

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, PALEONTOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

SKAŁY FUNDAMENTU KRYSTALICZNEGO – PROTEROZOIK

Zbigniew CYMERMAN

LITOLOGIA I BADANIA STRUKTURALNE SKAŁ MEZOPROTEROZOICZNYCH

Wstęp

Otwór Malbork IG 1 został zaliczony, w podziale regionalnym podłoża krystalicznego polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego, do regionu wschodniego Pomorza (Cymerman, 2004). Region ten obejmuje najbardziej północno-zachodni fragment polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Skały krystalicznego podłoża występują w tym regionie na największych głębokościach z całej rozpoznanej wierceniami polskiej części tej platformy. Podłoże krystaliczne znajduje się na ogół na głębokościach poniżej 3500 m, jak w przypadku otworu Malbork IG 1 (na głęb. 3667,0 m, czyli 3661,0 m p.p.m.), a nawet poniżej 5 000 m (jak w otworach wiertniczych: Słupsk IG 1 i Kościerzyna IG 1). Ze względu na duże głębokości występowania podłoża krystalicznego, region ten o powierzchni co najmniej 20 000 km², rozpoznano wiertniczo tylko za pomocą 10 otworów badawczych: Słupsk IG 1, Smołdzino 1, Łeba 8, Żarnowiec IG 1, Hel IG 1, Darżlubie IG 1, Gdańsk IG 1, Nowa Kościenica 1, Kościerzyna IG 1 i Malbork IG 1. W regionie Pomorza Wschodniego w skałach podłoża krystalicznego przewiercono łącznie zaledwie 240 m. Badania strukturalne i kinematyczne wykonano na całym, jeszcze zachowanym, archiwalnym materiale wiertniczym, o łącznym metrażu zaledwie około 150 metrów (Cymerman, 2004).

Skały krystaliczne z otworu Malbork IG 1 uznawano za należące do tzw. strefy warmińskiej, którą uważano za jedną z ośmiu regionalnych stref tektonicznych podłoża krystalicznego Polski NE (Kubicki, Ryka, red., 1982). Ta szeroka jednostka, zbudowana ze skał metamorficznych, a uznana za przedkarpacką strefę fałdową, miała rozdzielać masyw dobrzyński od kompleksu mazurskiego zbudowanego głównie z granitoidów rapakiwopodobnych (*op. cit.*). W nowym podziale tektonicznym podłoża krystalicznego Polski północno-wschodniej, region Pomorza Wschodniego zaliczono do terranu bałtyckiego (Cymerman, 2004). Był on także określany jako strefa (terran) zachodniolitewska (Skridlaite, Motuza, 2001; Motuza, 2005) lub jako terran polsko-litewski (Bogdanova, 2005).

Litologia

W otworze Malbork IG 1 prekambryjskie podłoże krystaliczne zostało nawiercono na głębokości 3667,0 m. Po przewierceniu 13,0 metrów w skałach krystalicznych wiercenie zakończono na głębokości 3680,0 m. Niestety, z tego marszu są zachowane tylko cztery, pojedyncze skrzynie z rdzeniem wiertniczym ze skałami krystalicznymi. W skrzyniach tych znajduje się rdzeń o łącznej miąższości około trzech metrów. Prawie połowa z tego zachowanego materiału wiertniczego jest przedstawiona na [figurze 3](#).

W omawianym profilu występują grubokrystaliczne i porfiroblastyczne granitoidy, które mogą być uznane za rapakiwopodobne. Te potasowe granity charakteryzują się znaczną przewagą K₂O w stosunku do Na₂O. W granitach rapakiwi skalenie potasowe tworzą zaokrąglone lub owalne kryształy, bardzo często z charakterystycznymi obwódkami oligoklazowymi, a kwarc występuje w dwóch generacjach z bipiramidalnymi fenokryształami w tle skalnym. Występowanie tekstury typu rapakiwi w granitach wskazuje na procesy wymieszania i gwałtowną dekompresję magm. Jednak cechy makroskopowe granitoidów z otworu Malbork IG 1 nie wskazują, że mogą być one zaliczone do typowych granitów rapakiwi. W granitoidach z tego otworu zdecydowanie dominuje mikroklin, często pertytowy, nad oligoklazem, kwarcem i plagioklazami. Mineralami ciemnymi są biotyty i amfibole, a akcesorycznymi – apatyt, cyrkon, tytanit, monacyt i magnetyt.

Stwierdzenie w granitoidach z otworu wiertniczego Malbork IG 1 występowania dwóch generacji amfiboli (Krzemińska, 2002), a także dominująca tekstura tych granitoidów, zbliżona do tekstury oczkowej (blastomylonitycznej), charakterystycznej dla gnejsów (Cymerman, 2004), wskazują na późniejsze transformacje tektoniczne tych granitoidów podczas regionalnego metamorfizmu w warunkach facji amfibolitowej. Dlatego omawiane skały krystaliczne należałoby uznać za granitognejsy hornblendowo-biotytowe. W takiej interpretacji granitoidy z otworu Malbork IG 1 należy włączyć



Fig. 3. Przykłady grubokrystalicznego czerwono-szarego granitoidu; nasuwczy zwrot ścinania podatnego; przekroje prostopadłe do foliacji S_O (z płynięcia) i prawie równoległe do lineacji L_M

Skala białoczerwona = 5 cm; głębokość pobrania próbek w metrach

Examples of coarse-grained red-grey granitoids; reverse sense of ductile shear; sections perpendicular to S_O foliation (flow foliation) and almost parallel to L_M lineation

White-red scale = 5 cm; depth of samples in meters

do tzw. granitoidów Warmii (Krzemińska i in., 2009), gdzie w kilkunastu otworach nawiercono skały magmowe, opisane jako granitognejsy i gnejsy amfibolowe (Ryka, 1990).

Badania strukturalne

Ze względu na niewielki zachowany materiał wiertniczy (zaledwie 3 metry niezorientowanego geograficznie rdzenia) oraz z powodu dość homogenicznego obrazu strukturalnego, niewiele można powiedzieć o tektonice podłoża krystalicznego w otworze. W granitognejsach grubokrystalicznych i porfiroblastycznych dość dobrze wykształcona jest foliacja, która może być uznana za strukturę magmową S_O (z płynięcia) i za nałożoną na nią współplanarnie strukturę metamorficzną S_M (mylonityczną). Ta złożona struktura planarna ($S_O + S_M$) zapada pod kątem około 40–45°. Silnie zrekrystalizowana lineacja

ziarna mineralnego L_M wyrażona jest głównie ukierunkowaniem blaszek biotyту i jest ona mniej lub więcej równoległa do kierunku upadu foliacji S_M . Asymetryczne w formie, czerwone porfiroklasty skalenia potasowego, typu σ , obserwowane w płaszczyźnie XZ elipsoidy odkształcenia, wskazują na nasunięciowe przemieszczenia w czasie synkinematycznego umiejscawiania się magmy granitowej i (lub) jej późniejszej modyfikacji związanej ze słabymi lub powolnymi deformacjami ze ścinania prostego (rotacyjnego). Spękania skalne w omawianych granitognejsach są bardzo rzadkie widoczne i zorientowane równoległe do foliacji metamorficznej S_M .

Uwagi genetyczne i wnioski

Lokalizacja omawianego otworu wiertniczego, oddalonego od najbliższych otworów na Warmii o kilkadziesiąt kilo-

metrów, nie stwarza możliwości realnych korelacji litologicznych, litostratygraficznych czy strukturalnych.

W granitognejsach z Malborka jest zachowana foliacja magmowa S_0 . Ponieważ charakter granitowego protolitu nie został znacznie zmodyfikowany w wyniku deformacji rotacyjnej, to upoważnia do stwierdzenia, że pierwotnymi skałami były granitoidy. Badania petrologiczne próbki granitognejsu z otworu Malbork IG 1 z głębokości 3668 m nie wykazały istotnej różnicy w warunkach stanu równowagi hornblenda-plagioklaz w obu generacjach amfiboli (Krzemińska, 2001, 2002). Obliczenia geobarotermometrów wskazują na temperatury krystalizacji około 845–840 oraz 820°C, przy ciśnieniu od 5,1 do 5,8 kbar (*op. cit.*). Metaluminiowe granitoidy z Warmii cechują się składem magnezowym i alkaliczno-wapniowym (Krzemińska i in., 2009). Zawartości sumy niedopasowanych pierwiastków śladowych – cyrkonu, niobu, ceru i itru – wahają się między 300 a 500 ppm (*op. cit.*).

Grubokrystaliczne i porfiroblastyczne granitoidy z otworu Malbork IG 1 mogłyby być zaliczone do tzw. granitów metamorficznych (*sensu*, Juskowiak, 1971) i porównywane do biotytowo-hornblendowych granitów węgorzewskich. Te ostatnie Juskowiak (1971, 1973) określał jako granity typu rapakiwi. Pod względem strukturalnym i teksturalnym granitoidy z otworu Malbork IG 1 są najbardziej zbliżone do granitoidów z otworów Barciany 3, Kętrzyn IG 2 i Góldap IG 1. Te skały magmowe pod względem petrologicznym i geochemicznym uznano za granity typu rapakiwi i włączono je do tzw. kompleksu mazurskiego (Bagiński i in., 2001). Bagiński i inni (2001) zakładali, że poszczególne masywy kompleksu mazurskiego reprezentują różne kogenetyczne partie magmy, z których każda w nieco odmienny sposób przeszła przez procesy dyferencjacji w kanałach magmy na poziomie ich końcowego umiejscowienia. Badacze ci także sugerowali, że magmy te mogły powstać w wyniku różnego ich topnienia cząstkowego, ale pochodzących z tego samego względnie homogenicznego źródła.

Kompleks mazurski został zdefiniowany jako tzw. strefa AMCG – anortozytowo-manetytowo-czarnokitowo-(rapakiwi) granitowa (Bagiński i in., 2001, 2007; Wiszniewska i in., 2002; Bagiński, Krzemińska, 2005; Gawęda i in., 2005) z bimodalnym, wielofazowym magmatyzmem anorogenicznym (Wiszniewska, Bagiński, 2001; Dörr i in., 2002). Granitoidy mazurskie z jego litewską częścią (kompleks Veisiejai–Kabeliai) są subalkaliczne i należą w klasyfikacji geochemicznej do typu A (Dörr i in., 2002; Skridlaite i in., 2003).

Granity typu A z południowej części tarczy bałtyckiej (Blekinge–Bornholm i Skania) uznano za synkompresyjne (synorogeniczne) (Bogdanova, 2001, 2005; Čechys i in., 2002; Johansson i in., 2004, 2006), a nie jak dotychczas – za anorogeniczne (Åberg, 1988). Także dla podobnych geochemicznie granitów typu A z kompleksu mazurskiego sugerowano ostatnio ich umiejscowienie w warunkach kompresyjnej do transpresyjnej deformacji (Skridlaite i in., 2003).

Kompleks mazurski porównywano do tzw. kompleksów anorogenicznych z tarczy bałtyckiej, takich jak na przykład kompleksy Salmi (Rosja), Wiborg (Finlandia) czy Ragunda (Szwecja). Datowania radiometryczne (Claesson i in., 1995; Dörr i in., 2002) wskazują na ok. 25 milionów lat trwający

okres umiejscowiania się kompleksu mazurskiego (od 1525 ±4 do 1499 ±4 mln lat). Brak jest jednak korelacji między wiekiem poszczególnych intruzji a danymi geochemicznymi i składem petrograficznym granitoidów kompleksu mazurskiego. Dlatego silnie spekulacyjna jest interpretacja, że dioryty, granodioryty, monzonity kwarcowe i monzonity intrudowały w różnym czasie w różnych miejscach kompleksu mazurskiego.

Zakładane jest, że mezoproterozoiczne granitoidy kompleksu mazurskiego miały intrudować w wielkoskalowej, równoleżnikowo przebiegającej nieciągłości w litosferze (Duchesne i in., 1998; Wiszniewska i in., 1999, 2002; Wiszniewska, Bagiński, 2001). Wystąpienia granitów rapakiwi o wieku około 1500 mln lat na Mazurach (Claesson i in., 1995) uznano za związane z prawoskrętną strefą przesuwczą, odpowiedzialną za intruzje anorogenicznego kompleksu mazurskiego (Bogdanova i in., 2001; Dörr i in., 2002; Wiszniewska i in., 2002). Jednakże, dane kinematyczne z kompleksu mazurskiego wskazują na dominację reżimu kompresyjnego (Cymerman, 2004, 2007). Dlatego sugerowane jest zaniechanie używania dotychczasowego terminu granity „anorogeniczne” i rozpatrywanie genezy ciał plutonicznych na obszarze Warmii i Mazur jako powstałych w wyniku mechanizmów tektoniki kompresyjnej lub transpresyjnej (*op. cit.*). W świetle zgromadzonych danych strukturalnych z istniejących jeszcze rdzeni wiertniczych nie ma podstaw, aby przyjmować istnienie równoleżnikowej prawoskrętnej strefy ścinania na obszarze Polski północnej oraz sąsiedniej Litwy (Skridlaite i in., 2003).

Ryka (1990), opisując skały krystaliczne Warmii, przyjmował, że występujące tam „starsze” utwory zostały w czasie orogenezy gotyjskiej intensywnie zgranityzowane i zmienione. Tak zwana strefa warmińska miała być zbudowana ze skał metamorficznych i miała oddzielać granitoidowy masyw dobrzyński na S, SW i W od kompleksu mazurskiego na N, NE i E (Kubicki, Ryka, 1982; Ryka, 1990). W innej interpretacji skały krystaliczne Warmii były uznawane za zachodnią kontynuację mezoproterozoicznego kompleksu mazurskiego (Bogdanova, 2001, 2005; Bogdanova i in., 2006; Wiszniewska i in., 2007). Wyniki analiz geochemicznych wykazały jednak istotne różnice między granitoidami mazurskimi a warmińskimi (Krzemińska i in., 2009). Wyklucza to kontynuację intruzji granitoidowych kompleksu mazurskiego na obszar Warmii. Dane geochemiczne wskazują, że granitoidy Warmii powstały w środowisku łuku wulkanicznego (*op. cit.*). Z kolei granitoidy kompleksu mazurskiego wykazują cechy geochemiczne wskazujące na ich powstanie w warunkach wewnątrzpłytowych i postkolizyjnych (*op. cit.*).

Gorbatshev i Bogdanova (1993), omawiając problemy związane z ustaleniem proterozoicznego rozwoju tarczy bałtyckiej jako serii sukcesywnych cykli orogenicznych, sugerowali rozwój tej tarczy w wyniku pojedynczej, długotrwałej i prawie ciągłej aktywności orogenicznej i magmowej. Ta mezoproterozoiczna aktywność orogeniczna, trwająca od około 1,5 do 1,3 mld lat, spowodować miała liczne intruzje magmowe w różnych częściach tarczy bałtyckiej. Ten długotrwały proces magmowy, trwający prawie 200 mln, wyznaczył ważny etap topienia skorupy, który następował w wyniku akrecji i stabilizacji młodej litosfery kontynentalnej w południowej części tar-

czy bałtyckiej. Rozwój skorupy prekambryjskiej tej części platformy wschodnioeuropejskiej był uwarunkowany zasadniczo procesami tektonicznym, które odbyły się w czasie orogenezy gotyjskiej. Bogdanova (2001, 2005) wprowadziła nowy termin dla tej orogenezy – „orogeneza duńsko-polska”. Termin ten może być synonimem orogenezy późnogotyjskiej.

Analiza strukturalna i kinematyczna materiałów wiertniczych wykazała dominację nasunięciowego charakteru defor-

macji niekoaksjalnej związanej z podatnymi nasunięciami pakietów skalnych (typu łusek, imbrykacji) o zwrocie „góra” ku stropowi otworu. W regionie Pomorza Wschodniego oraz Warmii i Mazur nie ustalono wiarygodnego kierunku transportu tektonicznego domen strukturalnych w czasie orogenezy duńsko-polskiej. Z rozważań regionalnych (Cymerman, 2004, 2007) można jedynie zakładać prawdopodobny transport tektoniczny o zwrocie „strop” ku południowi.

Elżbieta JACKOWICZ

BADANIA PETROGRAFICZNE SKAŁ KRYSTALICZNYCH

Skały podłoża krystalicznego nawiercono na głębokości 3661,7–3680,0 m, przy czym nie zostały one przewiercone, ze względu na zakończenie głębienia otworu. Badania makroskopowe materiału rdzeniowego oraz badania mikroskopowe wykonanych z niego 14 płytek cienkich, wykazały obecność w profilu podłoża jednej odmiany skał, reprezentowanej przez granitoidy, wraz z ich pokrywą zwietrzelinową.

Granitoidy mają strukturę nierównoblastyczną (w zakresie od drobno- do wielkoblastycznej), porfirowatą, teksturę bezładną, a miejscami ukierunkowaną. Są zbudowane głównie ze skałeni – mikroklinu i plagioklastu oraz z kwarcu i minerałów maficznych; do ich składników podrzędnych należą minerały nieprzezroczyste, apatyt i cyrkon. Minerały kruszcowe stanowią częściowo produkty wtórnych przeobrażeń granitoidów, obok serycytu, illitu, kaolinitu, chlorytów, węglanów, tytanitu, epidotu i rzadko muskowitu. Wszystkie wymienione minerały są obecne w tle skalnym, otaczającym porfiroblasty mikroklinu. Podstawową masę tła skalnego tworzą składniki średnio- lub gruboblastyczne, pomiędzy którymi pojawiają się miejscami agregaty składników drobno- i wielkoblastycznych. Tekstura tła skalnego jest zazwyczaj bezładna, rzadziej oczkowa. Kilkunimilimetrowe oczka złożone z minerałów salicznych są okonturowane minerałami maficznymi lub drobnoziarnistą masą zawierającą wszystkie główne składniki skały.

Opis kompleksu skalnego

Zwietrzelina granitoidu występuje na głębokości 3661,7–3662,7 m, a jej kontakt z nadległymi piaskowcami ma charakter erozyjny. W partii przystropowej eluwium jest słabo zwięzłe i jasnozielonkawe, a głębiej staje się plamiste, najpierw wiśniowo-zielonkawe, a następnie wiśniowo-różowawe. Skała ta zbudowana jest z dość gęsto upakowanych autoklastów wielkości od kilku do 20 mm, scementowanych afanitową masą złożoną z minerałów ilastych (kaolinit z dodatkiem illitu i chlorytów) i serycytu, lokalnie z dodatkiem wodorotlenków żelaza. Autoklasty składają się z mozaikowego kwarcu, częściowo zserycytowanego mikroklinu, przeobrazonego biotyty i hornblendy, minerałów nieprzezroczystych, apatytu, cyrkonu, rzadko – zmyrmekityzowanego plagioklastu i muskowitu. Morfologia autoklastów wskazuje na wysoki stopień dezintegracji granularnej skały pierwotnej, prowadzącej do pokruszenia ziaren minerałów salicznych oraz mechanicznego rozpadu pakietów blaszek biotyty. Partie o zabarwieniu pla-

mistym odznaczają się oddzielnością poziomą i miejscami widoczną teksturą smużystą, przejawiającą się rozmieszczeniem mikro- i kryptokrystalicznych składników. Teksturze tej towarzyszy niekiedy ukierunkowane ułożenie autoklastów.

