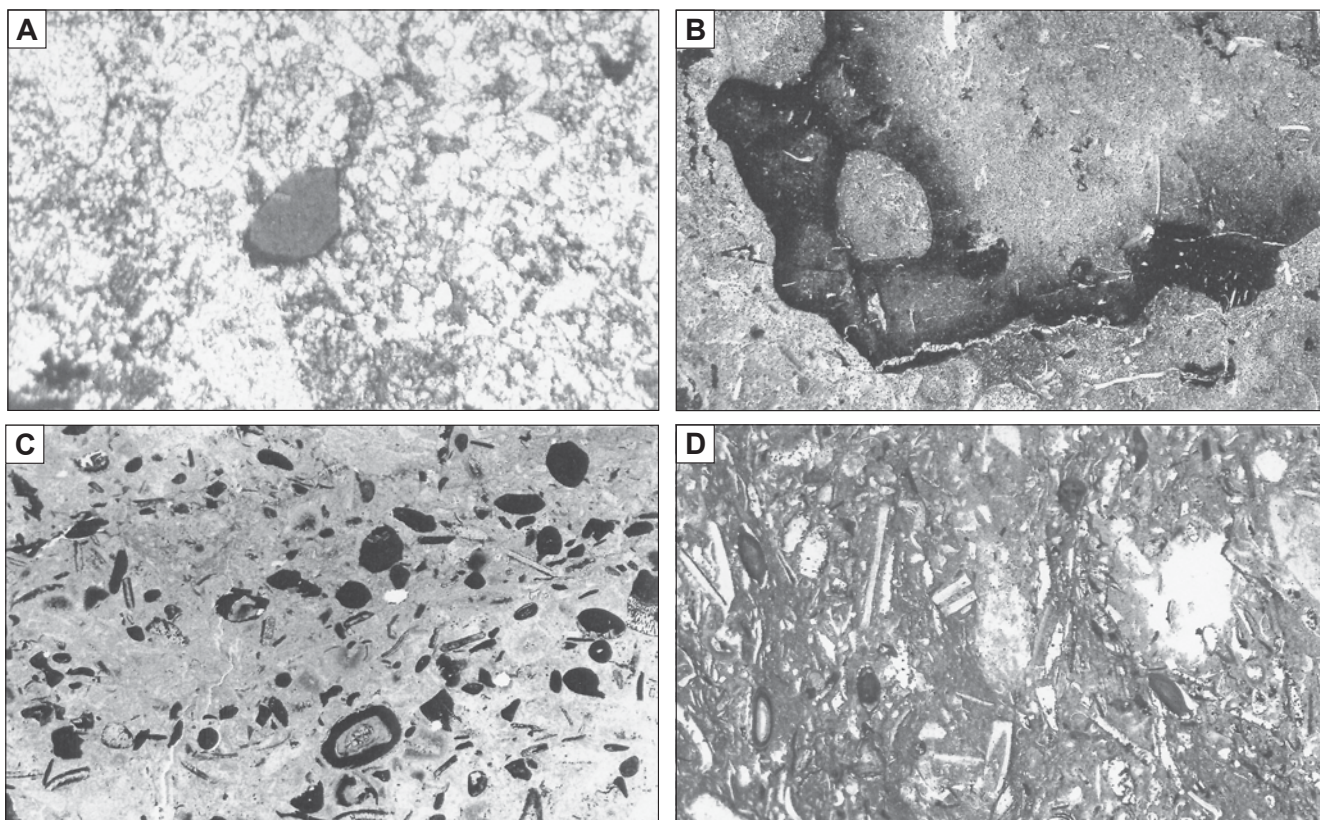


Fig. 10. Mikrofotografie różnych typów skał występujących w profilu ordowiku otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1

A – ziarna glaukonitu z glaukonitowymi obwódkami regeneracyjnymi; głęb. 1612,5 m (pow. $\times 100$, nikole skrzyżowane); **B** – powierzchnie rozmywania w wapieniu i otoczek śródformacyjny; głęb. 1599,0 m (pow. $\times 10$, bez analizatora); **C** – szczątki fauny impregnowane brunatnymi wodorotlenkami żelaza; głęb. 1574,5 m (pow. $\times 12$, bez analizatora); **D** – ooidy żelaziste w wapieniu organodetrytycznym; głęb. 1572,7 m (pow. $\times 12$, bez analizatora)

Photomicrographs of various rock types from Ordovician deposits of the Kętrzyn IG 1 borehole

A – glauconite grains with glauconite regeneration rims; depth 1612.5 m (magnification $\times 100$, crossed nicols); **B** – scour surfaces in limestone, and an intraformational pebble; depth 1599.0 m (magnification $\times 10$, without analyser); **C** – faunal remains impregnated with brownish iron hydroxides; depth 1574.5 m (magnification $\times 12$, without analyser); **D** – iron ooids in biotrititic limestone; depth 1572.7 m (magnification $\times 12$, without analyser)

Jak wynika z tabeli 8, obie próbki reprezentują wapień margliste (zawierając ok. 70 i 81% węglanów). Fe_2O_3 występuje w postaci wodorotlenków, FeO może być związane w pirycie, bądź drobnej domieszce syderytowej.

Z wyższych poziomów karadoku analizowano skały ilaste, które dominują w tej części profilu i opisano je w rozdziale dotyczącym skał ilastych.

W niższej części formacji z Morąga (określonej jako niższy kat) pojawiają się wapień i margle (próbki Kn 31–Kn 34). Jest to kompleks skał, w części spągowej znacznie żelazionych, pstrych, a wyżej szarozielonawych. Występujący w spągu pelityczny margiel jest znacznie żelaziony (2,9% Fe_2O_3), barwy wiśniowej i zawiera bezbarwne, węglanowe szczątki fauny (próbka Kn 31 z głęb. 1558,5 m, piętro kat, formacja z Morąga). Skała ta zawiera 43,18% kalcytu i 16,47% dolomitu (fig. 11C).

Wyżej występują wapień afanitowe i drobnokrystaliczne szare, margliste, zawierające drobny mułek kwarcowy i węglanowe szczątki fauny.

Część węglanów tworzy drobne romboedry. W skale niekiedy są widoczne ślady laminacji drobnymi ilościami bituminów (próbka Kn 32), czasem pojawia się muskowit (próbka Kn 33).

W stropie stwierdzono występowanie wapienia organogenicznego (próbka Kn 34 z głęb. 1544,9 m, górna część formacji z Ornety, piętro hirnant) (fig. 11D), przepelnionego mikroskamieniałościami o przynależności klasyfikacyjnej trudnej do ustalenia. Być może są to otwornice, ale określenie to jest niepewne i wymaga szczegółowego opracowania paleontologicznego. Należy jednak stwierdzić, że jest to typ skały i skamieniałości całkowicie różny od obserwowanych w zbadanych dotychczas profilach ordowiku i po raz pierwszy znalezionej. Zawartość kalcytu i dolomitu wynosi tu odpowiednio 85,60% i 6,40% wagowych.

Skały ilaste w profilu ordowiku otworu Kętrzyn IG 1 występują przede wszystkim w wyższym kacie, reprezentowanym przez formację z Sasina. Do badań petrograficznych pobrano 5 próbek – Kn 26–Kn 30. Są to iłolupki

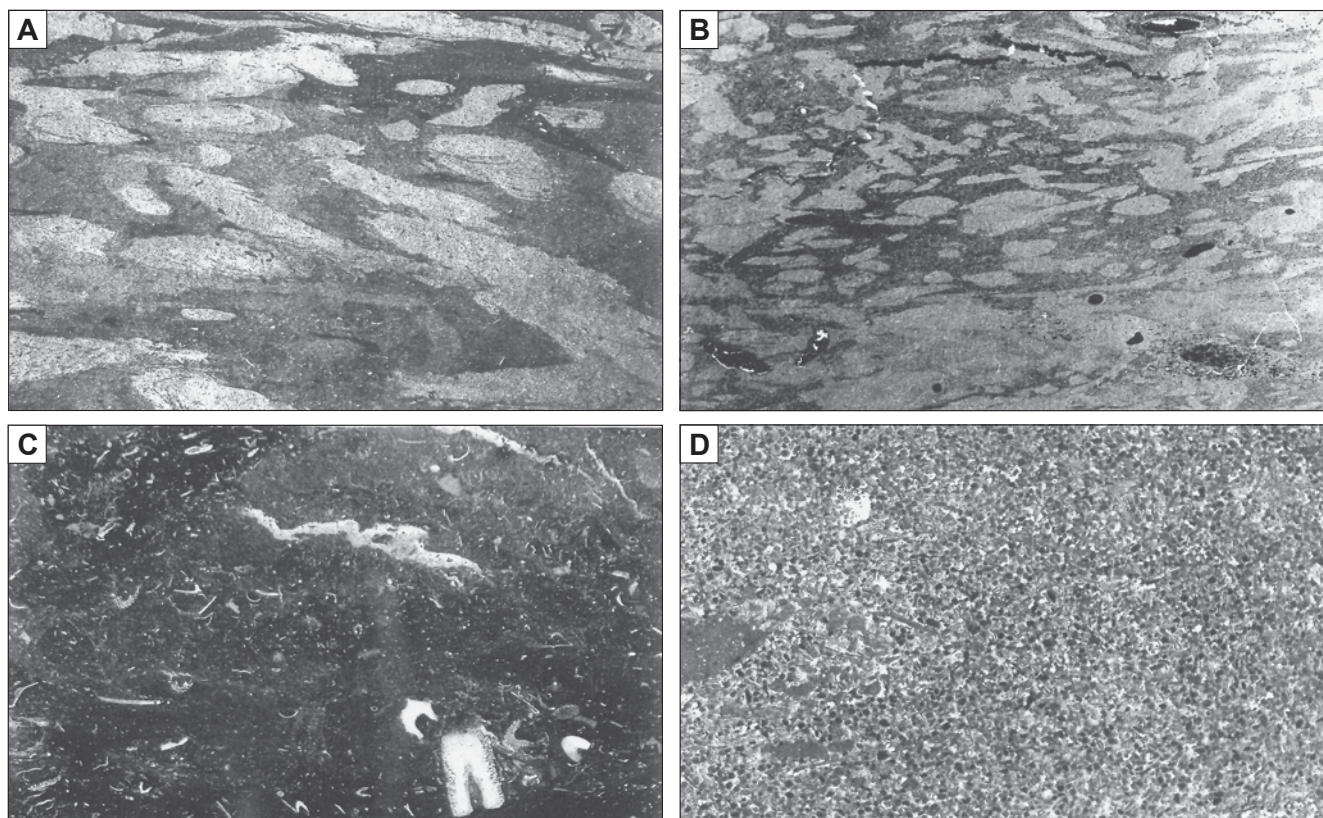


Fig. 11. Mikrofotografie różnych typów skal występujących w profilu ordowiku otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1

A – zbioturbowany łupek ilasty („łupek cętkowany”); głęb. 1565,9 m (pow. $\times 7$, bez analizatora); **B** – zbioturbowany łupek ilasty („łupek cętkowany”); głęb. 1560,3 m (pow. $\times 8$, bez analizatora); **C** – żażelazony wapień organogeniczny; głęb. 1558,5 m (pow. $\times 9$, bez analizatora); **D** – skała organogeniczna z wkładki węglanowej; głęb. 1544,6 m (pow. $\times 12$, bez analizatora)

Photomicrographs of various rock types from Ordovician deposits of the Kętrzyn IG 1 borehole

A – bioturbated shale (“mottled shale”); depth 1565.9 m (magnification $\times 7$, without analyser); **B** – bioturbated shale (“mottled shale”); depth 1560.3 m, (magnification $\times 8$, without analyser); **C** – ferruginous organogenic limestone; depth 1558.5 m (magnification $\times 9$, without analyser); **D** – organogenic rock from a carbonate intercalation; depth 1544.6 m (magnification $\times 12$, without analyser)

ciemnoszare i ciemnozielone, zawierające znaczne ilości substancji bitumicznej i pirytu, który występuje w postaci pigmentu, skupień i kongrecji o średnicy do 7 mm, nieraz z żyłkami węglanowymi. Ponadto występuje tu jako domieszka mułek kwarcowy średnicy ziaren rzędu 0,01 mm, pelit węglanowy i węglanowe fragmenty fauny, luźno rozproszone, raz zaobserwowano okruch skały krzemionkowej. Bituminy w skale są rozmieszczone nierównomiernie, w wyniku czego łożyska zazwyczaj są charakterystycznie cętkowane, co upodabnia te skały do cętkowanych ordowickich łupków ilastych w otworach wiertniczych Bartoszyce IG 1, Gołdap IG 1 i Tłuszcz IG 1 (fig. 11A, B).

Substancja ilasta optycznie nie różni się od oznaczonej z innych wierceń i złożonej z illitu i chlorytu. Analiza rentgenograficzna skupienia siarczkowego z próbki Kn 30 wykazała obecność pirytu.

Wyniki analizy chemicznej próbki łożyska Kn 30 z głęb. 1560,3 m (formacja z Sasina, piętro kat) przedstawiono w tabeli 9.

Tabela 9

Wyniki analizy chemicznej próbki łożyska z głęb. 1560,3 m

Results of chemical analysis of a clay shale sample from a depth of 1560.3 m

Składniki	% wag.	Składniki	% wag.
SiO ₂	53,20	K ₂ O	4,63
TiO ₂	0,88	Na ₂ O	0,65
Al ₂ O ₃	17,18	S siarczk.	0,87
Fe ₂ O ₃	2,56	SO ₃	0,16
FeO	2,50	H ₂ O	0,35
CaO	2,76	CO ₂	3,64
MgO	3,94	Strata prażenia	11,47
MnO	0,06		

Tabela 10

Wyniki częściowych oznaczeń chemicznych wapieni [% wag.]

Results of partial chemical analyses of limestones [wt %]

Lp.	Numer próbki	Głębokość [m]	Kalcyt	Dolomit	Fe ₂ O ₃	FeO	SiO ₂
1	Kn 36	1537,0	70,43	8,70	0,30	0,59	14,3
2	Kn 37	1534,6	34,28	33,86	0,74	1,30	19,7
3	Kn 38	1529,8	86,04	10,52	0,32	0,24	2,6
4	Kn 39	1523,9	76,09	13,73	0,86	0,57	6,3

Tabela 11

Wyniki analizy rentgenograficznej iłolupka z głęb. 1515,4 m

Results of XRD analysis of clay shale from a depth of 1515.4 m

Lp.	Wartość refleksu [Å]	Intensywność refleksu	Minerały
1	14,69	3	chloryt (3–10)
2	10,02	3	illit (10)
3	7,14	4	chloryt (9)
4	4,25	5	kwarc (7)
5	3,85	12	kalcyt (6)
6	3,34	21	kwarc (10)
7	3,23	3	skalenie (7–10)
8	3,03	>95	kalcyt (10)
9	2,89	3	dolomit (10)
10	2,84	6	skalenie (4–8), chloryt (1–6)
11	2,57	3	chloryt (1–7), illit (7)
12	2,49	23	kalcyt (5)
13	2,28	25	kalcyt (7)
14	2,09	20	kalcyt (7)
15	1,92	8	kalcyt manganowy (8)?
16	1,91	21	kalcyt (9)
17	1,87	27	kalcyt (8)
18	1,81	2	kwarc (8)
19	1,62	3	kalcyt (2)
20	1,60	9	kalcyt (6)
21	1,54	2	chloryt (2–8)
22	1,52	6	kalcyt (6)

Charakterystyka petrograficzna skał syluru z otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1

Litofacje

Skały węglanowe występują w spągowej części profilu syluru. Są one zazwyczaj afanitowe, prawie nie reagują na światło spolaryzowane, ze znaczną zawartości pirytu w postaci lokalnych koncentracji, z żyłkami i skupieniami węglanów, czasem z reliktowymi strukturami po faunie (próbki Kn 35–Kn 41). Niekiedy pojawia się drobna domieszka mułku kwarcowego, pasma i mikrosoczewki ilaste oraz idiomorficzne kryształy pirytu wielkości 0,1–0,4 mm.

Wyniki częściowej analizy chemicznej, przeliczone na procentową zawartość kalcytu i dolomitu, zawarto w tabeli 10. Wyżej w profilu skały węglanowe występują jedynie w postaci wkładek, zwykle organogenicznych (fig. 11C).

Utworki ilaste w profilu Kętrzyn IG 1, jak wynika z przeprowadzonych porównań, nie różnią się zasadniczo swym składem mineralnym od skał ilastych syluru z innych otworów na Niżu Polskim. Są to iłolupki zwykle laminowane barwy stalowej z niebieskawymi laminami reprezentowane przez próbki Kn 32–Kn 52 (tab. 7).

Mikroskopowo przedstawiają się one jako skały pelityczne, złożone z łuskowatej substancji ilastej z niewielką ilością pyłu kwarcowego, pigmentu i drobnych kryształów pirytu oraz zmiennej zawartości substancji bitumicznej. Niektóre warstwy są laminowane bituminami, przy czym niektóre laminy i całe warstwy należą do typowej mikrolitofacji ciemnej, szczególnie ku stropowi syluru w profilu. Pospolicie występuje domieszka węglanowa w zmiennej ilości.

Na uwagę zasługuje cienka (ok. 1 cm miąższości) cętkowana, ciemna warstewka, występująca na głęb. 1511,8 m (próbka Kn 46) w typowej skale ilastej mikrolitofacji jasnej ze skupieniami siarczków. W laminie tej, w pelitycznej masie ilastej zawierającej małą domieszkę mułku kwarcowego i zmienne ilości bituminów tkwią soczewkowate skupienia żółtozielonego, rzadziej ciemnozielonego, glaukonitu wielkości 0,5–1 mm (fig. 12B), soczewki ilasto-bitumiczne średnicy od 0,5 mm do paru milimetrów oraz pojedyncze duże ziarna kwarcu wielkości 0,1–0,2 mm. Wśród soczewek i pasm glaukonitowych często obficie występuje piryty.

Z próbki Kn 44 (głęb. 1515,4 m), reprezentatywnej dla typowych iłolupków, wykonano analizę rentgenograficzną (tab. 11).

Przytoczone wartości intensywności refleksów minerałów wzorcowych podano w skali 1–10 wg danych z literatury. Analizy rentgenograficzne wykonane na próbkach skupień i kryształów siarczkowych z próbki Kn 45 wykazały obecność jedynie pirytu, w próbce Kn 40 – obecność pirytu z markasytem, a w próbce Kn 41 – obecność samego markasytu.

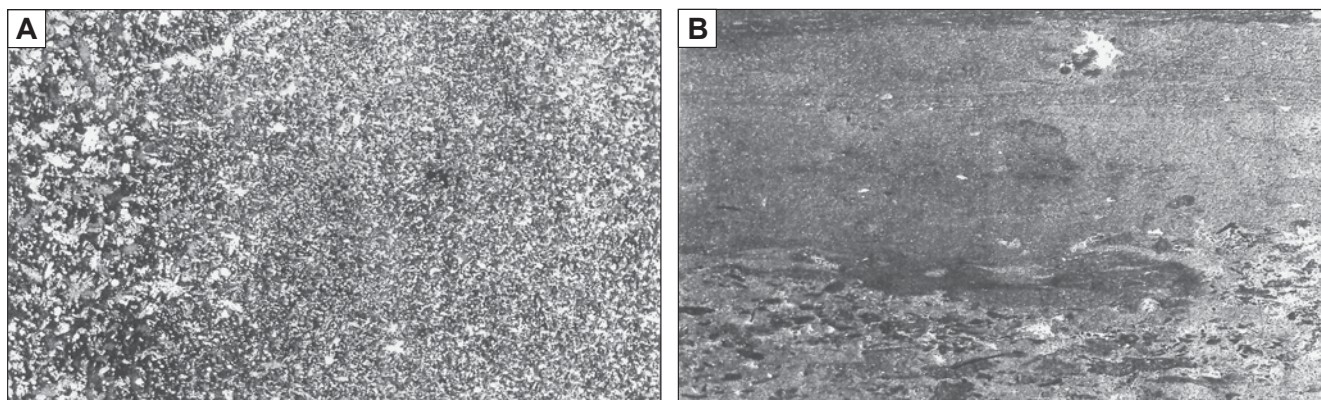


Fig. 12. Mikrofotografie różnych typów skal występujących w profilu syluru otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1

A – wapień organogeniczny; głęb. 1515,4 m (pow. $\times 7,5$, bez analizatora); **B** – łupek ilasty z wkładką zawierającą pasma i soczewki glaukonitowe; głęb. 1511,8 m (pow. $\times 10$, bez analizatora)

Photomicrographs of various rock types from Silurian deposits of the Kętrzyn IG 1 borehole

A – organogenic limestone; depth 1515.4 m (magnification $\times 7.5$, without analyzer); **B** – shale with the intercalation containing glauconite streaks and lenses; depth 1511.8 m (magnification $\times 10$, without analyzer)

Wnioski

Utwory ordowiku i syluru z otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1 wykazują znaczne podobieństwo cech litologicznych do równowiekowych utworów z otworów rejonu Bartoszyce, Gołdapi i Białowieży, częściowo również Tłuszcz (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971, 1974a, b).

Glaukonityt ordowiku najbardziej jest zbliżony do glaukonitytu z otworu Gołdap IG 1, z którym łączą go cechy strukturalne glaukonitu (niejednorodność struktury widoczna na krzywych termicznych), skład petrograficzny otoczków piaskowcowych i ziarn psamitowych (kwarc, niezblizniaczone skalenie) oraz soczewki folioidowe. Zwraca uwagę również obfitość ziarn glaukonitu z regeneracyjnymi obwódkami glaukonitowymi, znalezionymi dotychczas na pojedynczych ziarnach jedynie w glaukonitycie w otworze Ryboły IG 2 i wyższym ordowiku w otworze Podborowisko 1.

Wyżej leżące osady węglanowe ordowiku mają charakter typowy dla większości obszarów Nizy, charakteryzują się na ogół pstrą barwą, obecnością powierzchni rozmywania i otoczków, pochodzących ze śródformacyjnej przeróbki osadu. Cechy te są wspólne dla ordowiku z otworów wiertniczych obszaru Bartoszyce i z rejonu Białowieży.

Występowanie pojedynczych ooidów żelazistych w stropowych partiach profilu ordowiku jest podobne jak w otworze Bartoszyce IG 1. Obfite występowanie żelazi-

stych, brunatnych bioklastów jest typowe dla bardzo szerokiego zasięgu poziomego.

Łupki ilaste ordowiku są zwykle charakterystycznie cętkowane. Tego typu łupki na Nizy Polskim występują w otworach wiertniczych Bartoszyce IG 1, Gołdap IG 1, Tłuszcz IG 1.

Wygląd makroskopowy iłolupków sylurskich w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1 wskazuje na ich podobieństwo do łupków z otworu wiertniczego Bartoszyce IG 1. Zawierają one mineralizację siarczkową, pirytową i markasytową, jednak markasytu dotychczas w profilu Bartoszyce IG 1 nie znaleziono.

Z odrębnych cech utworów ordowiku i syluru z otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1 należy wymienić:

- obfitość ziarn glaukonitu z obwódkami glaukonitowymi;
- występowanie w stropie ordowiku wapienia organogenicznego, zbudowanego z nieoznaczonych mikroorganizmów, którego nie znaleziono dotychczas w żadnym znanym profilu ordowiku na Nizy Polskim (próbka Kn 34);
- występowanie 1-centymetrowej warstewki ilastej z bituminami i pasmami glaukonitu (próbka Kn 46) w osadach syluru.

Skład substancji ilastej łupków graptolitowych jest typowy zarówno dla całego Nizy, jak również dla północnej, środkowej i południowej Europy.

Teresa PODHALAŃSKA, Henryk TOMCZYK

SYLUR

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA UTWORÓW SYLURU W OTWORZE WIERTNICZYM KĘTRZYN IG 1

Sylur występuje tylko w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1. W otworze Kętrzyn IG 2 bezpośrednio na utworach kambru środkowego leżą utwory permu.

Podstawowym źródłem informacji dotyczącym syluru w otworze Kętrzyn IG 1 jest archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny przedstawiony w dokumentacji wynikowej tego otworu (Tomczyk, 1966). Litologię syluru przedstawiono na podstawie opisów fragmentów rdzeni wiertniczych i próbek okruchowych zawartych w dokumentacji. W odcinkach nierdzeniowanych została zinterpretowana na podstawie wyników pomiarów geofizycznych. Występowanie skamieniałości w rdzeniowanych odcinkach profilu podano za Tomczykiem (1966).

Profil syluru w otworze Kętrzyn IG 1 jest bardzo zredukowany stratygraficznie i miąższościowo; są tu reprezentowane tylko dwa oddziały syluru – landower i wenlok. Ludlow i przydol, podobnie jak i młodsze utwory paleozoiku, zostały zerodowane przed permem.

Sylur jest dobrze rdzeniowany i występuje na głęb. rdzeniowej 1480,0–1544,5 m. Jego miąższość wynosi więc 64,5 m. Według pomiarów geofizycznych skały odpowiadające sylurowi występują na głęb. 1477,5–1540,5 m.

Dolna granica syluru jest utożsamiana z dolną granicą formacji wapieni gruzłowych z Barcian, dla której profil otworu Kętrzyn IG 1 jest stratotypem (Modliński i in., 2006). Górną granicę syluru stanowi granica z permem (czerwonym spągowcem), ustalona w dokumentacji wynikowej tego otworu (1966) na podstawie przesłanek litologicznych. Strop i spąg syluru wyznaczono na podstawie rdzenia oraz pomiarów geofizycznych. Głębokości granic jednostek litostratygraficznych wyznaczone na podstawie pomiarów geofizycznych są niższe o kilka metrów w porównaniu z głębokościami wyznaczonymi na podstawie rdzenia (fig. 2).

Profil syluru jest typowy dla obszaru centralnej części obniżenia bałtyckiego, można go porównywać z profilami syluru otworów Bartoszyce IG 1, Barciany 1, 4, Olsztyn IG 2, przy czym różnica polega głównie na zasięgu erozji przedpermowej.

Osady syluru, podobnie jak pozostałe osady dolnego paleozoiku badanego profilu, powstały w nerytycznej części basenu bałtyckiego rozciągającego się od późnego proterozoiku wzdłuż zachodniego skłonu Bałtyki. Profil syluru otworu wiertniczego jest typowy dla tego obszaru. Przeważają osady drobnoklastyczne – ilowce najczęściej pylaste i mułowce czasem margliste z przelawiczeniami lub soczewkami wapieni. Upad warstw wynosi 0°. Dolna część syluru, podobnie jak w otworze Olsztyn IG 2 lub Bartoszyce IG 1 jest wykształcona w formie wapieni gruzłowych, będących rezultatem diagenety utworów marglistych. W profilach położonych bardziej na zachód, jak Pasłęk

IG 1, Malbork IG 1, sedimentacja osadów drobnoklastycznych i ilastych odbywała się od początku syluru.

Skamieniałości występujące w drobnoklastycznych utworach syluru w otworze Kętrzyn IG 1 to przede wszystkim graptolity, stanowiące podstawę ortostratygrafii systemu sylurskiego, liczniejsze w wenloku, mniej liczne w landowerze, oznaczone przez H. Tomczyka i cytowane w profilu litologiczno-stratygraficznym otworu wiertniczego (Tomczyk, 1966). W wapieniach gruzłowych najniższego syluru makroskamieniałości nie stwierdzono.

W profilu Kętrzyn IG 1 udokumentowano następujące oddziały syluru: landower i wenlok. W opisie zastosowano formalny podział litostratygraficzny syluru dla obszaru północnej Polski (Modliński i in., 2006).

Landower

Landower występuje na utworach najwyższego ordowiku górnego – hirnantu. Dolna granica landoweru odpowiada dolnej granicy formacji wapieni gruzłowych z Barcian. Formacja ta leży na utworach formacji szarozielonych margli z Ornety najwyższej części ordowiku. Granica ordowik/ sylur i zarazem ordowik górny/ landower przebiega na głęb. rdzeniowej 1544,5 m, odpowiada to głęb. geofizycznej 1540,5 m (rdzeń jest przesunięty w stosunku do wykresu krzywej PG o 4 m).

Górna granica landoweru występuje najprawdopodobniej na głęb. 1500,0 m (wyznaczonej w rdzeniu). Tomczyk (1966) wyznaczył ją w stropie „środkowych warstw pasłeckich”, nieformalnej jednostki litostratygraficznej. Landower ma więc miąższość 44,5 m.

Landower jest wyraźnie dwudzielny, podobnie jak w innych profilach z regionu środkowej części obniżenia bałtyckiego.

Niższą część landoweru stanowi formacja wapieni gruzłowych z Barcian, występująca na głęb. rdzeniowej 1544,5–1520,9 m (wg pomiarów geofizycznych – 1540,5–1514,2 m).

Wspomniany wyżej fragment profilu otworu Kętrzyn IG 1 jest wyznaczony jako litostratotyp formacji wapieni gruzłowych z Barcian (Modliński i in., 2006). Są to wapienie gruzłowe składające się z „nieregularnych brył i gruzłów wapiennych i wapienno-marglistych barwy jasnobezwowej, żółtawej i szarobrazowej, tkwiących w ciemniejszym ilasto-marglistym i/lub marglistym tle skalnym barwy ciemnoszarej lub brunatnoszarej” (*op. cit.*).