Zwietrzelina zalega na silnie przeobrażonych, słabo zwięzłych granitoidach, które pojawiają się na głębokości 3662,7 m. Te plamiste, zielonkawe-czerwonawe skały, spękanе pod kątami 0–20°, mają strukturę porfirowatą, teksturę bezładną. Porfiroblasty skałeni potasowego, wielkości zazwyczaj 2–3 cm są w znacznej mierze zastąpione kaolinitem, chlorytem i serycytem. Skałenie te zawierają wrostki zmyrmekityzowanego plagioklastu i minerałów nieprzezroczystych, a prócz tego często bywają otoczone obwódkami złożonymi z myrmekitu, drobnych pseudomorfoz chlorytowo-serycytowych po skałeniach oraz z minerałów nieprzezroczystych, przeobrazonego biotyty, kwarcu i apatytu. Podstawowa masa tła skalnego składa się z pseudomorfoz ilastych po skałeniach, między którymi występują anizometryczne skupienia mozaikowego kwarcu (wielkości do 15 mm), pseudomorfozy kwarcowo-chlorytowe po biotycie oraz lokalnie jego relikty, a także apatyt i minerały nieprzezroczyste, tworzące czasami pseudomorfozy po minerałach maficznych. Granice pierwotnych składników tła bywają niewyraźne, wskutek ich zaawansowanego rozkładu. Szczeliny spękań wypełnia częściowo zrekrystalizowana krzemionka, chloryty lub serycyt.

Intensywność przeobrażeń granitoidów szybko spada ku dołowi i już na głębokości 3663,3 m widać stosunkowo świeże porfiroblasty (20–40 mm) skałeni potasowego i o wiele lepiej zachowane, a tym samym rozpoznawalne składniki tła skalnego. Mikroklin i zbliźniaczony polisintetycznie plagioklast są częściowo zastąpione węglanami, serycytem i minerałami ilastymi, hornblendą – chlorytami, minerałami nieprzezroczystymi i epidotem. Od tej głębokości barwa skały stabilizuje się i do końca przewierconego odcinka jest czerwono-ciemnoszarzielonkawa, co odpowiada porfiroblastom oraz ich tłu.

Na odcinku 3665,5–3671,2 m granitoidy są najświeższe, a ich przeobrażenia obejmujące głównie minerały maficzne, zwłaszcza hornblendę, pojawiają się w lokalnie występujących strefach spękań. Porfiroblasty, których wielkość dochodzi do 80 mm wykazują czasami ułożenie ukierunkowane pod kątem 60°, a ich składnikiem jest mikroklin, niekiedy ze skupieniami mikropertyty. W tle skalnym bywa widoczna tekstura oczkowa, którą tworzą owalne lub soczewkowe agre-

gaty plagioklazu, mikroklinu lub kwarcu, otoczone hornblendą i biotytem lub drobnoziarnistą masą, złożoną ze wszystkich składników mineralnych granitoidów. W szczelinach spękań skał występują chloryty, serycyt i węglany, które też zastępują niewielkie partie minerałów maficznych i skałeni wokół stref ich zluźnień na płaszczyznach łupliwości.

Od głębokości 3771,2 m do końca nawierconej partii kompleksu, spękania granitoidów zagęszczają się, tworząc system ograniczony kierunkami 0–20° i 70–80°. Drugiemu z nich towarzyszy niekiedy zorientowane ułożenie porfiroblastów. Szczeliny spękań nie przekraczają na ogół grubości 1 mm i tylko wyjątkowo dochodzą do 2 mm. Na powierzchniach spękań niekiedy bywają widoczne lustra tektoniczne (głęb. 3676,2–3676,6; 3678,0–3678,3 m). W pobliżu nich granitoidy wykazują wyraźne oznaki kataklazy, w postaci intensywnych deformacji prążków bliźniaczych plagioklazów, wyeksponowanej falistości wygaszania światła przez minerały saliczne oraz spękań i granulacji zewnętrznych partii plagioklazów i mikroklinu. Ten ostatni przejaw kataklazy występuje na całym odcinku spękanych granitoidów. To samo można powiedzieć o rozwoju ich przeobrażeń, dotyczących przede wszystkim minerałów maficznych (zwłaszcza hornblendy) i w znacznie mniejszym stopniu minerałów salicznych. Hornblenda i biotyt są zastępowane chlorytami, wodorotlenkowymi i tlenkowymi minerałami żelaza oraz węglanami, natomiast skalenie – serycytem i węglanami. Podobny zestaw minerałów wtórnych wypełnia szczeliny spękań skał.

Skład mineralny granitoidów

Oznaczenia planimetryczne składu objętościowego granitoidów (tab. 1) wykazały znaczne zróżnicowanie zawartości ich składników głównych, spowodowane dużymi wahaniami ich rozmiarów, co ma istotny wpływ na proporcje składników na małych obszarach ograniczonych rozmiarami płytki cieniowej. Ponieważ płytki do badań zostały wycięte w ten sposób, żeby ich powierzchnia obejmowała zarówno porfiroblasty, jak też ich tło, obliczona zawartość mikroklinu w składzie modalnym skał jest najprawdopodobniej niższa od rzeczywi-

stej. Efektem niejednorodnej budowy skał w małej skali jest położenie ich punktów projekcyjnych w trójkącie QAP (fig. 4), przypadające na pola kwarcowego sjenitu, kwarcowego monzonitu, kwarcowego monzodiorytu, oraz granitu B. Średni skład granitoidów obliczony na podstawie wyników 7 analiz planimetrycznych odpowiada kwarcowemu monzonitowi, a zatem skały te z formalnego punktu widzenia należą do sjenitoidów. Ze względu na sygnalizowaną wyżej niepewność, co do rzeczywistego średniego składu skał, autorka nie widzi sensu zmiany ich dotychczas utrwalonej nazwy i w dalszej części opracowania określa je jako granitoidy.

Główne składniki granitoidów reprezentują 3 generacje blastów, wydzielone na podstawie obecności wrostków. Składniki najstarszej generacji odznaczają się drobnym uziarnieniem, najmłodszej generacji – uziarnieniem średnim, grubym i wielkim, zależnie od rodzaju minerału, natomiast uziarnienie składników średniej generacji mieści się pomiędzy uziarnieniem ogniów krańcowych dla poszczególnych minerałów. W składzie osobników najstarszej generacji plagioklaz przeważa objętościowo nad minerałami maficznymi, a kwarc i skałeni potasowy występują w ilościach podrzędnych. Młodsza generacja minerałów charakteryzuje się zbliżonym udziałem plagioklazu, skalenia potasowego, minerałów maficznych i kwarcu, natomiast w najmłodszej skałeni potasowy zdecydowanie dominuje nad pozostałymi składnikami skały.

Plagioklasy najmłodszej generacji są wykształcone hipidioblastycznie, natomiast plagioklasy pozostałych generacji – ksenomorficznie. Odznaczają się kwaśnym składem, wykazują zazwyczaj zbliżniaczenia polisyntetyczne, osobniki niezbliżniaczone są spotykane sporadycznie. Zróżnicowany rozwój prążków bliźniaczych, często obserwowane ich wygięcie oraz smużyste wygaszanie światła, świadczy o deformacjach dynamicznych tego minerału. Na styku blastów plagioklazu i mikroklinu występują obficie struktury myrmekitowe. Wypełniają one niekiedy całkowicie drobne blasty, stanowiące wrostki w mikroklinie, bądź też tworzą obwódki wokół tego minerału. Plagioklasy młodszej i najmłodszej generacji zawierają wrostki starszych plagioklazów, biotyty, hornblendy, minerałów rudnych, kwarcu i apatytu. W najsilniej prze-

Tabela 1

Skład mineralny granitoidów [% obj.] oznaczony na podstawie analiz planimetrycznych

Mineral composition of granitoids [% vol.] determined on the basis of planimetric analyses

Minerał	Głębokość pobrania próbki [m]							Zakres	Średnia
	3663,3	3666,7	3668,0	3671,3	3672,9	3676,3	3678,3		
Kwarc	25,1	13,8	8,3	7,2	14,4	7,4	17,7	7,2–25,1	13,41
Plagioklaz	35,7	23,8	48,3	35,9	30,6	22,0	21,4	21,4–48,3	31,04
Mikroclin	25,6	56,1	18,8	29,1	26,1	43,3	49,8	18,8–56,1	35,54
Hornblenda	10,0	3,3	12,9	12,7	16,2	17,0	7,8	3,3–17,0	11,41
Biotyt	0,0	3,0	6,1	9,5	6,1	6,5	2,2	0,0–9,5	4,77
Minerały nieprzezroczyste	2,1	0,0	4,3	3,8	5,0	3,2	0,7	0,0–5,0	2,73
Apatyt	1,2	0,0	1,3	1,7	1,6	0,6	0,4	0,0–1,7	0,97
Cyrkon + epidot + tytanit	0,3	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0–0,3	0,06

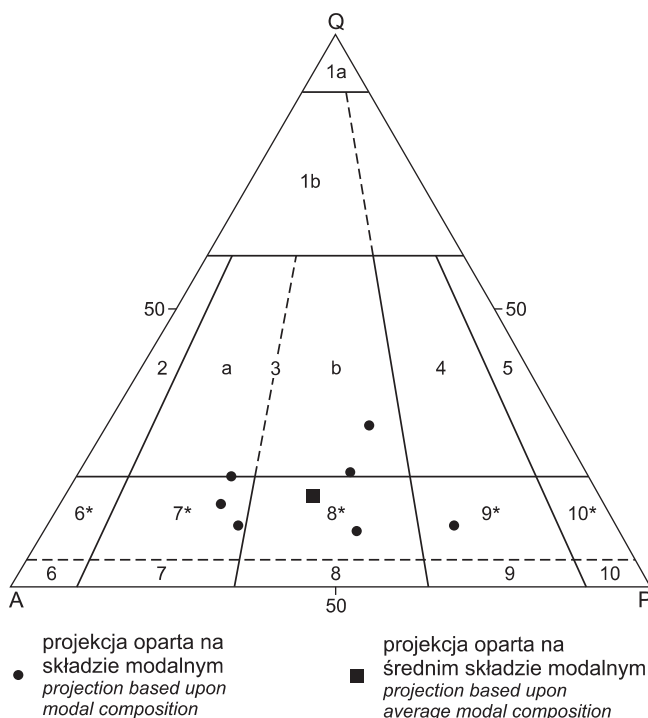


Fig. 4. Projekcja QAP wybranych próbek granitoidów, oparta na ich składzie modalnym oraz na ich średnim składzie modalnym

Q – kwarc, A – skalenie alkaliczne, P – plagioklasy; **numeracja pól projekcyjnych:** 1a – kwarcolit, 1b – kwarcowe granitoidy, 2 – alkaliczno-skalenio-owy granit, 3 – granit, 3a – granit A, 3b – granit B, 4 – granodioryt, 5 – tonalit, 6* – kwarcowy alkaliczno-skalenio-owy sjenit, 7* – kwarcowy sjenit, 8* – kwarcowy monzonit, 9* – kwarcowy monzodioryt, 10* – kwarcowy dioryt, 6 – alkaliczno-skalenio-owy sjenit, 7 – sjenit, 8 – monzonit, 9 – monzodioryt – monzogabro, 10 – dioryt – gabro

QAP projection for selected samples of granitoids, based upon their modal composition and their average modal composition

Q – quartz, A – alkaline feldspar, P – plagioclases; **projection fields:** 1a – quartzolite, 1b – quartz granite, 2 – alkaline-feldspar granite, 3 – granite, 4 – granodiorite, 5 – tonalite, 6* – quartz alkaline-feldspar syenite, 7* – quartz syenite, 8* – quartz monzonite, 9* – quartz monzodiorite, 10* – quartz diorite, 6 – alkaline-feldspar syenite, 7 – syenite, 8 – monzonite, 9 – monzodiorite, 10 – diorite

obrażonych partiach granitoidów, plagioklasy są częściowo zastąpione serycytem, illitem lub innymi minerałami ilastymi, rzadziej węglanami. W spękanych partiach skał, zwłaszcza w sąsiedztwie luster tektonicznych plagioklasy bywają częściowo skatakazowane.

Mikroklin jest wykształcony ksenoblastycznie, zawiera nieregularne, niekiedy strefowe skupienia form perytytowych (nitkowych, sporadycznie pręcikowych). Mineral ten wykazuje zróżnicowany rozwój domen bliźniaczych, plamiste lub falisto-kratkowe wygaszanie światła. Mikroklin młodszej i najmłodszej generacji bywa obwiedziony drobnymi ziarnami, przeważnie całkowicie zmyrmekityzowanego, plagiokla-

zu i taki też plagioklaz pojawia się w nim w postaci wrostków. Obok nich najczęściej spotykane są wrostki kwarcu, biotyty, hornblendy, starszego mikroklinu oraz minerałów akcesorycznych. W strefach przeobrażeń, mikroklin jest zastępowany tymi samymi minerałami, co plagioklaz.

Kwarc tworzy ksenoblasty dość często odkształcone dynamicznie, o falistym i mozaikowym wygaszaniu światła. Występuje przeważnie w postaci anizometrycznych, soczewkowatych, rzadziej owalnych lub żyłowych skupień. Kwarc jest także składnikiem przerostów myrmekitowych i daktylitowych oraz wrostków w skaleniach i minerałach maficznych.

Biotyt młodszej generacji jest wykształcony hipidioblastycznie, występuje w skupieniach z hornblendą i minerałami nieprzezroczystymi lub też samodzielnie. Ujawnia silny pleochroizm: α – żółtozielony, β , γ – zielony. Mineral ten tworzy wrostki w minerałach salicznych i sam zawiera wrostki plagioklazu, kwarcu, apatytu, cyrkonu, tytanitu i minerałów nieprzezroczystych. Bywa produktem biotytyzacji hornblendy, zastępując ją częściowo wokół śladów łupliwości lub w brzeżnych partiach jej blastów. Biotyt jest zachowany przeważnie w stanie świeżym, tylko lokalnie bywa zastępowany skupieniami drobnofusczkowych chlorytów, z impregnacjami węglanów i minerałów nieprzezroczystych.

Ksenoblastyczna, a niekiedy hipidiomorficzna hornblenda odznacza się intensywnym pleochroizmem w barwach: α – brunatnawozielonej, β , γ – zielonej. Często wykazuje budowę poikilitową, a nawet sitową, zawierając wrostki kwarcu, biotyty, hornblendy starszej generacji, rzadziej plagioklazu, minerałów nieprzezroczystych, apatytu i epidotu. Hornblenda przerasta się czasami daktylitowo z minerałami nieprzezroczystymi, kwarcem, plagioklazem i biotytem, miejscami nosi ślady biotytyzacji. Mineral ten okazał się najmniej odpornym składnikiem skał na rozkład chemiczny, bowiem powszechnie, chociaż w różnym stopniu, jest zastępowany przez chloryty, węglany, minerały nieprzezroczyste i sporadycznie epidot.

Podrzednym składnikiem granitoidów jest apatyt, występujący w ilości poniżej 2% objętościowych. Jego blasty są przeważnie idio- i hipidiomorficzne, rzadko ksenomorficzne, a ich wielkość nie dochodzi do 1 mm. Apatyt tworzy wrostki we wszystkich wyżej opisanych minerałach, przy czym jego większe skupienia związane są ze strefami obfitującymi w minerały maficzne i nieprzezroczyste.

W zespole produktów przeobrażeń hydrotermalnych skał wyróżniono serycyt, illit, muskowit, chloryty, węglany, epidot, tytanit i nieprzezroczyste minerały kruszcowe. Minerały wtórne, z wyjątkiem epidotu i tytanitu, wypełniają szczeliny spękań skał i zastępują ich główne składniki, rozprzestrzeniając się w nich począwszy od płaszczyzn łupliwości. Rzadziej spotyka się bezładne rozmieszczenie tych minerałów i dotyczy to przeważnie epidotu i tytanitu.

Serycyt, illit, chloryty i wodorotlenki żelaza są pospolitymi składnikami zwietrzliny granitoidów, gdzie występują w asocjacji z kaolinitem, będącym głównym składnikiem masy cementującej autoklasty. Kaolinit zastępuje również plagioklaz i w mniejszym stopniu mikroklin jeszcze na około 1,5-metrowym odcinku skał poniżej ich zwietrzliny, wyznaczając zasięg oddziaływania procesów hipergenicnych.

Uwagi o genezie granitoidów

Przedstawione wyniki badań pozwalają sądzić, że granitoidy powstały w wyniku dwuetapowej metasomatozy skał starszych. Pierwotny charakter tych skał uległ częściowemu zatarciu, pomimo ich pośredniego stadium granityzacji, wyrażonego składem kwarcowego monzonitu. Na podstawie tekstury reliktowych (kierunkowej i oczkowej) oraz składu mineralnego można przypuszczać, że skałami macierzystymi tych skał były gnejsy hornblendowe. Na pierwszym etapie ich transformacji, w bilansie wymiany jonów podobne znaczenie miały alkalia i krzemionka, podczas gdy drugi etap wyraźnie zdominowały alkalia. Przejawem intensywnej metasomatozy alkalicznej jest porfiroidalna mikroklinizacja skał, występowanie struktur reakcyjnych na styku mikroklinu z plagioklazem (myrmekit), przerostów daktylitowych w hornblendzie oraz jej częściowa biotytyzacja. Tego rodzaju przemiany starszych skał metamorficznych, prowadzące do ostatecznego utworzenia granitognejsów na obszarze Warmii, Pomorza i południowego Bałtyku, Ryka (1990, 1995) wiązał z po-

wszechną granityzacją gotyjską. Zdaniem Juskowiaka (1973), regionalna granityzacja starszych utworów suprakrustalnych odegrała decydującą rolę w tworzeniu się rozmaitych granitoidów północno-wschodniej Polski, w tym rapakiwipodobnych granitoidów węgorzewskich, mających wiele cech wspólnych z granitoidami nawierconymi w otworze Malbork IG 1.