Skały te i ich tekstura są najprawdopodobniej wynikiem kompaktacji pierwotnie marglistego osadu. W analogicznych utworach formacji wapieni gruzłowych z Barcian w pobliskich otworach wiertniczych Barciany 4, Lidzbark

Warmiński 3, Bartoszyce IG 1 występują liczne skamieniałości śladowe: jamki żerowiskowo-mieszkalne *Planolites* isp., *Chondrites* isp., faecal pellets *Rosselia* isp. oraz konodonty, skolekodonty, Chitinozoa i fragmenty graptolitów (Podhalańska, 2009). Skład taksonomiczny fauny, głównie ichnofauny (*Chondrites* isp.) jest charakterystyczny dla środowisk z deficytem tlenowym w strefie dennej (*op. cit.*).

Powyżej formacji z Barcian zalega formacja iłowców z Pasłęka, występująca na głęb. rdzeniowej 1500,0–1520,9 m (wg pomiarów geofizycznych jej spąg wyznaczono na głęb. 1514,2 m). Są to skały zawierające, oprócz materiału frakcji ilastej, znaczną i zmienną ilość materiału frakcji pylastej (iłowce, iłowce pylaste, mułowce). W otworze Kętrzyn IG 1 są one często margliste, łupiące się lub masywne, ze zmienną frekwencją skamieniałości graptolitów. Ich barwa jest zróżnicowana, od czarnej do szarozielonkawej, zależna od warunków redox w strefie dennej basenu sedimentacyjnego oraz warunków wczesnej diagenety.

Na głęb. rdzeniowej 1508,0–1509,5 m występują liczne ślizgi i spękania tektoniczne. Procesom tektonicznym, odzwierciedlającym się w profilu, odpowiada luka stratygraficzna od poziomu *sedgwickii* do *crenulata* telychu (Tomczyk, 1966). Strefa poślizgów, spękań i zlustrowań występuje także w spągowej części interwału rdzeniowanego 1500,0–1502,0 m.

Wenlok

Według Tomczyka (1966) wenlok występuje na głęb. rdzeniowej 1480,0–1500,0 m (miąższość 20,0 m). Granica z wyżej leżącym niższym permem, wykształconym w facji czerwonego spągowca, jest dobrze wyrażona na krzywej PG na głęb. 1477,5 m.

Najniższy wenlok wg Tomczyka (1966) dokumentują graptolity występujące na głęb. 1496,5–1500,0 m.

Utwory wenloku są reprezentowane przez formację iłowców z Pelplina wydzieloną przez Modlińskiego i in. (2006) na obszarze obniżenia bałtyckiego. Zgodnie z podziałem nieformalnym są to górne warstwy pasłęckie (Tomczyk, 1966).

W otworze Kętrzyn IG 1 są to iłowce przechodzące w mułowce szare, miejscami margliste z graptolitami z wkładkami iłowców (lub mułowców) zielonkawych oraz cienkimi przewarstwieniami wapieni marglistych i margli.

W najwyższej części syluru na głęb. rdzeniowej 1480,0–1481,5 m występują iłowce (mułowce) z cienkimi wtrąceniami iłowców marglistych, w górnej części zwietrzałe barwy wiśniowobrunatnej z szaro-zielonymi plamami, bez fauny, niżej z wkładkami iłomułowców szarych z graptolitami.

PERM

Jędrzej POKORSKI

CZERWONY SPĄGOWIEC W OTWORACH WIERTNICZYCH KĘTRZYN IG 1 I KĘTRZYN IG 2

Obszar platformy wschodnioeuropejskiej, na którym są zlokalizowane otwory Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2, w okresie wczesnego permu był lądem. Pod koniec wczesnego permu (pod koniec sedimentacji czerwonego spągowca i na początku sedimentacji cechsztynu) rozwinęły się niewielkie lokalne zbiorniki wypełnione osadami fluwialnymi, głównie rzek i strumieni roztokowych. Zbiorniki te były częściowo lub całkowicie izolowane od centralnego zbiornika czerwonego spągowca, Niżu Polskiego, obejmującego obszar platformy paleozoicznej, którego centrum depozycyjne stanowiła bruzda śródpolska (Pokorski, 1998; Wagner i in., 2002).

Typowy profil czerwonego spągowca z obszaru obniżenia bałtyckiego, stanowiącego strukturalną część platformy wschodnioeuropejskiej, składa się przede wszystkim ze zlepieńców i różnego typu piaskowców, w tym piaskowców zlepieńcowatych o składzie arkoz lub szarogłazów oraz o podrzędnym udziale osadów drobnoklastycznych (mułowców i iłowców) (fig. 13).

Profile czerwonego spągowca z obniżenia bałtyckiego (Pokorski, 1974) oraz obniżenia podlaskiego (Pokorski, 1971) zaliczono do najwyższego czerwonego spągowca czyli megacyklotemu Noteci i opisano jako formację Pasłę-

ki (Pokorski w: Wagner, 2008). Formacja Pasłęki charakteryzuje się cyklicznym wykształceniem osadów. Składa się z kilku cykli prostych o nieznacznej miąższości – od kilku do kilkunastu metrów.

W otworze Kętrzyn IG 1 wyróżniono 6 warstw zapisanych jako cykle typu A, A, A, AB, A; w otworze Kętrzyn IG 2 natomiast występują 4 warstwy o cykliczności typu A, AB, A.

Opisana cykliczność profilu czerwonego spągowca w obniżeniu bałtyckim, gdzie najczęściej występuje 5 lub 6 allocykli (Pokorski, 1974), była zapewne związana ze zmianą warunków sedimentacji, jak migracją koryta rzeki lub strumienia, a także ze zmianami czynników klimatycznych i fizjograficznych.

Na podstawie analizy miąższości czerwonego spągowca (formacji Pasłęki) na obszarze obniżenia bałtyckiego wyróżniono 4 stożki napływowe i związane z nimi systemy rzek i strumieni roztokowych.

Na podstawie analiz petrologicznych, wskazujących na dobry stan zachowania np. egirynu i zasadowych plagioklazów (Juskowiak, Pokorski, 1970) oraz ze względu na niski stopień obtoczenia, złe wysortowanie materiału okruczowego, przewagę materiału grubokruczowego i osadów

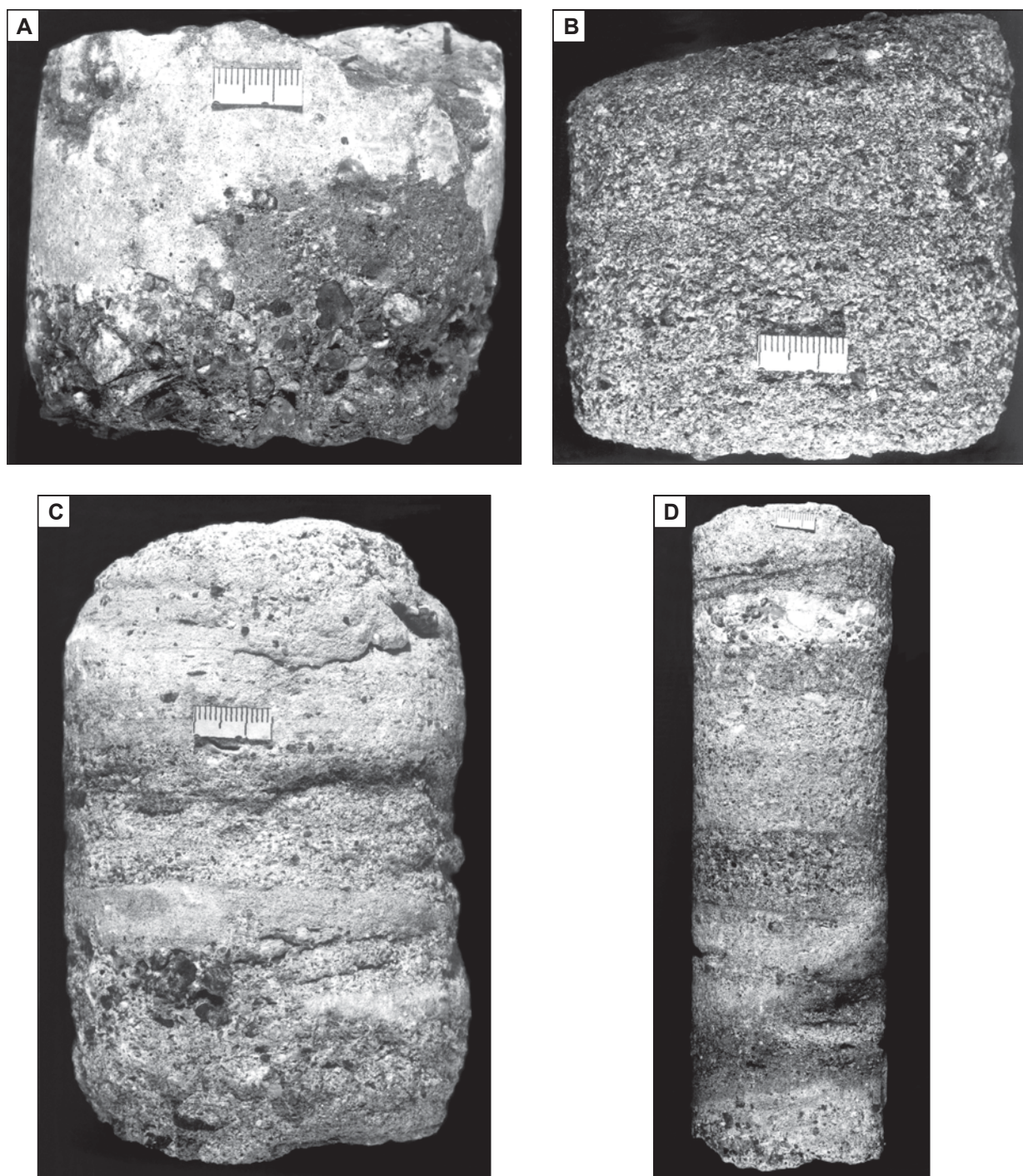


Fig. 13. Makrofotografie utworów czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1

A – zlepienie drobnootczakowy w stropie z nieregularną ławiczką węglanową (skała jasnoszara), w spągu nieliczne otoczaki o średnicy ok. 5–8 mm; głęb. 1436,0 m; **B** – zlepienie drobnootczakowy z pojedynczymi otoczakami grubszego żwirku, słabo czytelne warstwowanie poziome; głęb. 1452,0 m; **C** – zlepienie drobnootczakowy z przewarstwieniami piaskowca drobnoziarnistego oraz piaskowca zlepieńcowatego, warstwowanie skośne lub poziome; głęb. 1474,5 m; **D** – zlepienie drobnootczakowy z przewarstwieniami piaskowca zlepieńcowarego, warstwowanie skośne dużej skali; głęb. 1476,8 m

Macrophotographs of Rotliegend rocks from the Kętrzyn IG 1 borehole

A – fine-pebble conglomerate with an irregular carbonate layer at the top, a few 5–8 mm-sized pebbles at the bottom; depth 1436.0 m; **B** – fine-pebble conglomerate with single coarse gravel grains, poorly visible horizontal bedding; depth 1452.0 m; **C** – fine-pebble conglomerate with fine-grained sandstone and conglomeratic sandstone interbeds, cross or horizontal bedding; depth 1474.5 m; **D** – fine-pebble conglomerate with conglomeratic sandstone interbeds, large-scale cross-bedding, depth 1476.8 m

korytowych, można wnosić, że sedymentacja opisanych aluwii była związana z krótkim transportem. Głównym obszarem alimentacyjnym było wyniesienie mazurskie – zarówno część centralna, zbudowana ze skał głębinowych,

jak i obrzeża, gdzie była denudowana pokrywa platformowa skał osadowych paleozoiku od kambru do karbonu (Pokorski, Modliński, 2007).

Ryszard WAGNER

STRATYGRAFIA CECHSZTYNY W PROFILACH OTWORÓW KĘTRZYN IG 1 I KĘTRZYN IG 2

Profile cechsztynu znane z obu omawianych otworów wiertniczych są typowe dla przybrzeżnej części basenu cechsztyńskiego na obszarze platformy prekambryjskiej. Utworzyły się one w zatoce nadbałtyckiej w jej południowo-wschodniej części. Cyklotemy cechsztyńskie, węglanowo-ewaporatowe, są tu zredukowane stratygraficznie i miąższościowo oraz charakteryzują się przewagą osadów węglanowych i siarczanowych, bez serii solnych z udziałem serii terygenicznymi w profilu otworu Kętrzyn IG 2. Brak jest tu cyklotemów terygeniczno-ewaporatowych – PZ4, tak jak na przeważającym obszarze zatoki nadbałtyckiej (Wagner, 1994). Występuje tu ich ekwiwalent facjalny w postaci stropowej serii terygenicznej (PZt).

Litostratygrafia

Otwór wiertniczy Kętrzyn IG 1

Profil cechsztynu z otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1 reprezentuje osady powstałe w położonej dalej od brzegu basenu i głębszej strefie niż utwory cechsztynu występujące w profilu otworu Kętrzyn IG 2. Dlatego też w otworze Kętrzyn IG 1 występuje pełniejszy stratygraficznie profil zbudowany z 3 cyklotemów węglanowo-ewaporatowych – PZ1, PZ2, PZ3 i stropowej serii terygenicznej PZt. Najniższy cyklotem PZ1 rozpoczyna się wg pomiarów geofizycznych na głęb. 1430,0 m poziomem łupka miedzionośnego (T1), leżącym bezpośrednio na fanglomeratach górnego czerwonego spągowca (Pokorski, ten tom). Wyżej występuje rozbudowana miąższościowo (81,2 m) seria skał węglanowych wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Profil cyklotemu PZ1 kończy, bardzo zredukowany miąższościowo, poziom anhydrytu PZ1 (A1) o miąższości zaledwie 11,5 m. Nie sposób rozstrzygnąć, czy jest to anhydryt dolny (A1d), czy górny (A1g).

Cyklotem PZ2 (głęb. 1325,0–1337,0 m) rozpoczyna się na głęb. 1337,0 m serią skał węglanowych dolomitu głównego (Ca2), bardzo małej miąższości – zaledwie 5,0 m, a kończy anhydrytami z poziomu anhydrytu podstawowego A2, również małej miąższości – 7,0 m. Cyklotem PZ2 jest bardzo zredukowany stratygraficznie i miąższościowo.

Trzeci cyklotem węglanowo-ewaporatowy PZ3 (głęb. 1291,0–1325,0 m) jest podobnie wykształcony. U jego podstawy występuje poziom węglanowy dolomitu płytowego

(Ca3) o małej miąższości – 8,0 m. Brak jest tu powszechnie występującego, w całym basenie PZ3, szarego iltu solnego (T3). Ta anomalia jest jednak w tej części basenu regułą. Dolomit płytowy jest przykryty anhydrytem głównym (A3), o nieco mniejszej niż przeciętna, miąższości 26,0 m.

Cyklotemy węglanowo-ewaporatowe w profilu otworu Kętrzyn IG 1, charakteryzują się zredukowanymi stratygraficznie i miąższościowo profilami.

Profil cechsztynu zamyka tu stropowa seria terygeniczna (PZt) (głęb. 1268,9–1291,0 m).

Otwór wiertniczy Kętrzyn IG 2

W profilu cechsztynu z otworu Kętrzyn IG 2 występują jeszcze większe redukcje stratygraficzno-miąższościowe. Profil ten był usytuowany w przybrzeżnej części basenu cechsztyńskiego. Cyklotem PZ1 (wg pomiarów geofizycznych głęb. 1389,5–1411,0 m) rozpoczyna się skalami węglanowymi wapienia cechsztyńskiego (Ca1), leżącymi bezpośrednio na fanglomeratach górnego czerwonego spągowca, bez podścielającego go poziomu łupka miedzionośnego (T1). Na bardzo zredukowanym miąższościowo wapieniu cechsztyńskim o miąższości zaledwie 16,5 m leży, z przerwą stratygraficzną, terygeniczna seria recesywna (T1r), również o małej miąższości, zaledwie 3,5 m. Ewaporatom cyklotemu PZ1 odpowiada luka stratygraficzna, występuje tu tylko poziom anhydrytu PZ1 (A1), odpowiadający zapewne anhydrytowi górnemu (A1g) o szczątkowej miąższości 1,5 m.

Cyklotem PZ2 (głęb. 1353,0–1389,5 m) jest ograniczony wyłącznie do poziomu skał węglanowych dolomitu głównego (Ca2), osiagającego w tym profilu znacząca miąższość – 36,5 m.

Cyklotemy węglanowo-ewaporatowe w profilu Kętrzyn IG 2 są wykształcone fragmentarycznie z bardzo zredukowanymi miąższościami, dotyczy to zwłaszcza cyklotemu PZ1. Prawdopodobnie osady te zostały od góry, a także śródformacyjnie ścięte przez erozję.

Biostratygrafia

Profile skał węglanowych zbadano pod kątem występowania makro- i mikrofauny. Opracowania makrofauny dokonał Woźny (1976), a mikrofauny – Woszczyńska (1976, 1987).

Makrofauna

W wapieniu cechsztyńskim w profilu otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1 znaleziono małże *Libea squamosa* (Soverby), bogaty zestaw mszywiolów w środkowej części profilu: *Synocladia virgalacea* (Phillips), *Acanthocladia anceps* (Schlotheim), *Coscinopora dubium* Geinitz. W najniższej części profilu, przy granicy z łupkiem miedzionośnym, znaleziono brachiopody: *Dielasma elongata* (Schlotheim), *Martinia clannyana* King i *Orthothix excavatus* (Geinitz) oraz liczne małże: *Bakevelia ceratophaga* (Schlotheim), *Phestia speluncaria* (Geinitz).

W profilu Ca1 w otworze Kętrzyn IG 2 znaleziono głównie małże: *Libea squamosa* (Soverby), *Schisodus schotheimi* (Geinitz), *Oligodon latus* Netschajew, *Lithodomia abbreviata* Waagen, *Bakevelia ceratophaga* (Schlotheim). Znaleziono również bardzo rzadko występujący w cechszynie okaz głowonoga *Nautilus boverbankianus* King. Fauna ta jest charakterystyczna dla najniższego cechszynu w całym basenie.

W dolomicie głównym w profilu otworu Kętrzyn IG 1 znaleziono ubogi gatunkowo zespół małżów: *Schisodus schotheimi* (Geinitz) i *Phestia speluncaria* (Geinitz).

Znacznie bogatszy zespół makrofauny występuje w tym poziomie w profilu otworu Kętrzyn IG 2. Występuje tu bogata fauna małżowa z masowym występowaniem *Libea squamosa* (Soverby). Występują również liczne inne gatunki małżów: *Schisodus schotheimi* (Geinitz), *Permoformus costatus* (Brown), *Oligodon latus* Netschajew, *Libea septifer* (King) i wskaźnikowa dla dolomitu głównego *Edmondia elongata* Howse.

Woźny (1976) wyróżnił charakterystyczny dla dolomitu głównego poziom *Libea squamosa*; gatunkowi wskaźnikowemu towarzyszą *Schisodus schotheimi*, *Permoformus costatus* i *Phestia speluncaria* (Karczewski, Raczyński, 2001).

W dolomicie płytowym (Ca3), występującym tylko w profilu otworu Kętrzyn IG 1, znaleziono liczną ilościowo, ale ubogą gatunkowo faunę małżową z gatunkiem *Schisodus rotundatus* Brown. W dolomicie płytowym występuje uboższy zespół malakofauny niż w dolomicie głównym. Nie daje to jednak podstaw do odróżnienia tych poziomów od siebie.

Mikrofauna

W obu profilach znaleziono także niezbyt bogate zespoły mikrofauny – otwornic i małżoraczków, opracowane przez Woszczyńską (1976, 1987), Peryt i Woszczyńską (2001) oraz Nehring-Lefeld i in. (2001).

W wapieniu cechsztyńskim mikrofaunę znaleziono tylko w profilu otworu Kętrzyn IG 1. Są to: *Glomospira regularis* Scherp, *Spandelinoides geinitzi* (Reuss), *Geinitzina cuneiformis* (Jones), *Agathammina pusilla* (Geinitz), *Hawithina patria* Ivanov, *Polyclope perminutus* (Kellett), *Bairdia plebeia* Reuss, *Microcheilinella nuciformis* (Jones).

W dolomicie głównym z profilu otworu Kętrzyn IG 1 znamy tylko pojedyncze gatunki: *Lunucammina hastata* Scherp i *Lingulonodosaria kamensis* Mikluho-Maclay. Bardzo bogaty zespół pozyskano z profilu Ca2 z otworu

Kętrzyn IG 2. Są to: *Lingulina linguaeformis* Paalzow, *L. pulchra* Paalzow, *Geinitzina cuneiformis* (Jones), *Lunucammina hastata* Scherp, *Pachypholia schwageri* Civr. Dess., *Nodosaria cushmani* Paalzow, *Geinitzinita postcarbonica* Spandel, *Lingulonodosaria kamensis* Mikluho-Maclay, *Lunucammina plana* Scherp, *Bairdia knuepferi* Ivanov, *Monoceratina longissima* Kroemmelbein, *Dorsoobliquella pulchra* Knupfer, *Kirkbya* sp.

W dolomicie płytowym (Ca 3), występującym tylko w profilu otworu Kętrzyn IG 1, stwierdzono dwie formy: *Lunucammina plana* Scherp i *Kirkbya* sp.

Na podstawie badań mikrofaunistycznych z innych profili cechszynu w syneklizie perybałtyckiej można stwierdzić, że zespół mikrofaunistyczny z wapienia cechsztyńskiego jest bardzo zróżnicowany gatunkowo i zdecydowanie różni się od zespołów Ca2 i Ca3. Można tu wyróżnić poziom mikrofaunistyczny *Geinitzina richteri*–*Rounndyella lebaensis*. Drugi zespół *Lingulina minima*–*Dorsoobliquella pulchra* obejmuje utwory dolomitu głównego (Ca2) i dolomitu płytowego (Ca3), bez możliwości ich odróżnienia (Woszczyńska, 1987).

Dyskusja

Problemy natury stratygraficznej dotyczące cechszynu pojawiają się kiedy, w wyniku wyklinowywania się ewaporatów w strefach przybrzeżnych, zanika cykliczność, stanowiąca podstawę litostratygrafii, a poziomy skały węglanowych mające najszersze rozprzestrzenienie leżą jedne na drugich. Odróżnienie wapienia cechsztyńskiego od poziomów młodszych nie jest trudne. Różni się zdecydowanie składem mikro- i makrofauny (Wagner, 1994), tak jak w przypadku omawianych profili. Problem występuje, kiedy na niewątpliwych osadach cyklotemu PZ1 leży jeden poziom skały węglanowych, tak jak w przypadku profilu otworu Kętrzyn IG 2. Powstaje wtedy wątpliwość czy skały te reprezentują poziom dolomitu głównego (Ca2), czy dolomitu płytowego (Ca3). Istnieje też możliwość, że reprezentowane są obie jednostki. Jest to problem, który dotyczy całej przybrzeżnej strefy na obszarze platformy prekambryjskiej.

Badania makro- i mikrofauny nie dostarczają jednoznacznych przesłanek pozwalających odróżnić te dwie jednostki od siebie. Jest to możliwe na podstawie badań palinologicznych (Wagner, 1994), jednak w płytkowodnych osadach węglanowych są bardzo małe szanse na zachowanie się pyłków.

Pozycja litostratygraficzna poziomu skały węglanowych w profilu otworu Kętrzyn IG 2, była przedmiotem wielu dyskusji i kontrowersji. Pierwsze koncepcje stratygraficzne zakładały, że najniższa część tego profilu w interwale rdzeniowym 1386,8–1389,3 m odpowiada cyklotemowi PZ2. Podstawą do takich wniosków jest warstewka anhydrytu o miąższości 0,3 m (głęb. 1386,8–1387,1 m), która była uważana za fragment anhydrytu podstawowego (A2) (Stolarczyk, 1972; Czajor, Wagner, 1974). Wyżej leżąca seria skały węglanowych została zaliczona do dolomitu płytowego (Ca3). Ze względu jednak na powszechne występowanie

w spągowych częściach osadów Ca2 cienkich wkładek anhydrytów koncepcja ta mogła budzić kontrowersje.

W atlasie litofacjalno-paleogeograficznym permu (Depowski, 1978) cały kompleks skał węglanowych, powyżej cyklotemu PZ1 został zaliczony do dolomitu głównego. Zmiana koncepcji dotyczącej stratygrafii wynikała z przyjętego założenia, że w czasie sedymentacji cechsztynu na kratonie wschodnioeuropejskim miała miejsce najsłabsza subsydenca. Pod koniec sedymentacji cechsztynu, nastąpiła regresja morza, a procesy erozyjne uruchomione przez zmianę klimatu w cyklotemie PZ4 doprowadziły do powszechnej erozji na tym obszarze. W wyniku erozji zostały usunięte osady Ca3 z rejonu profilu otworu Kętrzyn IG 2 (Depowski, 1978; Dadlez i in., 1998).

W pracy Gąsiewiczza i Peryta (1989) przedstawiono inną koncepcję dotyczącą problematyki stratygraficznej. Na podstawie analiz mikrofacjalnych skał węglanowych w całej syneklizie perybałtyckiej autorzy starali się wykazać podobieństwa w rozwoju osadów Ca3 do wyższej części profilu skał węglanowych w profilu otworu Kętrzyn IG 2. Granicę pomiędzy Ca2 i Ca3 postawiono tu na głęb.

1383,1 m, w miejscu zmiany facji z osadów ziarnistych w dolnej części na mułowe w wyższej.

Zdaniem autora koncepcja ta budzi wątpliwości. Pomiędzy oboma poziomami skał węglanowych musi istnieć luka stratygraficzna, obejmująca okres sedymentacji ewaporatów cyklotemu PZ2. Powinna więc w profilu zaznaczyć się przerwa w sedymentacji. W profilu, o 100% uzysku rdzenia, nie obserwuje się jednak żadnych dowodów na przerwę w sedymentacji. Ponadto, rozwój dolomitu głównego przebiegał w cyklu transgresywno-regresywnym (Wagner, Peryt, 1998). Profil otworu Kętrzyn IG 2 doskonale pasuje do takiego modelu sedymentacji. Najniższa część profilu, wykształcona jako pakstony, jest płytkowodna, co odpowiada stadium transgresji, część środkowa odzwierciedla pogłębienie basenu, związane z maksimum transgresji wyrażone w osadach dominacją madstonów. Część górna profilu to greinstony, odpowiadają stadium regresywnemu.

Mimo stosowania różnorodnych metod badawczych, kwestia przynależności stratygraficznej najwyższego odcinka profilu cechsztynu w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 2 pozostaje nadal dyskusyjna.

Ryszard WAGNER

PALEOGEOGRAFIA CECHSZTYNU

Profile cechsztynu otworów wiertniczych Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2 są zlokalizowane na platformie wschodnioeuropejskiej w południowo-wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. W ujęciu paleogeograficznym była to brzeżna strefa południowo-wschodniej części zatoki nadbałtyckiej, usytuowana w pobliżu półwyspu mazurskiego (Wagner, 2012).

Obszar ten, przed transgresją morza cechsztyńskiego, był poddany długotrwałej erozji od późnego karbonu prawie do czasu, przypadającego na sedymentację górnej części czerwonego spągowca. Z wyniesienia mazursko-suwalskiego zostały usunięte skały osadowe starszego i młodszego paleozoiku, odsłaniając podłoże krystaliczne. Z obszaru południowej syneklizy perybałtyckiej zostały zerodowane skały osadowe dewonu i dolnego karbonu, odsłaniając utwory syluru lub nawet ordowiku. W wyniku erozji cały obszar został w znacznym stopniu speneplenizowany. Bezpośrednio przed transgresją morza cechsztyńskiego utworzyły się w syneklizie perybałtyckiej kilkudziesięciometrowej miąższości fanglomeraty najwyższego czerwonego spągowca (Pokorski, ten tom).

Na tak ukształtowaną powierzchnię wkroczyła od zachodu transgresja morza cechsztyńskiego. W głębszej części zatoki nadbałtyckiej, w rejonie obecnego otworu Kętrzyn IG 1 na zlepieńcach facji czerwonego spągowca osadziły się ciemnoszare wapienne ilowce i mułowce wzbogacone w materiał organiczny, okruszcowane siarczkami żelaza, tworzące poziom łupka miedzionośnego (T1). Osady te zostały przykryte przez serię wapienno-dolomitycznych madstonów i wakstonów biodetrytycznych (Wichrowska, ten tom) wapienia cechsztyńskiego (Ca1) z bogatą, stenoha-

linową fauną brachiopodów i małżów, wyżej mszywiolów (Woźny, 1976). Obecność tej fauny świadczy o istnieniu ciepłego morza z normalnym zasoleniem. Osady te tworzyły się początkowo w spokojnym, redukcyjnym środowisku sedymentacji, poniżej podstawy falowania, ulegającym stopniowemu spłycaaniu w miarę rozwoju sedymentacji Ca1. Powyżej serii madstonowo-wakstonowej, powstały wakstony z obfitą i zróżnicowaną gatunkowo fauną mszywiolów.