Badane granitoidy noszą również ślady metamorfizmu dynamicznego w formie stref skataklazowanych, z oznakami granulacji i deformacji strukturalnych minerałów. Strefy spękań i kataklazy były podatne na przeobrażenia hydrotermalne, w wyniku których wykształcił się niezbyt liczny zespół minerałów wtórnych, wypełniających szczeliny skał i zastępujących ich składniki. Silniejsze przemiany miały miejsce podczas odsłonięcia granitoidów i uwidaczniają się głównie w ich przystropowej jednometrowej partii, chociaż wpływ procesów hipergenicnych sięgał jeszcze trochę głębiej. Głównym kierunkiem wietrzenia skał była ich hydratacja i kaolinityzacja oraz utlenienie żelaza, powodujące nagromadzenia wodorotlenków tego pierwiastka.

EDIAKAR I KAMBR

Kazimiera LENDZION, Jolanta PACZEŚNA (redakcja)

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Nierozdzielone chronostratygraficznie utwory ediakaru i kambru występują według rdzenia na głębokości 3234,0–3680,0 m, a według pomiarów geofizycznych na głębokości 3234,0–3667,0 m. W sukcesji kambryjskiej średni uzysk rdzenia wyniósł 88%. Pomimo tak wysokiego uzysku rdzenia, z profilu kambryjskiego pozyskano bardzo ubogi i nieoznaczalny materiał paleontologiczny. Fakt ten uniemożliwił przeprowadzenie podziału sukcesji na jednostki chronostratygraficzne. Z tego względu podziału stratygraficznego w kambryjskiej części profilu Malbork IG 1 dokonano na podstawie korelacji litostratygraficznej z profilami sąsiednich otworów: Prabuty IG 1 i Gdańsk IG 1, gdzie wydzielone jednostki chronostratygraficzne kambru mają dostateczną dokumentację paleontologiczną, umożliwiającą datowanie biostratygraficzne (Lendzion, 1976, 1989).

Ediakar + kambr dolny (~terenew + ~oddział 2)

Według miary wiertniczej utwory nierozdzielonego ediakaru i kambru dolnego występują na głębokości 3424,0–3661,6 m. Według pomiarów geofizycznych jest to głębokość od 3427,5 do 3667,5 m. Utwory kambru leżą w ciągłości sedymentacyjnej z podścielającymi je utworami formacji żarnowieckiej, którą reprezentują bardzo gruboziarniste piaskowce i zlepińce o zabarwieniu brunatnym i pstrym. Brak możliwości dokonania wydzielenia stratygraficznych, spowodowana brakiem wskaźników biostratygraficznych, powoduje, że niemożliwe jest ustalenie granicy między kambrem dolnym i ediakarem.

Według Arenia (1988) formacja żarnowiecka jest dwudzielna i wyróżnia się w niej w kolejności stratygraficznej warstwy pomorskie i kaszubskie. Podstawą do wydzielenia wymienionych warstw są wyraźnie zaznaczające się różnice litologiczne i genetyczne w obrębie utworów tej formacji. Schemat zmienności litologicznych w profilu utworów przejściowych ediakar–kambr w obniżeniu bałtyckim wskazuje na stopniowo zachodzące zmiany w ówczesnych warunkach sedymentacji: od kontynentalnych (warstwy pomorskie) przez lądowo-morskie (warstwy kaszubskie) do morskich (Aren, 1988). Osady warstw pomorskich są reprezentowane przez brunatne i pstre piaskowce gruboziarniste miejscami zlepińcowate, z przewarstwieniami piaskowców średnioziarnistych. Wspomniane utwory były deponowane na stożkach napływowych (Jaworowski, 1979). Utwory warstw kaszubskich osadziły się w strefie brzeżnej zbiornika w czasie stopniowo postępującej transgresji. Są to średnio- i gruboziarniste piaskowce, poziomo i przekątnie warstwowane, z nielicznymi przewarstwieniami mułowców w dolnej części odcinka profilu piaskowców zlepińcowatych.

W sukcesji dolnokambryjskiej na podstawie zróżnicowania litologicznego wyraźnie rysuje się kilka kompleksów litologicznych. Dolny kompleks jest reprezentowany w spągu przez warstwowane przekątnie piaskowce średnio- i gruboziarniste przechodzące, ku górze odcinka profilu, w drobnoziarniste z glaukonitem i z coraz częściej pojawiającymi się przewarstwieniami mułowców. W utworach tych nie znale-

ziano fauny. Jedynymi znakami pozostawionymi przez organizmy są skamieniałości śladowe reprezentowane przez pionowe jamki mieszkalne filtratorów, które miejscami tworzą gęsto upakowane nagromadzenia. Ponad kompleksem utworów gruboziarnistych zalega liczący 62,5 m kompleks utworów drobno- i średnioziarnistych. Cechą charakterystyczną utworów tego kompleksu jest duży udział ziarn glaukonitu, nadających piaskowcom zielone zabarwienie. Niekiedy ziarna glaukonitu układają się w wyraźne laminy. W interwale głębokości 3449,5–3548,0 m występują mułowce, piaskowce drobno- i średnioziarniste oraz nieliczne przewarstwienia iłowców. Utwory te tworzą charakterystyczne pakiety heterolitów zbudowanych z przewarstwiających się piaskowców, mułowców i iłowców. W heterolitach często występują pograży piaskowców w mułowcach i iłowcach. W utworach omawianego kompleksu fauna nie występuje. Stwierdzono jedynie obecność drobnego, nieoznaczalnego detrytu organicznego. Swoistą cechą omawianego kompleksu litologicznego jest występowanie koncentracji hematytu oraz skupień oolitów żelazistych i nielicznych konkrecji syderytowych. Tworzą one charakterystyczny poziom, który ma znaczenie korelacyjne we wschodniej części obniżenia bałtyckiego: w Polsce, Litwie i Rosji (okręg kaliningradzki) (np. Lendzion, 1983a, b).

Zalegający wyżej kolejny kompleks litologiczny jest reprezentowany przez mułowce, które niekiedy przewarstwiają się z cienkimi warstwami piaskowca drobnoziarnistego i zlepieńca. W piaskowcach w dużych ilościach występuje glaukonit. W piaszczystym spoiwie zlepieńców stwierdzono toczące mułowca fosforytowe, ziarna glaukonitu oraz nieoznaczalne, pokruszone fragmenty fauny trylobitowej i brachiopodowej. We wspomnianych utworach skamieniałości śladowe reprezentowane są przez jamki żerowiskowo-mieszkalne osadożerców. Wskazują one, że deponowane w tym czasie osady powstawały w głębszej części zbiornika i związane były ze strefą podstawy falowania.

Kambr środkowy (~oddział 3)

Według miary wiertniczej utwory kambru środkowego zostały przewiercone w interwale głębokości 3234,0–3424,0 m. Według pomiarów geofizycznych jest to odcinek głębokości 3234,0–3427,5 m. Granica między kambrem dolnym a środkowym została poprowadzona umownie. Brak fauny w osadach przejściowych utrudnił jednoznaczne wyznaczenie tej granicy. Wobec zaistnienia wspomnianych trudności, granice tę ustalono na głębokości 3424,0 m, na podstawie kryteriów litostratygraficznych i litokorelacji z pobliskimi otworami wiertniczymi (profil Gdańsk IG 1 i Prabuty IG 1), w których utwory przejściowe były datowane biostratygraficznie (Lendzion, 1976, 1989).

W sukcesji środkowokambryjskiej wyraźnie rysują się dwa kompleksy litologiczne. Dolny kompleks jest reprezentowany przez heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe z miejscową dominacją ciemnoszarych iłowców. W kompleksie heterolitowym występują przewarstwienia zlepieńców sródformacyjnych zbudowanych z klastów iłowcowych, piaskowcowych oraz detrytusu organicznego. Stwierdzono tutaj obecność nieoznaczalnych fragmentów trylobitów oraz brachiopodów, wśród których oznaczono: *Lingulella cf. ferruginea* Salter i *Acrothele* sp.

W górnym kompleksie dominują piaskowce drobnoziarniste, natomiast iłowce występują w postaci nielicznych, nieregularnych przewarstwień. W iłowcach licznie występują drobne konkrecje piritowe.

Cały górny kompleks utworów środkowokambryjskich jest paleontologicznie niemy. Z wyjątkiem stwierdzonych w spągu drobnych, nieoznaczalnych fragmentów trylobitów oraz nielicznych skamieniałości śladowych brak jest oznaczalnej fauny. Przypuszczalny wiek tych utworów ustalony został na podstawie analogii litologicznych z podobnie wykształconymi utworami z profilu Darżlubie IG 1, gdzie odpowiadające im pod względem wykształcenia litologicznego utwory są datowane biostratygraficznie.

Zespół cech litologicznych i sedymentologicznych wskazuje, iż początkowo rejon profilu Malbork IG 1 w środkowym kambrze znajdował się w płytkiej części strefy sublitoralnej, powyżej podstawy falowania. W miarę wycofywania się morza z obszarów wschodniej części obniżenia bałtyckiego nastąpiło spłylenie zbiornika i sedymentacja odbywała się w warunkach płytkowodnych, ale jeszcze nie przybrzeżnych. Dalsze jego wycofywanie w okresie późniejszym, poza okresami krótkich ingresji, doprowadziło do wynurzenia znacznych obszarów lądowych, na których rozpoczął się długotrwały okres denudacji.

Magdalena SIKORSKA

PETROGRAFIA EDIAKARU I KAMBRU

Bezpośrednio nad kontynentalnymi utworami ediakaru i najniższego kambru (formacja żarnowiecka) występują osady kambru dolnego powstałe zarówno w środowisku kontynentalnym, jak i morskim. Zmiana sedymentacji lądowej na morską nastąpiła stopniowo, co spowodowało powstanie kompleksu przejściowego, powyżej którego dopiero ustabilizowały się morskie warunki sedymentacji. Zasięg osadów formacji żarnowieckiej oraz wydzielenie kompleksu przejściowego w profilu Malbork IG 1 przyjęto zgodnie z opublikowanymi wcześniej wynikami badań sedymentologiczno-petrograficznych tych osadów w polskiej części syneklizy perybałtyckiej (Jaworowski, Sikorska, 2003, 2007, 2010). Kompleks przejściowy jest korelowany z dolną częścią formacji kłukowskiej (Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975; Jaworowski, Sikorska, 2007).

Osady kontynentalne i kompleks przejściowy

Formacja żarnowiecka, która w całości reprezentowana jest przez terygeniczne osady lądowe, leży bezpośrednio na podłożu krystalicznym: jej spąg sięga 3667,0, a strop 3637,5 m. Formacja ta stanowi najwyższą część ediakaru oraz najniższą część kambru dolnego. Powyżej, do głębokości 3617,5 m występuje dolnokambryjski kompleks przejściowy, w którym wielokrotnie przewarstwiają się osady kontynentalne i morskie.

Osady formacji żarnowieckiej wyróżniają się barwą, uziarnieniem i wysortowaniem. Są to skały o pstrych, plamistych rozłożonych barwach: beżowej, szarzielonej, brunatnej, kremowej. Reprezentowane są przez piaskowce średnio- i gruboziarniste z widocznymi ziarnami frakcji żwirowej. Charakteryzują się pełnym brakiem wysortowania i słabym stopniem obtoczenia ziaren.

Na podstawie badań mikroskopowych, zgodnie ze zmodyfikowaną klasyfikacją Dott'a (Pettijohn i in., 1972), skały formacji żarnowieckiej zaliczono do wak, w których wyróżniono odmiany: subarkozową najliczniejszą oraz kwarcową i arko-zową (tab. 2). Ich uziarnienie określono na podstawie pomiaru średnicy maksymalnego ($d_{\max}$) i najczęstszego (d_{mf}) ziarna kwarcu. Wzajemny stosunek obu wielkości ($d_{\max} / d_{\text{mf}}$) świadczy o stopniu wysortowania materiału detrytycznego (tab. 3).

Piaskowce są niedojrzałe teksturalnie i słabo dojrzałe mineralogicznie. W materiale detrytycznym dominującym składnikiem jest kwarc w postaci ostrokrawędzistych i słabo obtoczonych ziaren (fig. 5A–B). Charakterystyczny jest znaczny udział polikrystalicznego kwarcu oraz kwarcu silnie zdeformowanego tektonicznie. W zbadanych próbkach całkowita zawartość kwarcu waha się od 30,4 do 76,0% obj. (średnio 54,4% obj.). Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu w płytce cienkiej (d_{mf}) wynosi 0,46 mm, natomiast maksymalnego ($d_{\max}$) 3,49 mm. Niektóre ziarna detrytyczne reprezentują frakcję żwirową. Średnia wielkość stosunku $d_{\max} / d_{\text{mf}}$ jest bardzo wysoka i wynosi 9,0, co świadczy o pełnym braku wysortowania materiału okruskowego.

Skaleni są, a raczej były pierwotnie, istotnym ilościowo składnikiem szkieletu ziarnowego piaskowców, dlatego w przeważającej części zaliczono je do wak subarkozowych (a nie kwarcowych) i określono jako słabo dojrzałe mineralogicznie. Większość obecnych pierwotnie w piaskowcach skaleni została diagenetycznie zastąpiona autogenicznym kwarcem, co potwierdzają obserwacje w katodoluminescencji (CL) ujawniające relikty skalenia potasowego w „kwarcowych” ziarnach (fig. 5C–D). Obecne są też pseudomorfozy kwarcowo-serycytowe, kwarcowo-barytowe i serycytowe, których ilość w próbce niekiedy przewyższa zawartość pierwotnego muskowitu (tab. 2). Ziarna skaleni i ich pseudomorfozy są nieobtroczone. W przyspagowej części profilu pierwotna zawartość skaleni dochodziła co najmniej do 25,8% obj. skały, natomiast ich średnia ilość w profilu formacji żarnowieckiej do 6,3% obj. Zachowane ziarna skaleni to skalenie potasowe.

Łyszczyki stanowią istotny ilościowo składnik badanych skał szczególnie w dolnej części profilu. Reprezentowane są przez muskowit oraz biotyt, które tworzą grube pakiety, często zdeformowane przez kompakcję. Silnie zażelazione, nie-

mal nieprzezroczyste pakiety łyszczykowe to prawdopodobnie biotyt. Średni udział łyszczyków (wraz z pseudomorfozami) wynosi 5,0% obj. skały.

Minerały akcesoryczne reprezentowane są przede wszystkim przez nieprzezroczyste minerały tytanowe i żelazisto-tytanowe, których nagromadzenie dochodzi niekiedy do 16,6% obj. skały (średnio 5,2%). Część z nich uległa przeobrażeniu w tlenki tytanu, które niekiedy tworzą skupienia cienkich słupków anatazu. Minerały przezroczyste – głównie cyrkon – występują w ilościach nie przekraczających 1% obj. (średnio 0,4%). Waka kwarcowa z głębokości 3655,2 m zawiera dużą ilość bardzo drobnych ziaren apatytu rozproszonych w matriksie ilastym (fig. 5E–F). Ich obecność stwierdzono dzięki obserwacjom w katodoluminescencji (CL), gdzie wykazywały intensywne świecenie o żółtej barwie (fig. 5F). W obrazie mikroskopowym (PL) były niewidoczne (fig. 5E), stąd brak apatytu w tabeli prezentującej skład mineralny badanych skał.

Spoivo piaskowców tworzą minerały ilaste typu illitu bardzo silnie zrekrystalizowane (serycyt). W znacznej mierze illit oraz serycyt są produktami przeobrażenia skaleni, częściowo zaś mogą pochodzić z rozdrobnienia łyszczyków, licznie występujących w osadzie. Obserwuje się także niewielką ilość chlorytów (poniżej 1,0%). Masa ilasta miejscami jest bardzo silnie zażelazona. Udział spoiva ilastego w skałach jest bardzo duży, maksymalnie sięga 46,0% obj. (średnio 27,8%). W skałach brak cementu węglanowego, natomiast występuje niekiedy cement kwarcowy w postaci fragmentarycznych obwódek regeneracyjnych na ziarnach oraz w pseudomorfozach po skaleniach.

Okruchy skał to wyłącznie ziarna złożone z kwarcu, będące fragmentami skał, zaliczone zostały do kwarcu polikrystalicznego (tab. 3). W celu zbadania pochodzenia kwarcu w badanych piaskowcach wykorzystano diagram rombowy (Basu i in., 1975) o narożach: Qp – kwarc polikrystaliczny składający się z poniżej 3 subziaren; Qp – kwarc polikrystaliczny składający się z powyżej 3 subziaren; Qwp – kwarc monokrystaliczny wygaszający prosto; Qwf – kwarc monokrystaliczny wygaszający faliście (fig. 6). Badane próbki piaskowców pochodziły z formacji żarnowieckiej oraz kompleksu przejściowego, z interwału głębokości 3628,6–3662,5 m. Punkty projekcyjne niemal w całości znalazły się w polu III – wyznaczającym słabo zmetamorfizowane skały jako źródło materiału detrytycznego.

Osady morskie

Kambr dolny

Od głębokości 3617,5 m, powyżej kompleksu przejściowego, występują typowe osady morskie. Ich charakterystyczne szarobeżowe barwy pojawiały się już wcześniej, a teraz dominują wśród piaskowców z wkładkami szarzielonych lub prawie czarnych mułowców i ilowców. Ciemnozielona barwa lamin w piaskowcach wywołana jest nagromadzeniem glaukonitu.

Badania petrograficzne morskich utworów dolnokambryjskich przeprowadzono na nieregularnie pobranych próbkach

Tabela 2

Uziarnienie i skład mineralny osadów kontynentalnych i kompleksu przejściowego [% obj.]
Grain size and mineral composition of continental deposits and transitional complex deposits [% vol.]