W płytszej części zatoki, w rejonie bliższym brzegu odpowiadającym obszarowi, w którym odwiercono otwór Kętrzyn IG 1, transgresja cechsztynu, zaznaczyła się płytkowodnymi osadami węglanowymi greinstonów grudkowych (pseudoolitowych) (Wichrowska, ten tom) z obfitą fauną małżów i otwornic, podścielonych cienką warstwą biolaminitów. Osady te leżą bezpośrednio na zlepieńcach czerwonego spągowca górnego, bez osadów łupka miedzionośnego i serii madstonowo-wakstonowej, jak w profilu otworu Kętrzyn IG 1. O bliskości brzegu świadczą dość liczne, drobne okruchy skał z podłoża cechsztynu. Środowisko sedymentacji, pomimo że płytkowodne, nie było aktywne hydrodynamicznie. Świadczy o tym analiza minerałów ciężkich, występujących w tym kompleksie. Minerale ciężkie, pochodzenia detrytycznego, są tu nieliczne i dość dobrze obtoczone, w przeciwieństwie do wyższych części w profilu, a ich skład ilościowy wiąże się ściśle z bezpośrednim podłożem cechsztynu (Czajor, Wagner, 1974).

W miarę postępującej sedymentacji wapienia cechsztyńskiego, zaznacza się stopniowe spłycaanie środowiska sedymentacji. W profilu otworu Kętrzyn IG 2 pojawiają się osady ziarniste – pakstony i greinstony z fauną małżową,

z licznymi intraklastami, z widocznymi miejscami warstwowania przekątnego. Występują także nieobtoczone ziarna kwarcu i skaleni, wskazujące na bliskość obszarów alimentacyjnych. Było to środowisko sedimentacji o wysokiej aktywności hydrodynamicznej, powyżej podstawy falowania.

Analiza minerałów ciężkich pozwala na bardziej dokładną interpretację środowiska. Można je określić jako skrajnie przybrzeżne, na pograniczu z plażą. Stwierdzono tu dużą koncentrację minerałów o największym ciężarze właściwym – cyrkonu i magnetytu. Towarzyszą im granaty, egiry, amfibole z szeregu aktynolitu oraz tytanit. Spotykany jest także okruczowy fluoryt, pochodzący z redepozycji starszych wapieni cechsztyńskich (Czajor, Wagner, 1974). Najmłodsze osady Ca1 stanowią dolomity piaszczyste z ziarnami kwarcu i skaleni frakcji aleurytowej i psamitowej z nielicznymi oolitami, a także z nielicznymi przewarstwieniami czerwonych iłowców. Są to osady przejściowe do terygenicznego szeregu recesywnego (T1r).

W bardziej oddalonej od brzegu części zatoki nadbałtyckiej (w obszarze otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1), ponad serią wakstonów z mszywiolami i powyżej serii zrekrystalizowanej o nieokreślonej genezie, pojawiają się skały ziarniste – pakstony oolitowe (Wichrowska, ten tom). Ich obecność wskazuje na silnie turbulentne środowisko sedimentacji związane ze spłyceniem basenu.

Można powiedzieć, że osady wapienia cechsztyńskiego w omawianej części zatoki nadbałtyckiej utworzyły się na platformie węglanowej. W rejonie otworu Kętrzyn IG 1 była to zapewne strefa wewnętrznego stoku bariery oolitowo-onkolitowej, natomiast profil otworu Kętrzyn IG 2 należy zlokalizować w wysoko energetycznej równi platformowej na pograniczu z plażą (Depowski, 1978; Dadlez i in., 1998).

W trakcie sedimentacji Ca1 następowało spływanie zbiornika i przesuwanie się linii brzegowej ku północy, przy jednoczesnym odmłodzeniu profilu erozyjnego na obszarze wyniesienia mazursko-suwalskiego. Wskazuje na to zmiana jakości i ilości minerałów ciężkich w profilu Kętrzyn IG 2 (Czajor, Wagner, 1974).

Analiza rozkładu przestrzennego minerałów ciężkich w profilach Ca1 pozwoliła również na zidentyfikowanie niektórych obszarów alimentacyjnych, z których pochodziły. Były to skały metamorficzne serii czarnozańskich i prawdopodobnie bogate w granaty, pirokseny i epidoty skały serii wojnowskiej, następowała także redepozycja starszych, położonych bliżej brzegu skał Ca1 (Czajor, Wagner, 1974).

Obniżenie poziomu morza pod koniec sedimentacji Ca1 miało powszechny zasięg w całym basenie (Wagner, 1994). W rejonie otworu Kętrzyn IG 2 zjawisko to zaznaczyło się powstaniem lądowych osadów terygenicznego szeregu recesywnego (T1r) i luką stratygraficzną, w rejonie otworu Kętrzyn IG 1 – powstaniem serii pakstonów oolitowych i luką stratygraficzną, obejmującą prawie cały okres sedimentacji ewaporatów PZ1.

Nowa ingresja morza cechsztyńskiego rozpoczęła się w czasie sedimentacji anhydrytu górnego (A1g) jeszcze w cyklotemie PZ1. W czasie tej ingresji powstały zapewne

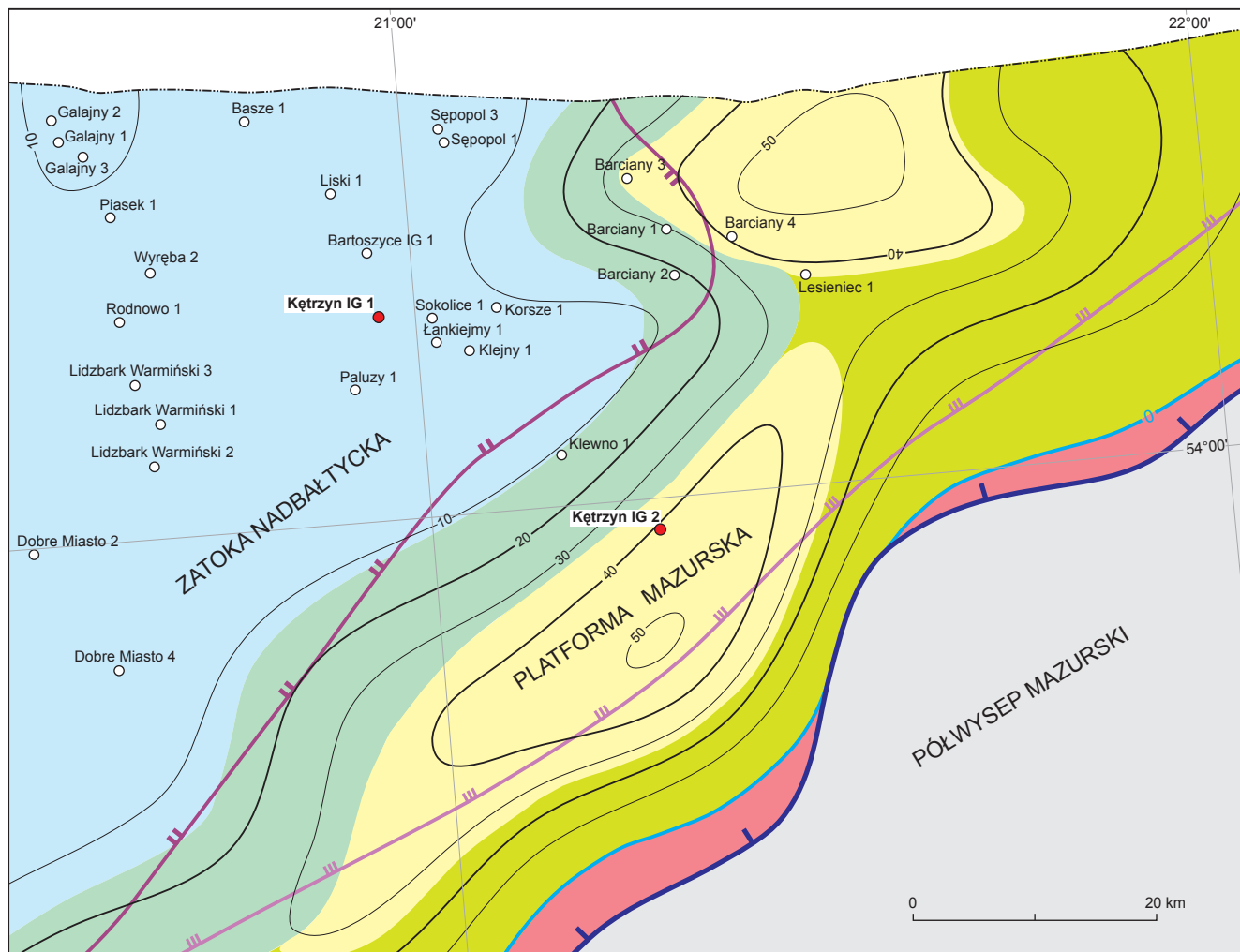
niewielkie serie anhydrytów występujące w omawianych profilach poniżej dolomitu głównego. W czasie odpowiadającym kulminacji ingresji zaczęły się osadzać skały węglanowe dolomitu głównego. W profilu Kętrzyn IG 2 są to transgresywne greinstony i pakstony, z konkrekcjami anhydrytów i cienką wkładką anhydrytu. Osady te powstały w środowisku płytkowodnym o dużej aktywności hydrodynamicznej, powyżej podstawy falowania (fig. 14). W czasie maksymalnego zalewu powstał kompleks madstonów i wakstonów z liczną fauną małżową i mikrofauną, wyznaczający okres spokojniejszej sedimentacji z rozwojem organizmów mikrobialnych, tworzących biolaminację. Najmłodsze osady Ca2 tworzyły się w środowisku aktywnym hydrodynamicznie (pakstony, greinstony oolitowo-onkolitowe). Warstwowania przekątne występujące w górnej części tego kompleksu świadczą o działalności falowania. W całym profilu występuje obfita fauna małżowa.

Dolomit główny w głębszej części basenu, którą reprezentuje profil otworu Kętrzyn IG 1 ma niewielką miąższość, ok. 5,0 m i zbudowany jest z madstonów i wakstonów bioklastycznych z dość obfita fauną małżową i biolaminacjami. W środkowej części profilu obserwuje się niewielkie ślady ruchów grawitacyjnych osadu. Jedynie w części spągowej występuje warstwa pakstonów oolitowych o miąższości 1,3 m, oddzielona od starszych osadów powierzchnią erozyjną, być może redeponowana z płytszej części basenu. Było to środowisko względnie głębokowodne, prawdopodobnie poniżej podstawy falowania.

Dolomit główny w rejonie otworu Kętrzyn IG 2 reprezentuje środowisko platformy węglanowej bardzo aktywne hydrodynamicznie, występujące w strefie bariery oolitowo-onkolitowej. W rejonie otworu Kętrzyn IG 1 była to płytkowodna równia basenowa z niedużym pochyleniem dna basenu, umożliwiającym słabe ruchy grawitacyjne osadów, być może na stoku niewielkiej, nierozpoznanej płycizny, które często występują w zatoce nadbałtyckiej (Wagner, 2012).

Według analizy faunistycznej dokonanej przez Woźnego (1976) morze dolomitu głównego mogło mieć w zatoce nadbałtyckiej głęb. ok. 50 m, temperaturę ok. 25°C i zasolenie nieco wyższe od normalnego. Wzrost zasolenia w basenie sedimentacyjnym przerwał sedimentację skał węglanowych. Rozpoczęła się sedimentacja ewaporatów anhydrytu podstawowego (A2) w warunkach płytkowodnych. W profilu otworu Kętrzyn IG 1 miąższość osadów tego poziomu wynosi zaledwie 7,0 m. Nie wiadomo czy w rejonie otworu Kętrzyn IG 2 osadziły się ewaporaty z tego poziomu, ponieważ osady cechsztyńskie powyżej dolomitu głównego zostały usunięte przez późniejszą erozję. Nie doszło do sedimentacji soli starszych (Na2), tak jak w całej wschodniej części zatoki nadbałtyckiej.

Między anhydrytem podstawowym (A2) a osadami cyklotemu PZ3 w profilu otworu Kętrzyn IG 1 istnieje zapewne luka stratygraficzna i sedimentacyjna. Brak jest charakterystycznego poziomu terygenicznego – szarego ładu solnego (T3). Bezpośrednio na osadach siarczanowych (A2) leżą skały węglanowe dolomitu płytowego (Ca3), zaznaczające nową transgresję morską. Są to madstony



Obszar lądowy:

Land area:

ląd speneplinizowany
peneplained land

Platforma/ izolowana platforma węglanowa (płytki szelf):
Carbonate platform/ isolated carbonate platform (shallow shelf):

równia platformowa
platform flat

przykrawędziowa bariera oolitowo-onkolitowa
marginal oolitic-oncolitic barrier

sebką siarczanowo-węglanową
sulphate-carbonate sabkha

Stok platformy/ izolowanej platformy węglanowej:
Carbonate platform/ isolated carbonate platform slope:

stok łagodny
gentle slope

Równia basenowa (głębszy szelf):
Basinal plain (deeper shelf):

część płytsza
shallower part

otwory wiertnicze z przewierconym dolomitem głównym
boreholes piercing the Main Dolomite

—20— paleoizopachyty w metrach
palaeoisopachs in metres

—0— pierwotny zasięg Ca₂
original extent of Ca₂ cyclothem

pierwotny zasięg cyklotemu PZ2
original extent of PZ2 cyclothem

zasięg częściowej erozji Ca₂
extent of partial erosion of Ca₂

zasięg całkowitej erozji Ca₂
extent of total erosion of Ca₂

Fig. 14. Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca₂) w Polsce (Wagner, 2012) – fragment

Palaeogeographic map of the Main Dolomite (Ca₂) in Poland (Wagner, 2012) – a part

i wakstony biodetrytyczne z liczną, ale ubogą gatunkowo fauną małżową, charakterystyczne dla płytkiej równi basenowej istniejącej podczas sedimentacji dolomitu płytowego na kratonie wschodnioeuropejskim.

Górna powierzchnia skał węglanowych jest ograniczona powierzchnią erozyjną od anhydrytu głównego (A3). Występuje tu strefa mineralizacji pirytowej i krzemionkowej. Automorficzne kryształy kwarcu świadczą o działalności roztworów hydrotermalnych.

Maria WICHROWSKA

ANALIZA PETROGRAFICZNA, MIKROFACJALNA I DIAGENETYCZNA OSADÓW WĘGLANOWYCH CECHSZTYNU W OTWORACH WIERTNICZYCH KĘTRZYN IG 1 I KĘTRZYN IG 2

Wstęp

Podstawę analizy mikrolitofacjalnej i diagenetycznej osadów węglanowych wapienia cechsztyńskiego, dolomitu głównego i dolomitu płytowego w otworze Kętrzyn IG 1, oraz wapienia cechsztyńskiego, dolomitu głównego w otworze Kętrzyn IG 2, stanowiły badania petrograficzne płytek cienkich w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym w świetle przechodzącym i odbitym oraz makroskopowe obserwacje (podstawowe cechy warstwowania i struktury) i opisy rdzeni (Wagner, ten tom).

Korzystano z danych dotyczących opracowań petrograficznych z rejonu otworów Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2 opublikowanych, takich jak: Czajor, Wagner (1974), Gąsiewicz, Peryt (1989) i niepublikowanych: Piątkowski (1978, materiały robocze do pracy doktorskiej), Czajor (1974, materiały robocze do opracowań archiwalnych). Weryfikacji i uzupełnienia starszych materiałów dokonała autorka niniejszego tekstu na podstawie własnych obserwacji mikroskopowych płytek cienkich.

Odmiany mikrofacjalne sklasyfikowano wg Dunhama z propozycją polskiego nazewnictwa dla skał węglanowych zamieszczonego w pracy Narkiewicza i Śnieżka (1981), rozszerzonych o klasyfikację skał węglanowych Wrighta (1992; w: Matyszkiewicz, 1996).

W pracy podano charakterystykę mikrofacjalną badanych osadów, rodzaje procesów diagenetycznych, środowiska sedimentacji. Wyniki przeprowadzonych badań zamieszczono w części tekstowej i na profilach mikrofacjalnych Kętrzyn IG 1 (fig. 15 – profil Ca1, fig. 16 – profil Ca2, fig. 17 – profil Ca3), Kętrzyn IG 2 (fig. 18 – profil Ca1, fig. 19 – profil Ca2). Na wybranych mikrofotografiach, zaprezentowano różne odmiany mikrofacjalne analizowanych utworów i zmiany diagenetyczne zarejestrowane w osadach wapienia cechsztyńskiego (Ca1) i dolomitu głównego (Ca2) w otworze Kętrzyn IG 1 (fig. 20).

Poziom anhydrytu głównego (A3) kończy sedimentację ewaporatów cechsztynu w zatoce nadbałtyckiej. Terygeniczne osady stropowej serii terygenicznej w facjach playi, sebki i fluwialnych tworzą cyklotem PZ4. W strefie brzeżnej doszło do erozji starszych osadów cechsztynu (Czajor, Wagner, 1974; Wagner, 1994). W profilu otworu Kętrzyn IG 2 erozja dotarła do dolomitu głównego, na którym leży bezpośrednio dolny pstry piaskowiec.

OTWÓR WIERTNICZY KĘTRZYN IG 1

Mikrofacje, diagenеза oraz środowisko sedimentacji wapienia cechsztyńskiego (Ca1)

Utwory wapienia cechsztyńskiego mają miąższość 81,1 m, występują wg rdzenia na głęb. 1351,0–1432,1 m i są wykształcone w facji wapiennej, dolomitowej, wapienno-dolomitycznej, wapienno-marglistej, lokalnie wapiennej (?dedolomitowej) i ilasto-bitumicznej (fig. 15). Poziom łupka miedzionośnego (T1) ma miąższość 30 cm (wg rdzenia głęb. 1432,1–1432,4 m) i jest wykształcony jako ciemnoszare i czarne łupki ilowcowo-mułowcowo-wapniste okruszczone siarczkami żelaza. Bezpośrednio, powyżej poziomu łupka T1 leżą osady wapienia cechsztyńskiego (Ca1), wykształcone jako dolomitowe madstony z fauną małżowo-brachiopodową i mikrofauną otwornicową (obserwacje makroskopowe rdzenia – Wagner, ten tom).

Mikrofacje

Profil mikrofacjalny wapienia cechsztyńskiego w interwale głęb. 1380,1–1432,1 m (fig. 15) jest zdominowany przez osady wapienne i wapienno-dolomityczne.

W obrębie tego kompleksu występują:

- madstony mikrosparytowe (kalcytowe lub kalcytowo-dolomitowe), ze smugami substancji ilastej, węglistej i bitumicznej;
- wakstony biodetrytyczne (muszlowe: małżowo-brachiopodowe i mszywiolowe).

Madstony i wakstony stanowią fację mieszaną, ogólnie składają się z kalcytu z niewielką domieszką dolomitów, a tylko w interwale głęb. 1399,0–1404,2 m są zbudowane prawie w całości z dolomitu. W obrębie tych skał obserwuje się liczne pasemka substancji mikrobialnej (cyjanobakteryjnej) oraz sfosylizowane produkty destrukcji materiału organicznego (węglisty pigment i drobnoziarnisty piryt).

Drobnosmużyste warstwowanie podkreślają smugi ilaste i bitumiczne oraz mikrostylolitowe szwy o niewielkiej amplitudzie.

W dolnym odcinku profilu (1380,1–1432,1 m), gdzie badane osady są zbudowane głównie z wapieni oraz mało miąższych przewarstwień dolomitów i wapieni dolomitycznych, zaobserwowano sporo rozpoznawalnych elementów szkieletowych:

- zdeintegrowane i rozczłonowane kolonie mszywiolów masywnych (inkrustacyjnych) z rodzaju *Stenopora* (fig. 20A) i kolonie mszywiolów krzaczastych tworzące delikatne gałązki o mikrostrukturze fenestralnej lub kolonie gałązkowe, lejkwatego kształtu z rodzaju *Kingopora* lub *Fenestella* (fig. 20B). Mikroskopowo są obserwowane niewielkie fragmenty kolonii lub pojedyncze zoecja, redeponowane i obróśnięte przez elementy mikrobialne (cyjanobakterie lub glony). Komórki zoecjalne są zabudowane przez cement kalcytowy, wnętrza innych komórek są puste, a na ich obrzeżach pojawia się cement węglanowy (druzowy) i inkrustacje pirytowe (fig. 20A);
- skupienia otwornic płożących, w formie rurkowatych obiektów obrastających fragmenty mszywiolowe lub znajdujące się w ich bezpośrednim sąsiedztwie;
- pojedyncze rozkruszone skorupki otwornic jednoseryjnych z rodzaju *Nodosaria*, *Agathammina* i *Glomospira*;
- udział bioklastów brachiopodowych wydaje się niewielki, przeważają pojedyncze skorupy lub ich fragmenty. Obserwowane są głównie w części przyspągowej profilu (1427,6–1432,1 m; obserwacje makroskopowe rdzenia – Wagner, ten tom). Tekstura wakstonów biodetrytycznych jest miejscami kierunkowa, równoległa lub falista, podkreślona nieciągłymi smugami bituminów (fig. 20B).

W górnych partiach profilu mikrofacjalnego (fig. 15) na głęb. 1355,6–1380,1 m bezpośrednio pod pakietem pakstonów ziarnistych o miąższości 4,6 m (fig. 15), występuje przemiennie dolomit „masywny”, o mozaikowej drobno-kryształicznej, zwężonej mikrostrukturze i dolomit porowaty, obficie impregnowany gipsem i polihalitem (fig. 20C). Kryształy dolomitu w obu rodzajach skał mają zróżnicowany pokrój: euhedralny, subhedralny i anhedralny (często obły, kulisty), a na obrzeżach kryształów dolomitu obserwuje się obwódki regeneracyjne (fig. 20C).

Na głęb. 1363,0 i 1377,7 m w obrębie kryształów dolomitu, a także w przestrzeniach międzyziarnowych, pojawia się kalcyt, obie próbki (z głęb. 1363,0 i 1377,7 m) zawierają odpowiednio 16 i 38% wag. CaCO₃ (Czajor, niepubl.).

Jest możliwe, że miała tu miejsce dedolomityzacja, zwłaszcza, że w kilku przypadkach obserwowano (mikroskopowo) zmiany w budowie kryształów dolomitu (np. zastępowanie dolomitu przez kalcyt, zachodzące na obrzeżach kryształu lub odśrodkowo). Inne próbki z tej serii osad-

Objaśnienia do figur 15–19

Explanations to Figures 15–19

○ ●	ooidy, onkoidy, peloidy <i>ooids, onkoids, peloids</i>
∪ ∇	bioklasty szkieletowe, glonowe <i>skeletal bioclasts, algae</i>
~ Bi	fragmenty mikrobialne, impregnacje bitumiczne <i>microbial fragments, bitumen impregnations</i>
≡ Q	laminy i smugi ilasto-organiczne, ziarna kwarcu <i>illite-organic streaks and laminae, quartz grains</i>
x ^	fragmenty zrekrystalizowane, cement anhydrytowy <i>recrystallized fragments, anhydrite cement</i>
⊠	brak rdzenia <i>core lack</i>

M	madston <i>mudstone</i>	A1	anhydryt Z1 <i>Anhydrite Z1</i>
B	bandston <i>boundstone</i>	T1r	terygeniczna seria <i>Terrigenous Serie</i>
W	wakston <i>wackstone</i>	T1	łupek miedzionośny <i>Copper Shale</i>
P	pakston <i>packstone</i>	PZt	stropowa seria terygeniczna <i>Top Terrigenous Serie</i>
G	greinston <i>grainstone</i>		
cc	skała przekrystalizowana <i>cementstone</i>		
W	wakston przechodzący w madston <i>wackstone passing into mudstone</i>		
M	madston		
M/W	przewarstwienia madstonu z wakstonem <i>mudstone and wackstone intercalations</i>		

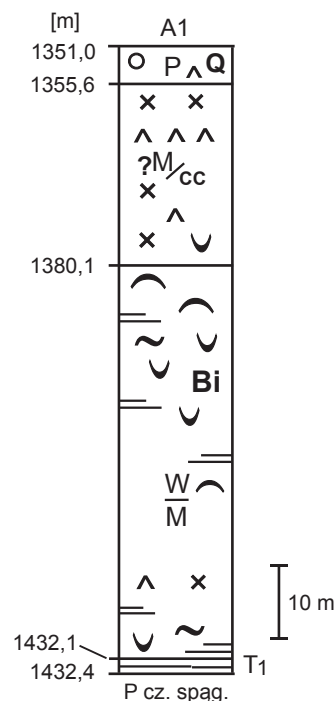


Fig. 15. Profil Ca1 w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1

Ca1 profile in the Kętrzyn IG 1 borehole

dów (o wspomnianym powyżej wykształceniu teksturalnym „mozaikowym”) mają skład mineralny głównie dolomitowy (przy niewielkiej ilości kalcytu) i zawierają podwyższone ilości substancji nierozpuszczalnej w HCl (w tym minerały ilaste i produkty przeobrażenia diagenetycznej substancji organicznej, ?sapropelowej).

W dolnej części górnego kompleksu na głęb. 1377,7–1380,1 m pojawiają się nieliczne bioklasty muszlowe i mszywiolowe. We wnętrzu muszli małżów lub brachiopodów występują drobne formy „peloidalne”, które tworzą agregacyjne skupienia, zbudowane z kulistych form przypominających komórki zoecjalne, lub planktoniczne glony zielone albo ich cysty, zachowane podczas fosylizacji. Tego rodzaju utwory są częściowo lub całkowicie powleczone powierzchniowo ?kolofanem (w płytkach cienkich substancja barwy brunatnej, optycznie izotropowa, mętna od różnorodnych zanieczyszczeń).

Przystropową warstwę osadu (1351,0–1355,6 m) stanowi nieskompaktowany osad ziarnisty, wakston/ pakston ooidowo-?onkoidowy. Ziarna obleczone są dość dobrze wykształcone i reprezentują formy:

- wielopowłokowe (rzeczywiste), ze zmienną ilością powłok, wielkości 0,1–2,0 mm Ø;
- jednopowłokowe (powierzchniowe), z obwódkami cementu mikrytowego;
- ziarna złożone (wielokrotne), osiągające wielkość do 3 mm Ø.

Korteks wielu ooidów jest częściowo zanhydrytyzowany, a węglanowe cementy (mikrytowe, obwódkowe, druzowe), występujące w obrębie powłok na obrzeżach ziaren i w ich wnętrzach – zdolomityzowane (fig. 20D). Wnętrza ziaren są najczęściej rozpuszczone i zabudowane minerałami siarczanowymi (anhydryt, polihalit), rzadziej, autogenicznym kwarcem. W przestrzeniach międzyziarnowych jest obecny polihalit (fig. 20D). W tle skalnym występują nieformalne, często spłaszczone agregaty z węglistymi produktami rozkładu substancji organicznej.

Diageneza

Procesy diagenetyczne zachodzące w badanych osadach wymieniono poniżej.

1. Stabilizacja mineralna (przemiany polimorficzne, aragonitu w kalcyt) i strukturalna (neomorfizm agradacyjny czyli rekrytalizacja) oraz budowa wczesnych cementów stanowiły czynnik usztywniający więźbę pierwotnie luźnych osadów wapiennych.

2. Wczesna kompaktacja fizyczna (mechaniczna) dotyczyła głównie rozkruszania mało odpornych elementów biogenicznych (mszywiolów gałązkowe i towarzyszące im zwykle glony, kalcyfikujące swoje plechy). Zdezintegrowany, mikrytowy materiał organodetrytyczny mieszając się z wapiennym mułem chemogenicznym tworzył podstawowe tło skalne (matriks) w wakstonach biodetrytycznych (muszlowo-mszywiolowych), obserwowane w dolnej części

profilu mikrofacjalnego (1380,1–1432,1 m). Wpływ na stosunkowo wczesne usztywnienie więźby i odporność na kompaktację fizyczną wykazywały osady wapienne zawierające mszywiolowy inkrustacyjny (*Stenopora*) oraz ta część osadów, w których miała miejsce mikrytyzacja biogeniczna, w której wyniku pojawiły się wczesne cementy mikrytowe o genezie cyjanobakteryjnej. Cementy tego typu obrastały elementy biogeniczne: skorupy małżów, małżoraczków, zachowane fragmenty szkieletowe mszywiolów gałązkowych i siateczkowych, a także ziarna obleczone (ooidowe i ?onkoidowe), pojawiając się na kolejnych powłokach wzrostowych ziaren (fig. 20A, B, D).

3. Rekrytalizacja połączona z dolomityzacją zaznaczyła się szczególnie wyraźnie w osadach w górnej części profilu mikrofacjalnego na głęb. 1355,6–1380,1 m, gdzie występuje zwięzła i porowata mozaika drobnokrystalicznych dolomitów (opis mikroskopowy powyżej i opis makroskopowy rdzenia – Wagner, ten tom). W centralnych częściach większości kryształów tych dolomitów obecna jest ciemna, czasami czarna substancja (?poorganiczna) o trudnym do określenia pochodzeniu (analizy SEM i mikroskopowe badania materii organicznej w świetle odbitym i fluorescencji nie były w tych próbach wykonane).

Mogą to być minerały ilaste, zmieszane z substancją węglistą, powstałą na skutek rozkładu materii organicznej (?sapropel). Prawdopodobnie proces dolomityzacji tych osadów zachodził w warunkach umożliwiających koncentrację i zagęszczanie materiału ilastego i organicznego (pierwotnie rozproszonego w mule wapiennym), w centralnych częściach dolomityzowanych kryształów kalcytu we ?wczesnych stadiach diagenetyzacji lub podczas sukcesywnego pogrzebywania osadu. Niewątpliwie, zaawansowany proces rekrytalizacji, powiązany z dolomityzacją spowodował całkowitą homogenizację pierwotnych elementów tej części osadów, co czyni określenie ich właściwej przynależności mikrofacjalnej zagadnieniem problematycznym.

4. Zastępowanie (głównie dolomityzacja) kalcytu przez dolomit mogło nastąpić stosunkowo wcześnie, obejmując wapienny słabo skonsolidowany matriks i wczesne cementy węglanowe, elementy ziarniste (ooidy/ ?onkoidy) i mikrobialne oraz niektóre bioklasty. Nie jest wykluczone, że proces dolomityzacji zachodził co najmniej dwukrotnie, podczas wczesnej i późnej diagenetyzacji. Lokalna ?dedolomityzacja (zastępowanie dolomitu przez kalcyt) mogła mieć miejsce zarówno na wczesnych etapach diagenetyzacji pod wpływem wód meteorycznych przy obecności znacznych ilości materii organicznej, jak również w stadium wgłębnym lub na etapie ?epigenetycznym.

5. Rozpuszczanie i cementacja zachodziły na różnych etapach diagenetyzacji. Krążące w osadzie roztwory rozpuszczały mniej odporne elementy chemogeniczne i biogeniczne (aragonitowe, kalcytowe), tworząc pory formowe we wnętrzach komórek zoecjów, muszlach małżów, ?małżoraczków (fig. 20A). Efekty rozpuszczania są dobrze widoczne w zrekrystalizowanych osadach górnej części profi-

lu (fig. 20C) i w skałach ziarnistych, w przystropowych partiach profilu (fig. 20D). W badanych osadach obserwuje się następujące rodzaje cementów:

- a) cement węglanowy (kalcytowy i dolomitowy):
 - mikrosparytowy, lub drobnokrystaliczny, wypełniający mikropory, powstałe w tle skalnym podczas przeobrażenia i destrukcji materii organicznej. Towarzyszy im często pigment pirytowy, powstały na skutek procesu sapropelizacji;
 - mikrytowy, utworzony w wyniku drażeniowej działalności cyjanobakterii i glonów endolitycznych, obrastający elementy organodetrytyczne (muszlowe) i ziarna obleczone (fig. 20A, D);
 - obwódkowy, blokowy, narastający na ooidach i bioklastach w formie drobnokrystalicznych agregatów (fig. 20D);
 - blokowy, mozaikowy, wypełniający grudki, gruzelki o nieregularnym kształcie lub sferulityczny w obrębie komórek zoecjalnych mszywiolów (fig. 20A, B);
- b) cementy siarczanowe:
 - anhydrytowe o pokroju blokowym lub wachlarzowatym stanowią wypełnienie wewnątrz ooidów, ?onkoidów i elementów szkieletowych. (fig. 20C). Skupienia drobnych igiełkowych kryształów anhydrytu pojawiają się w obrębie korteksu ziaren obleczonych;
 - polihalitowe, które tworzą tabliczkowate agregaty, wypełniają przestrzenie międzyziarnowe w obrębie ziarnistych osadów przystropowych (fig. 20D) i czasami razem z celestynem zabudowują większość pustek w porowatym, zrekrytalizowanym dolomicie/ ?dedolomicie (fig. 20C);
- c) cementy ilaste są obecne w badanych skałach głównie jako domieszka w spoiwie, tworzą obrosty na skorupkach otwornic ?sesylnych, występują na powierzchniach koncentrycznych powłok ooidów. Większe nagromadzenia minerałów ilastych, przemieszanych z ziarnami kwarcu frakcji pyłowej znajduje się w obrębie szwów mikrostylolitowych;
- d) minerały fosforanowe, powstałe podczas wczesnodiaogenetycznych przeobrażeń, tworzą nodule lub cienkie kolofanowe obwódki na bioklastach.

6. Kompakcja mechaniczna (fizyczna) nie odegrała znaczącej roli w wakstonych biodetrytycznych. Wydaje się, że stosunkowo wcześnie (na etapie synsedymacyjnym i wczesnej diagenety) nastąpiło znaczne ujednoczenie (homogenizacja) pierwotnych cech strukturalnych osadu, co spowodowało, że składniki, które mogły wcześniej ulec deformacji są obecnie nierozpoznawalne; dotyczy to głównie kruchych składników organicznych: glonów i mszywiolów gałązkowych z rodzaju *Kingopora* i *Fenestella*. Z drugiej strony, pierwotne mikrostruktury organiczne: inkrustacyjne mszywiolów z rodzaju *Stenopora*, obrosty otwornic płających wokół elementów szkieletowych i cementy mikrytowe spowodowały stosunkowo wczesne usztywnienie osadu, niesprzyjające kompaktacji mechanicznej.

Splaszczone w niewielkim stopniu są również ziarna obleczone: ooidy, ?onkoidy (1349,5–1355,6 m), co wskazuje, że osad został wcześniej zlityfikowany i zabezpieczony przed zniekształceniem. Wczesne cementy mikrytowe i obwódkowe były czynnikiem zapobiegającym kompaktacji mechanicznej w badanych osadach ziarnistych (fig. 20D).

Stadium wgłębne nie wywarło znaczącego wpływu na mineralny i strukturalny obraz badanych osadów i zaznańczyło się przez procesy:

- późnej cementacji (polihalitowej i anhydrytowej);
- szczelinowacenie – tylko w górnej części kompleksu (1360–1363 m) i zabudową tych spękań przez parocentymetrowej grubości żyły anhydrytu;
- kompaktacji chemicznej (stylolityzacji), wyrażone sprasowaniem i pofalowaniem stosunkowo nielicznych pasemek i lamin ilasto-kwarcowych i mikrobiałnych – środkowa część profilu (1388,0–1404,3 m). Przebieg ząbkowanych mikrostylolitów o niewielkiej amplitudzie, jest podkreślony przez obecność minerałów ilastych i kwarcowych oraz impregnację bitumiczną, co można zaobserwować w obrębie zekrytalizowanych osadów dolomitowych/ ?dedolomitowych w górnej części badanego profilu (1355,6–1380,1 m).

Środowisko sedymentacji

Depozycję osadów Ca1 w rejonie otworu Kętrzyn IG 1 rozpoczynają mało zróżnicowane facjalnie madstony, uformowane na płytkim, płaskim szelfie, leżące bezpośrednio na osadach facji głębszej, łupka miedzionośnego.

Okres względnie spokojnej sedymentacji normalnomorskiej był przerywany przez prądy morskie o różnym nasileniu, co ujawniło się obecnością lamin i warstewek z materiałem terygenicznym i lokalnym wzbogaceniem w bioklasty fauny muszlowej. Miejsca chronione od płytkowodnej depozycji prądowej zasiedlały organizmy cyjanobakteryjne i glonowe.

W miarę postępu sedymentacji w zbiorniku pojawiają się osady organodetrytyczne ze zróżnicowanym inwentarzem fauny muszlowej, której towarzyszą mszywiolę. W warunkach normalnomorskich i niewielkiej zmiany zasolenia muszle małżów i brachiopodów stanowiły siedlisko dla rozwoju mszywiolów.

Problematyczna przynależność facjalna kompleksu osadów dolomitowych diagenetycznie przeobrażonych (zrekrytalizowanych i ?zdedolomityzowanych) występujących w górnych partiach profilu mikrofacjalnego (fig. 15) na głęb. 1355,6–1380,1 m (bezpośrednio pod 4,6 m miąższości pakietem pakstonych ziarnistych) nie pozwala nawet na przybliżone sugestie na temat zmian charakteru sedymentacji.

Końcowy etap sedymentacji Ca1 wyznaczają dolomity mikrofacji oolitowej, które reprezentują fazę spłycenia zbiornika. Sposób ich wykształcenia świadczy o płytkim, silnie turbulentnym środowisku.

Mikrofacje, diagenaza oraz środowisko sedymentacji dolomitu głównego (Ca2)

Utwory dolomitu głównego mają miąższość 4,8 m, występują wg rdzenia na głęb. 1333,2–1338,0 m i są wykształcone w facji dolomitowej (fig. 16).

Mikrofacje

Przyspągową część profilu (1337,0–1338,0 m) w otworze Kętrzyn IG 1 budują madstony dolomitowe, przewarstwiane iłowcowo-marglistym, laminowanym mułowcem (fig. 16). Teksturę kierunkową podkreślają dodatkowo wydłużone soczewki zawierające ziarna kwarcu frakcji pyłowej z licznym, punktowo rozszanym pirytem.

W środkowej części profilu na głęb. 1333,7–1337,0 m występują wakstony/?pakstony organodetrytyczne zawierające krótkie, lekko faliste pasemka biolaminitowe (mikrobialne), rozproszone w tle skalnym. Osady te zawierają elementy szkieletowe, reprezentowane głównie przez faunę małżową, małżoraczki, w mniejszym stopniu ślimaki i otwornice; miejscami osad ma charakter muszlowca. Biodetryt jest w znacznym stopniu rozpuszczony, mechanicznie rozkruszony i częściowo zrekrystalizowany i w tej formie wydaje się być znacząco wkomponowany w mikrosparytowe tło skalne (fig. 20E, F). W tym kompleksie osadów w środkowej części (1334,3–1335,9 m) zaobserwowano cienkie przemazy bitumiczne i nieliczne macerały alginitowe (pogłonne skupienia nisko przeobrażonej materii organicznej) w formie smug i łódeczkowatych laminek (o barwie brunatnopomarańczowej), inkrustowane czarną substancją węglistą (fig. 20F) (obserwacje mikroskopowe w świetle fluorescencyjnym – Grotek, inf. ustna). Pojawiają się też silnie zrekrystalizowane dolomity ze zdeintegrowanymi i częściowo roztrawionymi elementami fauny szkieletowej (małżoraczki, ?ślimaki), oraz pokruszonymi rozwleczonymi fragmentami o charakterze mikrobialnym (?mata glonowa), które tworzą wydłużone soczewki czarnej barwy lub pojedyncze, rozszane w tle skalnym formy peloidalne, bez zachowanej mikrostruktury wewnętrznej (fig. 20E). Tło skalne (dolomitowe) jest silnie zrekrystalizowane, a znaczna jego część rozpuszczona i zabudowana przez minerały siarczanowe (ok. 23% wag.).

Najwyższy (przystropowy) kompleks leżący w interwale głęb. 1333,2–1333,7 m (fig. 16) stanowi madston dolomitowy z przerostami mułowca i iłowca zawierającego rozproszony kwarc frakcji pyłowej. Niektóre laminy iłowca są zdeformowane i objęte glaukonityzacją.

Diagenaza

Podstawowy zespół procesów diagenetycznych, które zachodziły w warunkach depozycyjnych, wczesnego i późnego pogrzebania osadu przedstawiono poniżej.

1. Rozkład i przeobrażenie materii organicznej (głównie mikroorganizmów planktonicznych) w warunkach znacznego zasolenia zbiornika, prowadzące do pojawienia się macerałów alginitowych w obrębie pojedynczych i luź-

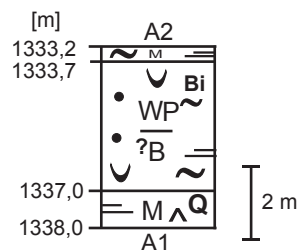


Fig. 16. Profil Ca2 w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1

Objaśnienia do figury na stronie 113

Ca2 profile in the Kętrzyn IG 1 borehole

For the explanations to Figure see page 113

no rozmieszczonych w osadzie warstewek biolaminitowych (stromatolitów cyjanobakteryjnych) oraz obecność niewielkich przemazów bitumicznych (fig. 20F).

2. Formowanie się wczesnych cementów mikrytowych (utworzonych w wyniku życiowej działalności glonów i cyjanobakterii), które są lekko zaznaczone na obrzeżach zrekrystalizowanych i zdeintegrowanych elementów szkieletowych (fig. 20F).

3. Dolomityzacja (co najmniej dwuetapowa) przez krążące w osadzie wody porowe (solanki), obejmująca pierwotne spoiwo wapienne, fragmenty organogeniczne i cementy kalcytowe (blokowe i druzowe).

4. Rozpuszczanie mniej odpornych na chemiczne trawienie elementów organogenicznych prowadzące do powstania próżni (porowatość formowa); znaczna część tych pustek jest zabudowana cementem dolomitowym, anhydrytem lub polihalitem (fig. 20E).

5. Cementacja węglanowa, dotyczy powstawania dolomitowych cementów: obwódkowych (blokowych) i druzowych, które cechują się dobrze wykształconymi zakończeniami kryształów skierowanymi w stronę próżni międzyziarnowych (fig. 20E).

6. Cementy klastyczne, głównie kwarcowe, cementy fluorytowe, glaukonitowe, apatytowe są obserwowane sporadycznie.

7. Cementy siarczanowe – polihalitowe i anhydrytowe są powszechne i wypełniają większość dostępnych próżni w osadzie (fig. 20E).

Procesy związane z głębszym pogrzebaniem (kompakcja, stylolityzacja, szczelinowacenie, pirytyzacja, późna anhydrytyzacja i halityzacja) zaznaczyły się w niewielkim stopniu.

Środowisko sedymentacji

Zbiornik morski dolomitu głównego w rejonie otworu Kętrzyn IG 1 miał cechy płytkowodnej równi szelfowej. Charakteryzowała go ograniczona cyrkulacja wody, znaczne zasolenie i niewielka głębokość.

Spąg i strop dolomitu głównego wykazują niewielkie różnicowanie mikrofacjalne. Madstony nielaminowane, leżące u podstawy profilu i w partiach przystropowych,

stanowią utwory płytkiej strefy zbiornika dolomitu głównego i rozwijały się w warunkach spokojnych, w wodach słabo natlenionych, w środowisku o niskiej energii hydrodynamicznej. Świadczy o tym charakter osadu, tekstura kierunkowa, podkreślona ułożeniem wydłużonych soczewek z kwarcem detrytycznym, cienkie przewarstwienia mikrobialne, nieliczna fauna i smugi mikrobialno-ilaste.

Ze strefą płytkowodnej, spokojnej sedimentacji (wspomaganej okresową działalnością prądową) mogą być związane wakstony i pakstony muszlowe, w których obrębie występują biolaminoidy (źle wykształcone, smugowane struktury mikrobialne), zawierające słabo przeobrażony alginit i wygenerowane *in situ* bituminy. Relikty elementów ziarnistych (peloidów) i rozwleczone fragmenty mikrobialne o charakterze ?maty cyjanobakteryjnej wskazują na okresowe zaburzenia spokojnej sedimentacji w obrębie płytkiej strefy basenowej.

Mikrofacje, diagenaza oraz środowisko sedimentacji dolomitu płytowego (Ca3)

Utwory dolomitu płytowego (Ca3) w otworze Kętrzyn IG 1 mają miąższość 7,4 m i leżą wg rdzenia na głęb. 1318,8–1326,2 m. Osady dolomitu płytowego (Ca3) są wykształcone w facji dolomitowej z cienkimi wkładkami utworów klastycznych (ilastych i marglistych). Udział ilościowy dolomitu w badanych osadach wynosi 55–70% wag., resztę stanowią części nierozpuszczalne w kwasie solnym (kwarc, minerały ilaste, substancja organiczna, tlenki i siarczki żelaza), zawartość węgla wapnia wynosi 7–15% wag.

Na kontakcie osadów dolomitu płytowego z anhydrytem górnym (A3) występuje strefa zmineralizowana krzemionką i siarczkami żelaza oraz cienka warstewka szarocznego łupka ilastego (Wagner, ten tom). Autogeniczne kryształy kwarcu o pokroju euhedralnym (2–3 mm Ø) zawierają liczne wrostki anhydrytu, jedynie mniejsze kryształy (0,1–0,2 mm Ø) są ich pozbawione. Poniżej tych osadów, w ciągłości sedimentacyjnej, pojawiają się dolomity margliste.

Spągowe partie dolomitu płytowego stanowią cienką serię osadów dolomitowo-marglistych, mułowców dolomitycznych, pod którymi występuje anhydryt drobnokrystaliczny z laminami dolomitu (Wagner, ten tom).

Mikrofacje

W dolnej części profilu mikrofajalnego (fig. 17) na głęb. 1322,0–1326,2 m występuje dolomit wapnisto-marglisty (13–20% wag. CaCO₃ i średnio ok. 10% składników nierozpuszczalnych w HCl (kwarcu i komponentów ilastych oraz produktów przeobrażenia materii organicznej)). Skala jest miejscami smugowana materiałem ilasto-organicznym, ma budowę agregatową (drobnokrystaliczne skupienia kryształów dolomitu wyraźnie odcinają się od mikrosparytowego tła skalnego), zawiera pojedyncze skorupki małżów, których wnętrze jest zabudowane anhydrytem lub kalcytem. Na głęb. 1322,0–1322,5 m, w obrębie cienkiej

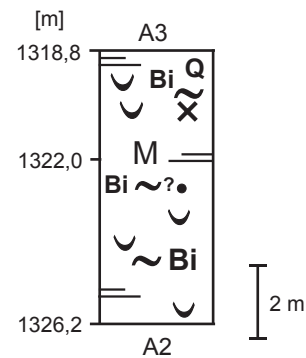


Fig. 17. Profil Ca3 w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1

Objaśnienia do figury na stronie 113

Ca3 profile in the Kętrzyn IG 1 borehole

For the explanations to Figure see page 113

0,5-metrowej miąższości warstewce, obserwuje się dobrze wykształconą teksturę kierunkową równoległą, podkreśloną materiałem ilasto-bitumicznym, frakcjonalnym ułożeniem kryształów dolomitu o zróżnicowanej wielkości i stosunkowo liczną fauną małżów cienkoskorupowych (fig. 17).

W górnej części profilu (1318,8–1322,0 m) początkowo pojawiają się zwięzłe madstony dolomitowe bez laminacji. Mają one niewyraźną budowę agregatową, w której obrębie występują:

- grudki kuliste, odcinające się od tła skalnego w wyniku różnego wykształcenia kryształów dolomitu (w obrębie grudek kryształy są większe niż w tle skalnym);
- skupienia mikrosparytowe, różniące się ciemniejszą barwą, bo zawierają więcej materiału organicznego, co powoduje, że wyraźniej odcinają się od tła skalnego.

W najwyższych partiach profilu (ku stropowi) osad staje się bardziej marglisty, laminowany materiałem ilastym z licznymi smugami bitumicznymi, zwiększoną ilością fauny małżowej, na ogół źle zachowanej (ze względu na zaawansowane zmiany diagenetyczne).

Równoległe płaskie warstwowanie jest dodatkowo podkreślone frakcjonalnym ułożeniem ziaren kwarcu frakcji pyłowej.

Diagenaza

Procesy diagenetyczne – rekryształizacja (neomorfizm agradacyjny, wzrostowy), dolomityzacja oraz rozpuszczanie przez wody porowe, w połączeniu z kompaktacją chemiczną i fizyczną (mechaniczną), oraz procesy zabudowy powstałych z rozpuszczania ubytków, zachodziły już na etapie depozycji i później, podczas wczesnego i głębszego pogrzebienia.

Dolomityzacja i rekryształizacja mułu pierwotnie wapiennego spowodowała, że obecnie tło skalne zbudowane jest ze zwięzłego mikrosparytu lub/i sparytu dolomitowego, a mikropory międzykryształiczne utworzone podczas procesu

dolomityzacji były zaraz zabudowane mikrytem kalcytowym lub zanikały podczas sukcesywnych zmian neomorficznych (wzrostowych).

Zmiany diagenetyczne objęły również elementy organodetrytyczne; muszle małżów są zdolomityzowane, kontury mają niewyraźnie zarysowane, wnętrza rozpuszczone i zabudowane tabliczkowym cementem anhydrytowym lub blokowym kalcytem, który w obrębie bioklastów tworzy krystaliczną mozaikę. Morfologia i sposób wykształcenia tego typu cementów może świadczyć o ich stosunkowo późnym powstawaniu.

Do najbardziej powszechnych cementów należą:

- drobnokrystaliczny dolomit, występujący jako osobniki izolowane lub w agregatach, obecny w tle skalnym o mikrosparytowym wykształceniu kryształów,
- gniazda sparytowego kalcytu i dolomitu, które wypełniają różnej genezy próżnie, powstałe z rozpuszczenia;
- cement blokowy kalcytowy lub dolomitowy w obrębie muszli małżów, uformowany jako mozaikowe zespoły różnej wielkości kryształów o zróżnicowanym i nieregularnym pokroju;
- cement siarczanowy, anhydrytowy jest stosunkowo nieliczny i związany ze spękaniem oraz zabudową bioklastów muszlowych w dolnej części profilu (1322,0–1326,2 m); anhydryt ma pokrój ziarnisty, rzadziej tabliczkowy o wyraźnie zaznaczonych obrzeżach.

Udział cementu pirytowego w badanych osadach jest niewielki i związany tylko z partiami laminowanych madstonów, wzbogaconych w materię organiczną. Kryształy pirytu (10 μm \emptyset), tworzą miejscami smugowate skupienia, podkreślające laminacje osadu (1320,0–1321,6 m).

Frakcjonalne ułożenie ziaren kwarcu (górną część profilu) i frakcjonalne ułożenie kryształów dolomitu (dolną część profilu) oraz sprasowanie i pofalowanie lamin ilasto-detrytycznych (pod obciążeniem warstw wyżej leżących) w obrębie osadów laminowanych wskazuje na proces kompaktacji fizycznej.

Środowisko sedymentacji

Utwory dolomitu płytowego charakteryzują się niewielkim zróżnicowaniem mikrofacjalnym. W całym profilu dominują madstony margliste, smugowane bądź laminowane materiałem ilasto-bitumicznym i frakcjonalnym ułożeniem ziaren kwarcu frakcji pyłowej (górną część profilu). Ten dość monotony kompleks madstonów z cienkimi przewarstwieniami wakstonów bioklastycznych (głównie fauny małżowej), oraz obecność biolaminoidów ze stosunkowo licznymi mikrostrukturami cyjanobakteryjnymi i bituminami, stanowią mikrofacje typowe dla osadów środowiska niskoenergetycznego, deponowanego w warunkach płytkowodnych, przy ograniczonej cyrkulacji wody i zwiększonym zasoleniu, które rozwijały się w obrębie strefy basenowej zbiornika dolomitu płytowego.

OTWÓR WIERTNICZY KĘTRZYN IG 2

Mikrofacje, diageniza oraz środowisko sedymentacji wapienia cechsztyńskiego (Ca1)

Mikrofacje

Utwory wapienia cechsztyńskiego mają miąższość 18,4 m i leżą wg rdzenia na głęb. 1394,4–1412,8 m.

Seria osadów ziarnistych pojawiająca się w przyspągowej części profilu mikrofacjalnego, na głęb. 1411,3 m zbudowana jest z kulistych lub owalnych skupień ciemnego mikrytu o jednorodnej budowie wewnętrznej, przypominających ooidy (pseudoooidy, gruzełki?) pozbawione struktury współśrodkowej lub promienistej (pseudoooidy wg Maliszewska, Ryka, 1982). Wielkość tego typu ziaren wynosi 0,1–1,0 mm \emptyset ; na obrzeżach niektórych ziaren pojawiają się cemeny mikrytowe o genezie biologicznej (cyjanobakteryjnej). W ich obrębie obserwuje się ślady przeobrażonej substancji organicznej (węglistej), bitumicznej i pigmentację związkami żelaza (?piryt, uwodnione tlenki żelaza).

Obok węglanowego materiału są obecne stosunkowo duże ziarna kwarcu (0,8–1,5 mm \emptyset) o skorodowanych obrzeżach, skalenie i ?kaolinit. Przestrzenie międzyziarnowe są zabudowane przez minerały siarczanowe (gips/ anhydryt i polihalit).

Powyżej tego kompleksu na głęb. 1406,0–1409,0 m występuje zwięzła mozaika dolomitów drobnokrystalicznych (0,03–0,04 mm \emptyset), gdzie czasami pojawiają się nikle ślady budowy agregatowej, podkreślone obecnością substancji ilastej, oraz drobne formy peloidowe o zatartej mikrostrukturze wewnętrznej.

Środkową część profilu mikrofacjalnego (fig. 18) na głęb. 1398,1–1406,0 m budują dolomitowe pakstony/ greinstony ziarnisto-organodetrytyczne (muszlowce).

Ooidy mają różne kształty i rozmiary. Powszechnie występują ooidy wielopowłokowe i powierzchniowe jednopowłokowe. Ich wielkość jest zmienna (0,2–2,0 mm \emptyset). Wnętrze tego typu ziaren stanowi zwięzły spar kalcytowy ze znaczną domieszką produktów dekompozycji materii organicznej (drobnokrystaliczny piryt), glonów planktonicznych lub ich komórek reprodukcyjnych zachowanych podczas fosylizacji osadu, a także węglistych odlewów po komórkach cyjanobakterii. Część ziaren ma roztrawione i niezabudowane wnętrza, inne ziarna są w całości zmikrytyzowane, zachowując jedynie kształt podczas gdy wnętrze jest zhomogenizowane, zabudowane ciemnym (węglistym) mikrytem dolomitowym. W przestrzeniach międzyziarnowych występuje krystaliczny dolomit, a tło skalne stanowią bardzo drobne skupienia grudkowe (gruzełkowe) owalne pseudoooidy o rozmiarach 0,05–0,1 mm \emptyset . Materiał organogeniczny stanowią skorupki małżów, pokruszone szkielety ?mszywiół, oraz nieliczne otwornice.

Ziaren o charakterze onkoidów właściwych (w klasycznym tego słowa rozumieniu) nie zaobserwowano; obecnie zaobserwowane formy wydają się reprezentować ogniwa

pośrednie w procesie ich powstawania, tworząc na obiektach precypitatów chemicznych jedynie cienkie faliste naszkorupienia i otoczki zbliżone kształtem i budową do nitkowatych i kokoidalnych cyjanobakterii lub ?głonów o podobnym wykształceniu.

W górnej przystopowej serii osady dolomitowe są bardziej piaszczyste, pojawiają się luźne okruszki kwarcu detrytycznego (nieobtoczonego o rozmiarach 0,09–0,2 mm Ø), drobne kryształy skaleni potasowych i ziarna plagioklazów; materiał okruszowy jest nagromadzony w nieregularnie biegnących laminach. W obrębie mikrosparowego tła dolomitowego występują nieliczne ooidy, agregaty peloidalne z ciemną substancją organiczną (węglistą) i minerały siarczanowe (gips/ anhydryt, polihalit).

Diageneza

Procesy diagenetyczne w badanych osadach zachodziły głównie na etapie synsedymentacyjnym i wczesnego pogrzebienia. Stadium wgłębne nie wywarło znaczącego wpływu na mineralny i strukturalny obraz badanych osadów; zaznaczyło się jedynie późną cementacją (polihalitowa i anhydrytowa), niewielkim szczelinowaczeniem (w górnej części kompleksu – 1360–1363 m), objawiające się zabudową spękań przez parocentymetrowej grubości żyły anhydrytu i kompaktacją chemiczną i wyrażoną sprasowaniem i pofalowaniem stosunkowo nielicznych pasemek i lamin ilasto-kwarcowych i mikrobialnych (w środkowej części profilu – 1388,0–1402 m)

Procesy stabilizacji mineralnej (przemiany polimorficzne, głównie aragonitu w kalcyt) i strukturalnej (neomorfizm agradacyjny czyli rekrytalizacja) oraz budowa wczesnych cementów, stanowiły czynnik usztywniający więźbę pierwotnie luźnych osadów wapiennych.

Kompaktacja fizyczna (mechaniczna) dotyczyła głównie rozkruszania mało odpornych na obciążenie nadległych warstw elementów biogenicznych (mszywioly gałązkowe i towarzyszące im zwykle glony, kalcyfikujące swoje plechy). Zdezintegrowany, mikrytowy materiał organodetrytyczny mieszając się z wapiennym mułem chemogenicznym tworzył podstawowe tło skalne (matriks) w wakstonach biodetrytycznych (muszlowo-mszywiolowych) obserwowane w dolnej części profilu mikrofacjalnego (1381,0–1432,1 m). Stosunkowo wczesne usztywnienie więźby i odporność na kompaktację fizyczną wykazywały osady wapienne zawierające mszywioly inkrustacyjne (z rodzaju *Stenopora*) oraz ta część osadów, w których zachodziła mikrytyzacja biologiczna, w wyniku której pojawiły się wczesne cementy mikrytowe o genezie cyjanobakteryjnej. Cementy tego typu obrastały elementy biogeniczne: skorupy małżów, małżoraczków, zachowane fragmenty szkieletowe mszywiolów gałązkowych i siateczkowych, a także ziarna obleczone (ooidowe i onkoidowe), pojawiając się na kolejnych powłokach wzrostowych ziaren (fig. 20A, B, D).