Stratygrafia	Głębokość [m]	Numer próbki	Rodzaj skały	Maksymalne ziarno d _{max} [mm]	Najczęstsze ziarno d _{mf} [mm]	$\frac{d_{max}}{d_{mf}}$	Kwarc monokryształiczny	Kwarc polikryształiczny	Skalenie	Pseud. po skal.	Łyszczyki	Min. akcesoryczne	Min. nieprzezroczyste	Spoisto ilaste	Chloryty	Węglany	Pory
E D I A K A R / K A M B R D O L N Y Formacja zarnowicka	3628,6	1	arenit kwarcowy śr.	1,70	0,62	2,7	92,3	0,0	0,0	0,3	0,3	0,3	+	3,6	0,0	0,2	3,0
	3630,8	2	arenit kwarcowy śr.	2,15	0,65	3,3	80,6	0,0	0,0	0,3	0,0	0,2	0,0	12,6	0,0	0,0	6,3
	3633,0	3	waka kwarцова dr.	1,62	0,13	12,5	78,6	0,0	0,0	0,0	0,0	4,6	0,2	15,0	0,0	0,0	1,6
	3634,2	4	arenit kwarcowy śr.	1,57	0,25	6,3	73,9	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	14,6	10,2	0,0	0,0	1,0
	3636,3	5	arenit kwarcowy śr.	2,00	0,38	5,3	88,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	+	10,2	0,0	1,8	1,4
	3638,8	6	waka kwarцова śr.	2,37	0,30	7,9	77,6	0,0	0,0	0,3	0,0	1,3	2,0	18,3**	0,0	0,3	0,5
	3641,2	7	waka kwarцова śr.	2,05	0,25	8,2	76,0	0,3	+	0,0	0,0	0,2	3,3	18,6	0,0	0,0	1,6
	3643,4	8	waka kwarцова dr.	1,75	0,17	10,3	46,4	+	0,0	0,0	4,0	0,6	3,0	46,0	0,0	0,0	0,0
	3646,3	9	waka subarkozowa śr.	2,18	0,30	7,3	62,6	0,3	0,0	7,6	+	0,3	0,3	27,3	0,6	0,0	1,0
	3648,1	10	waka subarkozowa śr.	3,75	0,40	9,4	68,9	0,3	0,0	3,9	0,3	0,6	1,6	23,5**	0,0	0,0	0,9
	3650,1	11	waka subarkozowa gr.	1,95	0,62	3,1	69,6	0,6	0,0	6,6	0,3	0,3	0,6	21,6	0,0	0,0	0,0
	3653,9	12	waka subarkozowa śr.	3,25	0,26	12,5	43,3	0,0	0,0	14,2	3,3	0,9	0,9	37,4	0,0	0,0	0,0
	3655,2	13	waka kwarцова śr.	3,60	0,25	14,4	34,3	0,0	0,0	1,0	6,0+8,3*	0,6	9,7	39,0	1,0	0,0	0,0
	3656,4	14	waka kwarцова gr.	3,02	0,60	5,0	45,6	0,0	1,0	0,0	4,3	0,3	7,6	40,6	0,6	0,0	0,0
	3658,1	15	waka subarkozowa śr.	3,62	0,30	12,1	54,0	0,0	0,3	3,0	3,0+3,6*	+	16,6	19,3	0,0	0,0	0,0
	3660,2	16	waka subarkozowa śr.	4,25	0,38	11,2	67,6	0,0	0,6	5,3	1,0	0,3	8,3	15,0	0,3	0,0	1,3
	3662,5	18	waka arkozowa b. gr.	9,00	1,50	6,0	30,4	0,0	10,9	14,9	20,8	0,2	5,8	17,0	0,0	0,0	0,0

*) pseudomorfozy ilaste po łyszczykach
clay pseudomorphs after micas

**) spoisto żelazisto-ilaste
ferruginous-clay cement

Tabela 3

Uziarnienie i skład mineralny osadów morskich [% obj.]

Grain size and mineral composition of marine deposits [% vol.]

Stratygrafia	Głębokość [m]	Numer próbki	Rodzaj skały	d _{max} kwarcu [mm]	Największe ziarno kwarcu [mm]	d _{max} d _{mf}	Kwarc	Skalenie	Łyszczyki	Min. akcesoryczne	Glaukoni	Min. ilaste	Węglany	Fosforany	Okruchy skał
KAMBR ŚRODKOWY	3238,4	1	arenit kwarcowy (ortokw.) b. dr.	0,65	0,12	5,4	99,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
	3252,1	2	arenit kwarcowy (ortokw.) dr.	0,52	0,20	2,6	99,0	0,0	+	+	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0
	3290,1	3	arenit kwarcowy (ortokw.) b. dr.	0,28	0,08	3,5	97,9	0,0	+	0,6	0,0	0,3	1,2	0,0	+
	3308,1	4	pyłowiec ilasty	0,12	0,05	2,4	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	3317,5	5	arenit kwarcowy b. dr.	0,22	0,07	3,1	90,9	0,3	1,6	0,4	0,0	2,0	4,8	0,0	0,0
KAMBR DOLNY	3396,5	6	skarbonat. arenit kwarcowy śr.	0,75	0,25	3,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	3433,1	7	pyłowiec ilasty	0,12	0,03	4,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	3504,1	8	waka kwarcowa dr.	0,58	0,22	2,6	71,7	0,3	1,0	0,3	0,0	26,0	1,3	0,0	0,0
	3510,6	10	arenit kwarcowy b. dr.	1,02	0,10	10,2	86,2	0,3	0,6	1,0	6,3	2,5	3,1	+	+
	3537,1	11	arenit kwarcowy b. dr.	0,15	0,10	1,5	85,4	1,0	0,3	1,3	8,3	0,7	2,7	0,0	0,3
	3592,4	12	skarbonat. arenit subliczny gr.	2,07	0,70	3,0	52,0	0,3	0,0	0,3	1,0	6,0	28,7	0,3	11,4
	3601,5	13	skarbonat. arenit kwarcowy śr.	3,53	0,42	8,4	70,6	0,7	0,0	1,5	1,2	0,0	25,1	0,6	0,3
	3609,2	14	iłowiec pylasty	0,12	0,02	6,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	3616,0	15	arenit kwarcowy (ortokw.) b. dr.	0,22	0,07	3,1	96,3	0,0	0,3	0,7	+	2,7	0,0	0,0	+

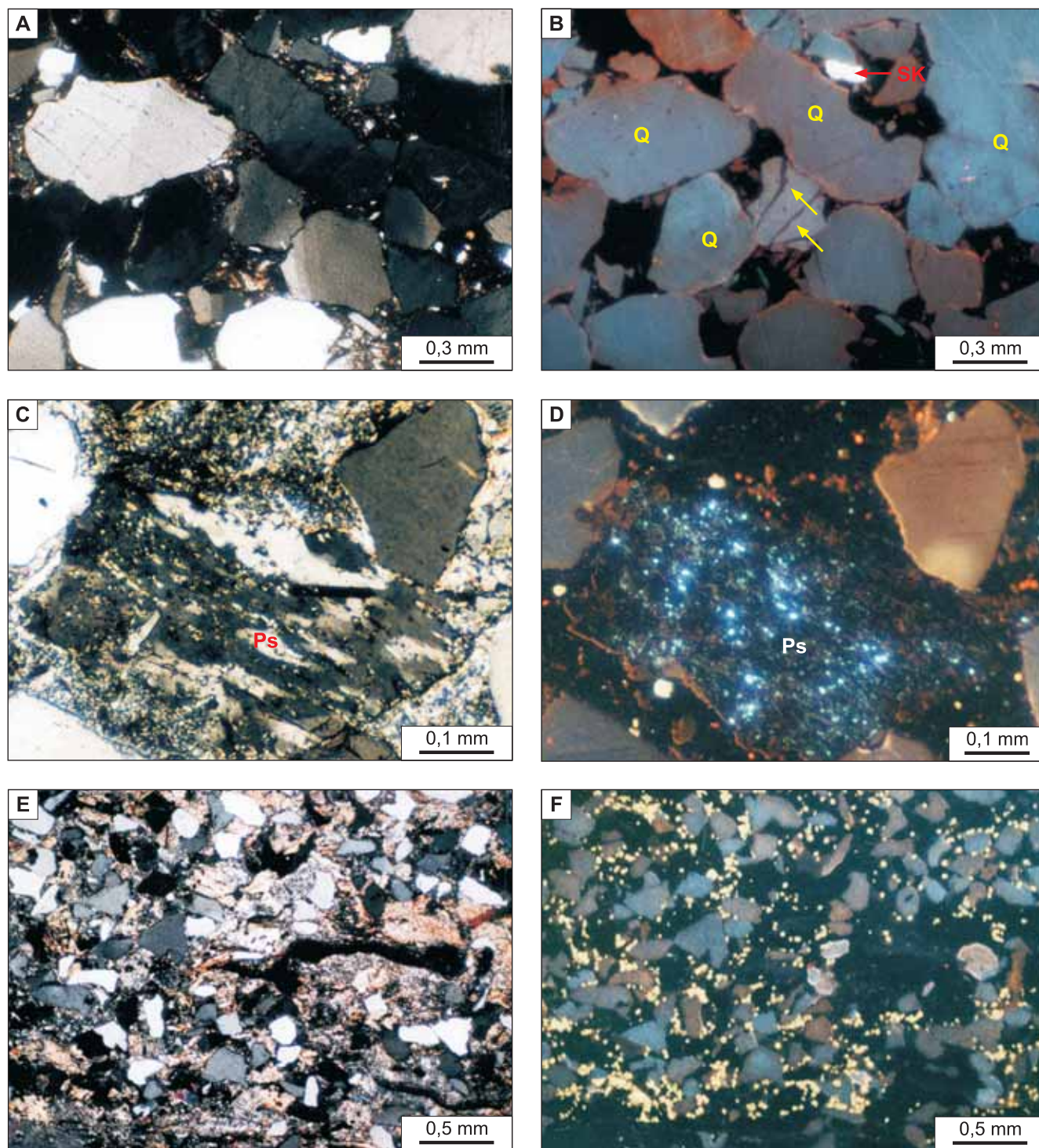


Fig. 5. Utwory formacji żarnowieckiej

A, B – waka kwarcowa średnioziarnista, głęb. 3641,2 m; w centrum ziarno kwarcu ze spękaniem powstałymi w wyniku kompaktacji mechanicznej (strzałki), Q – kwarc, SK – skaleń potasowy (A – PL, nikole skrzyżowane; B – obraz CL). **C, D** – waka kwarcowa gruboziarnista, głęb. 3656,4 m; pseudomorfoza kwarcowa (Ps) po skaleniu potasowym (niebieska barwa luminescencji) (C – PL, nikole skrzyżowane; D – obraz CL). **E, F** – waka kwarcowa średnioziarnista, głęb. 3655,2 m; drobne ziarna apatyty (żółta barwa luminescencji) rozsiiane w matriksie ilastym (E – PL, nikole skrzyżowane; F – obraz CL)

Żarnowiec Formation

A, B – medium-grained quartz wacke, depth 3641.2 m; quartz grain with fractures caused by mechanical compaction is visible in the centre (arrows), Q – quartz, SK – K-feldspar (A – PL, crossed polars; B – CL image). **C, D** – coarse-grained quartz wacke, depth 3656.4 m; quartz pseudomorph (Ps) after K-feldspar (blue luminescence) (C – PL, crossed polars; D – CL image). **E, F** – medium-grained quartz wacke, depth 3655.2 m; fine apatite grains (yellow luminescence) dispersed in clay matrix (E – PL, crossed polars; F – CL image)

skalnych, dlatego w ich opisie nie są podawane wartości średnie uziarnienia i składu mineralnego, tak jak to zrobiono w przypadku formacji żarnowieckiej.

Piaskowce w całym profilu kambru dolnego reprezentowane są głównie przez arenity kwarcowe, sporadycznie przez waki kwarcowe. Skały te charakteryzują się wyższą dojrzałością mineralogiczną i teksturalną niż osady formacji żarnowieckiej. Piaskowce mają znacznie drobniejsze uziarnienie (powyżej kompleksu przejściowego), lepsze obtoczenie ziaren i zmienny stopień wysortowania materiału okruchowego. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu w płytce cienkiej (d_{mf}) waha się od 0,07 do 0,70 mm, natomiast maksymalnego (d_{max}) od 0,15 do 3,53 mm. Również stopień wysortowania (d_{max} / d_{mf}) jest bardzo zróżnicowany i zmienia się od 1,5 (bardzo dobre wysortowanie) do 12,5 (brak wysortowania). Jednocześnie z brakiem wysortowania w trzech próbkach występuje bardzo dobre obtoczenie ziaren, co wskazuje na inwersję teksturalną typu drugiego (*sensu* Folk, 1968). Natomiast w dwóch próbkach stwierdzono inwersję teksturalną typu piątego charakteryzującą się bimodalnym uziarnieniem przy dobrym wysortowaniu obu frakcji (fig. 7A). Zdaniem Folka (1968) obecność inwersji w osadzie świadczy o jego powstawaniu w wysokoenergetycznym środowisku szelfowym okresowo narażonym na warunki sztormowe.

W piaskowcach kambru dolnego większy jest udział kwarcu niż w skałach formacji żarnowieckiej. Zawartość kwarcu waha się od 52,0 do 96,3% obj. skały. Jest to niemal wyłącznie kwarc monokrystaliczny, jedynie w próbce gruboziarnistego arenitu sublitycznego (tab. 3) występują liczne ziarna polikrystaliczne (fig. 7B).

Skalenie pojawiają się w wielu próbkach, lecz w niewielkich ilościach, nie przekraczających 1% obj. skały. Reprezentowane są przez skalenie potasowe, bardzo często przeobrażone lub częściowo zastąpione przez albit i kalcyt (fig. 7C, D) lub chloryt, albo kwarc. Również nieliczne są tyszczki (muskowit), w śladowych ilościach odnotowano obecność fosforanów.

Powyżej kompleksu przejściowego pojawia się glaukonit, obecny zarówno w piaskowcach, jak i w skałach drobnoziarnistych: iłowcach i pyłowcach ilastych. Tworzy pojedyncze ziarna, a niekiedy znaczne ich nagromadzenia w postaci zielonych lamin. W zbadanych próbkach zawartość glaukonitu waha się od ilości śladowych do 8,3% obj. skały. W skarbonatyzowanych arenitach pierwotnie był nieco większy udział glaukonitu, gdyż w czasie diagenety został częściowo zastąpiony przez kalcyt (fig. 7E, F).

W skałach tego odcinka profilu wyraźnie zmniejszył się udział spoiwa ilastego na korzyść cementu węglanowego. Zawartość minerałów ilastych waha się od wielkości śladowych do 26,0% obj. skały, natomiast ilość węglanów w dwóch próbkach przekracza 25,0% obj. (max. 28,7%).

Piaskowiec z głębokości 3592,4 m zawierający największą ilość cementu węglanowego jednocześnie odznacza się nietypowo dużą ilością okruchów skał (11,4% obj.) oraz wyjątkowo grubym ziarnem ($d_{mf} = 0,7$ mm). Materiał okruchowy jest źle wysortowany przy jednocześnie bardzo dobrym obtoczeniu ziaren (inwersja teksturalna typu drugiego).

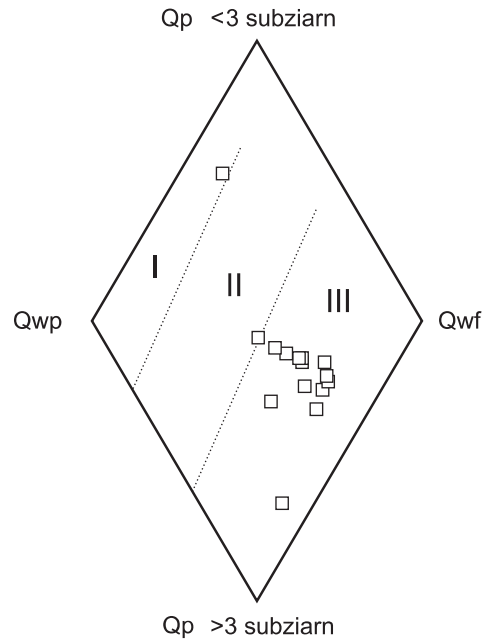


Fig. 6. Diagram (wg Basu i in., 1975) przedstawiający pochodzenie kwarcu w osadach kontynentalnych

Qp – kwarc polikrystaliczny, Qwp – kwarc monokrystaliczny o prostym wygaszaniu światła, Qwf – kwarc monokrystaliczny o falistym wygaszaniu światła; skały źródłowe: I – plutoniczne, II – średnio i silnie zmetamorfizowane, III – słabo zmetamorfizowane

Diagram (after Basu *et al.*, 1975) demonstrating the provenance of quartz in continental deposits

Qp – polycrystalline quartz, Qwp – monocrystalline quartz with non-undulose extinction, Qwf – monocrystalline quartz showing undulose extinction; parent rocks: I – plutonic, II – middle and upper rank metamorphic, III – low rank metamorphic

Wśród okruchów rozpoznano łupki kwarcowe, metakwarcyty, czerty, fosfority i piaskowce. Ponadto obecny jest trawia-stozielony glaukonit, skalenie, minerały nieprzezroczyste. Pierwotne spoiwo skały było ilasto-krzemionkowe i niemal w całości zostało zastąpione cementem kalcytowym. Proces karbonatyzacji objął także składniki szkieletu ziarnowego.

Kambr środkowy

W profilu Malbork IG 1 utwory środkowego kambru obejmują, według miary rdzeniowej, interwał głębokości 3234,0–3424,0 m. Do szczegółowych badań petrograficznych wytypowane były jedynie pojedyncze próbki piaskowców, z uwagi na potencjalne właściwości zbiornikowe tych skał.

Na głębokości 3397,7–3396,5 m występuje warstwa gruboziarnistego piaskowca z licznymi ziarnami frakcji żywiowej. Z tego interwału pochodzi skarbonatyzowany arenit kwarcowy średnioziarnisty (tab. 3). Materiał okruchowy jest dość dobrze wysortowany i doskonale obtoczony. Na ziarnach kwarcu występują otoczki fosforanowe, które ochroniły je przed utworzeniem się regeneracyjnych obwódek kwarcowych, a cała skała uległa karbonatyzacji. Widoczne są rozsia-

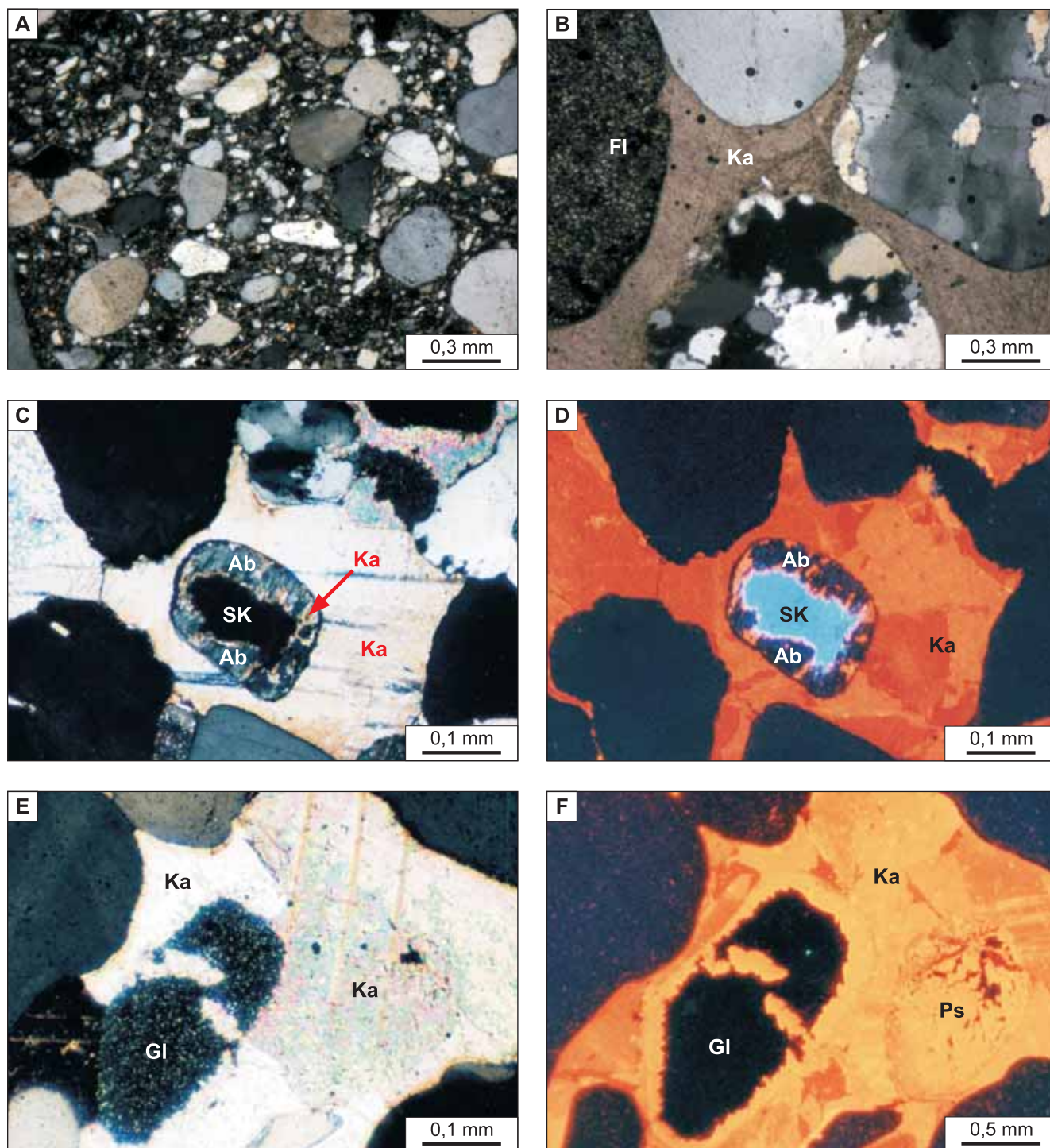


Fig. 7. Utwory kambru dolnego

A – waka kwarcowa drobnoziarnista, głęb. 3504,1 m; inwersja teksturalna typu 5 (*sensu* Folk, 1968) (PL, nikole skrzyżowane). B – skarbonatyzowany arenit subli-
tyczny gruboziarnisty, głęb. 3592,4 m; dwa kwarcowe fragmenty skał metamorficznych oraz fosfoklast (FI) w cementie kalcytowym (Ka) (PL, nikole skrzyżowa-
ne). C, D – skarbonatyzowany arenit kwarcowy średnioziarnisty, głęb. 3601,5 m; skałki potasowy (SK) częściowo załbityzowany (Ab) i zastępowany przez ce-
ment kalcytowy (Ka) (C – PL, nikole skrzyżowane; D – obraz CL). E, F – skarbonatyzowany arenit kwarcowy średnioziarnisty, głęb. 3601,5 m; ziarno glaukonitu
(Gl) częściowo zastąpione kalcytem (Ka) i pseudomorfoza kalcytowa po całkowicie skarbonatyzowanym (Ps) glaukonicie (?) (E – PL, nikole skrzyżowane;
F – obraz CL)

Lower Cambrian deposits

A – fine-grained quartz wacke, depth 3504.1 m; textural inversion of “5” type (*sensu* Folk, 1968) (PL, crossed polars). B – carbonatised coarse-grained
sublithic arenite, depth 3592.4 m; two quartz fragments of metamorphic rocks and phosphoclast (FI) in calcite cement (Ka) (PL, crossed polars). C, D –
carbonatised medium-grained quartz arenite, depth 3601.5 m; K-feldspar (SK) which is partly albitised (Ab) and partly replaced by calcite cement (Ka)
(C – PL, crossed polars; D – CL image). E, F – carbonatised medium-grained quartz arenite, depth 3601.5 m; glauconite grain (Gl) partly replaced by calcite
(Ka) and calcite pseudomorph after completely carbonatised (Ps) glauconite (?) (E – PL, crossed polars; F – CL image)

ne w cemencie kalcytowym kuliste ziarna syderytu, które, co ujawniły badania w katodoluminescencji, częściowo są zastąpione przez kalcyt. Również na brzegach ziaren kwarcu obserwuje się ślady karbonatyzacji.

Powyżej (do głębokości 3237,0 m) osady środkowokambryjskie wykształcone są głównie w postaci piaskowców drobno- i bardzo drobnoziarnistych z licznymi przewarstwieniami pyłowców i ilowców. Zbadana próbka piaskowca (3317,5 m) to arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty barwy szarej, bardzo mocno zwięzły. Materiał okrucowy jest słabo wysortowany, ziarna kwarcu półobtoczone. Głównym składnikiem jest kwarc (tab. 3), któremu towarzyszą łuszczyki (muskowit i zwierzały biotyt) oraz pojedyncze ziarna skaleni i minerałów akcesorycznych. Spoiwo skały stanowi regeneracyjny cement kwarcowy oraz niewielka ilość węglanów i minerałów ilastych.

W zakresie głębokości 3237,0–3291,0 m występują jasnoszare piaskowce, zbite, silnie scementowane, o charakterze kwarcytów. Widoczne są w nich cienkie laminy i przemazy czarnej substancji ilastej, a niekiedy drobne rudawe centki będące skupieniami węglanów.

Piaskowce te zaliczono do drobno- i bardzo drobnoziarnistych arenitów kwarcowych typu ortokwarcytów. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu w płycie cieniowej (d_{mf}) waha się od 0,08 do 0,20 mm, natomiast maksymalnego (d_{max}) od 0,28 do 0,65 mm. Wskaźnik wysortowania (d_{max} / d_{mf}) jest zróżnicowany i zmienia się od 2,6 do 5,4, przy czym piaskowce te należy zaliczyć do dobrze i bardzo dobrze wysortowanych (największe ziarna w szlifie występują pojedynczo). Materiał detrytyczny jest obtoczony. Jego głównym składni-

kiem są ziarna kwarcu spojone cementem kwarcowym tworzącym regeneracyjne obwódki na ziarnach – razem stanowią średnio 98,8% obj. skały (fig. 8A). W niewielkiej ilości (około 1% obj.) pojawia się cement węglanowy w postaci drobnych poikilitowych skupień (fig. 8B). W śladowych ilościach występują łuszczyki, minerały nieprzezroczyste, czernty, minerały ilaste. Piaskowiec z głębokości 3238,4 m odznacza się dużą porowatością. Liczne ostrokrawędziste pory, ograniczone są prostymi ścianami obwódek regeneracyjnych.

Procesy diagenetyczne

Badane osady, z uwagi na znaczne pograżenie przekraczające 3000 m, podlegały intensywnym procesom diagenetycznym. Wpłynęły one nie tylko na cechy strukturalne osadu, ale również na zmiany w składzie mineralnym.

Badane skały uległy umiarkowanej kompaktacji mechanicznej i chemicznej. Ziarna detrytyczne są względnie luźno upakowane i dominują między nimi kontakty punktowe. W pojedynczych próbach, szczególnie w dolnej części profilu, obserwuje się w CL kontakty wklęsło-wypukłe i zazębiające będące rezultatem procesu rozpuszczania ziaren pod wpływem ciśnienia. Pakiety łuszczykowe są plastycznie powyginane. Kompakcyjne spękania wewnątrz ziaren kwarcu (fig. 5B) widoczne w CL są zabliźnione cementem kwarcowym. Sylikacja w osadzie pochodzenia kontynentalnego przejawia się także obecnością pseudomorfoz kwarcowych, kwarcowo-ilastych po skaleniach. Ich identyfikacja jest możliwa na obrazach CL, gdzie uwidaczniają się drobne relikty pierwotnego skalenia (fig. 5D). Trudno powiedzieć kiedy

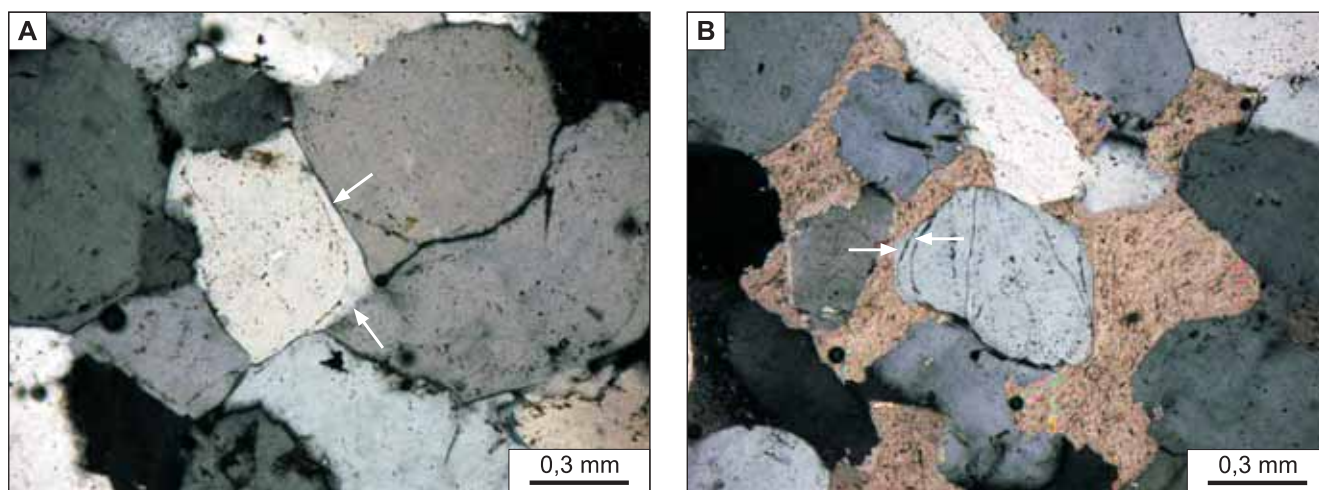


Fig. 8. Utwory kambru środkowego

Arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt), głęb. 3252,1 m (PL, nikole skrzyżowane); **A** – cement kwarcowy w postaci obwódek regeneracyjnych; widoczne proste granice pomiędzy obwódkami na ziarnach kwarcu (strzałki). **B** – poikilitowy cement kalcytowy; na ziarnie kwarcu widoczne dwie generacje obwódek regeneracyjnych (strzałki)

Middle Cambrian deposits

Fine-grained quartz arenite (orthoquartzite), depth 3252.1 m (PL, crossed polars); **A** – quartz cement in the form of authigenic overgrowths; straight boundaries between overgrowths on quartz grains are visible (arrows). **B** – poikilitopic calcite cement; two generations of quartz overgrowths on the quartz grain are visible (arrows)

miała miejsce sylikacja tych ziaren: czy w zwietrzelinie skał krystalicznych podłoża, czy w zdeponowanym osadzie lądowym. Intensywna sylikacja objęła piaskowce i pyłowce w kompleksie osadów morskich. W stropowej części kambru środkowego występują piaskowce typu ortokwarcytów bardzo silnie scementowane regeneracyjnym kwarcem. Pomiedzy obwódkami kwarcowymi często tworzą się proste kontakty międzyziarnowe (fig. 8A). Cement kwarcowy często całkowicie wypełnia pierwotne pory w skale, ale niekiedy pozostawia puste przestrzenie o geometrycznych kształtach. Na pojedynczych ziarnach kwarcu obserwuje się dwie generacje obwódek regeneracyjnych (fig. 8B).

Proces karbonatyzacji obserwuje się głównie w osadach morskich i tylko sporadycznie w kompleksie przejściowym. Kalcyt tworzy najczęściej poikilitowe gniazdowe skupienia (fig. 7B) ale także miewa charakter spoiwa podstawowego

(fig. 7C–F). Zastępuje nie tylko ziarna szkieletu w skale, ale także cement kwarcowy. Na obrazach CL dobrze widoczny jest proces karbonatyzacji skaleni, kwarcu, okruchów skał, glaukonitu i syderytu.

W próbkach z głębokości 3650,1 i 3655,2 m stwierdzono znaczne ilości diagenetycznego apatytu rozsianego w matriksie ilastym w postaci drobnych ziaren (fig. 6E, F) oraz w pseudomorfozach ilasto-kwarcowych po skaleniach. Wśród minerałów diagenetycznych sporadycznie pojawia się także baryt występujący w pseudomorfozach kwarcowych po skaleniach oraz grubokrystaliczny chloryt.

Mniej trwałe składniki skał uległy przeobrażeniom: łuszczyki i glaukonit zostały częściowo odbarwione, po minerałach żelazisto-tytanowych powstały skupienia słupkowych tlenków tytanu (anataz), a spoiwo ilaste uległo serycetyzacji.

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI, Bronisław SZYMAŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Utwory ordowiku w otworze Malbork IG 1 według pomiarów geofizycznych występują na głębokości 3187,5–3234,0 m, stwierdzona ich sumaryczna miąższość wynosi 46,5 m. Jest to jednak profil stratygraficznie niepełny i niereprezentatywny dla regionu, ponieważ wiercenie usytuowano w obrębie strefy dyslokacyjnej i rozpoznane utwory ordowiku są silnie zaburzone tektonicznie. Ich sekwencja zawiera liczne redukcje tektoniczne, zlustrowania, zafałdowania, a niektóre jej fragmenty mają charakter tektonitów. Z tego względu profil ordowiku otworu Malbork IG 1 należy rozpatrywać łącznie z profilami dwóch innych otworów wykonanych przez Górnictwo Naftowe na tej strukturze, a mianowicie Malbork 2 i Malbork 3. Najbardziej pełny i wiarygodny wydaje się być profil otworu Malbork 3, w którym stwierdzona miąższość ordowiku wynosi 81,5 m, natomiast w otworze Malbork 2 miąższość tych osadów osiąga zaledwie 61,0 m i można przypuszczać, że zostały one zredukowane tektonicznie.

Osady ordowiku w otworze Malbork IG 1 przewiercone zostały z częściowym poborem prób rdzeniowych. Ogółem przerdzeniowano interwał 13 m, co stanowi około 27% całości profilu systemu. Stwierdza się tu stosunkowo nieznaczne (około 1–2 m) różnice głębokości określonych na podstawie geofizyki otworowej i ustalonych według próbek rdzeniowych.

Dokumentacja paleontologiczna osadów ordowiku w profilu otworu Malbork IG 1 jest bardzo skąpa. Z makrofauny napotkano tu jedynie nieoznaczalne fragmenty rabdozomów graptolitów oraz nieliczne, bez większego znaczenia stratygraficznego, brachiopody *Paterula* sp. i *Dalmanella* (?) sp. Stwierdzone w tych osadach przez M. Nehring-Lefeld (ten tom) konodony również nie pozwalają na jednoznaczne i precyzyjne określenie ich wieku. Przedstawione w niniejszym

opracowaniu rozpozniowanie stratygraficzne osadów systemu wykonane zostało na podstawie korelacji litostratygraficznej i geofizycznej z dwoma reperowymi profilami ordowiku tego regionu, tj. Prabuty IG 1 i Gdańsk IG 1 (Modliński, 1975, 1989; Modliński, Szymański, 1997, 2010).

Flo-daping (arenig)

Rozpoczynające profil ordowiku utwory pięter flo i daping (odpowiadające brytyjskiemu piętru arenig) wyróżniono, w interwale 3218,0–3234,0 m, a więc ich miąższość wynosi tu 16,0 m. Można przypuszczać, że jest to miąższość zredukowana tektonicznie, gdyż w sąsiednich otworach Malbork 2 i Malbork 3 wynosi ona odpowiednio 23,5 i 22,5 m. Za istnieniem w otworze Malbork IG 1 wtórnych redukcji przemawia ponadto tektoniczny charakter płaszczyzny kontaktu tych utworów z utworami młodszymi.

Występujące na głębokości 3230,0–3234,0 m skały przyporządkować można piętru flo (dolnemu arenigowi, odpowiadającemu regionalnemu piętru bałtyckiemu latorp). Są to przypuszczalnie ekwiwalenty niższej części formacji czerwonych wapieni z Pieszkowa (Modliński, Szymański, 1997), reprezentowane przez szare i szarozielonkawe wapienie i wapienie dolomityczne z transgresywnym pakietem glaukonitytu w dolnej części.

Wyżej występujące utwory (głębokość 3218,0–3230,0 m) reprezentują zapewne piętro daping (arenig górny, równowiekowy regionalnemu piętru bałtyckiemu volkhov). Reprezentowane są one przez osady wyższej części formacji czerwonych wapieni z Pieszkowa oraz być może częściowo (przemieszczone ? tekto-

nicznie) utwory formacji iłowców ze Słuchowa (Modliński, Szymański, 1997). Ich sekwencję skalną tworzą wapienie, wapienie dolomityczne i dolomity szare, ciemnoszare, szarobeżowe i szarozielonkawe, iłowce, iłowce mułowcowe i mułowce ciemnoszare, szarozielonkawe i czarne, z wkładkami (do 25 cm) zlepieńców (? brekcji tektonicznych) złożonych ze słabo obtoczonych klastów wapieni tkwiących bezładnie w szarej masie ilastej.

?Darriwil–?sandb (?lanwirn górny–?karadok dolny)

Utwory pięter flo i daping, odpowiadające brytyjskiemu piętru arenig, wzdłuż płaszczyzny kontaktu tektonicznego, graniczą zapewne bezpośrednio z osadami wyższej części darriwilu (lanwirnu górnego). Brak jest więc tu prawdopodobnie osadów lanwirnu odpowiadającego bałtyckim piętrům regionalnym od kunda po lasnamägi, które w sąsiednich profilach Malbork 2 i Malbork 3 mają miąższość odpowiednio około 8 i około 17,5 m.

Nierozdzielone osady ?lanwirnu górnego–?karadoku (?darriwilu–?sandbu) wyróżniono w interwale głębokości

3208,5–?3218,0 m, tj. ich miąższość wynosi około 10 m, podczas gdy w sąsiednim otworze Malbork 2 dochodzi do około 12 m, natomiast w otworze Malbork 3 osiąga 27 m. Utwory te można odnieść do formacji iłowców z Sasina reprezentowanej tu przez iłowce ciemnoszare, szare i szarozielonkawe z wkładkami wapieni marglistych i margli, oraz pakietami skał (do 80 cm) o charakterze tektonitów – zlepieńców złożonych z klastów słabo obtoczonych wapieni tkwiących w masie ilastej.

Kat–hirnant (aszgil)

Z utworów aszgilu nie uzyskano prób rdzeniowych. Zaliczono do nich osady występujące, według pomiarów geofizyki otworowej, na głębokości 3187,5–3208,5 m, tj. o miąższości 21,0 m. W sąsiednich profilach Malbork 2 i Malbork 3 miąższość aszgilu wynosi odpowiednio 18,0 i 14,5 m. Są to osady formacji margli i iłowców z Prabut, wykształcone jako iłowce mułowcowe z wkładkami margli ilastych, margli i wapieni (Modliński, Szymański, 1997).