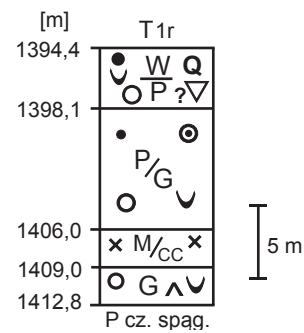


Fig. 18. Profil Ca1 w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 2

Objaśnienia do figury na stronie 113

Ca1 profile in the Kętrzyn IG 2 borehole

For the explanations to Figure see page 113

Rekrytalizacja zaznaczyła się szczególnie wyraźnie w dolomitowych ?madstonach, górnej części profilu mikrofacjalnego na głęb. 1355,6–1380,1 m. Pojawia się tam zwięzła mozaika drobnokrystalicznych dolomitów w sąsiedztwie osadów dolomitowych kawernistych („gąbczastych”, opis makroskopowy rdzenia – Wagner, ten tom) z agregatami o obłych kształtach, zabudowanych w całości przez drobnokrystaliczne dolomity o prawidłowym romboedrycznym pokroju i zróżnicowanej wielkości.

W centralnych częściach większości kryształów tych dolomitów występuje ciemna, czasami czarna substancja o trudnym do określenia pochodzeniu. Nie są to minerały ilaste, raczej produkty powstałe z przeobrażenia materii organicznej (węgliste i ?sapropelowe), które w niektórych przypadkach stanowią powleczenie kalcytowej domieszki w dolomicie co przemawiałoby za koncepcją dedolomityzacji. Jednak w większości przypadków w badanych próbkach nie ma na to dowodów (przebadane składniki mineralne wskazują na obecność wyłącznie dolomitu, pozbawionego cząstki kalcytowej). Niewątpliwie zaawansowany proces rekrytalizacji, powiązany z dolomityzacją spowodował całkowitą homogenizację pierwotnych elementów, co czyni określenie właściwej przynależności mikrofacjalnej zagadnieniem problematycznym.

Zastępowanie (głównie dolomityzacja) kalcytu przez dolomit mogła nastąpić stosunkowo wczesnie, obejmując wapienny słabo skonsolidowany matriks i wczesne cementy węglanowe, elementy ziarniste (ooidy/ onkoidy) i mikrobialne oraz niektóre bioklasty. Fragmenty szkieletowe mszywiolów w większości pozostały kalcytowe.

Rozpuszczanie i cementacja zachodziły na różnych etapach diagenezy. Krążące w osadzie roztwory rozpuszczały mniej odporne elementy chemogeniczne (aragonitowe) i biogeniczne, tworząc pory formowe (wnętrza komórek zoocjów, ośrodków otwornic, wnętrza muszli małżów, małżoraczków). Efekty rozpuszczania najlepiej są widoczne w skałach ziarnistych.

Środowisko sedymentacji

Analizowane osady z rejonu otworu Kętrzyn IG 2 powstawały w morskim płytkowodnym zbiorniku, w warunkach przybrzeżnych. Mają one charakter ooidowych greinstonów, zbudowanych z ziaren o regularnej budowie powłokowej; kulistość ziaren oraz dość regularny sposób narastania powłok, obecność drobnych bioklastów, zdają się wskazywać, że powstały one w płytkim, silnie turbulentnym środowisku, wzbogaconym w elementy organodetrytyczne, pochodzące z rozdrobnienia fauny małżowej.

Osady te zostały zdeponowane na zwietrzelinie podłoża czerwonego spągowca, o czym świadczy obecność okruczków skał podłoża, dużych ziaren kwarcu (1–2 mm Ø), skaleni wkomponowanych w węglanowy osad ziarnisty (głęb. 1411,3–1412,8 m).

Cienka warstewka ?biolaminitu w części przyspągowej profilu sugeruje krótkotrwały okres spokojnej sedymentacji ?lagunowej (strefa platformowa, lokalnie obniżona), po którym nastąpił znaczny wzrost energii środowiska, zaznaczony rozwojem facji ziarnistych i okresowym dopływem materiału terygenicznego.

W dalszej fazie rozwoju zbiornika Ca1 powstają ooidowo-biodetrytyczne pakstony/ greinstony wzbogacone w materiał glonowy (planktoniczny i pokruszone fragmenty ?glonów osiadłych) i organizmy szkieletowe. Następuje intensywna akumulacja muszli (bez mszywiolów, ale mogły być obecne, lecz zostały pokruszone i chemicznie zniszczone przy współdziałaniu organizmów drążących), co może sugerować płytkie środowisko o wysokiej dynamice wód.

W górnej partii profilu zróżnicowanie facjalne jest zaznaczone obecnością drobnych ooidów?/ onkoidów, peloidów, grudek mikrobialnych (?poglonowych) i terygenicznego detrytu (ziarna kwarcu nie obtoczone, skalenie potasowe) nagromadzonego w nieregularnych laminach. Oznacza to, że depozycja osadów przebiegała nadal w środowisku normalnomorskim ?lagunowym, w pobliżu brzegu (peloidowo-bioklastyczne wakstony/ pakstony przewarstwiane oolitami) przy okresowym dopływie materiału klastycznego z blisko położonych stref alimentacji, o czym świadczą nieobtroczone ziarna kwarcu, obecność skaleni, zwykle nietrwiałych podczas dłuższego transportu. Mikrofacje o charakterze mieszanym: wakstony dolomityczno-mułowcowe, z przerostami iłowca, skupienia siarczanów (polihalit) w przestrzeniach międzyziarnowych i mineralizacja związkami żelaza wyznaczają granicę przejścia węglanowej sedymentacji płytkomorskiej wapienia cechsztyńskiego w lądowy kompleks terygenicznego recesywnej (T1r).

Mikrofacje, diagenaza oraz środowisko sedymentacji dolomit głównego (Ca2)

Utwory dolomitu głównego (Ca2) leżą na głęb. 1353,0–1389,5 m i są wykształcone w facji dolomitowej, wapiennej lub mieszanej – dolomitowo-wapiennej z domieszką facji

marglistej i ilastej. Z uwagi na brak rdzeniowania w interwale głęb. 1353,1–1357,2 m (fig. 19) wyznaczenie górnej granicy poziomu osadów dolomitu głównego było utrudnione, zwłaszcza, że pod iłowcowo-mułowcową serią piaszczystą PZt zachowało się tylko 0,2 m rdzenia w wapiennych okruczkach.

Dolną granicę osadów poziomu Ca2 wyznacza poziom anhidrytu (A1) o miąższości 1,1 m, pod którym leży seria terygenicznego mułowców i piaskowców arkozowych, przynależna do górnej serii recesywnej T1r (Wagner, ten tom).

Sekwencję mikrofacjalną osadów węglanowych z otworu Kętrzyn IG 2 w interwale głęb. 1357,2–1383,1 m analizował makroskopowo i mikroskopowo Gąsiewicz (Gąsiewicz, Peryt, 1989), włączając te utwory do poziomu dolomitu płytowego i próbując uzasadnić swoją tezę o przynależności tego poziomu do Ca3, charakterem zmienności litofacjalnej osadów dolomitu głównego i dolomitu płytowego, porównując ten profil do profili innych otworów (np. Barciany 4) we wschodniej części syneklizy perybaltyckiej.

Przedstawiony profil mikrofacjalny osadów węglanowych leżący w interwale głęb. 1353,1–1389,5 m (fig. 19), został włączony do poziomu dolomitu głównego i omówiony na podstawie szczegółowych opisów makroskopowych rdzeni wiertniczych (Wagner, ten tom), obserwacji mikroskopowych (Czajor, niepubl.; Wichrowska, mikroskopowe obserwacje własne), uzupełnionych analizą chemiczną próbek. Do konstrukcji profilu mikrofacjalnego dolomitu głównego (fig. 19) wykorzystano też dane mikrofacjalnej zmienności badanych osadów (w interwale głęb. 1357,2–1383,1 m) zamieszczone w pracy Gąsiewicza i Peryta (1989).

Mikrofacje

W najniższym kompleksie osadów dolomitowych na głęb. 1382,7–1389,5 m występują diagenetycznie zmienione pakstony ziarniste (ooidowe), przedzielone 0,3-metrową wkładką anhidrytu (1386,8–1387,1 m). W obrębie tych osadów występują:

- relikty ziaren ooidowych/ ?onkoidowych różnej wielkości (0,2–0,7 mm Ø) i kształtów. Niektóre z ziaren mają kształt regularny (owalny, eliptyczny) i zachowały niewyraźną koncentryczną laminację, inne są jednopowłokowe o kształtach asymetrycznych, nieforemnych lub półksiężycowych;
- peloidy (ciemnej barwy, mają charakter mułowych mikrytowych grudek, pozbawionych wewnętrznej mikrostruktury);
- bioklasty (głównie fauny małżowej) rozdrobnione, bezładnie rozmieszczone w tle skalnym i stosunkowo nieliczne pasemka mikrobialne (węgliasto-bitumiczne).

W obrębie tła skalnego obserwuje się niewyraźne zarysy form ziarnistych o charakterze grudek niewiadomego pochodzenia, których całkowicie rozpuszczone wnętrza są puste lub częściowo zabudowane przez polihalit, rzadziej anhidryt. Obrzeża tych form są nieregularne, korozyjne.

Środkową część profilu mikrofacjalnego (1368,4–1382,7 m) stanowią dolomity wapnisto-margliste:

- w dolnej części tego kompleksu, na głęb. 1381,7–1382,7 m występuje zwięzły dolomit wapnisto-marglisty z teksturą kierunkową, podkreśloną smugami ilastymi i mikrobialnymi (liczne impregnacje bitumiczne); miejscami, na głęb. 1381,7–1382,3 m, skała ma charakter łupka wapnisto-ilastego (fig. 19);
- powyżej (1375,6–1381,7 m) leżą madstony i mikrobiality o charakterze biolaminoidów (źle wykształcona laminacja ilasto-węglista i cyjanobakteryjna o charakterze smużystym) i wakstony ziarnisto-bioklastyczne. Madstony zawierają nieliczne bioklasty fauny małżowej (cienkoskorupowej) i rozpuszczonej mikrofauny otwornicowej (*nodosariowo-glomospirowej*);
- na głęb. 1368,4–1375,6 m występują wakstony ziarniste, ooidowo-bioklastyczne. Obserwowane są pojedyncze relikty form ziarnistych, rozproszone w tle skalnym, widoczne tylko dzięki obwódce cementu ilastego lub cementu mikrytowego pochodzenia biologicznego (mikrytyzacja). Miejscami tło skalne tworzy zwięzłą mozaikę drobnokrystaliczną, w obrębie której są widoczne zarysy przekryształizowanych form o budowie agregatowej (formy ?pogłonne) i pojedyncze skorupy małżów i otwornice z rozpuszczonym wnętrzem zabudowanym przez cement kalcytowy. Dolomity stają się bardziej wapniste. Lokalnie pojawia się tekstura kierunkowa, podkreślona przez smugi i laminy ilasto-bitumiczne oraz pojedyncze mikrostylolity o nierównej, lekko ząbkowanej amplitudzie.

W górnej części profilu mikrofacjalnego (1357,2–1368,4 m), występują wapienne greinstony ooidowe (1357,5–1362,0 m) i dolomitowe pakstony/ greinstony ooidowo-?onkoidowe (1362,0–1368,4 m).

W analizowanych mikroskopowo pakietach oolitycznych wyróżniono następujące rodzaje komponentów ziarnistych:

- prawidłowo wykształcone ooidy właściwe (proste, wielopowłokowe), ooidy powierzchniowe (jednopowłokowe), rzadziej występują formy wielokrotnie obtoczone. Niektóre ziarna mają kształt regularny (owalny, eliptyczny) i posiadają wyraźną koncentryczną laminację, część z nich ma kształty asymetryczne, obrzeża rozmyte, często płynnie przechodzące w drobnokrystaliczne tło skalne. Większość ziaren jest zdeformowana, ma roztrawione wnętrza albo mocno zatartą mikrostrukturę wewnętrzną i nieregularną budowę powłokową (patrz: diagenaza). Wskutek intensywnego rozpuszczania i mikrytyzacji geneza wielu ziaren jest niejasna (?ooidy/ ?onkoidy);
- elementy ziarniste, peloidalne stanowią skupienia mikrosparytowego dolomitu, mają charakter grudek mułowych, są pozbawione mikrostruktury wewnętrznej, powleczone powierzchniowo materiałem węglistym, ilastym lub bitumicznym;

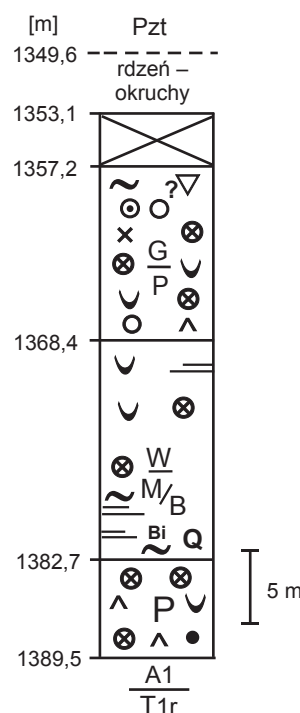


Fig. 19. Profil Ca2 w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 2

Objaśnienia do figury na stronie 113

Ca2 profile in the Kętrzyn IG 2 borehole

For the explanations to Figure see page 113

- elementy organodetrytyczne, szkieletowe (najczęściej bioklasty fauny małżowej) mają rozpuszczone wnętrza, zabudowane najczęściej cementem kalcytowym. Elementy mikrobialne (pasemka i smugi ilasto-węgliste, cyjanobakteryjne obrosty i impregnacje bitumiczne) pojawiają się we wnętrzach ziaren i na ich obrzeżach lub w obrębie tła skalnego.

W najwyższym (rdzeniowym) odcinku na głęb. 1357,2–1357,9 m występuje cienka warstewka osadów węglanowych (dolomitowo-kalcytowych) o budowie agregatowej (fragmenty ?głonów, ?onkoidów) silnie zmienionych przez procesy diagenetyczne. W przestrzeniach międzyziarnowych tych osadów, obok kryształów dolomitu występują drobnokrystaliczny kalcyt (badania próbą alizarynową: Czajor, niepubl.) i faliste pasemka nitkowatych cyjanobakterii z przemazami substancji bitumicznej. Nie wykluczone, że jest to silnie przekryształizowana mata ?głonow-cyjanobakteryjna, częściowo ?zdedolomityzowana (utwór stromatolitopodobny; Gąsiewicz, Peryt, 1989).

Diagenaza

W osadach dolomitu głównego otworu Kętrzyn IG 2 procesy diagenetyczne (zastępowanie, rekryształizacja, rozpuszczanie i cementacja) zachodziły nierównomiernie w ob-

rebie profilu. Największe znaczenie miały cztery procesy: rekrytalizacja, zastępowanie pierwotnego zrębu wapiennego przez dolomit (dolomityzacja), rozpuszczanie, cementacja.

1. Rekrytalizacja (zmiany neomorficzne) spoiwa mikrytowego pierwotnych osadów wapiennych (mułowych, ziarnistych) na etapie wczesnej diagenety są obecnie nie zauważalne, natomiast zmiany rekrytalizacyjne w stadiach pośredniego i głębszego pogrzebania osadu zachodzące pod wpływem roztworów infiltrujących, spowodowały znaczne zatarcie pierwotnych struktur skały. Homogenizacji (ujednoceniu) uległy elementy szkieletowe i glonowe (po których pozostały wyłącznie zarysy), które obecnie tworzą zwarte agregaty zbudowane z drobno-krytalicznego węglanu (dolomitu, kalcytu), lub agregaty mikrytaliczne, pozbawione mikrostruktury wewnętrznej (środkowa część profilu na głęb. 1375,6–1382,7 m).

W osadach ziarnistych nastąpiło zatarcie pierwotnej mikrostruktury laminarnej, po której pozostały koncentryczne obwódki zbudowane z mikrytalicznego i drobno-krytalicznego dolomitu lub kalcytu, albo niejednolite strukturalnie i mineralnie obrosty ilasto-węgliste i cyjanobakteryjne (górną część profilu mikrofacjalnego na głęb. 1357,2–1368,4 m).

2. Dolomityzacja objęła zarówno osady mułowe (madstony), ?mikrobialne (najwyższy rdzeniowany odcinek na

głęb. 1357,2–1357,9 m) i większą część osadów ziarnistych. Znaczna część bioklastów (muszlowych) pozostała wapienna, podobnie jak osady ziarniste (oolity) leżące w najwyższej części górnego odcinka profilu (greinstony ooidowe na głęb. 1357,5–1362,0 m).

Dedolomityzacja, czyli formowanie wtórnych kalcytów mogła mieć miejsce w poziomie mikrobialnym w najwyższej części profilu mikrofacjalnego, ale taki proces nie został jednoznacznie udokumentowany.

3. Rozpuszczanie składników mineralnych, z których zbudowane jest spoiwo i allochemy (ziarna obleczone i elementy szkieletowe), następowało na różnych etapach rozwoju badanych osadów. Rozpuszczanie ziaren nie zawsze było kompletne, objęło tylko niektóre ziarna, lub jego poszczególne części, co zaobserwowano w wapiennych greinstonach ooidowych (głęb. 1357,2–1368,4 m), jak również w dolomitowych pakstach i greinstonach ooidowo-onkoidowych (głęb. 1362,0–1368,4 m).

Największe znaczenie dla powstawania porowatości w badanych osadach ziarnistych miało rozpuszczanie mniej odpornych na chemiczne trawienie elementów (wapienne, nie zdolomityzowane wnętrza ziaren) i organogenicznych, muszlowych (wewnętrzna warstwa muszli, pierwotnie aragonitowa), prowadząc do powstania próżni formowych i moldycznych. Znaczna część porów w badanych



Fig. 20. Zdjęcia szlifów skal cechsztyńskich w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1

A. Wakston biodektrytyczny. Fragment inkrustacyjnego mszywiola (*Stenopora* sp.). Komórki zoecjalne zabudowane cementem węglanowym lub puste (białe plamy). Cementy mikrytowe (ciemne obwódki), cementy druzowe narastające na ścianach pustych komórek zoecjalnych, mikrosparytowe tło skalne. Wapień cechsztyński, głęb. 1391,7 m, bez analizatora. **B.** Wakston biodektrytyczny laminowany mikrobialnie. Fragment mszywiola z rodzaju krzaczkowatych (*Kingopora*, *Fenestella*), obrośnięty węglistym osadem mikrobialnym. Laminy i smugi ilasto-mikrobialne (cyjanobakteryjne), płaskie, poziome lub faliste. Wapień cechsztyński, głęb. 1388,0 m, bez analizatora. **C.** Zrekrytalizowany, kawernisty dolomit. Kryształy dolomitu z obwódkami regeneracyjnymi i ciemną ilasto-węglistą substancją w centralnej części kryształów dolomitu. Próżnie (białe plamy) różnych kształtów i rozmiarów, puste lub zabudowane cementem polihalitowym. Tło skalne mikrosparytowe. Wapień cechsztyński, 1358,9 m, bez analizatora. **D.** Pakston ooidowy. Ooidy powierzchniowe z cementem obwódkowym (strzałka 1). Ziarna wewnętrznie roztrawione i zabudowane cementem anhydrytowym. W przestrzeniach międzyziarnowych – polihalit (strzałka 2). Wapień cechsztyński, głęb. 1351,4 m, nikole skrzyżowane. **E.** Wakston bioklastyczny. Wnętrze roztrawionej muszli ?małżoraczka z cementem druzowym narastającym na ścianach próżni (strzałka 1). Czarne fragmenty rozwlezionej węglistej formy mikrobialnej (?mata). Próżnie (ciemno szare) puste lub zabudowane polihalitem (strzałka 2). W tle skalnym, mikropory zabudowane przez anhydryt. Dolomit główny, głęb. 1335,9 m, bez analizatora. **F.** Wakston organodektrytyczny. Zrekrytalizowane skorupy małżów w mikrosparytowym tle skalnym. Czarne węgliste smugi mikrobialne. Cienkie pomarańczowo-brunatne pasemka słabo dojrzałej materii organicznej (alginity) i impregnacje bitumiczne (pomarańczowe). Dolomit główny, głęb. 1334,3 m, bez analizatora

Photographs of thin section of the Zechstein deposits in the Kętrzyn IG 1 borehole

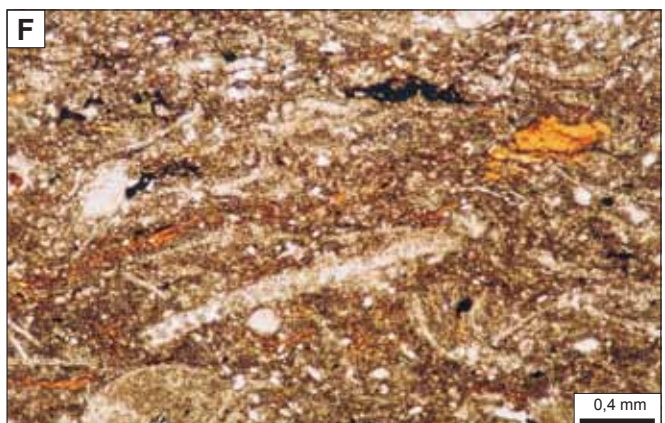
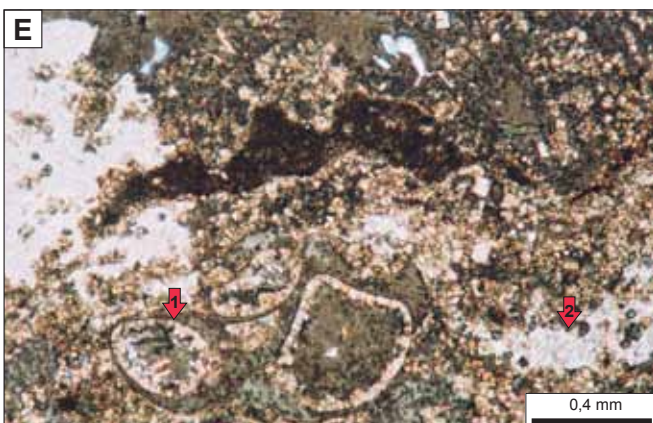
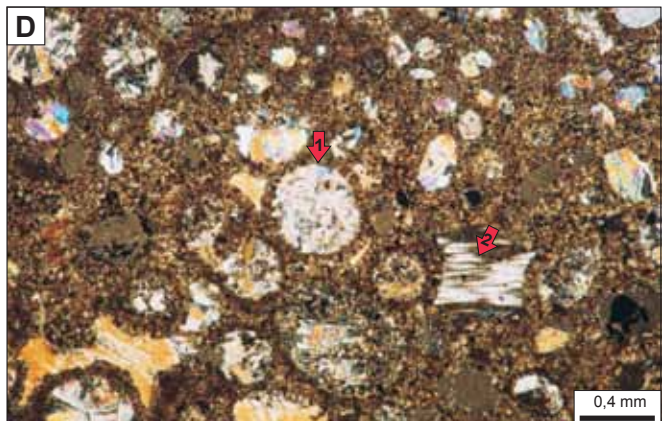
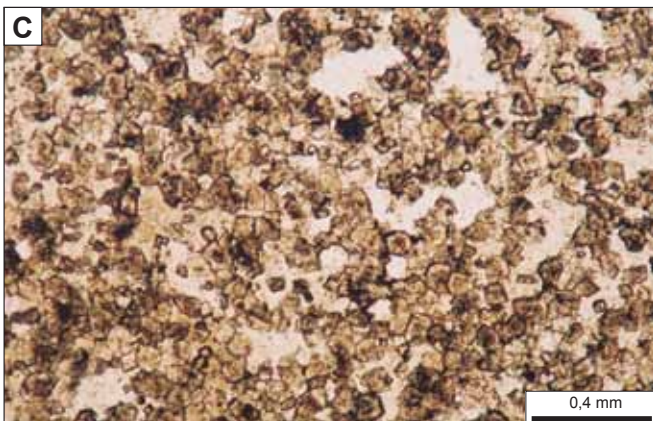
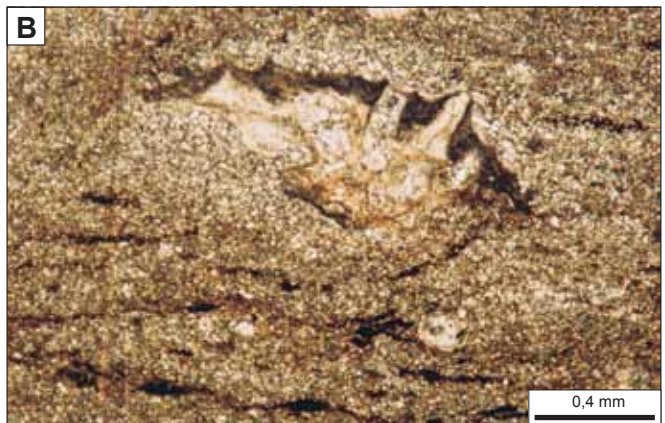
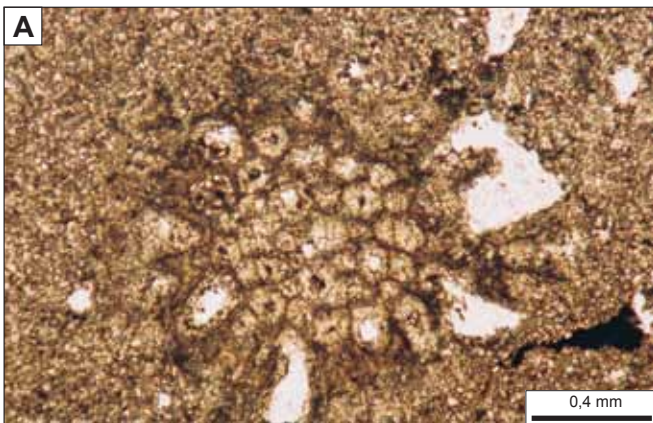
A. Bioclastic wackestone. Incrustation Bryozoan fragment. Zoecia cells are filling in carbonate cement or stay empty (white spots). Micritic cement (dark rims around the cells), drusy cement on of the empty zoecia pore walls, microsparitic matrix. Zechstein Limestone, 1391.7 m, plane-polarized light. **B.** Bioclastic wackestone with microbialitic laminae. Bushy Bryozoan genera fragment are overgrown by carbonic microbial sediment. Clayey-microbial (cyanobacterian) laminae or streaks, horizontally or wavy arranged. Zechstein Limestone, depth 1388.0 m, plane-polarized light. **C.** Recrystallized, cavernous dolomite. Regeneration rims overgrowing dolomitic crystals and dark clayey-carbonic material fill the central part of such crystals. Voids (white spots) of different shapes and size are empty or filled with polihalite cement. Microsparitic matrix. Zechstein Limestone, depth 1358.9 m, plane-polarized light. **D.** Ooid packstone. Surficial ooid with fringe cement (arrow 1) are leached inside and filled with anhydrite. Polihalite cement into intergranular spaces (arrow 2). Zechstein Limestone, depth 1351.4 m, crossed nicols. **E.** Bioclastic wackestone. Inside the dissolved shell of an ?ostracod drusy cement overgrowing the walls of a void (arrow1). The black fragments of a spread carbonic microbial form (?mat). Voids (dark grey) are empty or filled with polihalite (arrow 2). In matrix, micropores are filled with anhydrite. Main Dolomite, depth 1335.9 m, plane-polarized light. **F.** Organodetritic wackestone. Recrystallized shells of a bivalves in microsparitic matrix. Black carbonic microbial streaks. Tiny brown-orange laminae of low mature organic matter (alginite) and bituminic impregnations (orange). Main Dolomite, depth 1334.3 m, plane-polarized light

osadach pozostała pusta, ale wiele z nich jest zabudowana przez kalcyt, anhydryt i polihalit (pakstony ooidowe na głęb. 1382,7–1389,5 m).

4. Cementacja – w analizowanych osadach najczęstsze są cementy kalcytowe i dolomitowe o charakterze obwódkowym (izopachowe), obserwowane na obrzeżach ziaren ooidowych. Stanowią one często jedyną pozostałą formę po roztrawionym wcześniej wnętrzu ooidu. Cement kalcytowy blokowy (sparytowy) pojawia się w tle skalnym i w obrębie powłok ooidów, jako cement obwódkowy narasta na obrzeżach ziaren, natomiast cementy mikrytowe, utworzone w wyniku życiowej działalności glonów i cyjanobakterii są nieliczne i występują na obrzeżach bioklastów.

Cementy siarczanowe, głównie anhydrytowe i polihalitytowe pełnią rolę pasywnego wypełniania dostępnych w osadzie próżni i stanowią raczej późnodiagenetyczną zabudowę, o czym mogą świadczyć wzajemne relacje cementu druzowego (dolomitowego), gdzie polihalit wyraźnie dopasowuje się do zastanego wcześniej układu stanowiącego cement węglanowy rozwinięty na obrzeżach próżni (pakstony ooidowe na głęb. 1382,7–1389,5 m).