Maria NEHRING-LEFELD

BIOSTRATYGRAFIA MIKROPALEONTOLOGICZNA UTWORÓW ORDOWIKU

Utwory ordowiku według pomiarów geofizycznych występują na głębokości 3187,5–3234,0 m. Miąższość ich osiąga 46,5 m, jednak sposób ich przewiercenia – tylko z częściowym poborem próbek rdzeniowych – powoduje, że dokumentacja paleontologiczna tych osadów jest bardzo skąpa. Ogółem pobrano tylko 13 m rdzenia z interwału głębokości 3187,5–3220,0 m (Modliński, Szymański, 1997).

Badane próbki litologiczne pod kątem uzyskania z nich konodontów pochodzą z interwału głębokości 3207,0–3220,0 m i odpowiadają formacji iłowców z Sasina (tab. 4).

W próbach pobranych z wapieni marglistych, iłowców i zlepieńców złożonych głównie z otoczków wapiennych znalezione zostały bardzo nieliczne konodonty. Ogółem maceracji, prowadzonej pod kątem uzyskania wymienionych mikroskamieniałości, poddanych zostało 12 próbek z interwału głębokości 3207,3–3220,0 m. Bardzo dokładna analiza uzyskanego materiału paleontologicznego w sposób jednoznaczny wskazuje na ich ordowicki wiek. Zły stan zachowania okazów, jak również niewielka ich ilość stanowi jednak przeszkodę dla precyzyjnego określenia wieku utworów, w których znaleziono konodonty.

W próbach pochodzących z interwału głębokości 3207,8–3215,0 m znalezione zostały *Protopanderodus rectus* (Lindström) i *Prioniodus* (*Baltoniodus*) *previabilis* Fähræus. Zostały one oznaczone zgodnie z zasadami taksonomii naturalnej (wieloelementowej).

Protopanderodus rectus (Lindström) w profilu stratygraficznym ordowiku pojawia się w górnym arenigu (estońskie

piętro latorp, podpiętro billingen, piętro globalne flo) i znany jest jeszcze w górnym lanwirnie (wyższym dariwilu). Przy zastosowaniu zonacji konodontowej zasięg omawianego gatunku zamyka się w obrębie poziomów: *evae* (górnym latorp) – *anserinus* (podpoziom *inaequalis*). *Protopanderodus rectus* (Lindström) jest gatunkiem występującym powszechnie w asocjacjach konodontowych opisanych z osadów tego wieku znanych ze Szwecji, Norwegii, Estonii, rejonu Leningradu i Szkocji. Jest ważnym komponentem konodontowych zespołów ordowickich obniżenia bałtyckiego – zarówno jej wschodniej części (profile: Jezioro Okrągłe IG 1, Gołdap IG 1, Kętrzyn IG 1, Olsztyn IG 2 – Nehring, 1969, 1972), jak i jej części centralnej (profile: Kościerzyna IG 1, Gdańsk IG 1, Malbork IG 1, Prabuty IG 1, Pasłęk IG 1), północno zachodniej (Białogóra 1, 2, Hel IG 1, Żarnowiec IG 1) (Podhalańska, 1978; Tomczykowa, Witwicka, 1974). Obecność tego gatunku stwierdzono w osadach ordowiku obniżenia podlaskiego (profile: Okuniew IG 1, Wrotnów IG 1, Proniewicze IG 1, Warpechy Nowe IG 1, Brańsk IG 1, Haćki IG 7, Husaki IG 7, Pawły IG 1, Rąjsk IG 4, Mielnik IG 1, Deniski IG 1) (Nehring-Lefeld, 1987).

Omówionemu powyżej naturalnemu gatunkowi w interwale głębokości 3213,95–3215,0 m. towarzyszy *Prioniodus* (*Baltoniodus*) *previabilis* Fähræus. Gatunek ten oznaczono, kierując się także zasadami taksonomii wieloelementowej. Z uwagi na to, że w badanym zespole konodontów stwierdzona została jedynie obecność elementów ambalodidowych odpowiadających formalnemu gatunkowi *Prioniodus previabilis*

Tabela 4

Rozprzestrzenienie konodontów w utworach ordowiku otworu Malbork IG 1

Distribution of the conodonts in the Ordovician deposits – Malbork IG 1 borehole

Nazwa	Wiek	Głębokość [m]	Uwagi
Brak szczątków organicznych	lanwirm	3207,30–3210,00	konodontów nie znaleziono
<i>Protopanderodus rectus</i> (Lindström)		3207,80–3210,00	5 okazów
<i>Acodus</i> sp. indet., <i>Oistodus</i> sp. indet., <i>Protopanderodus rectus</i> (Lindström)		3207,30–3210,00	spoiwo i otoczaki
Nieoznaczalny fragment konodonta typu pojedynczego stożka		3210,40–3213,00	głównie spoiwo
<i>Ambalodus</i> sp., <i>Eoplacognathus</i> sp., <i>Cordylodus</i> sp., <i>Panderodus</i> sp.		3210,90–3213,00	okazy nieliczne, bardzo źle zachowane
Konodontów nie znaleziono		3213,15–3215,00	spoiwo i otoczaki
<i>Prioniodus</i> (<i>Baltoniodus</i>) <i>prevariabilis</i> Fähræus, <i>Protopanderodus rectus</i> (Lindström), <i>Scandodus</i> <i>tortus</i> Viira s.f., <i>Oistodus</i> sp., <i>Paracordylodus</i> sp.		3213,95–3215,00	–
<i>Acodus mutatus</i> (Branson et Mehl), <i>Panderodus</i> <i>gracilis</i> (Branson et Mehl), nieoznaczalne gatun- kowo konodonta typu pojedynczego stożka	?arenig	3213,70–3215,00	–
Konodontów nie znaleziono		3215,30–3218,00	–
<i>Drepanodus arcuatus</i> Pander		3215,10–3218,00	spoiwo i otoczaki
Konodontów nie znaleziono		3218,20–3220,00	spoiwo i otoczaki
Konodontów nie znaleziono		3218,80–3220,00	głównie spoiwo

Fähræus s.f. (*sensu formae*), niemożliwym stało się ustalenie, który z trzech stratygraficznie ważnych gatunków: *Prioniodus* (*Baltoniodus*) *prevariabilis* norrlandicus Löfgren, *Prioniodus* (*Baltoniodus*) *prevariabilis* medius Dzik, *P. (B.) prevariabilis prevariabilis* Fähræus, występuje na głębokości 3207,0–3215,0 m. Wymienione podgatunki mają znacznie mniejszy zasięg stratygraficzny. Tak więc *Prioniodus* (*Baltoniodus*) *prevariabilis* norrlandicus Löfgren pojawia się w górnym wołchowicie (poziom *originalis*) i jest znany jeszcze w lanwirnie (dolna część poziomu *foliaceus*). *Prioniodus* (*Baltoniodus*) *prevariabilis* medius Dzik znany jest od najwyższego arenigu (poziom *flabellum parva*), występuje jeszcze w dolnym lanwirnie (poziom *gracilis*). Znalezione w badanych utworach elementy konodontowe włączono do gatunku *Prioniodus* (*Baltoniodus*) *prevariabilis* Fähræus. Gatunek ten pojawia się w dolnym lanwirnie (środkowy kunda–dolny lasnamagi; poziomy konodontowe – górny *sulcatus* – najniższy *inaequalis*). Podobnie jak *Protopanderodus rectus* (Lindström) jest on gatunkiem pospolitym w osadach środkowego ordowiku zachowanych na obszarze paleozoogeograficznej prowincji północnoatlantyckiej.

Z uwagi na to, że w przebadanych próbkach *Prioniodus* (*Baltoniodus*) *prevariabilis* Fähræus występuje razem z omówionym powyżej *Protopanderodus rectus* (Lindström), nieznanym poniżej dolnego lanwirnu, utwory występujące w otworze wiertniczym Malbork IG 1 na głębokości 3207,8–3215,0 m winny być skorelowane z brytyjskim oddziałem – lanwirnem. W podziale globalnym odpowiada mu darriwil. Wniosek ten

potwierdza znalezienie w próbce pochodzącej z głębokości 3213,7–3215,0 m przedstawiciela gatunku *Acodus mutatus* (Branson et Mehl) s.f., który w profilu stratygraficznym ordowiku znany jest od dolnego lanwirnu (~dolnego darriwilu).

W próbce pobranej z głębokości 3215,1–3218,0 m stwierdzona została obecność gatunku *Drepanodus arcuatus* Pander s.f. Zasięg stratygraficzny wymienionego gatunku zamknięty jest w obrębie tremadoku górnego–arenigu (~wyższy tremadok–flo–daping), co wskazywałoby, że skały, z których pochodzi badana próbka, mogą być korelowane z arenigiem (~flo–daping). Korelacja ta z uwagi jednak na fakt znalezienia tylko jednego okazu konodonta jest wysoce niepewna.

Wszystkie omówione w opracowaniu konodonta są gatunkami o bardzo szerokim rozprzestrzenieniu geograficznym. Występują one pospolicie w utworach ordowiku zachowanych na obszarze paleozoogeograficznej prowincji północnoatlantyckiej i stanowią dobrą podstawę paleontologiczną pozwalającą na precyzyjne określenie wieku zawierających je utworów. Opisane zostały z wymienionych w tekście niniejszego opracowania licznych otworów wiertniczych zlokalizowanych na obszarze lądowym obniżenia bałtyckiego, jak również ze skał tego wieku zidentyfikowanych w otworach wiertniczych zlokalizowanych w polskiej części akwenu południowego Bałtyku (Modliński i in., 1994). Są one pospolite w ordowiku obniżenia podlaskiego, precyzyjnie dokumentując napotkane w wymienionych w tymże tekście otworach obecność arenigu, lanwirnu i karadoku (Nehring-Lefeld, 1987).

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Podstawowym źródłem informacji dotyczącym syluru w otworze Malbork IG 1 jest archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny przedstawiony w Dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1990a). Litologia została opracowana przez Tomczyka na podstawie opisu fragmentów rdzeni wiertniczych, próbek okruchowych i pomiarów geofizycznych. Występowanie skamieniałości w rdzeniowanych odcinkach profilu oraz próbkach okruchowych podano za Tomczykiem (*op. cit.*).

Zgodnie z informacjami podanymi w dokumentacji wynikowej otworu Malbork IG 1 płasko leżące utwory syluru występują na głębokości 2004,5–3187,5 m, a ich przybliżona miąższość wynosi 1187,0 m. Według miary wiertniczej głębokości te wynoszą 2002,0–3197,5 m.

Profil syluru został odwiercony z niewielkim poborem próbek rdzeniowych; ogółem z syluru uzyskano 50,0 m rdzenia co stanowi 4,25% profilu. Profil syluru jest typowy dla obszaru brzeżnej części platformy prekambryjskiej, fleksuralnie ugiętej i charakteryzującej się znaczną subsydencją i dużą miąższością osadów. Przeważają utwory drobnoklastyczne: iłowce i mułowce, z niewielkimi wkładkami utworów węglanowych – margli i iłowców i mułowców marglistych.

Dominującą grupą skamieniałości, stanowiącą podstawę ortostratygrafii systemu są graptolity. Zespoły innych skamieniałości, podobnie jak w innych profilach regionu, są mało zróżnicowane i mało liczne. Oprócz graptolitów występują łodziki, ramienionogi bezzawiasowe oraz małże i trylobity. Dwie ostatnie grupy skamieniałości występują sporadycznie.

Jako wzorzec dla biostratygrafii utworów systemu sylurskiego w Polsce wykorzystuje się tradycyjnie schemat podziału wypracowany w klasycznych odsłonięciach obszarów Anglii i Walii. Jego ramy zostały stworzone na początku poprzedniego stulecia; podlegając modyfikacjom schemat ten stosowany jest do dziś pod nazwą Zgeneralizowana Zonacja Graptolitowa (*Generalized Graptolite Zonation – GGZ*), ustalona przez Podkomisję Systemu Sylurskiego (Koreń i in., 1996). Jest on bliski podziałowi Urbanka i Telleri (1997) dla obszaru platformy wschodnioeuropejskiej. Schemat podziału chronostratygraficznego syluru wg Melchyna i in. (2004), skorelowany z podziałem graptolitowym Koreń (*op. cit.*) został przedstawiony na [figurze 9](#).

Wiele oznaczeń taksonomicznych graptolitów przedstawionych w Dokumentacji wynikowej otworu badawczego Malbork IG 1 (Tomczyk, 1990a) zostało opartych na analizie szczątków graptolitów, pochodzących z próbek okruchowych. W związku z tym wiele z nich może budzić wątpliwości zarówno co do prawidłowej ich taksonomii, jak i rzeczywistej głębokości występowania w profilu. Tomczyk (*op. cit.*) wyróżnił także szereg poziomów graptolitowych w sylurze na podstawie oznaczonych w próbkach okruchowych graptolitów. Wydaje się, że wydzielenia te, ze względów metodolo-

gicznych, mogą również budzić szereg wątpliwości. Reasumując, wydaje się celowe przeprowadzenie w przyszłości dokładnej rewizji danych paleontologicznych, pochodzących ze skąpo reprezentowanych próbek syluru w otworze Malbork IG 1. Niniejsze opracowanie eliminuje jednak szereg błędów i niepewności wynikających z metodyki stosowanej przez Tomczyka (1990a). Poprzez eliminację nieformalnych jednostek chronostratygraficznych oraz oparcie się tylko na miarodajnych danych pochodzących z dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, *op. cit.*) w rozdziałach „Profil stratygraficzny” oraz „Profil litologiczno-stratygraficzny” przedstawiono stratygrafię syluru na podstawie najbardziej miarodajnych i obiektywnych przesłanek. Pomimo wprowadzenia znacznej ilości „znaków zapytania” wydaje się ona być korelatywna z podziałem standardowym syluru, a przynajmniej niezawierająca znamion subiektywizmu. Niemniej celowe jest przeprowadzenie w przyszłości pełnej rewizji oznaczeń taksonomicznych oraz interpretacji bio- i chronostratygraficznej utworów syluru w otworze Malbork IG 1.

W niniejszym opracowaniu zastosowano globalny standardowy schemat podziału stratygraficznego syluru na oddziały i piętra. Odbiega on od lokalnego podziału stratygraficznego przedstawionego w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1990a). Zakres zmian obejmuje przede wszystkim rezygnację z lokalnych, nieformalnych i co więcej niejednoznacznie określonych przez Tomczyka (1990a, b) jednostek o charakterze chronostratygraficznych (?pięter, ?oddziałów), takich jak bielsk (dolny, górny), mielnik (dolny, górny), siedlce (dolne, środkowe, górne), zgodnie z rewizją stratygrafii syluru w profilach obniżenia bałtyckiego dokonaną przez Szymańskiego i Modlińskiego (2003).

Na podstawie danych pochodzących z dokumentacji wynikowej otworu badawczego Malbork IG 1 w profilu wyróżniono landower, wenlok i ludlow oraz interwał o niepewnej przynależności stratygraficznej ?ludlow–?przydol w najwyższej części. Z powodu dużych braków w rdzeniowaniu oraz niewystarczającej dokumentacji biostratygraficznej w wielu przypadkach podano tylko przybliżone zasięgi i granice oddziałów i pięter (por. Sylur w Profilu chronostratygraficznym oraz Profil litostratygraficzny, a także [figurę 2](#) – Profil litologiczno-stratygraficzny, ten tom).

Przybliżoną granicę między wenlokiem i ludlowem wyznaczono na głębokości około 3011,0 m. Na tej głębokości Tomczyk (1990a) podaje po raz pierwszy obecność graptolita *Neodiversograptus cf. nilssoni* (Lapworth). Pierwsze pojawienie się gatunku *Neodiversograptus nilssoni* (Lapworth) wyznacza dolną granicę najstarszego poziomu graptolitowego ludlowu. Tomczyk w dokumentacji wynikowej otworu badawczego Malbork IG 1, podobnie jak w wielu innych swoich pracach (np. Tomczyk, 1990b) przeprowadzał tę granicę niżej – w spągu poziomu *Gothograptus nassa*.

	Chronostratygrafia		Biostratygrafia
	system	oddziały i piętra	poziomy graptolitowe
mln Ma	DEWON		<i>Monograptus uniformis</i>
416,0 ±2,8	S Y L U R	PRZYDOL	<i>Monograptus transgrediens</i> <i>Monograptus bouceki-perneri</i>
			<i>Monograptus lochkovenski</i> <i>Monograptus branikensis</i>
418,7 ±2,7			<i>Monogr. parultimus-ultimus</i>
		LUDLOW	<i>Monograptus formosus</i>
		ludford	<i>Neocucullograptus kozłowski</i> <i>Bohemograptus cornuatus-</i> <i>-Polonograptus podoliensis</i>
421,3 ±2,6			<i>Saetograptus leintwardinensis-</i> <i>-Saetograptus linearis</i>
		gorst	<i>Lobograptus scanicus</i>
422,9 ±2,5			<i>Neodiversograptus nilssoni</i>
		WENLOK	<i>Colonograptus ludensis</i>
		homer	<i>Colonograptus praedeubeli-deubeli</i> <i>Pristiograptus parvus-Gothograptus nassa</i>
426,2 ±2,4			<i>Cyrtograptus lundgreni</i>
			<i>Cyrtograptus perneri</i> <i>Cyrtograptus rigidus</i>
		sheinwood	<i>Monograptus belophorus-M.antennularius</i> <i>Monograptus riccartonensis</i> <i>Cyrtograptus murchisoni</i>
428,2 ±2,3			<i>Cyrtograptus centrifugus</i> <i>Cyrtograptus insectus</i> <i>Cyrtograptus lapworthi</i>
		LANDOWER	<i>Oktavites spiralis</i>
		telych	<i>Monoclimacis crenulata-</i> <i>-Monoclimacis griestoniensis</i>
			<i>Monograptus crispus</i>
			<i>Spirograptus turriculatus</i>
436,0 ±1,9			<i>Spirograptus guerichi</i>
		aeron	<i>Stimulograptus sedgwickii</i> <i>Lituigraptus convolutus</i> <i>Monograptus argenteus</i> <i>Demirastrites pectinatus-</i> <i>-Demirastrites triangulatus</i>
439,0 ±1,8		rhuddan	<i>Coronograptus cyphus</i>
			<i>Orthograptus vesiculosus</i>
			<i>Parakidograptus acuminatus</i>
443,7 ±1,5			<i>Akidograptus ascensus</i>
	ORDOWIK		

Fig. 9. Schemat podziału stratygraficznego syluru według Melchina i in. (2004), uzupełniony

Silurian stratigraphic scheme after Melchin *et al.* (2004), completed

Występujące w rdzeniowym odcinku profilu na głębokości 2931,0–2934,0 m, powyżej przybliżonej granicy wendlo-ludlow, graptolity należą do rodzaju *Bohemograptus* oraz *Saetograptus* i wskazują już na niewątpliwy niższy ludlow – gorst. Obecność przydolu (lub jego niższej części) należy uznać za prawdopodobną chociaż niejednoznacznie udokumentowaną, gdyż fauna graptolitów cytowana przez Tomczyka w najwyższej części profilu (Tomczyk, 1990a) na głębokości 2224,5–2004, 5 m może datować zarówno wyższy ludlow, jak i przydol (graptolity z grupy *formosus*), współwystępujące według Tomczyka (*op. cit.*) z graptolitami *Neocolonograptus cf. parultimus* (Jaeger) i *N. cf. ultimus* (Perner) wskaźnikowy-

mi dla najniższych poziomów przydolu. Obecność piętra przydol (najprawdopodobniej jego niższej niezerodowanej części) w profilu Malbork IG 1 i innych profilach z tego rejonu podają także Modliński i inni (2010).

W profilu Malbork IG 1 zastosowano formalny podział litostratygraficzny syluru dla zachodniej części obniżenia bałtyckiego (Modliński i in., 2006). Wydzielone zostały: formacja z Pasłęka z ogniwem Jantar, formacja iłowców z Pelplina, formacja iłowców i mułowców z Kociewia z ogniwem Redy, oraz formacja iłowców i iłowców wapnistych z Pucka. Granice utworów syluru z utworami ordowiku i permu (czerwonego spągowca) są granicami erozyjnymi.

PERM

Jędrzej POKORSKI

CZERWONY SPĄGOWIEC

W otworach wiertniczych zlokalizowanych w zachodniej części obniżenia bałtyckiego grubość permских utworów zaliczonych do czerwonego spągowca, występujących poniżej poziomu łupka miedzionośnego, jest mała, na ogół nie przekracza 10,0 m. W otworze Malbork IG 1 miąższość ta wynosi 4,0 m. Natomiast w otworach położonych najbliżej otworu Malbork IG 1 wynosi: w otworze Gdańsk IG 1 – 2,0 m, Krynica Morska IG 1 – 4,0 m, Krynica Morska 2 – 9,5 m, Pasłęk IG 1 – 0,3 m i Głębock 1 – 8,0 m.

W omawianym profilu, podobnie jak na obszarze całej zachodniej części obniżenia bałtyckiego, dominują litofacje

drobnookruchowe. Są to: piaskowce drobnziarniste o laminacji poziomej, warstwowane przekątnie małej skali lub niekiedy soczewkowo, mułowce zazwyczaj margliste drobno laminowane lub warstwowane soczewkowo oraz iłowce. Osady te reprezentują środowisko równi zalewowej i prawdopodobnie także środowisko strumieni efemerycznych. Kontakt z łupkiem miedzionośnym jest tutaj ostry, poprzedzony okresem przerwy w sedymentacji. Granica z sylurem jest także ostra, erozyjna, podkreślona obecnością klastów iłowych pochodzących z niszczenia skał podłoża.

Ryszard WAGNER

PALEOGEOGRAFIA CECHSZTYNU

Otwór wiertniczy Malbork IG 1 został usytuowany w osiowej, centralnej części cechsztyńskiej zatoki perybałtyckiej w pobliżu jej połączenia z otwartym basenem (fig. 10). Od zachodu zatokę ograniczało wyniesienie kaszubskie, od północy łąd skandynawski, a od wschodu łąd mazurski (Jaworowski i in., 2010). W kierunku południowym zatoka miała ujście do otwartego basenu morza cechsztyńskiego, rozciągającego się w bruzdzie środkowopolskiej. Profil stratygraficzny jest charakterystyczny dla tej strefy i wykazuje bardzo duże podobieństwa do profilu z otworu Prabuty IG 1. Ewaporaty cechsztynu zostały osadzone w trzech cyklach PZ1, PZ2 i PZ3. Brak jest cyklotemu PZ4, a jego odpowiednikiem facjalnym są osady terygeniczne stropowej serii terygenicznej (PZt) (fig. 11; Wagner, 1990). Cyklotem PZ1 reprezentowany jest przez kompletny profil litostratygraficzny. Rozpoczyna się poziomem łupka miedzionośnego, o miąższości 47 cm, reprezentującym spokojne warunki sedymentacji w warunkach redukcyjnych. Mineralizacji siarczkowej nie stwierdzono. Wyżej występuje 8 metrów wapieni, głównie onkolitowych tworzących poziom

wapienia cechsztyńskiego. W górnej części profilu stwierdzono duże onkoidy, o kilku milimetrach średnicy, często wielokrotne, którym towarzyszą intraklasty zbudowane ze skał onkolitowych. W najwyższej części, tego profilu występują dwa poziomy stromatolitów kolumnowych, przedzielone wapieniami onkolitowymi. Środowisko sedymentacji wapienia cechsztyńskiego, poza najniższą częścią, było płytkowodne, o dość silnej, a okresowo nawet bardzo silnej, aktywności hydrodynamicznej.

Obecność w najwyższej części profilu kalcytowych pokryw wadycznych wskazuje na okresowe wynurzenie, co było zjawiskiem typowym w tym czasie, obserwowanym powszechnie w całym basenie sedymentacyjnym ze strefą centralną włącznie (Wagner, 1994).

Profil wapienia cechsztyńskiego jest charakterystyczny dla otwartego basenu sedymentacyjnego. Wyżej leżą poziomy ewaporatowe cyklotemu PZ1. Zbliżone miąższości najstarszej soli kamiennej w porównaniu do miąższości anhydrytów górnego i dolnego są bardzo charakterystyczne dla głębszej strefy



Na skały chlorkowe (sole kamienne i potasowe)

Na skały chlorkowe (sole kamienne i potasowe)

chlorides (rock salts and potash salts)

A skały siarczanowe (anhydryty, gipsy, polihality)
sulphates (anhydrite, gypsum, polyhalite)

Ca skały węglanowe (dolomity, wapienie)
carbonates (dolomite, limestone)

I-IV klasy litofacjalne
lithofacies class

Dębki IG 1 238 • wybrane otwory wiertnicze na lądzie, liczbą określono miąższość [m]
selected wells in land, number defines the deposit thickness [m]

B2-1/80 501 otwory wiertnicze na szelfie RP, liczbą określono miąższość [m]
wells on shelf area, number defines the deposit thickness [m]

Malbork IG 1
405 ● otwór opracowany
studied well
granica szelfu RP
limit of Polish shelf zone

izopachyty cechsztynu [m]
isopachytes of Zechstein deposits [m]

— 200 — prawdopodobne
 probable

-- 300 -- przypuszczalne
suspected

Zechstein (Ca1) thickness-lithofacies map (after Jaworowski *et al.*, 2010)

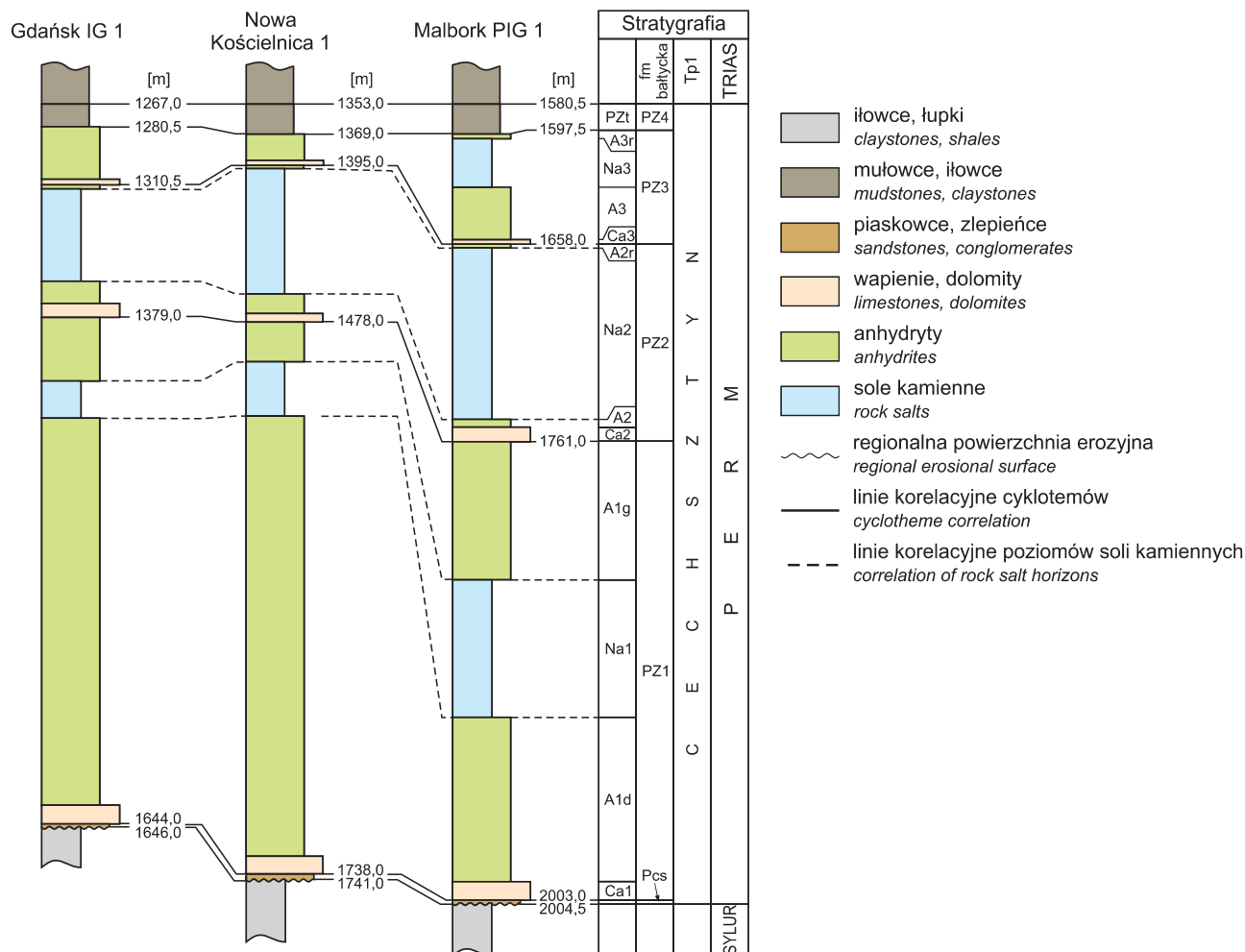


Fig. 11. Korelacja cechsztynu (Ca1) na Pomorzu Gdańskim

Correlation of the Zechstein (Ca1) on Gdańsk Pomerania

otwartego basenu (*op. cit.*). Istnieje bardzo duże podobieństwo do profilu PZ1 z otworu Prabuty IG 1.

Cyklotem PZ2 jest prawie kompletny stratygraficznie; brakuje tylko starszych soli potasowo-magnezowych.

Dolomit główny występujący u podstawy cyklotemu ma za ledwie 5 m miąższości, podobnie jak w otworze Prabuty IG 1. Pomimo małej miąższości Ca2, typowej dla specyficznej, płytkowodnej facji basenowej na kratonie wschodnioeuropejskim, profil z Malborka IG 1 wykazuje interesujące cechy strukturalne i teksturalne (Wagner i in., 2010). Jest wyraźnie dwudzielny, o różniących się środowiskach sedymentacji. Dolna jego część (1761,0–1756,6 m) zbudowana jest z wakstonów i pakstonów, zaburzonymi osuwiskami, strukturami sedymentacyjnymi. W najniższej części są to osunięcia niezdiagnozowanego osadu z intaklastami, tworzące debryty. W wyższej części tego kompleksu występują liczne drobne intraklasty, najczęściej słabo skonsolidowane, z obfitym detrytem małżowym. W osadzie widoczne są drobne fałdy ciągle. Osady tego typu tworzyły się poniżej podstawy falowania, na stoku niezidentyfikowanej plicy-

znej, które dość licznie występują w tej części płytkowodnego basenu dolomitu głównego (Wagner i in., 2010).

Górny kompleks dolomitu głównego, 1756,6–1754,0 m, to typowe dla centralnej części płytkowodnego basenu madstony, laminowane i nieregularnie warstwowane z przewarstwieniami czarnych łupków ilasto-bitumicznych, utworzone z zawiesiny i z rozrzedzonych prądów trakcyjnych. Była to prawdopodobnie faza maksymalnej transgresji.

Dolomit główny nie ma właściwości zbiornikowych. W dolnej części występuje silna anhydrytyzacja, a górna część profilu jest marglista. Występują tu natomiast niskiej jakości, niewielkie ilości skał macierzystych (1,01 m), stanowiące 20,2% profilu. Ewaporaty cyklotemu PZ2 charakteryzują się zdecydowaną przewagą soli kamiennej, która pomimo niezbyt dużej miąższości (90,5 m) stanowi 85% profilu. Jest to typowy profil dla głębszej części basenu sedymentacyjnego na kratonie wschodnioeuropejskim (Wagner, 1994).

Cyklotem PZ3 jest także wykształcony typowo dla tej części basenu cechsztyńskiego. Cechą charakterystyczną jest

przewaga anhydrytów, które stanowią tu 55% profilu. Obecność 25,5-metrowej warstwy młodszych soli kamiennych lokalizuje ten profil w osiowej części względnie płytkowodnego basenu sedymentacyjnego (*op. cit.*).

W omawianym profilu cechsztynu, tak jak na obszarze całego kratonu wschodnioeuropejskiego, brak jest ewaporatów cyklotemu PZ4. Ponad cyklotemem PZ3 leży seria czerwonych mułowców, o miąższości 17,0 m, tworzących stropową serię terygeniczną (PZt). Jest ona odpowiednikiem formacji rewalskiej na Pomorzu Zachodnim i facjalnym odpowiednikiem ewaporatów cyklotemu PZ4, osadzających się w centralnej części basenu cechsztyńskiego. Profil stropowej serii terygeniczej jest wyraźnie dwudzielny. Część dolna zbudowana

z masywnych mułowców czerwonych z konkrecjami anhydrytu reprezentuje środowisko playa, stanowiące naturalne obrzeżenie płytkowodnego basenu ewaporacyjnego. Górna część zbudowana z czerwonych mułowców z przewarstwieniami piaskowców reprezentuje bardziej peryferyczną strefę zanikającego basenu ewaporacyjnego, utworzoną w środowisku fluwialnym.

Dolna granica pstrego piaskowca została postawiona w miejscu pierwszego pojawienia się utworów zawierających struktury sedymentacyjne typu warstwowania soczewkowego utworzone pod wpływem falowania (heterolity falowe). Granica ta wyznacza jednocześnie transgresję morza dolnego triasu na lądowe osady najwyższego permu (Pieńkowski, 1989, 1991).

Maria WICHROWSKA

MIKROFACJE, DIAGENEZA I ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI OSADÓW WĘGLANOWYCH WAPIENIA CECHSZTYŃSKIEGO I DOLOMITU GŁÓWNEGO

Wstęp

Podstawę analizy mikrolitofacjalnej i diagenetycznej osadów węglanowych wapienia cechsztyńskiego i dolomitu głównego w otworze Malbork IG 1 stanowiły badania petrograficzne płytek cienkich w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym w świetle przechodzącym i odbitym, a także makroskopowe obserwacje (podstawowe cechy warstwowania i struktury) oraz opisy rdzeni (Wagner, ten tom). Odmiany mikrofacjalne sklasyfikowano według R.J. Dunhama z propozycją polskiego nazewnictwa dla skał węglanowych zamieszczonego w pracy Narkiewicza i Śnieżek (1981). Podano charakterystykę mikrofacjalną badanych osadów, rodzaje procesów diagenetycznych, środowisko sedymentacji. Wyniki przeprowadzonych badań zamieszczono w części tekstowej, na profilach mikrofacjalnych (fig. 12, 14) i wybranych mikrofotografiach (fig. 13A–D).

Kontakt osadów wapienia cechsztyńskiego z łupkiem miedzionośnym jest ostry, o równej powierzchni (Wagner, ten tom). Osady łupka miedzionośnego (0,47 m) zalegają na głębokości 1997,98–1998,45 m i przechodzą płynnie w wyżej leżące laminowane wapienie dolomityczne o miąższości 3 cm (1997,95–1997,98 m). Kompleks łupkowo-wapiennych osadów (1997,95–1998,45 m) występuje w dwu litofacjach:

- szaroczarne łupki wapienno-margliste (T1) laminowane poziomo; w tle skalnym pojawiają się nieliczne, rozproszone, rozmieszczone punktowo, impregnacje związków żelaza;
- szarobeżowe wapienie dolomityczne, zawierające znaczne ilości materiału terygenicznego, drobne bioklasty mikrofauny otwornicowej i skupienia drobnoziarnistego pirytu.

Wapień cechsztyński (Ca1)

Utwory wapienia cechsztyńskiego mają miąższość 7,88 m, występują na głębokości 1990,10–1997,98 m i są wykształcone w facji wapiennej, wapienno-marglistej, wapienno-ilastej

(w dolnej części profilu) i dolomitowej (w partiach przystropowych profilu).

Dolny odcinek profilu mikrofacjalnego na głębokości 1995,00–1997,50 m stanowią madstony nielaminowane zawierające materiał terygeniczny (kwarcowy, ilasty) i mikrobialny oraz wakstony z relikami po ziarnach obłeczonych (ooidowo-onkoidowych) i biodetrytem fauny szkieletowej (fig. 12). Osady te są podścielone 45 cm miąższości wkładką ziarnistych pakstonów ooidowo-peloidowych (1997,50–1997,95 m). Poniżej nich, na głębokości 1997,95–1998,45 m, występują madstony margliste z detrytycznym kwarcem frakcji pyłowej i łupki wapieniste z licznymi laminami węglistej substancji organicznej, reprezentujące poziom łupka miedzionośnego (fig. 12).

Część środkową profilu mikrofacjalnego (1992,20–1995,00 m) tworzą pakstony/greinstony ooidowo-onkoidowe (fig. 13A). Osady te są w znacznym stopniu zrekrystalizowane, zawierają pokruszone elementy szkieletowe (bioklasty) i mikrobialne o charakterze peloidalnym (fig. 12).

W części górnej profilu na głębokości 1990,20–1992,20 m, występują: wakstony/pakstony organodetrytyczne i ziarniste ze stromatolitami (formy kolumnkowe, kopułowe i sferyczne oraz płaskie mikrostruktury o charakterze biolaminitów), widoczne makroskopowo na zglądach rdzenia (Wagner, ten tom). Mikroskopowe obserwacje płytek cienkich, ujawniły tylko zarysy koncentrycznej laminacji mikrobialnej w poziomie występowania stromatolitów sferycznych i dość dobrze zachowane formy ziarniste w tym bioklastyczne, obecne w przestrzeniach interstycyjnych stromatolitów kopułowych (fig. 13B).