Cementy bitumiczne są obserwowane na powierzchni lamin ilasto-organicznych w dolnej części omawianego kompleksu (1381,7–1382,7 m), gdzie występuje zwięzły dolomitowy madston wapnisto-marglisty oraz w najwyższej części profilu (1357,2–1357,9 m) w osadzie mikrobialnym



(? mata glonowa), gdzie w obrębie falistych pasemek nitkowatych cyjanobakterii pojawiają się przemazy substancji bitumicznej.

Cementy pirytowe tworzą inkrustacje (drobne czarne plamki o rozmiarach $0,02 \mu\text{m } \varnothing$), utworzone podczas wczesnodiagenetycznej saptopelizacji materii organicznej i są obecne (w niewielkich ilościach) w madstonach marglistych, wzbogaconych w komponenty mikrobialne (1375,6–1382,7 m).

Cementy klastyczne, głównie kwarcowe, apatytowe występują sporadycznie.

Kompakcja mechaniczna (fizyczna) nie zaznaczyła się w badanych osadach, być może wskutek zaawansowanych zmian diagenetycznych (rekrytalizacja, rozpuszczanie, cementacja) uległy zatarciu te elementy, które mogły podlegać zdeformowaniu na wczesnych etapach diagenety.

Niewielkie zmiany kompacyjne (chemiczne) obserwuje się w środkowej partii profilu (1368,4–1375,6 m), gdzie lokalnie pojawiają się stylolity, rozwinięte wzdłuż sprasowanych i pofalowanych lamin ilasto-organicznych i nielicznych pasemek i lamin ilasto-kwarcowych i mikrobialnych.

Środowisko sedymentacji

Początkowa faza depozycji osadów węglanowych w zbiorniku dolomitu głównego w rejonie otworu Kętrzyn IG 2 jest dwudzielna – powstają ooidowe i bioklastyczne paksto-

ny, (przewarstwione wkładką anhydrytu i obficie impregnowane polihalitem), w płytkim, wysoko energetycznym środowisku. Osady te przechodzą stopniowo w facje madstonów, ze zróżnicowaną zawartością materiału terygenicznego i z przewarstwieniami osadów mikrobialnych oraz nieliczną fauną małżową i mikrofauną otwornicową.

Sekwencja mikrofacjalna ma początkowo charakter płytkowodnych osadów platformowych, osadzanych blisko brzegu i przechodzi sukcesywnie w strefę lokalnego obniżenia o cechach płytkowodnej laguny, gdzie spokojne warunki depozycji umożliwiły powstawanie madstonów i przewarstwień mikrobialnych.

W miarę rozwoju zbiornika wzrastała turbulencja wód, pojawiły się wakstony ziarniste i zwiększał się transport bioklastów przemieszanych z materiałem klastycznym.

W górnych partiach profilu, zmienia się charakter utworów, konsekwentnie wzrasta ilość osadów wysokoenergetycznych, pojawiają się pakstony/ greinstony ooidowo-onkoidowe, wzbogacone w inne składniki ziarniste typu peloidów, którym towarzyszą bioklasty małżowe, elementy mikrobialne (cyjanobakteryjne pasemka i przemazy bitumiczne).

Oznacza to dalsze spłylenie zbiornika, przy wzrastającym reżymie hydrodynamicznym i niewielkich zmianach zasolenia, umożliwiających rozwój elementów mikrobialnych (?stromatolitopodobnych) w najwyższym (rdzeniowym) odcinku (1357,2–1357,9 m).

Anna BECKER

TRIAS

STRATYGRAFIA TRIASU W OTWORACH WIERTNICZYCH KĘTRZYN IG 1 I KĘTRZYN IG 2

Wstęp

Stratygrafię triasu w otworze Kętrzyn IG 1 opracował zespół Ryszard Dadlez i Anna Szyperko-Śliwczyńska (Dokumentacja wynikowa otworu strukturalnego Kętrzyn IG 1, 1966), natomiast otworu Kętrzyn IG 2 zespół Ryszard Dadlez, Anna Szyperko-Śliwczyńska i Irena Gajewska (Dokumentacja wynikowa otworu strukturalnego Kętrzyn IG 2, 1966). Anna Becker uzupełniła opis profilu otworu Kętrzyn IG 2 o interpretację litologii z krzywych geofizyki otworowej w odcinkach nierdzeniowanych. Litostratygrafia otworu Kętrzyn IG 1 opiera się na danych profilowań geofizycznych oraz na korelacji z innymi dobrze poznanymi profilami regionu (np. Bartoszyce IG 1; Dadlez, Szyperko-Śliwczyńska, 1974), gdyż rdzeń z odcinka triasowego był pobierany jedynie kontrolnie (11% rdzeniowania ze średnim (73%) uzyskiem). Otwór Kętrzyn IG 2 był rdzeniowany w odcinku triasowym na poziomie ok. 70% (uzysk rdzenia średnio 74%), co pozwoliło na opracowanie litostratygrafii na podstawie rdzeni wiertniczych. Granice chronostratygraficzne w obu otworach należy uznać za umowne, gdyż brak jest z obu otworów danych chronostratygraficz-

nych. Granice te postawiono na prawdopodobnie najbliższej położonych im granicach litostratygraficznych na podstawie badań regionalnych (np. Marek, Pajchłowa, 1997; Wagner, 2008). Na potrzeby niniejszego tomu wykonano przegląd literatury regionu pod kątem aktualizacji wydzieleni litostratygraficznych. Na podstawie zreinterpretowanych (połączonych) krzywych profilowania geofizycznego w skali 1:1000 oraz opisu odcinków rdzeniowanych, zwłaszcza w otworze Kętrzyn IG 2, przeprowadzono korektę położenia granic jednostek litostratygraficznych w profilu triasu, tak aby dowiązać je do charakterystycznych zmian litologicznych zapisanych w rdzeniach lub w pomiarach karotażowych. Za Bachmannem i in. (2010) uznaje się w niniejszym rozdziale wydzielenia pstry piaskowiec, wapień muszlowy i kajper za wydzielenia litostratygraficzne w randze grup, natomiast ich dolne, środkowe i górne części za podgrupy. Ze względu na brak pracy formalizującej podział litostratygraficzny osadów triasu basenu środkowoeuropejskiego (inaczej południowego basenu permskiego, basenu germańskiego) na grupy i podgrupy, w niniejszym tekście oraz w opisie profili traktuje się ten podział jako nieformalny.

Trias otworów Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2 reprezentuje północno-wschodnią brzeżną strefę basenu sedimentacyjnego. W obu otworach występuje luka stratygraficzna, obejmująca w otworze Kętrzyn IG 1 osady wapienia muszlowego (trias środkowy?) oraz kajpru dolnego i środkowego (najwyższy trias środkowy?–noryk?). Profil triasu w położonym 24 km na południowy wschód otworze Kętrzyn IG 2 jest pełniejszy, występują w nim osady wapienia muszlowego i warstw nidzickich kajpru środkowego, luka obejmuje zatem kajper dolny i zasadniczą część kajpru środkowego (ladyn?–karnik?). Luka w obu profilach jest spowodowana częściowo późniejszą erozją osadów, a częściowo brakiem depozycji (Gajewska, 1988a, b; Deczkowski, Franczyk, 1988; Iwanow, 1998).

Stratygrafia i wykształcenie litologiczne

Profil triasu rozpoczynają osady grupy pstrego piaskowca. Ich wiek w basenie Polski Niżowej interpretowany jest jako trias dolny (Orłowska-Zwolińska, 1977; Nawrocki, 1997; Nawrocki i Szulc, 2000). Problemem w skali basenu jest precyzyjne wyznaczenie chronostratygraficznej granicy permu górnego i triasu dolnego oraz triasu dolnego i środkowego (Orłowska-Zwolińska, 1984; Marcinkiewicz, 1992; Nawrocki, 1997; Nawrocki i Szulc, 2000; Nawrocki, 2004). Grupa pstrego piaskowca dzieli się na trzy podgrupy: pstry piaskowiec dolny, środkowy i górny. W obrębie podgrupy dolnego pstrego piaskowca wyróżniono jedną formację – formację bałtycką (Szyperko-Śliwczyńska, 1979), podgrupę środkowego pstrego piaskowca reprezentują dwie formacje – lidzbarska i malborska (Szyperko-Śliwczyńska, 1979), górny pstry piaskowiec reprezentuje formacja elbląska. Wykształcenie formacji bałtyckiej jest typowe dla regionu, który jest regionem stratotypowym formacji. Zbudowana jest ona z iłowców i mułowców miejscami laminowanych faliście i soczewkowo, a miejscami masywnych. W najniższej części formacji występują bardzo cienkie laminy lub cienkie przewarstwienia piaskowców, natomiast w najwyższej – nieliczne konglomeraty anhydrotowe. Na głęb. 1119,0–1173,0 m (Kętrzyn IG 1) lub 1226–1274,5 m (Kętrzyn IG 2) występują cienkie (maks. 10–20 cm) przewarstwienia wapieni mułowcowych (Kętrzyn IG 1) lub szarych wapieni oolitowych, jak też ooidy wapienne rozproszone w mułowcach lub wypełniające szczeliny. Występują tu również łuski i kości ryb. Miejscami w całym profilu formacji zachowały się odciski lub pancerzyki muszloraczków. Dominują barwy brunatne i czerwone osadu. Miąższość formacji bałtyckiej wynosi 189,9 m w otworze Kętrzyn IG 1 i 160 m w otworze Kętrzyn IG 2. Osady deponowane były w środowisku mułowej równi przybrzeżnej (sebka?) lub laguny o obniżonym zasoleniu (Iwanow, Kiersnowski, 1998).

Formację lidzbarską rozpoczyna 13,5–15,0-metrowy kompleks piaskowcowo-wapnisty, nad którym występują iłowce laminowane faliście i soczewkowo mułowcem wapnistym, przechodzącym w wapienie mułowcowe lub bardzo drobnoziarnistym piaskowcem wapnistym. W wydo-

bytym z głęb. 1172,4–1178,5 m rdzeniu z otworu Kętrzyn IG 2 osady mają kolor szarozielony do ciemnoszarego. Jedyne zaobserwowane makrofauną są muszloraczki. Miąższość formacji lidzbarskiej w otworze Kętrzyn IG 1 wynosi 60 m, a w otworze Kętrzyn IG 2 – 41 m. Kompleks piaskowcowy w spągu formacji świadczy o wzroście energii środowiska sedimentacji. Depozycja zachodziła w strefie brzegowej lub w obrębie rew piaszczysto-węglanowych. Wykształcenie wyższej, głównej części formacji świadczy o depozycji w płytkiej lagunie. Odcinek o ciemnoszarym zabarwieniu osadów może odpowiadać maksimum transgresji.

Formacja malborska o miąższości 87 m w otworze Kętrzyn IG 1 i 79,1 m w otworze Kętrzyn IG 2 jest wykształcona w postaci pstrego heterolitu piaskowcowo-mułowcowego, przechodzącego ku górze w czerwone mułowce masywne lub laminowane soczewkowo piaskowcem z poziomami konglomeracji węglanowych, prawdopodobnie pedogenicznego pochodzenia. W otworze Kętrzyn IG 1 ma ona charakter cyklotemu frakcjonalnego prostego. Depozycja zachodziła w obrębie dystalnego stożka napływowego i równi mułowej lub playi.

Profil pstrego piaskowca kończy formacja elbląska. Tworzy ją urozmaicony litologicznie kompleks przewarstwianych piaskowców, mułowców, iłowców, zlepieńców i wapieni głównie piaszczystych o miąższości 62 m (Kętrzyn IG 1) lub 66,9 m (Kętrzyn IG 2). Wapienie stwierdzono głównie w otworze Kętrzyn IG 2. Zlepieńce są zbudowane z otoczków iłowców, mułowców i wapieni, często z okruchami uwęglonej flory. W rdzeniu wydobytym z głęb. 898,0–904,0 m z otworu Kętrzyn IG 1 stwierdzono występowanie szczątków roślin oraz odciski małżów. Barwa osadu jest zróżnicowana, często pstra, plamista. Dla środowiska sedimentacji formacji elbląskiej charakterystyczna jest dość duża siła erozyjna, o której świadczą liczne zachowane poziomy zlepieńców. Charakterystyczne jest również zachowanie zarówno szczątków flory, jak i fauny. Szczątki flory nie występowały w starszych formacjach, świadczyć mogą zatem o wzbogaceniu szaty roślinnej systemu depozycyjnego, a tym samym o poprawie warunków vegetacyjnych prawdopodobnie przez zwilgotnienie środowiska. Fauna małżów może świadczyć o przynajmniej czasowej depozycji w strefie litoralnej zbiornika morskiego. Zarówno zwilgotnienie środowiska, jak i jego wysoka siła erozyjna mogą być zapisem transgresji zbiornika morskiego.

W profilu otworu Kętrzyn IG 1 nad formacją elbląską występuje luka depozycyjna oraz erozyjna, obejmująca osady wapienia muszlowego, kajpru dolnego oraz środkowego.

Granice między pстрыm piaskowcem i wapieniem muszlowym w otworze Kętrzyn IG 2 postawiono na głęb. rdzeniowej 1006,0 m, w spągu warstwy wapienia, rozpoczynającej wapienno-marglistą formację z fauną małżów i ryb, a kończącą piaskowcowo-iłowcowo-wapienny odcinek profilu. W wapieniu muszlowym wyróżniono wapienie muszlowe dolne oraz wapienie muszlowe środkowe i górne nierozdzielone. Dolne wapienie muszlowe o miąższości jedynie 6,5 m wykształcone jest w postaci naprzemianległych warstw wapieni z fauną małżów oraz margli i podrzędnie iłowców laminowanych piaskowcem. Barwy osadu

są szare, szarzielone i pstre. Wapień muszlowy środkowy i górny tworzy 17-metrowa sukcesja marglisto-mułowcowa, nad którą leży 3-metrowy pakiet wapieni organodetrytycznych i marglistych. Osady deponowane były w skrajnie brzeżnej strefie płytkiego zbiornika morskiego (Iwanow, 1998).

Pomiędzy wapieniem muszlowym i warstwami nidzickimi (głęb. 979,5 m wg rdzenia) występuje luka stratygraficzna również w otworze Kętrzyn IG 2, obejmująca osady dolnego kajpru i zasadniczą część kajpru środkowego. Warstwy nidzickie o miąższości 24 m są wykształcone w postaci pstrych iłowców z przewarstwieniami i kongrecjami dolomitycznymi oraz przewarstwieniami piaskowcowo-dolomitycznymi. Przewarstwienia i kongrecje są prawdopodobnie pochodzenia pedogenicznego i mają charakter dolokretów. Liczne poziomy pedogeniczne wskazują na przerwy w sedimentacji o nieznanym zakresie czasowym. Depozycja zachodziła na mułowej równi zalewowej lub w obrębie playi w suchym klimacie.

Profil triasu w obu otworach wiertniczych kończą warstwy bartoszyckie kajpru górnego o miąższości 17,5 m (Kętrzyn IG 1) i 13 m (Kętrzyn IG 2). W otworze Kętrzyn IG 2 (głęb. 955,5–942,5 m wg rdzenia) są one wykształcone w postaci jednego cyklotemu frakcjonalnego prostego, którego dolny człon budują białe drobnoziarniste piaskowce, a górny szare iłowce laminowane soczewkowo piaskowcem z licznymi szczątkami uwęglonej flory. W otworze Kętrzyn IG 1 (głęb. 852,5–870,0 m wg pomiarów geofizycznych) występują tylko osady drobnoziarniste. Środowisko sedimentacji charakteryzowało się wyraźnie redukcijnymi warunkami, o czym świadczy zachowanie szczątków roślinnych i szare barwy osadu. Depozycja zachodziła prawdopodobnie na równi zalewowej systemu fluwialnego w wilgotnym środowisku z bogatą szatą roślinną. Człon piaskowcowy stwierdzony w otworze Kętrzyn IG 2 reprezentuje prawdopodobnie koryto fluwialne.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH JURY W OTWORACH WIERTNICZYCH KĘTRZYN IG 1 I KĘTRZYN IG 2

W otworach wiertniczych Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2 stwierdzono utwory jury górnej, środkowej i dolnej. Ich łączna miąższość wynosi odpowiednio 388,0 i 342,5 m. Między utworami jury a triasu (warstwy bartoszyckie), leżącymi w podłożu, stwierdzono lukę stratygraficzną obejmującą niższą jurę dolną – hetang i synemur. W stropie utworów jurajskich również obserwuje się lukę obejmującą utwory kimerydu górnego (otwór Kętrzyn IG 2), tyton, kredę dolną i najniższą kredę górną (alb, cenoman).

Jura dolna

Utwory jury dolnej w obu otworach reprezentowane są przez formację olsztyńską (pliensbach) oraz ciechocińską (toark dolny) i borucicką (toark górny). W otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1 profil jury dolnej obejmuje 126,5 m (głęb. wg pomiarów geofizycznych 726,0–852,5 m), natomiast w otworze Kętrzyn IG 2 ma on 86,5 m (głęb. 856,0–942,5 m; spąg wg rdzenia).

Obserwowana różnica wynika przede wszystkim z różnicy miąższości utworów formacji olsztyńskiej. W poszczególnych otworach ma ona odpowiednio 79,5 i 47,5 m. Formacja ta w otworze Kętrzyn IG 1 została przewiercona bezrdzeniowo, natomiast w otworze Kętrzyn IG 2 została w znacznym stopniu przerdzeniowana, jednak niewielki uzysk rdzenia pozwala jedynie na ogólną charakterystykę litologiczną. Profil formacji olsztyńskiej jest zdominowany przez piaskowce barwy białej, drobno- i średnioziarniste,

rzadko z domieszką ziarn grubych, z muskowitem i okruciami lub smugami uwęglonej materii organicznej. Jedynie w niższej części jest obecny ok. 7 m miąższości kompleks iłowcowo-mułowcowy. Są to iłowce barwy popielatej, laminowane piaskiem, z obfitym muskowitem i nielicznymi smugami uwęglonej siczki roślinnej. Dane z pobliskiego, w pełni rdzeniowanego, otworu Bartoszyce IG 1 (Dadlez, 1974; Pieńkowski, 2004) wskazują, że są to utwory osadzone w środowisku rzeczonym (osady korytowe i pozakorytowe). Wiek formacji, na podstawie obecności megaspor, przyjmowany jest na pliensbach, choć z zastrzeżeniem, że jej dolny odcinek może również obejmować synemur lub jego wyższą część (Dadlez, 1968, 1974; Pieńkowski, 2004).

Nadległa formacja ciechocińska występuje w otworze Kętrzyn IG 1 na głęb. geofizycznej 745,0–773,0 m, a w otworze Kętrzyn IG 2 na głęb. 868,5–895,0 m. W obu otworach wiertniczych ma bardzo zbliżoną miąższość (Kętrzyn IG 1 – 28,0 m; Kętrzyn IG 2 – 26,5 m). Dolny odcinek jest wykształcony w postaci kompleksu skał iłowcowo-mułowcowych, barwy popielatej, ze sporadycznie występującymi szczątkami uwęglonych roślin. Utwory te są interpretowane jako brakiczne, lagunowe (Pieńkowski, 2004). W górnym odcinku dominują piaskowce, ku dołowi coraz bardziej zailone. W przystropowym 1–2-metrowym odcinku ponownie pojawiają się mułowce i iłowce barwy jasnoszarej z okruciami zwęglonego drewna i pirytem. Występujące w górnym odcinku piaskowce zwieńczone skałami iłowcowo-mułowcowymi należy przypuszczalnie interpretować jako utwory deltowe. Z utworów tych (głęb.

870,0 m) w otworze Kętrzyn IG 1 T. Marcinkiewicz oznaczyła megaspory *Erlansonisporites sparassis* (Murray) Potonié, *Echitriletes hispidus* Marcinkiewicz, *Minerisporites institus* (Murray) Potonié, które datują te utwory na toark (Marcinkiewicz, 1971). W podziale stratygraficznym jury dolnej Niżu Polskiego wiek formacji ciechocińskiej przyjmuje się na toark dolny (Dadlez 1968, 1978; Pieńkowski 2004; Matyja i in., 2008).

Najmłodszą formacją jury dolnej jest formacja borucicka, którą tworzy kilkunastometrowej miąższości kompleks piaskowcowy (19,0 m w otworze Kętrzyn IG 1 i 12,5 m w otworze Kętrzyn IG 2) (głęb. wg pomiarów geofizycznych odpowiednio 726,0–745,0 m i 856,0–868,5 m). Wiekowo reprezentuje ona toark górny. Wiek kompleksu piaskowcowego w tym rejonie wyznaczono na podstawie obecności megaspor *Thomsonia phyllica* (Murray) Potonié i *Bacutriteles clavatus* w pobliskim otworze Bartoszyce IG 1 (Marcinkiewicz, 1971; Dadlez, 1974).

W omawianych otworach materiał rdzeniowy jest bardzo skąpy, ograniczający się do okruchów piaskowca o spoiwie pirytowym i okruchów zwęglonego drewna pobranych w otworze Kętrzyn IG 2. Badania sedimentologiczne formacji borucickiej na obszarze Niżu Polskiego wskazują, że formację borucicką tworzą utwory o lądowej, zazwyczaj fluwialnej genezie (Pieńkowiecki, 2004; Feldman-Olszewska 2008, 2012).

Jura środkowa

W rejonie Kętrzyna, podobnie jak na całym obszarze obniżenia bałtyckiego, między utworami jury dolnej a środkowej występuje luka stratygraficzna, obejmująca aalen i bajos, a być może również najniższą część batonu (Dayczak-Calikowska i in., 1997). Profil jury środkowej obejmuje utwory piaskowcowo-iłowcowe batonu i mułowcowe keloweju. Całkowita miąższość utworów jury środkowej w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1 wynosi 50,0 m, a w otworze Kętrzyn IG 2 – 75,0 m.

Najniższy odcinek profilu tworzy kilku-kilkunastometrowy kompleks piaskowcowo-mułowcowy, w literaturze określany jako seria lądowa (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973). W otworze Kętrzyn IG 2 najniższy odcinek tego kompleksu tworzą piaskowce drobnoziarniste, ilaste, ciemnoszare, ku górze stopniowo przechodzące w mułowce. Łącznie cały kompleks ma tu 14,5 m. W otworze Kętrzyn IG 1 wydzielono jedynie 7,0 m miąższości kompleks mułowcowy. Według Dayczak-Calikowskiej (1974) spągowy kompleks piaskowcowy stanowi poziom transgresywny, w którego najniższej części stwierdzono poziom zwirowy oraz porwaki piaskowców dolnojurajskich. Utwory mułowcowe zostały osadzone w zbiorniku morskim, na co wskazuje mikrofauna otwornicowa stwierdzona w otworze Kętrzyn IG 2 (Smoleń, ten tom). Fauna ta wskazuje na bajos górny-baton środkowy. Na podstawie rozkładu facji w bajosie i batonie na Niżu Polskim (Feldman-Olszewska, 1998) wydaje się, że utwory te należy wiązać z transgresją wczesnego batonu na obszar platformy wschodnioeuropejskiej.

Przeważającą część profilu jury środkowej tworzy kompleks występujących naprzemiennie piaskowców, mułowców i iłowców datowanych na podstawie mikrofauny otwornicowej (Smoleń, ten tom) na baton górny. Profil tego odcinka w obu otworach jest bardzo podobny, chociaż w otworze Kętrzyn IG 1 miąższości poszczególnych kompleksów litologicznych są nieco mniejsze. W otworze Kętrzyn IG 2 utwory batonu górnego zostały w pełni przerdzeniowane, jednak uzysk rdzenia nie przekracza 50%. Rozpoczyna go kompleks piaskowcowy o miąższości ok. 7,5 m. W rdzeniu został uchwycony jedynie jego górny (1,45 m) odcinek (por. Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny otworu wiertniczego Kętrzyn IG 2). Jest to piaskowiec średnioziarnisty, ze smugami i wkładkami ciemnoszarego mułowca i skupieniami ziemistego limonitu. Poziom ten należy korelować z warstwą transgresywną batonu górnego, opisywaną (Dayczak-Calikowska, 1974) jako tzw. zlepieniec spągowy.

Powyżej występuje 2,5-metrowa warstwa początkowo zbudowana z heterolitu równoskładnikowego z syderytem w spągu, a następnie mułowca piaszczystego ciemnoszarego. Ku górze przechodzi on w 4-metrowej miąższości kompleks piaskowcowy, zbudowany w dole z piaskowców średnioziarnistych, ku górze szybko przechodzących w drobno- i bardzo drobnoziarniste, mułowcowe z mika, oraz ze skupieniami limonitu. Stwierdzono w niej otwornice charakterystyczne dla batonu i najniższego bajosu (Smoleń, ten tom). Powyżej, na krzywej geofizycznej, interpretować można 1-metrową warstewkę iłowca, ku górze przechodzącą w 3-metrową warstwę mułowców. W rdzeniu utwory te uchwycono jedynie jako warstewkę (0,1 m) mułowca ilastego z najniższego odcinka rdzenia z głęb. 819,7–826,3 m. Cały opisany kompleks iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowy należy korelować z tzw. kompleksem mułowców dolnych (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973), którego miąższość wynosi w otworze wiertniczym 12,0 m.

Powyżej (por. Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny otworu wiertniczego Kętrzyn IG 2) występuje 24-metrowej miąższości kompleks piaskowców średnio- i drobnoziarnistych, często z obfitą miką, nielicznym detrytem fauny, miejscami z poziomami muszłowcowymi, konkrecjami syderytu oraz skupieniami limonitu w postaci rozproszonej, konkrecji, smug i otoczek. Ponadto na głęb. rdzeniowej 807,0–807,4 m stwierdzono wapień organodetrytyczny piaszczysty z trochitami liliowców i kolcami jeżowców. W całym kompleksie stwierdzono liczną mikrofaunę otwornicową (Smoleń, ten tom) wskazującą na jego batoński wiek.

Górny odcinek batonu górnego tworzy tzw. kompleks mułowców górnych (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973), który w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1 ma miąższość 6,0 m, a w otworze Kętrzyn IG 2 – 9,0 m. Są to łupki iłowcowo-mułowcowe laminowane pyłowcem, z obfitą miką, szczątkami spirytyzowanej flory oraz mikrofauną otwornicową, charakterystyczną dla najmłodszego batonu i najstarszego keloweju. Przykrywają go utwory piaskowcowe o miąższości odpowiednio 7,0 i 1,5 m. Utwory te w żadnym z omawianych otworów wiertniczych nie były rdzeniowane. Według Dayczak-Calikowskiej (1974) najwyższe

ogniwo batonu górnego w rejonie Bartoszyce–Goldap wykształcone jest w postaci piaskowców chlorytowych z obfitą fauną małżową. Stwierdzony w rejonie Kętrzyna stropowy pakiet piaskowcowy należy przypuszczalnie uznać za ten właśnie piaskowiec.

Utwory keloweju są wykształcone jako mułowce o miąższości ok. 1,5 m (otwór Kętrzyn IG 1) i 3,0 m (otwór Kętrzyn IG 2). Tworzą one dolny odcinek formacji Łyny, której górny odcinek jest już dolnoksofordzki. Nie były one rdzeniowane, jednak w próbkach okruchowych stwierdzono otwornice dokumentujące obecność keloweju górnego (Smoleń, ten tom).

Jura górna

W otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1 jura górna występuje na głęb. geofizycznej 464,5–7676,0 m (miąższość 215,5 m), natomiast w otworze Kętrzyn IG 2 utwory górnourajskie występują na głęb. 600,0–781,0 m (miąższość 181,0 m). Występują tu utwory oksfordu oraz kimerydu. W oksfordzie stwierdzono różnego typu wapienie reprezentujące następujące formacje (fig. 2, 3): wapieni gąbkowych, wapieni koralowych, wapienno-marglistą (w otworze Kętrzyn IG 1) oraz oolitową. Powyżej w obu otworach wydzielono formację wapienno-marglisto-muszlówcową kimerydu dolnego, a w otworze Kętrzyn IG 1 również formację pałucką kimerydu górnego, wykształconą w postaci margli z wkładkami wapieni marglistych.

Najniższy odcinek profilu jury górnej tworzą mułowce, ku górze coraz bardziej piaszczyste. Reprezentują one górny odcinek formacji Łyny o miąższości 3,5 m w otworze Kętrzyn IG 1 (fig. 2) i 7,5 m w otworze Kętrzyn IG 2 (fig. 3). Ten fragment profilu odpowiada stwierdzonym w otworze Bartoszyce IG 1, iłowcom piaszczystym z fauną amonitową oksfordu dolnego (Dembowska, Malinowska, 1974).

Powyżej w profilu następuje zmiana litologiczna. Pojawiają się wapienie szare z licznymi czertami i krzemieniami, szczątkami małżów i ślimaków, ziarnami glaukonitu, niekiedy fragmentami gąbek oraz licznymi igłami gąbek. Obecne tu amonity z rodzaju *Perisphinctes* sp. sugerują oksfordzki wiek tych wapieni. Mikrofauna stwierdzona w próbkach rdzeniowych i okruchowych tej formacji wskazuje na oksford dolny lub środkowy. W otworze Kętrzyn IG 2 utwory te o miąższości 38,0 m wydzielono jako formację wapieni gąbkowych (fig. 3). W otworze Kętrzyn IG 1

postawienie górnej granicy formacji wapieni gąbkowych oraz rozdzielenie jej od nadległej formacji wapieni koralowcowych było niemożliwe ze względu na niewielkie rdzeniowanie.

Formację wapieni koralowych tworzą silnie przekryształizowane wapienie detrytyczne, rafowe, z koralami, małżami i ślimakami. W otworze Kętrzyn IG 2 ma ona miąższość 123,5 m. Jej górny odcinek odpowiada formacji wapienno-marglistej w otworze Kętrzyn IG 1, która w przeważającej mierze jest zbudowana z margli, a w środkowym odcinku z wapieni marglistych. Łączna miąższość tego kompleksu litologicznego wynosi tu 25,0 m. Mikrofauna stwierdzona w próbkach z formacji wapieni koralowych w otworach IG 1 i Kętrzyn IG 2 oraz z formacji wapienno-marglistej w otworze Kętrzyn IG 1, wskazuje na oksford środkowy i niższy oksford górny (Smoleń, ten tom).

Powyżej w obu otworach wiertniczych (fig. 2, 3) wydzielono formację oolitową, którą charakteryzuje obecność wapieni detrytyczno-oolitowych, z ooidami i pseudoooidami, szczątkami przekryształizowanych małżów i cienkimi wkładkami margli. Ich miąższość wynosi odpowiednio 60,0 m (otwór Kętrzyn IG 1) i 6,0 m (otwór Kętrzyn IG 2). W obrębie tej formacji w otworze Kętrzyn IG 2 stwierdzono obecność gatunków otwornic i małżoraczków datujących formację na oksford górny, natomiast w otworze Kętrzyn IG 1 – gatunków występujących w oksfordzie górnym i w niższym kimerydzie dolnym (Smoleń, ten tom).

Powyżej, pojawia się niewielkiej miąższości kompleks margli i wapieni marglistych. Licznie w nich występuje fauna małżowa, tworząca ławice muszlówców. Utwory te tworzą formację wapienno-marglisto-muszlówcową o miąższości odpowiednio 18,0 m w profilu otworu Kętrzyn IG 1 i 9,0 m w profilu otworu Kętrzyn IG 2. Mikrofauna stwierdzona w tych utworach wskazuje na kimeryd dolny.

Najmłodsze utwory jurajskie stwierdzono tylko w otworze Kętrzyn IG 1. Są to ciemnoszare margle mułowcowe, z rozproszoną mika, kongrejami pirytu oraz liczną fauną małżową i amonitową. Utwory te, o miąższości 39,5 m, reprezentują formację pałucką. Znalezione tu amonity: *Amoboceras krausei* (Salfeld), *Enosphinctes eumelus* (d'Orbigny), *Aulacostephanus* sp. oraz mikrofauna otwornic i małżoraczków, datują opisywane utwory na kimeryd górny (Kutek i in., 1973; Malinowska i in., 1980; Niemczycka 1983; Smoleń, ten tom).

Jolanta SMOLEŃ

MIKROFAUNA W UTWORACH JURY ŚRODKOWEJ W OTWORACH WIERTNICZYCH KĘTRZYN IG 1 I KĘTRZYN IG 2

Opracowanie biostratygrafii na podstawie mikrofauny, dotyczące serii osadów jury środkowej w otworach wiertniczych Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2, oparto na archiwalnych orzeczeniach mikropaleontologicznych, znajdują-

cych się w dokumentacjach wynikowych otworów (Dokumentacja wynikowa wiercenia strukturalnego Kętrzyn IG 1, 1966; Dokumentacja wynikowa wiercenia strukturalnego Kętrzyn IG 2, 1966).

Z powodu braku próbek z mikrofauną, które nie zachowały się w zbiorach archiwum mikropaleontologicznym PIG-PIB, wyróżnione przez Bielecką (w: Dokumentacja..., 1966) zespoły mikrofauny jury środkowej zrewidowano w kontekście aktualnych podziałów stratygraficznych (Feldman-Olszewska, ten tom).

Osady jury środkowej w obu badanych otworach wiertniczych w rejonie Kętrzyna nie były w pełni rdzeniowane, co w znacznym stopniu utrudnia ustalenie stratygrafii tych serii osadowych. Jednak analiza mikropaleontologiczna przeprowadzona na materiale pochodzącym zarówno z próbek rdzeniowanych, jak również z próbek z płuczki (okruchowych), potwierdza obecność osadów batonu i keloweju.

W przypadku **otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1** wyniki analizy mikropaleontologicznej próbek, pobranych z osadów piasków i mułowców z głęb. 677,5–695,0 m nie dają zadawalających rezultatów. Ze względu na próbki pochodzące z płuczki (nierdzeniowana część profilu) oraz niewielką ilość mikrofauny dokładne określenie wieku nasuwa duże trudności. W wyżej wymienionym interwale głębokości są obecne takie gatunki otwornic jak: *Lenticulina tumida* (Mjatliuk), *Epistomina parastelligera* (Hofker), *E. mosquensis* Uhlig, *Trocholona conica* Schlumberger czy *Lenticulina münsteri* (Roemer) oraz inne z rodzajów *Astacolus* i *Ophthalmidium*. Wymienione gatunki mają dość szerokie zasięgi stratygraficzne. Pojawiają się pod koniec batonu, ale najliczniej występują w osadach keloweju (Bielecka, Styk, 1981; Bielecka i in., 1980). Na podstawie powyższych danych mikropaleontologicznych można jedynie w dużym przybliżeniu określić stratygrafię osadów na głęb. 677,5–695,0 m jako baton górny–kelowej.

Pełniejsza dokumentacja mikropaleontologiczna utworów jury środkowej pochodzi z **otworu wiertniczego Kętrzyn IG 2**. Wyniki analizy mikropaleontologicznej w tym otworze wiertniczym dokumentują obecność utworów batonu oraz keloweju.

W dolnej części profilu otworu Kętrzyn IG 2, na głęb. 815,0–850,0 m, obecność niewielkiej liczby gatunków otwornic odnotowano jedynie w kilku próbkach. Występują w nich taksony powszechnie znane z osadów wyższego bajosu i batonu, jak: *Ophthalmidium carinatum* cf. *terquemi* Pazdro, *O. carinatum agglutinans* Pazdro oraz *Epistomina* sp., *Lenticulina* sp. Dokładne określenie wieku tej partii osadów na podstawie mikrofauny jest niemożliwe ze względu na znikomą liczbę gatunków charakteryzujących poszczególne piętra jury środkowej.

Więcej gatunków pojawia się wyżej w profilu, na głęb. 795,3–812,0 m. Jak wynika z opracowania Bieleckiej (w: Dokumentacja..., 1966), w próbkach pobranych z wyżej

wymienionego interwału głębokości występują zespoły otwornicowe liczące po kilkanaście gatunków, reprezentowanych przez znaczną ilość osobników. Znajdują się tu gatunki, które kończą swoje zasięgi występowania z końcem batonu i tylko sporadycznie można je spotkać w osadach najniższego keloweju, jak *Palaeomiliolina częstochowienensis* Pazdro czy *Reinholdella* cf. *media* (Kaptarenko). Ponadto w tym samym interwale głębokości występują gatunki, które pojawiają się w batonie górnym i mają swój rozkwit w keloweju, jak: *Lenticulina catascopium* (Mjatliuk), *L. pseudocrassa* (Mjatliuk), *Epistomina parastelligera* (Hofker), *E. mosquensis* Uhlig (Bielecka et Styk, 1981). Obecne są, także inne taksony o dłuższych zasięgach stratygraficznych, znane zarówno z osadów batonu, jak i keloweju, takie jak: *Trocholona conica* (Schlumberger), *Planularia cordiformis* (Terquem), *Astacolus varians* (Bornemann), *Paalzowella* cf. *jurassica* Kaptarenko czy *Spirillina radiata* (Terquem), *S. punctulata* (Terquem), *Lenticulina hoplites* (Wiśniowski) i *L. münsteri* (Roemer).

Na podstawie przeprowadzonej analizy zespołów otwornicowych, obecnych w próbkach na głęb. 795,3–812,0 m, można przypuszczać, że powyższa część profilu reprezentuje osady wyższego batonu i być może niższego keloweju. Dokładniejsze sprecyzowanie pozycji stratygraficznej tych utworów nie jest możliwe ze względu na brak form przewodnich dla sugerowanych pięter jury środkowej. Być może granica między batonem a kelowejem przebiega blisko głęb. 800,3 m, na której zanotowano ostatnie wystąpienia gatunku *Palaeomiliolina częstochowienensis* Pazdro, który jest znany przede wszystkim z batonu (Bielecka i in., 1980).

Wyżej w profilu na głęb. 777,3–792,5 m pojawiają się nowe zespoły otwornicowe, zawierające taksony, które charakteryzują osady najwyższego keloweju. Należą do nich takie gatunki jak: *Palaeomiliolina difficilis* (Wiśniowski), *P. michalski* (Wiśniowski), *Epistomina elschankaensis* Mjatliuk, *Lenticulina polonina* (Wiśniowski) i *Ophthalmidium carinatum marginatum* (Wiśniowski), *Lenticulina tumida* (Mjatliuk) i ?*Pachyphloides glandulinoides* (Wiśniowski). Poza wymienione gatunkami są obecne także inne, mające szersze zasięgi stratygraficzne, takie jak: *Trocholona conica* (Schlumberger), *Epistomina parastelligera* (Hofker), *E. uhligi* Mjatliuk, *E. mosquensis* Uhlig, *Lenticulina quenstedti* (Gümbel) czy *L. münsteri* (Roemer). Zbliżone pod względem gatunkowym zespoły charakteryzują poziom otwornicowy *Lenticulina tumida*, który wyznaczono na obszarze syneklizy perybałtyckiej dla poziomów amonitowych *Kosmoceras duncani* (= *P. athleta*) i *Quenstedtoceras lamberti* keloweju górnego (Smoleń, 2000). Podobne asocjacje opisano również z osadów keloweju górnego z wielu miejsc na Niziu Polskim (Bielecka, Styk, 1981; Bielecka i in., 1980).

Jolanta SMOLEŃ

MIKROFAUNA W UTWORACH JURY GÓRNEJ
W OTWORACH WIERTNICZYCH KĘTRZYN IG 1 I KĘTRZYN IG 2

Ustalenie biostratygrafii utworów górnourajskich na podstawie mikrofauny, w otworach wiertniczych Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2, oparte zostało na opracowaniach archiwalnych zawartych w dokumentacjach wynikowych otworów (1966). Ze względu na fakt, że nie zachowały się materiały archiwalne w postaci próbek z mikrofauną nie była możliwa dokładna rewizja taksonomiczna. Wyróżnione przez Bielecką zespoły mikrofaunistyczne, znajdujące się w profilach obu analizowanych otworów, zrewidowano w kontekście obowiązujących obecnie podziałów stratygraficznych (Feldman-Olszewska, ten tom). Jak wynika z dokumentacji utwory jury górnej, zarówno w otworze Kętrzyn IG 1, jak i Kętrzyn IG 2, zostały przewiercone w dużym procencie bezrdzeniowo, co znacznie utrudniło ustalenie szczegółowej biostratygrafii. Przeprowadzona ponownie analiza pionowych zasięgów mikrofauny otworniczej potwierdziła obecność w otworze Kętrzyn IG 1 osadów oksfordu oraz kimerydu dolnego i górnego. Natomiast w otworze Kętrzyn IG 2 większość osadów jury górnej należy do oksfordu. Zachowała się też część utworów kimerydu dolnego.

Utwory **oksfordu** w otworach wiertniczych Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2 zawierają zmienne, zarówno pod względem ilości gatunków, jak i osobników, zespoły otwornicowe. W obu analizowanych profilach zdecydowanie najliczniejsze asocjacje występują w najniższych partiach profili. W górnej części utworów oksfordu zespoły mikrofaunistyczne są ubogie pod względem zarówno ilości gatunków, jak i osobników.

W otworze Kętrzyn IG 1 w osadach wapieni mułowcowych, na głęb. 656,0–675,0 m, stwierdzono obecność takich gatunków otwornic jak: *Epistomina parastelligera* (Hofker), *E. mosquensis* Uhlig, *Lenticulina münsteri* (Roemer), *L. tumida* (Mjatliuk), *Trocholona conica* (Schlumberger), *Ophthalmidium birmenstorffensis* Kübler et Zwingli, *Lenticulina uhligi* (Wiśniowski), *Planularia cordiformis* (Terquem), *Spirillina tenuissima* (Gümbel) i *Lenticulina ruesti* (Wiśniowski). Wyżej wymieniony zespół otwornic wskazuje na obecność utworów niższego oksfordu dolnego, które zawierają jeszcze wiele gatunków kelowej-skich. Zbliżone pod względem gatunkowym asocjacje stwierdzono m.in. w osadach poziomu amonitowego *Q. mariae* na obszarze syneklizy perybałtyckiej (Smoleń, 2000). Wyższa część profilu w otworze Kętrzyn IG 1, w której są obecne wapienie detrytyczno-oolitowe, zawiera zespoły ubogie w ilość gatunków, co znaczne utrudnia ustalenia biostratygraficzne. Na głęb. 612,0–656,0 m Bielecka (w: Dokumentacja..., 1966) wydzieliła zespół otwornic, który może wskazywać na osady wyższego oksfordu dolnego i niższego oksfordu środkowego. Obecne są w nim gatunki opisywane z wyżej wymienionych osadów na Niżu

Polskim (Bielecka, 1960; Bielecka, Styk, 1966; Bielecka, 1980; Smoleń, 1998), takie jak: *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Lenticulina münsteri* (Roemer), *L. tumida* (Mjatliuk), *Epistomina mosquensis* Uhlig, *Spirillina tenuissima* (Gümbel), *Lenticulina ruesti* (Wiśniowski), *Dentalina* sp., *Citharina flabellata* (Gümbel), *Trocholona nodulosa* Seibold, *Tolypamina* sp., *Planularia filosa* (Terquem). Na głęb. 546,0–612,0 m pojawiają nowe gatunki, które charakteryzują osady oksfordu środkowego i niższego oksfordu górnego, wykształcone w facji wapienno-gąbkowej. Są to: *Saccorhiza ramosa* Brady, *Paalzowella feifeli eleata* (Paalzow), *P. feifeli seiboldi* Lutze, *P. turbinella* (Gümbel), *Lenticulina russiensis* (Mjatliuk) i *Discorbis speciosus* Dain. W wyżej wymienionym zespole obecne są również inne taksony mające szersze zasięgi stratygraficzne, takie jak: *Lenticulina wiśniowski* (Mjatliuk), *Glomospira variabilis* Kübler et Zwingli, *Ammobaculites fontinensis* Terquem. Oprócz otwornic występują także małżoraczki z rodzaju *Cytheropteron* oraz liczne igły gąbek, elementy szkieletowe szkarłupni, a także zęby ryb, radiolarie i juvenilne formy ślimaków. Najwyższa część oksfordu w otworze Kętrzyn IG, na głęb. 513,0–546,0 m, w której również dominują wapienie detrytyczno-oolitowe, zawiera znikomą liczbę gatunków otwornic. Bielecka (w: Dokumentacja..., 1966) przytacza występowania w nich takich taksonów jak: *Lenticulina brückmani* (Mjatliuk), *Planularia filosa* (Terquem), *Astaculus varians* (Bornemann), *Haplophragmoides* cf. *canui* Cuchman, *Discorbis subspicosus* Boghdanowich et Makarjewa, *Spirillina infima* (Strickland), *Epistomina* sp. Na podstawie obecności gatunków *Haplophragmoides* cf. *canui* Suchman i *Spirillina infima* (Strickland), które pojawiają się w późnym oksfordzie i są obecne także w kimerydzie, można sugerować, że osady na głęb. 513,0–546,0 m reprezentują wyższą część oksfordu górnego i być może częściowo najniższy kimeryd.

W otworze Kętrzyn IG 2 typowe zespoły otwornicowe znane z oksfordu pojawiają się w profilu powyżej głęb. 776,5 m, w osadach formacji wapieni gąbkowych. Jak wynika z opracowania Bieleckiej (w: Dokumentacja..., 1966) niższa część osadów tej formacji na głęb. 776,7–767,0 m zawiera zespoły otwornicowe charakterystyczne dla oksfordu dolnego. W niższej części oksfordu dolnego są obecne jeszcze gatunki kelowejskie, takie jak: *Epistomina mosquensis* Uhlig, *Ophthalmidium carinatum marginatum* (Wiśniowski), *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Lenticulina tumida* (Mjatliuk), *L. polonica* (Wiśniowski) czy *L. quenstedti* (Gümbel). W wyższym oksfordzie dolnym pojawiają się nowe taksony, takie jak: *Spirillina tenuissima* Gümbel, *Lingulina laevissima* (Terquem), *Citharina flabellata* (Gümbel), *Planularia beierana* (Gümbel), *Astaculus compressiformis* (Paalzow), *A. cf. comptula* (Schwager), *A. bronni* (Roemer), *Epistomina volgaensis* Mjatliuk *Lenti-*

culina ruesti (Wiśniowski), *Marsonella* cf. *doneziana* Dain, *Lingulina* cf. *tenera* (Bornemann), *Pseudonodosaria vulgata* (Bornemann). Wyższe partie profilu, na które składają się górna część formacji wapieni gąbkowych, na głęb. 738,4–767,0 m oraz dolna część formacji koralowcowej na głęb. 615,0–738,5 m zawierają nieliczne zespoły mikrofauny otwornicowej, złożone z taksonów powszechnie występujących w osadach oksfordu środkowego i w najniższym oksfordzie górnym na Niżu Polskim (Bielecka, Pożaryski, 1954). Należą do nich takie gatunki jak: *Paalzwella feifeli seiboldi* Lutze, *Eoguttulina oolithica* (Terquem), *Lenticulina wiśniowski* (Mjatliuk), *Tolypamma* sp., *Lenticulina russiensis* (Mjatliuk), *Paalzwella turbinella* (Gümbel), *Trocholona nodulosa* Seibold, *Saracenaria* cf. *triquerta* (Gümbel), *Paalzwella feifeli elevata* (Paalzw) i *Spirillina tenuissima* Gümbel. Na głęb. 608,9–630,0 m, w górnej części formacji koralowcowej oraz w utworach formacji oolitywej, pojawiają się nowe gatunki otwornic, takie jak: *Spirillina infima* (Strickland), *Pseudocyclamina jaccardi* (Schrodt), *Conicospirillina* cf. *trochoides* (Berthenstain), *Paalzwella* sp., *Trocholona solecensis* Bielecka et Pożaryski, *Eoguttulina liassica* (Strickland), *Planularia filosa* (Terquem) i *P. tricarinnella* (Reuss). Oprócz otwornic są obecne również małżoraczki z gatunków *Cytherelloidea paraweberi* Oertli i *Schuleridea triebeli* (Steghaus). Jest to zespół opisywany do tej pory jako charakterystyczny dla najwyższego oksfordu (Bielecka, 1980; Bielecka, Pożaryski, 1954). Pojawienie się otwornic z gatunków *Trocholona solecensis* Bielecka et Pożaryski, *Eoguttulina liassica* (Strickland) czy *Planularia tricarinnella* (Reuss) oraz wyżej wymienionych małżoraczek, które licznie występują dopiero w osadach kimerydu dolnego wskazuje, że osady z interwału głęb. 608,9–630,0 m obejmują nie tylko najwyższy oksford, lecz także (być może) częściowo najniższy kimeryd dolny.

Sekwencje osadowe **kimerydu** w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1 są wykształcone jako wapienie miejscami margliste, przechodzące w margle i utwory ilasto-margliste. Jak wynika z materiałów archiwalnych (Bielecka w: Dokumentacja..., 1966) w dolnej części osadów

kimerydu na głęb. 503,0–513,0 m występuje jedynie kilka gatunków otwornic, na podstawie których trudno jednoznacznie określić wiek tej partii osadów. Na przypuszczalny dolnokimerydzki wiek wskazuje obecność gatunku *Haplophragmoides* cf. *canui* Cuchman, którego zasięg stratygraficzny kończy się w kimerydzie dolnym. Jednocześnie w górnej części omawianych osadów występują takie taksony jak: *Citharina zaglobensis* (Bielecka et Pożaryski), *Lenticulina infravolgaensis* (Furssenko et Polenova), które pojawiają się w osadach wyższego kimerydu dolnego. Powyżej głęb. 503,0 do 464,5 m udokumentowano osady kimerydu górnego. Występuje w nich dość duża ilość osobników otwornic, należących do gatunków powszechnie obecnych w utworach kimerydu górnego w Polsce Niżowej, takie jak: *Lenticulina infravolgaensis* (Furssenko et Polenova), *Vaginulinopsis embaensis* (Furssenko et Polenova), *Pseudolamarckina polonica* (Bielecka et Pożaryski) i *Epistomina stelicostaca* var. *granulosa* Bielecka et Pożaryski. Oprócz otwornic w osadach kimerydu górnego są obecne małżoraczki z gatunku *Galliaecytheridea dissimilis* Oertli, a także igły gąbek, ślimaki i liczne fragmenty szkarłupni.

W otworze Kętrzyn IG 2 utwory kimerydu są obecne w profilu na głęb. 600,0–608,9 m. Na tych głębokościach w osadach formacji wapienno-marglisto-mułowcowej są obecne otwornice, które dokumentują kimeryd dolny, takie jak: *Trocholona solecensis* Bielecka et Pożaryski, *Citharina zaglobensis* (Bielecka et Pożaryski), *Paleogaudryina varsoviensis* (Bielecka et Pożaryski), *Fronicularia lingulaeformis* (Schwager), *Marginulina glabra* (d'Orbigny), *Vaginulina contracta* Terquem, (Schwager), *Lenticulina prima* (d'Orbigny). Choć wiele z wyżej wymienionych gatunków kontynuuje swoje występowanie również w kimerydzie górnym, to brak form typowych dla kimerydu górnego wskazuje na utwory kimerydu dolnego. Poza otwornicami w omawianych osadach są obecne również małżoraczki z gatunków *Schuleridea triebeli* (Steghaus), *Palaeocytheridea* cf. *mandelstami* Ljubimova i *Cytherella suprajurassica* Oertli oraz liczne fragmenty makrofauny, głównie igły gąbek i elementy szkieletowe szkarłupni.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

SUKCESJA SILIKOKLASTYCZNYCH, WĘGLANOWYCH I KRZEMIONKOWO-WĘGLANOWYCH UTWORÓW KREDY GÓRNEJ W OTWORACH KĘTRZYN IG 1 I KĘTRZYN IG 2

Kreda górna w otworach Kętrzyn IG 1 i IG 2 była profilowana przez M. Jaskowiak-Schoeneichową (w: Dokumentacja wynikowa wiercenia strukturalnego Kętrzyn IG 1, 1966; Dokumentacja wynikowa wiercenia strukturalnego Kętrzyn IG 2, 1966). Autorka ta zaproponowała także stratyografię opracowaną w tych otworach na podstawie korela-

cji krzywych pomiarów geofizycznych z sąsiednimi otworami, przede wszystkim z otworami Bartoszyce IG 1 i Gołdap IG 1. Otworem reperowym dla kredy tego rejonu jest pełnordzeniowane wiercenie Bartoszyce IG 1, zlokalizowane ok. 10 km od otworu Kętrzyn IG 1 i ok. 33 km od otworu Kętrzyn IG 2 w kierunku północno-wschodnim. Korela-

cja litologiczno-stratygraficzna pomiędzy otworami Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2 oraz Bartoszyce IG 1 przedstawiono na [figurze 21](#).

Przy ustalaniu stratygrafii uwzględniono także wyniki badań mikropaleontologicznych zespołów otwornicowych z materiału rdzeniowego, które wykonała Gawor-Biedowa (ten tom). Ponadto na rdzeniach wykonano analizy chemiczne skał na zawartość CaCO_3 , MgCO_3 oraz w kilku przypadkach dodatkowo SiO_2 i Al_2O_3 , a w jednym przypadku również P_2O_5 (otwór Kętrzyn IG 1, głęb. 269,4 m – kampan górny). Płytki cienkie były badane w mikroskopie optycznym.

Kreda górna w otworze Kętrzyn IG 1 występuje wg pomiarów geofizyki wiertniczej na głęb. 221,0–464,5 m i ma miąższość 243,5 m. W otworze Kętrzyn IG 2 kredę górną udokumentowano na głęb. 228,0–600,0 m i jej miąższość wynosi 372,0 m. Utwory te reprezentują prawdopodobnie w otworze Kętrzyn IG 1 następujące jednostki chronostratygraficzne: turon (oraz być może najniższą część koniak), kampan (dolny i górny) oraz mastrycht (dolny i górny), natomiast w otworze Kętrzyn IG 2: turon, koniak, kampan (dolny i górny) oraz mastrycht (dolny i górny). W obu otworach wiertniczych brakuje kompleksów przypisywanych wiekowi santonowi, natomiast w otworze Kętrzyn IG 1 prawdopodobnie także całego lub większej części koniak. W obu otworach nie stwierdzono też osadów cenomanu, zatem kreda zaczyna się w nich skałami turonu, leżącymi na kimerydzie.

Profile kredy otworów Kętrzyn IG 1 i IG 2 są niezwykle interesujące z wielu powodów. Po pierwsze mamy tu do czynienia z bardzo urozmaiconą, jak na kredę górną, litologią – od kredy piszącej, przez wapienie i wapienie margliste, margle i margle piaszczyste oraz różne odmiany geż, po mułowce i iłowce, a także piaszkowce kwarcowo-glaukonitowe. Ponadto, stwierdzono w nich występowanie licznych twardych den oraz poziomów konkrecji fosforytowych. Obecne są tu także jednoznacznie udokumentowane, zarówno przez badania mikrofaunistyczne, jak i międzyotworowe korelacje pomiarów geofizyki wiertniczej, luki stratygraficzne. W zależności od otworu, luki obejmują prawdopodobnie niższą część turonu, koniak, santon, prawdopodobnie najniższy kampan oraz być może jakąś część mastrychtu dolnego. Jak już wcześniej wspomniano, nie występują tu także utwory cenomanu.

Poszczególne interwały litologiczne, zidentyfikowane na krzywych profilowań geofizycznych w otworach Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2, odniesiono do cykli depozycyjnych wydzielonych w kredzie górnej Niżu Polskiego przez Leszczyńskiego (1997, 2010, 2012) ([fig. 21](#)). W badaniach cykliczności depozycji akcent położono w szczególności na analizę poziomów twardych den, przerw sedymentacyjnych i wszelkich innych przejawów rytmiczności sedymentacji, w tym również następstwa facji. Umożliwiło to w wielu przypadkach logiczne korelacje odpowiadających sobie kompleksów litologicznych.

Skały kredy w otworze Kętrzyn IG 1 przewiercono z kontrolnym poborem rdzenia ([fig. 2](#)). W sumie rdzeniono 28,9 m profilu, z czego otrzymano 22,5 m rdzenia,

zatem jego uzysk wyniósł 77,9%. W otworze Kętrzyn IG 2 przedrdzeniono w sumie aż 184,2 m profilu kredy, ale otrzymano jedynie 84,2 m rdzenia, zatem jego uzysk wyniósł zaledwie 45,7% ([fig. 3](#)). W otworze tym pobrano ciągle rdzeń w interwale głęb. 444,8–600,0 m, obejmującym stratygraficznie odcinek od niższego kampanu górnego, aż po spąg kredy (spąg turonu), jednak zarówno uzysk rdzenia z tego odcinka, jak również jego stan były słabe.

Granice stratygraficzne oraz litologię określono na podstawie analizy zespołów otwornic, litologii opracowanej na podstawie profilowania rdzeni wiertniczych, dokładnej analizy próbek okruchowych oraz interpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej w porównaniu z najbliższymi otworami Bartoszyce IG 1 (zlokalizowanym ok. 10 i 33 km na NW) i Gołdap IG 1 (ok. 65 i 70 km na ENE) (Jaskowiak-Schoeneichowa w: Modliński, 1974).

Miąższości kredy i wydzielonych jednostek chronostratygraficznych w otworach Kętrzyn IG 1, Kętrzyn IG 2, Bartoszyce IG 1 i Gołdap IG 1 przedstawiono w [tabeli 12](#).

Kreda górna w otworach wiertniczych Kętrzyn IG 1 i IG 2 leży na mułowcowo-ilastych utworach kimerydy, a zaczyna się skałami turonu. Zatem luka stratygraficzna obejmuje tu najwyższą jurę górną, całą kredę dolną i cenoman oraz niewykluczone, że najniższy turon. Jednak w otworach położonych wokół omawianych wierceń, np. Bartoszyce IG 1, Olszyny IG 1, Olsztyn IG 1 oraz Gołdap IG 1 (Jaskowiak-Schoeneichowa w: Modliński, 1974, 1977), stwierdzono występowanie albu górnego i cenomanu, a nawet starszych pięter kredy dolnej. Prawdopodobnie w albie i cenomanie, a być może też we wczesnym turonie, istniała tu wyspa lub płycizna pozbawiona depozycji.

W otworze Kętrzyn IG 2 sukcesja kredowa rozpoczyna się 1,5-metrowej miąższości warstwą piaszkowca kwarcowo-glaukonitowego drobnoziarnistego z domieszką ziaren grubszych, o spoiwie wapnistym, jasnoszarzielonego, bardzo słabo zwięzłego. Powyżej występuje 0,5-metrowej miąższości warstwa wapienia piaszczysto-glaukonitowego, zbitego, bardzo twardego, z kieszeniami wypełnionymi kredą piszącą białą z nalotami glaukonitu na powierzchni.

W środkowej partii dość liczne są konkrecje fosforytów o średnicy ok. 1 cm. Powierzchnia stropowa tego wapienia reprezentuje twarde dno, a ponad tą powierzchnią występują utwory kredy piszącej wyższej części turonu.

Badania otwornic wskazują, że w wapieniu i piaszkowce poniżej twardego dna (otwór Kętrzyn IG 2) występują otwornice należące do tzw. turonu alfa, natomiast powyżej – w kredzie piszącej – otwornice charakterystyczne dla tzw. turonu beta. Twarde dno z dolnej części profilu kredy zatem odpowiadałoby granicy między cyklami K3 i K4 (Leszczyński, 1997, 2010, 2012). Piaszkowce i wapień piaszczysty poniżej twardego dna reprezentowałby cykl K3-IV, a wyżej leżąca kreda pisząca – cykl K4-I.

Możliwe, że w otworze wiertniczym Kętrzyn IG 1 pik na krzywych profilowania oporności widoczny w samym spągu kredy jest zapisem istnienia również w tym wierceniu twardego dna na powierzchni bardzo cienkiej warstwy wapienia piaszczysto-glaukonitowego, co odpowiadałoby powierzchni twardego dna z otworu Kętrzyn IG 2 ([fig. 21](#)).

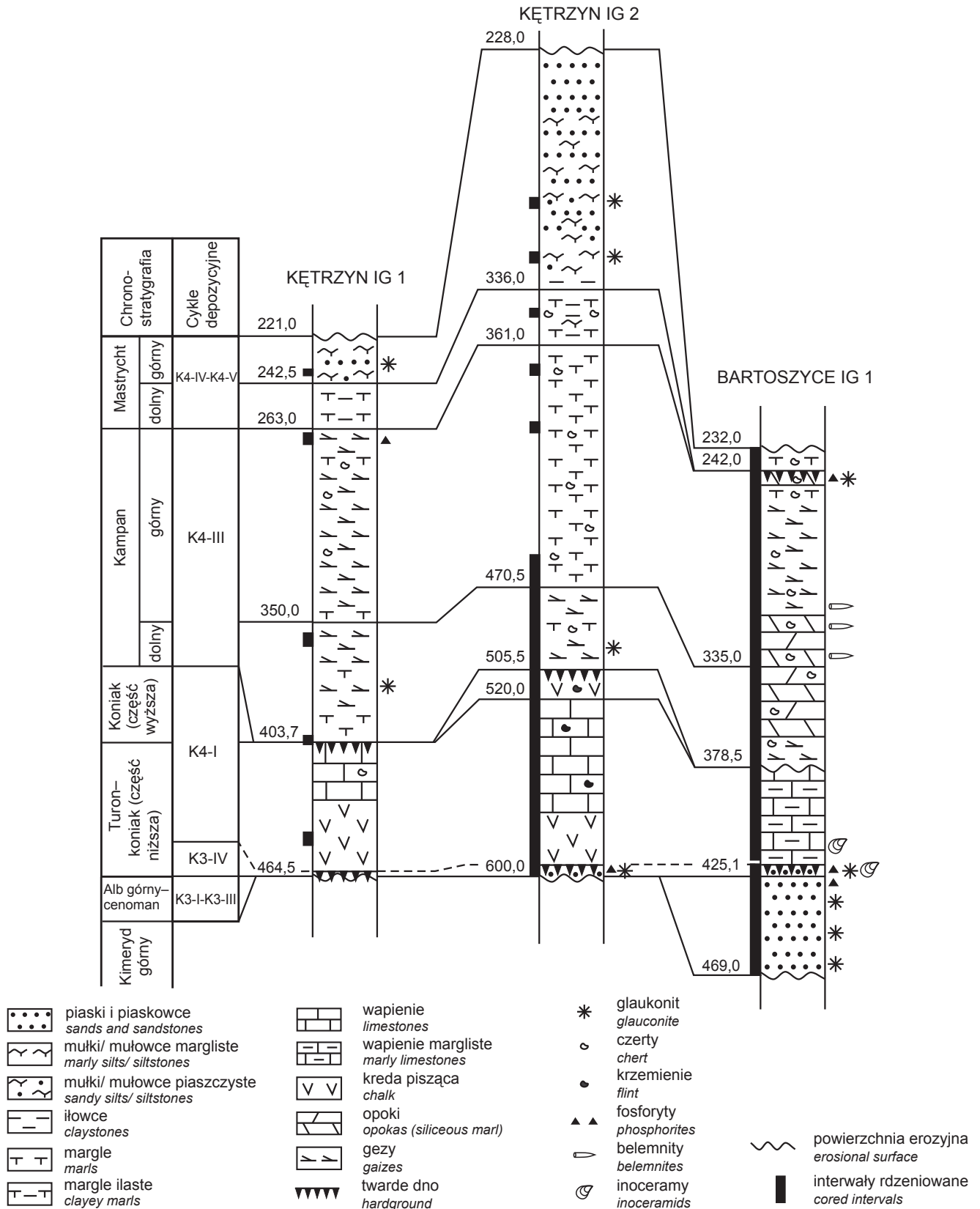


Fig. 21. Korelacja profili kredy górnej Kętrzyn IG 1–Kętrzyn IG 2–Bartoszyce IG 1

Chronostratygrafia i litologia otworu wiertniczego Bartoszyce IG 1 wg Jaskowiak-Schoeneichowej (1974)

Correlation of Upper Cretaceous sections: Kętrzyn IG 1–Kętrzyn IG 2–Bartoszyce IG 1

Chronostratigraphy and lithology Bartoszyce IG 1 borehole after Jaskowiak-Schoeneichowa (1974)

Tabela 12

**Porównanie miąższości [m] utworów kredy górnej (z albem górnym)
w otworach Kętrzyn IG 1, Kętrzyn IG 2, Bartoszyce IG 1 i Goldap IG 1**

Thickness [m] of the Upper Cretaceous (including Upper Albian) deposits
in the Kętrzyn IG 1, Kętrzyn IG 2, Bartoszyce IG 1 and Goldap IG 1 boreholes

Stratygrafia		Otwory wiertnicze					
		Kętrzyn IG 1		Kętrzyn IG 2		Bartoszyce IG 1	Goldap IG 1
Mastrycht	górnym	42,0	21,5	133,0	108,0	10,0	22,0
	dolnym		20,5		25,0	–	–
Kampan	górnym	140,7	87,0	144,5	109,5	136,5	62,0
	dolnym		53,7		35,0		
Santon		–	–	–	–	–	–
Koniak (część wyższa)		–	–	14,5	–	–	–
Koniak (część niższa)–turon		60,8	–	80,0	–	48,0	55,5
Cenoman		–	–	–	–	24,0	46,5
Alb górny		–	–	–	–	18,5	48,0
Kreda górna z albem górnym		243,5	–	372,0	–	237,0	234,0

Inna możliwość to występowanie w spągu turonu warstewki kredy piszącej (piaszczystej) z glaukonitem i konkrecjami fosforytowymi, co jest częstym zjawiskiem w sekwencjach kredy piszącej (np. Brenchley, Rawson, 2006). Za tą pierwszą wersją, a więc występowaniem niższego turonu i cyklu K3-IV o bardzo zredukowanej miąższości, może przemawiać znalezienie w próbkach okruszowych otworu Kętrzyn IG 1 otwornicy *Anomalinoidea globosa* Brotzen, która wg Gawor-Biedowej (ten tom) jest gatunkiem charakterystycznym dla dolnego turonu. Dodatkowym argumentem na rzecz takiej hipotezy jest profil otworu Zawada 1, odwierconego w pobliżu, gdzie w rdzeniu ze spągu kredy M. Jaskowiak-Scoeneichowa (mat. arch.) stwierdziła występowanie 0,4 m miąższości mułowców marglistych z glaukonitem oraz z warstewką twardego wapienia piaszczysto-glaukonitowego w stropie, o miąższości 0,2 m. Ten 0,6-metrowej miąższości odcinek profilu otworu Zawada 1 jest interpretowany jako reprezentujący cykl K3-IV dolnego turonu. Ponad tym wapieniem leży wapień kredopodobny (reprezentujący cykl K4-I), a granica między tymi wapieniami jest ostra. Zatem obecność osadów cyklu K3-IV w rejonie otworu Kętrzyn IG 1 jest problematyczna.

Jak już wspomniano, ponad twardym dnem leży kreda pisząca biała, silnie bieląca i zwięzła z pojedynczymi konkrecjami czarnych krzemieni z białą korą. Zawartość CaCO₃ w kredzie piszącej wynosi 94,8–97,1%. Wyżej występują wapień i wapień margliste jasnoszare z czertami i krzemieniami oraz pojedynczymi wkładkami ciemnoszarych margli. Miejscami wapień są plamiste, smugowane lub laminowane. Zawartość CaCO₃ wynosi od 29,1% w marglu (margiel skrzemionkowany) do 90,8% w wapieniu. W otworze Kętrzyn IG 1 w stropie interwału zaliczone-

go do turonu–niższej części koniaku pojawia się kolejne twarde dno w postaci jasnoszarego wapienia, zbitego i bardzo twardego oraz dość silnie skrzemionkowanego z licznymi szarymi czertami i pojedynczymi łuskami ryb.

Interwał głębokości zaliczony do turonu–niższego koniaku ma miąższość 60,8 m (otwór Kętrzyn IG 1) oraz 80,0 m (otwór Kętrzyn IG 2).

Ponad powierzchnią twardego dna w otworze Kętrzyn IG 1 występują gezy zaliczone do kampanu dolnego. Luka stratygraficzna obejmuje zatem w tym otworze wyższą część koniak i santon.

W otworze Kętrzyn IG 2 wyższa część koniak (=koniak *sensu* Błaszkiwicz, 1997) jest reprezentowana przez kredę piszącą białą i jasnoszarą, z bardzo nielicznym detrytusem grubych skorup inoceramów i spirytyzowanych szczątków gąbek. Zawartość węgla w kredzie piszącej wynosi 93,6–96,2%. W dolnej części występują dwie ławice krzemieni szarobrunatnych z kawernami wypełnionymi kredą piszącą. Natomiast w stropie warstwy występuje 8-centymetrowa warstewka krzemienia barwy brunatnej z wyraźną zwietrzelinową otoczką, z nieregularnymi przerostami kredy piszącej. Warstewka ta stanowi prawdopodobnie powierzchnię twardego dna.

Miąższość interwału głębokości zaliczonego do wyższej części koniak wynosi 14,5 m.

W otworze Kętrzyn IG 2 na utworach koniak, zwieńczonych twardym dnem, leży kampan dolny. Zatem luka stratygraficzna obejmuje tu z pewnością santon. W kredzie górnej północno-wschodniej Polski luka stratygraficzna obejmująca turon, koniak, santon, kampan i mastrycht dolny spowodowane prawdopodobnie istnieniem podmorskiej płycizny z silnymi prądami morskimi stwierdzano w wielu

otworach wiertniczych (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krasowska, 1988; Krassowska, 1997; Dadlez i in., 1998; Leszczyński, 2010, 2012). Zasięg luk stratygraficznych w kredzie górnej północno-wschodniej Polski w odniesieniu do poszczególnych cykli wydzielonych przez Leszczyńskiego (1997, 2010, 2012) i odpowiadające im jednostki chronostratygraficzne przedstawiono na figurze 22.

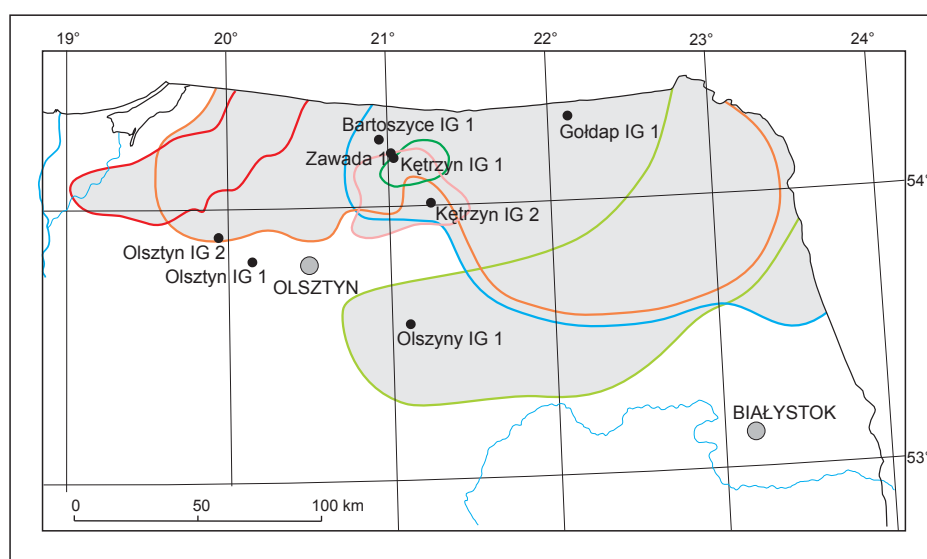
Granica między koniakiem a kampanem wyraźnie zaznacza się w litologii jako granica między sedymentacją węglanową a krzemionkowo-węglanową i marglistą z udziałem materiału klastycznego. Kampan dolny jest reprezentowany przez gezy i gezy wapniste z wkładkami margli i margli piaszczystych oraz konglomeratami czertów. W skałach występuje liczny glaukonit i mika. Miąższości kampanu dolnego dla otworów Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2 odpowiednio wynoszą 53,7 i 35,0 m. Zawartość węgla wapnia waha się od 38,2% w marglu piaszczystym do 61,1% w marglu. Gezy zawierają na ogół 40–55% CaCO₃.

Kampan górny otworu Kętrzyn IG 2 budują margle szare, zwarte, dość twarde z czertami, z nielicznymi przezwiercieniami wapieni. Zawartość CaCO₃ w tych skałach

wynosi 46,4–78,1%. W otworze Kętrzyn IG 1 oprócz margli występują również gezy i gezy wapniste z czertami oraz wkładkami skał czertowatych. Tu węglanowość skał jest nieco niższa i waha się od 26,6% (geza ilasta w dolnej części górnego kampanu) do 54,2% w marglu. W rdzeniu z głęb. 268,5–269,4 zanotowano występowanie konglomeratów fosforytowych. W skałach górnego kampanu licznie występuje glaukonit, spotyka się też blaszki miki i piryt. Utwory górnego kampanu zawierają mniej materiału klastycznego niż skały kampanu dolnego i mastrychtu dolnego. Nie stwierdza się tu piaszczystości skał, a ich węglanowość jest wyższa niż w profilu poniżej i powyżej kampanu górnego. Występują też wkładki wapieni.

Na występowanie kampanu zarówno dolnego, jak i górnego wskazuje zespół otwornic. Badania mikropaleontologiczne sugerują także możliwość występowania luki sedymentacyjnej na pograniczu kampanu i mastrychtu.

W profilach kampanu z otworów Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2 nie stwierdzono występowania opok, które były obecne zarówno w otworze Bartoszyce IG 1, jak i w otworze Gołdap IG 1. Miąższości kampanu górnego w otworach



■ obszar objęty lukami stratygraficznymi
area with stratigraphic gaps

● ważniejsze otwory wiertnicze
major boreholes

Zasięg luki obejmującej:
Extent of gap spanning:

— cykl K3-II + K3-III (dolny cenoman–najniższy górny cenoman)
cycle K3-II + K3-III (lower Cenomanian–lowermost upper Cenomanian)

— cykl K3-IV (najwyższy cenoman–dolny turon)
cycle K3-IV (uppermost Cenomanian–lower Turonian)

— cykl K4-I (górny turon–koniak)
cycle K4-I (upper Turonian–Coniacian)

— wyższy koniak (= koniak *sensu* Błaszkiwicz, 1997)
upper Coniacian (= Coniacian *sensu* Błaszkiwicz, 1997)

— cykl K4-II (santon–najniższy kampan)
cycle K4-II (Santonian–lowermost Campanian)

— cykl K4-III (wyższy dolny kampan–najniższy mastrycht)
cycle K4-III (upper lower Campanian–lowermost Maastrichtian)

Fig. 22. Orientacyjny zasięg luk stratygraficznych w kredzie górnej północno-wschodniej Polski

Approximate extents of stratigraphic gaps in the Upper Cretaceous succession of North-Eastern Poland

Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2 wynoszą odpowiednio 87,0 m i 109,5 m, a całego kampanu odpowiednio 140,7 m i 144,5 m. W obu otworach kampan górny ma zdecydowanie większą miąższość niż kampan dolny. Sedymentacja kampanu reprezentuje cykl K4-III (Leszczyński, 1997, 2010, 2012).

W otworze Kętrzyn IG 2 (fig. 21) występują utwory mastrychtu górnego, i jak sugerują badania otwornicowe prawdopodobnie obecna jest tu także wyższa jego część, mastrycht dolny natomiast nie jest tu jednoznacznie udokumentowany. Natomiast w otworze Kętrzyn IG 1 badania zespołów otwornicowych i korelacje pomiarów geofizyki wiertniczej wskazują, że obecne są tu najprawdopodobniej skały mastrychtu zarówno dolnego, jak i górnego. Analiza zespołów otwornicowych w otworze Kętrzyn IG 1 może sugerować istnienie luki sedymentacyjnej na pograniczu kampanu i mastrychtu.

Mastrycht dolny w otworze Kętrzyn IG 1 reprezentują, wg profilowania geofizycznego, margle ilaste. Z tego odcinka profilu nie pobrano rdzenia. W otworze Kętrzyn IG 2 mastrycht dolny był częściowo rdzeniowany. W dolnej części występują iłowce i mułowce z muskowitem, z wkładkami skał czertowatych. Górną część mastrychtu dolnego tworzą margle mulaste i ilaste. Z fauny znaleziono fragment belemnita *Belemnitella* sp. Cechą charakterystyczną skał mastrychtu dolnego jest ich bardzo mała węglanowość, najniższa w całym profilu kredy. Ỉłowce najniższej części mastrychtu dolnego zawierają zaledwie 1,2–1,7% CaCO₃ i praktycznie nie reagują z HCl.

Mastrycht górny stanowią mułowce piaszczysto-glaukonitowe, margliste, z liczną drobną miką i glaukonitem, piaski wapniste kwarcowo-glaukonitowe oraz mułowce margliste przechodzące w margle mułowcowe. Węglanowość skał mastrychtu górnego jest wyższa niż w mastrychcie dolnym i wynosi od 21,4–24,3% w mułowcu marglistym piaszczysto-glaukonitowym (otwór Kętrzyn IG 1) do 53,7% w marglu mułowcowym (otwór Kętrzyn IG 2).

Miąższości mastrychtu górnego w otworach wiertniczych Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2 wynoszą odpowiednio 21,5 m i 108,0 m, a całego mastrychtu odpowiednio 42,0 m i 133,0 m. Sedymentacja mastrychtu reprezentuje cykle K4-IV i K4-V, nie ma tu jednak przesłanek do postawienia granicy między tymi cyklami (Leszczyński, 1997, 2010, 2012).

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

BIOSTRATYGRAFIA KREDY GÓRNEJ NA PODSTAWIE OTWORNIC

W otworze wiertniczym Kętrzyn IG 2 w pełni rdzeniono jedynie osady niższych pięter kredy górnej. Osady wyższych pięter rdzeniono w znikomym procencie. Do badań mikropaleontologicznych z całego profilu otrzymano 74 próbki. Mimo małego zróżnicowania fauny w poszcze-

Uwagi o paleogeografii

Sekwencja kredy górnej jest reprezentowana przez skały węglanowe, krzemionkowe-węglanowe i silikoklastyczne, deponowane w otwartym zbiorniku morskim jaki istniał na obszarze tej części kratonu wschodnioeuropejskiego. W odległości ok. 200 km na południowy zachód rozciągała się strefa bruzdy śródpolskiej z największą subsyduencją i największymi głębokościami morza. Ku północy znajdował się łąd skandynawski (tarcza bałtycka), będący źródłem materiału detrytycznego dla basenu górnej kredy. W turonie i koniaku dominowała sedymentacja węglanowa wapieni i kredy piszącej, a wpływ tarczy bałtyckiej był znikomy. Dopływ materiału klastycznego z tarczy bałtyckiej zaznaczał się głównie we wczesnym kampanie i mastrychcie (sedymentacja silikoklastyczna i krzemionkowo-węglanowa z dużą ilością materiału klastycznego). Dostawa materiału terygenicznego do basenu tego obszaru uległa ograniczeniu w późnym kampanie. Mogło to mieć związek z podniesieniem się względnego poziomu morza od środkowej części kampanu, a następnie jego wysokim stanem i maksimum w późnym kampanie (por. Hancock, 1989).

Piaski i piaskowce kwarcowo-glaukonitowe stwierdzone w najniższym turonie i mastrychcie górnym mogły być deponowane w płytkim szelfowym basenie morskim w strefie powyżej normalnej podstawy fałowania. Pozostałe typy skał były deponowane w nieco głębszej strefie basenu, poniżej podstawy fałowania. Kreda pisząca odzwierciedla bardzo spokojną sedymentację węglanową z minimalną ilością materiału dostarczanego z łądu.

Granice jednostek chronostratygraficznych w nierdzienionych odcinkach profili są przybliżone i wyznaczone na podstawie korelacji krzywych pomiarów geofizycznych otworów Kętrzyn IG 1 i Kętrzyn IG 2 z sąsiednimi otworami, w szczególności z otworami Bartoszyce IG 1 i Gołdap IG 1, z uwzględnieniem danych paleontologicznych, głównie otwornic, uzyskanych z materiału rdzeniowego. Litologię opracowano na podstawie informacji z rdzeni wiertniczych, pomiarów geofizycznych oraz pomocniczo z próbek okruchowych.

gólnych próbkach można było dość dokładnie ustalić stratygrafię osadów w badanym profilu. Osady te nie zawierały makrofauny. Ich podział biostratygraficzny jest oparty jedynie na otwornicach.

Turon

Wykształcenie facjalne osadów tego piętra jest zróżnicowane. W piaskowcach drobnoziarnistych o spoiwie marglistym z głęb. 600,5 m stwierdzono gatunki przewodnie dla osadów turonu dolnego – *Dicarinella imbricata* (Mornod) i *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli). Oprócz tych gatunków w wymienionej próbce występuje *Gavelinella berthelini* (Keller), wyznaczająca górną granicę turonu na obszarze Niżu Polskiego. W próbce z piaskowca z głęb. 598,5 m, jak również w próbce z kredy piszącej leżącej nad twardym dnem, stwierdzono całkowitą zmianę składu zespołu otwornic. Zaobserwowano tu rozpoczynający się na przelomie niższego i wyższego turonu nowy etap rozwoju ewolucyjnego różnych grup otwornic. Do najważniejszych rodzajów pojawiających się w tym czasie należą: *Marginotruncana* Hofker, 1956, *Archaeoglobigerina* Pessagno, 1967 i *Stensioeina* Brotzen, 1936. Dają one liczne gatunki przewodnie w wyższych piętrach kredy górnej. Całość zespołu otwornic występujących w osadach z głęb. 549,0–598,5 m, należących do turonu górnego, jest następujący: *Marginotruncana marginata* (Reuss), *M. lineiana* (d'Orbigny), *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny), *Marginotruncana bulloides* (Vögler) oraz pojawiające się z początkiem turonu górnego – *Stensioeina praeexsculpta* (Keller), *Gavelinella moniliformis* (Reuss) i *Stensioeina polonica* Witwicka. Wyznaczają one górną granicę koniak (Gawor-Biedowa, Witwicka, 1984). Jedynie *Stensioeina polonica* może występować niekiedy w dolnych warstwach santonu dolnego.

Górną granicę turonu wyznaczono poniżej głębokości, na której stwierdzono w osadach nieznanymi z turonu gatunek *Gavelinella stelligera* (Marie), tj. poniżej głęb. 540,0 m.

Koniak

Koniak, podobnie jak i turon, wykształcony jest jako wapienie. W koniaku wapieniom towarzyszą krzemienie, a w turonie czerty. Warunki ekologiczne panujące w zbiorniku nie sprzyjały rozwojowi otwornic. Przejawiło się to małą różnorodnością taksonomiczną i brakiem ciągłości ich występowania. Dokumentujące piętro koniak, rozwijające się równolegle, *Stensioeina praeexsculpta* (Keller) i *S. exsculpta* (Reuss) występują w omawianym profilu dopiero na głęb. 507,5–516,0 m.

Granicę między koniakiem a wyżej leżącymi skałami kampanu wyznaczono w miejscu ostatniego występowania *Stensioeina praeexsculpta* (Keller), *Gavelinella moniliformis* (Reuss), *Stensioeina polonica* Witwicka. Ostatnią próbką, w której stwierdzono jeszcze te gatunki, jest próbka z osa-

dów wapiennych z głęb. 507,5 m. Pełny zestaw gatunków otwornic dokumentujących koniak w otworze jest następujący: *Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny), *M. tricarinata* (Quereau), *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny), *Gavelinella stelligera* (Marie), *G. moniliformis* (Reuss), *Stensioeina praeexsculpta* (Keller), *S. polonica* Witwicka, *S. exsculpta* (Reuss), *S. granulata* (Olbertz), *Neoflabellina rugosa* (d'Orbigny). Z wymienionego wyżej zespołu w osadach kampanu tego profilu zanotowano wszystkie gatunki rodzaju *Marginotruncana* Hofker, 1956 oraz *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny), *Gavelinella stelligera* (Marie), *Stensioeina exsculpta* (Reuss) i *Neoflabellina rugosa* (d'Orbigny).

Kampan

Kampan ?dolny

Do kampanu dolnego zaliczono te osady, w których występuje *Cibicidoides involutus* (Reuss), wyznaczający dolną granicę tego piętra, przewodni dla osadów kampanu i mastrychtu na Niżu Polskim. Został on stwierdzony w próbce z osadów marglistych z głęb. 497,5 m równocześnie z pojawiającymi się charakterystycznymi dla kampanu boliwinoidesami. Są to *Bolivinooides laevigatus* Marie i *B. decoratus* (Jones). W próbce tej znajdują się również gatunki wymienione wyżej, notowane w osadach koniak. Osady niższego kampanu występują do głęb. 477,3 m, gdyż w wymienionej próbce stwierdzono jeszcze *Gavelinella stelligera* (Marie) nieprzekraczającą górnej granicy kampanu dolnego.

Kampan ?górny

Próbka z głęb. 452,0 m zawierająca *Gavelinella monterelensis* (Marie) może reprezentować już kampan górny, chociaż wymieniony gatunek na Niżu Polskim występuje również w górnych warstwach kampanu dolnego, gdzie towarzyszy mu jeszcze *Gavelinella stelligera* (Marie) (Gawor-Biedowa, 1992). Ponieważ w badanym profilu nie zaobserwowano współwystępowania tych gatunków, osady z głęb. 452,0 m uznano za górnokampańskie. Na osady górnego kampanu składają się w tym profilu margle z czertami, w których występują wszystkie gatunki otwornic notowane w osadach kampanu dolnego z wyjątkiem *Gavelinella stelligera* (Marie) i *Stensioeina exsculpta* (Reuss), mogącej występować również w skałach kampanu górnego. Na głęb. 452,0 m zanotowano również *Globotruncana arca* (Cushman) i *Bolivinooides mielnicensis* Biega. Jego zasięg rozpoczyna się równocześnie z zasięgiem występowania *Gavelinella monterelensis* (Marie), kończy się jednak wcze-

śniej od zasięgu stratygraficznego wymienionego gatunku, a mianowicie w mastrychcie dolnym, a nie z końcem tego piętra. Osady z głęb. 375,0 m należą do najwyższego kampanu, gdyż stwierdzono w nich już *Bolivina incrassata* Reuss, nieznany z niższych warstw tego piętra. Utwory z głęb. 347,0 m należą prawdopodobnie do najwyższego kampanu, gdyż w próbce z wymienionej głębokości stwierdzono już *Neoflabellina praereticulata* Hiltermann et Koch, charakterystyczną dla warstw granicznych między kampanem a mastrychtem (Bieda, 1958). Trudno jest określić ściśle pozycję stratygraficzną utworów z głęb. 325,0–347,0 m, gdyż nie stwierdzono w nich gatunków przewodnich.

Mastrycht

Na obecność utworów mastrychtu wskazuje *Paralabamina toulmini* (Brotzen) z głęb. 325,0 m, występujący na obszarze Niżu Polskiego w utworach wyższego mastrychtu (podpoziom *Bolivina aleksandrae*, poziom *Praeglobobulimina imbricata*, odpowiadający makrofaunistycznemu poziomowi *Hoploscaphites constrictus crassus* (Gawor-Biedowa, 1992; Żarski i in. 1998). Skały z głęb. 295,0–300,0 m mogą także reprezentować mastrycht górny, gdyż stwierdzono w nich, oprócz ginącego z końcem mastrychtu *Cibicoides involutus* (Reuss), wskazujące na najwyższy mastrycht – *Anomalinoidea pinguis* (Jennings) i *Alabamina dorsoplana* (Brotzen).