W partiach przystropowych profilu (głęb. 1990,10–1990,20 m) pojawiają się niewyraźnie zarysowane, płaskie lamininy mikrobialne z pigmentacją siarczków Fe. Ciemne mikrytowe wapienne tło skalne jest częściowo rozpuszczone, a puste przestrzenie wypełnia cement anhydrytowy.

Przebieg osadów wapienia cechsztyńskiego w anhydryt dolny (A1d) jest nierównomierne i przemienne; mozaikowy

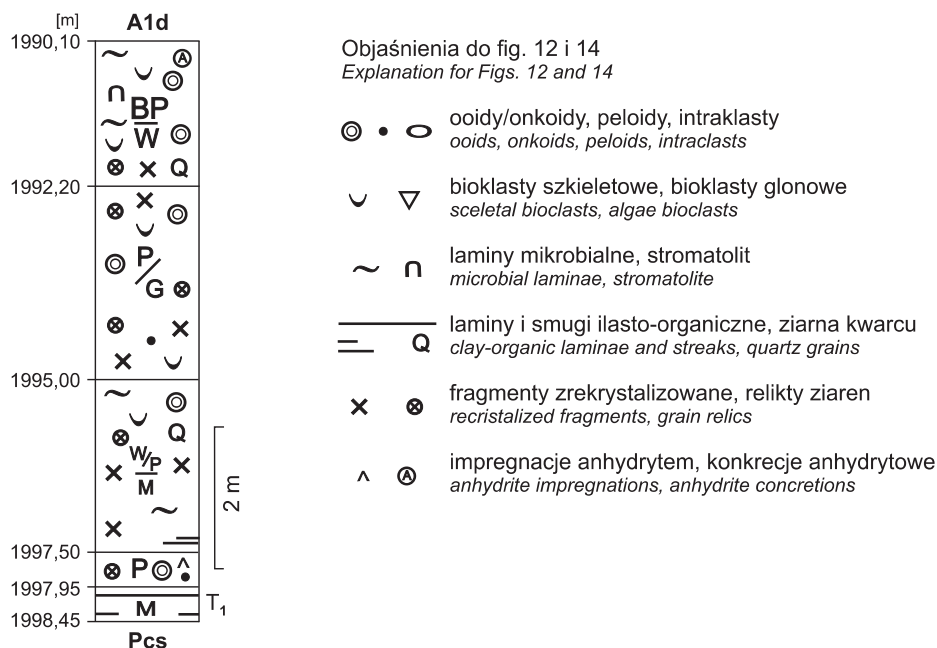


Fig. 12. Profil mikrofacjalny osadów wapienia cechsztyńskiego (Ca1)

M – madston, W – wakston, P – pakston, B – bandston, P/G – przewarstwienia pakstonu z greinstonem, T₁ – łupek miedzionośny, A1d – anhydrit dolny

Microfacies sequence of the Zechstein Limestones (Ca1)

M – mudstone, W – wackestone, P – packestone, B – boundstone, P/G – packestone and grainstone intercalations, T₁ – Kupferschiefer, A1d – Lower Anhydrite

anhydrit w formie gruzłów lub niewielkich rozmiarowo koncentracji anhydritowych przenika osad węglanowy (fig. 12).

Mikrofacje

Najniższy odcinek dolnego kompleksu osadów stanowią madstony nielaminowane, margliste, z nieliczną pokruszoną mikrofauną otwornicowo-małoworaczkową i z rozproszonym materiałem terygenicznym, takim jak: ziarna kwarcu frakcji pyłowej (ostrokrawędziste), pojedyncze ziarna fosforanowe (apatyt) i minerały nieprzezroczyste (anataz, magnetyt). Zalegająca powyżej madstonów, wkładka osadów ziarnistych (pakstonów), o miąższości 45 cm, zawiera składniki ziarniste (ooidowy/onkoidy, pojedyncze peloidy), podobne do tych ziaren, które obserwuje się w środkowej części profilu mikrofacjalnego (fig. 12, 13A).

W wyższych partiach dolnego kompleksu osadów Ca1 (głęb. 1995,0–1997,5 m) występują wakstony/pakstony? ziarniste z relikami ooidów-onkoidów, nieregularne skupieniami grudek mułowo-węglistych o charakterze peloidów, pojedyncze bioklasty oraz faliste pasemka mikrobialne (cyjanobakteryjne) i delikatne przemazy substancji bitumicznej.

Środkowy kompleks osadów, zalegający na głębokości 1992,2–1995,0 m stanowią zwięzłe ooidowo-onkoidowe greinstony i pakstony (fig. 12, 13A). Miejscami osad ma charakter gruzłowaty, powstały prawdopodobnie w wyniku selektywne-

go rozpuszczania nietrwałych elementów ziarnistych (np. fragmentów glonów osiadłych) oraz składników mineralogicznie niestabilnych (aragonitowych?) i zastąpienia ich przez cement kalcytowy.

Ziarna obleczone (ooidy/onokoidy) są różnych rozmiarów, najczęściej 0,04–0,20 mm (maksymalnie 2 mm); budowa powłokowa jest w znacznym stopniu zatarta przez różnorodne kolejne procesy diagenetyczne (patrz – diagenеза), ale kształt i faliste obwódki widoczne na obrzeżach wskazują na aktywny udział cyjanobakterii na etapie ich formowania (fig. 13A). W obrębie tej serii osadów pojawiają się ciemne, węgliste skupienia (agregaty) peloidalne oraz nieliczne fragmenty muszli małży, ?ramienionogów.

W górnej części profilu (głęb. 1990,10–1992,20 m) występuje pakston/wakston ziarnisty, ooidowo-organodetrytyczny w znacznym stopniu zrekrystalizowany, z warstewkami płaskich i drobno kopułowych stromatolitów (bandstonów) z kalcytową akrecją wadyczną (Wagner, ten tom). Obserwacje mikroskopowe w płytkach cienkich w tej serii osadów wskazują na znaczne zróżnicowanie inwentarza ziarnisto-organogenicznego. Występują tu następujące komponenty ziarniste:

– ooidy powierzchniowe (jednowłokowe), których wnętrze stanowi zwięzły spar kalcytowy ze śladową domieszką substancji ilastej i produktów dekompozycji materii organicznej (fig. 13B);

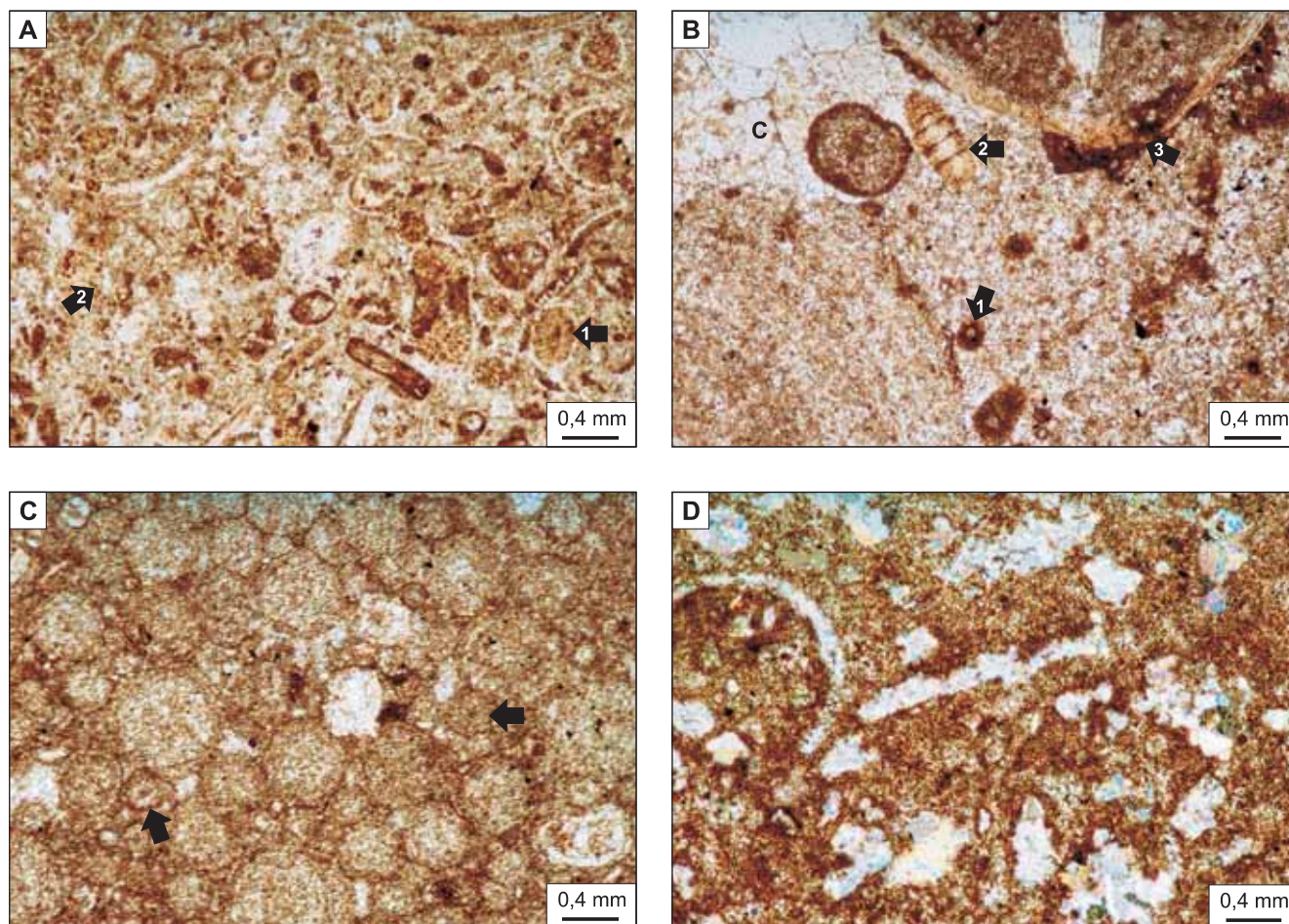


Fig. 13. Mikrofacje utworów cechsztynu w profilu Malbork IG 1

A – greinston ooidowo-onkoidowy; ooidy ze słabo widoczną budową powłokową i zatartą mikrostrukturą wewnętrzną (strzałki); niektóre ziarna ooidowe roztrawione i zabudowane przez anhydryt (białe plamy); na obrzeżach ziaren obrosły nitkowate cyjanobakterii (strzałki); wapień cechsztyński, głęb. 1992,7 m, PL. **B** – poziom stromatolitowo-ooidowo-onkoidowy; fragment makroonkoidu o niewyraźnej laminacji (dolny, lewy róg), powyżej, blokowy cement kalcytowy (C); ooidy promieniste (strzałka 1) i radialny cement obwódkowy narastający na otwornicy (strzałka 2); w pobliżu otwornicy ooid powierzchniowy z ciemną powłoką mikrytowego cementu; sfosfatyzowana muszla małża (żółtobrazowa) obrosnięta przez węgliste agregaty (otwornice płozące?); wapień cechsztyński, głęb. 1990,4 m, PL. **C** – zlitfikowany detryt organogeniczno-ziarnisty; kalcytowe ooidy o strukturze radialnej (strzałka 1); pokruszone i częściowo obleczone fragmenty organizmów muszlowych i glonowych?; produkty dekompozycji glonów? (cysty i inne formy przetrwalnikowe?) odlewy węgliste po komórkach cyjanobakterii (strzałka 2); białe plamy – kalcyt; wapień cechsztyński, głęb. 1990,2 m, PL. **D** – wakston/pakston organodetrytyczny; roztrawiony fragment muszli małży; nodularne formy o nieregularnych kształtach wewnątrz całkowicie rozpuszczone; cement druzowy dolomitowy na obrzeżach próżni, wewnątrz próżni zabudowane przez anhydryt; na zewnątrz próżni i w tle skalnym ciemne dolomitowo-węgliste skupienia peloidalne; próżnie niezabudowane (po halitowe) – szare barwy; dolomit główny, głęb. 1757,7 m, XP. A–D $\times 40$

Microfacies of Zechstein deposits in Malbork IG 1 section

A – ooid-onkoid grainstone; grains with coated microstructure indistinctly visible and blurred insides (arrows); some of ooid grains are dissolved and filled with anhydrite (white spots); cyanobacterial filaments grow around the grains (arrows); Zechstein Limestone, depth 1992.7 m, PL. **B** – stromatolitic-ooid-onkoid level; macroonkoid fragment with blurred lamination (lower, left corner) above to thist, blocky calcite cement (C); radial ooids (arrow 1) and radial isopachyte cement overgrowing foraminifera (arrow 2); nearby foraminifera, simple ooid coated by the dark micrite cement; phosphatized bivalve shell (yellow-brownish) overgrows by carbonic aggregates (sessile forms?); Zechstein Limestone, depth 1990.4 m, PL. **C** – organogenic-grainy lithified detritus; radial calcite ooids (arrow 1); crushed and partly coated shell-shaped clasts and algae? fragments; products of algae? decomposition (cysts and another resting forms?), carbonic molds made after cyanobacterial cells (arrow 2); white spots-calcite; Zechstein Limestone, depth 1990.2 m, PL. **D** – organodetritic wackestone/packestone; bivalve shell fragment dissolved; nodular forms of irregular shape completely dissolved inside; druse dolomitic cement overgrows around the voids; void/s insides are filled with anhydrite; outside of the voids and within the groundmass, dark, peloidal concentrations, consisting of dolomitic and carbonic materials, are visible; unfilled pores (after halite) – gray colour; Main Dolomite, depth 1757.7 m, XP. A–D $\times 40$

– ooidy promieniste posiadające radialne laminy korteksu, które mają wielkość od 0,2–0,5 mm średnicy. Ich jądro stanowią grudki mułowe, bioklasty glonowe lub pokruszone elementy szkieletowe (fig. 13B). Często jądro ziarna jest usunięte (mechanicznie lub chemicznie) i zastąpione cementem. Promieniste ooidy z osadów wapienia cechsztyńskiego obniżenia bałtyckiego opisał Piątkowski (1977), podając różne koncepcje powstawania tego rodzaju ziaren i warunkując je zmianami warunków sedymentacji, które preferowały radialnie zorientowane kryształy kalcytu lub paramorficzną rekryształizacją aragonitu w kalcyt.

W obrębie poziomu ziarnisto-stromatolitowego obserwuje się nagromadzenie elementów organogenicznych, często słabo rozpoznawalnych, które tworzą zróżnicowany jakościowo zlitfikowany detryt (fig. 13C). Obecne są w nim pokruszone skorupy otwornic i małży, glony planktoniczne lub ich komórki reproduktywne (cysty i różne inne formy przetrwalnikowe, zachowane w trakcie procesów fosylizacji osadu), produkty rozkładu i dekompozycji materii organicznej (drobnodetrytyczny pirynt sapropelowy, lipidy?), kuliste formy węgliste, po komórkach cyjanobakterii. Składniki ziarniste (ooidowe/onkoidowe i bioklastyczne) oraz tło skalne są w znacznym stopniu rozpuszczone, a powstałe pustki wypełnia cement anhydrytowy (fig. 13C).

Elementy szkieletowe (zachowane w całości lub we fragmentach) należą do jednoseryjnych i wieloseryjnych otwornic z rodzaju *Ammodiscus*, *Agathammina* i *Nodosaria*. Segmenty (ośródk) otwornic są często rozpuszczone, zabudowane cementem kalcytowym i fosforanowym. Powszechnie występują otwornice płożące, w formie obrostów na ziarnach obleczonych lub bioklastach, gdzie tworzą agregatowe skupienia (fig. 13B). Muszle małży są w znacznym stopniu pokruszone i rozpoznawalne w mikroskopie jedynie na podstawie lamelarniej lub mozaikowej kalcytovej (po aragonitowej) budowy skorupy; zachowana warstwa wewnętrzna jest często sfosforyzowana (fig. 13B).

Materiał terygeniczny, kwarcowy, frakcji pyłowej występuje w formie rozproszonej na ogół w niewielkich ilościach. Najliczniej pojawia się w najniższej (przyspagowej) części profilu, stanowiąc tam materiał słabo obtoczony, rozproszony w obrębie mułu wapienistego lub wkomponowany w laminy ilasto-węgliste (fig. 12).

Diagenеза

Zmiany diagenetyczne w omawianych osadach wapienia cechsztyńskiego wiążą się głównie z etapem powierzchniowym i wczesnego pogrzebienia (procesy synsedymentacyjne i wczesnodiagenetyczne). Nastąpiła wtedy wstępna **lityfikacja** osadu poprzez:

- stabilizację luźnych mułów wapiennych (wiążących składniki ziarniste i organiczne),
- agradacyjny neomorfizm, polegający na sukcesywnym wzroście kryształów, w miarę osiągania przez nie stabilizacji mineralnej,
- przemiany polimorficzne objawiające się przejściem aragonitu lub kalcytu magnezowego w kalcyt.

Lokalna **dolomityzacja** osadów wapiennych, obserwowana w górnym, przystropowym odcinku profilu (1990, 1 m)

była prawdopodobnie wczesnodiagenetyczna i związana ze zmianą zasolenia zbiornika (obecność konkrecji anhydrytowych), a sprzyjała temu destrukcja materii organicznej i składników mikrobialnych.

Proces **rozpuszczania** spoiwa wapiennego i allochemów był spowodowany miejscową zmianą odczynu wód (z zasadowego na kwaśny) pod wpływem krążących w osadzie roztworów, wzbogaconych w kwaśne produkty rozkładu rozproszonej w pierwotnym osadzie materii organicznej. Rozpuszczanie miało miejsce w obrębie stabilizującego się tła skalnego (w porach międzykryształicznych zabudowanych stosunkowo wcześniej przez cement kalcytowy – fig. 13B), jak również w składnikach ziarnistych (ooidy, onkoidy, grudki mułowe o charakterze peloidalnym), a także w obecnych w osadzie elementach fauny szkieletowej oraz makroflory i mikroflory (glonowej). Krążące w osadzie roztwory powodowały rozpuszczanie mniej stabilnych mineralogicznie składników, a efekty tych procesów są najlepiej widoczne w osadzie ziarnistym i organogenicznym (fig. 13A–C).

Proces **mikrytyzacji** wczesnodiagenetycznej spowodowany życiową działalnością cyjanobakterii i niektórych glonów doprowadził do powstania cementów mikrytowych uformowanych wokół ooidów/onkoidów i bioklastów, czyniąc je bardziej odpornymi na kompaktację i mechaniczne pokruszenie (fig. 13A–C).

Cementacja jest jednym z najważniejszych procesów w uformowaniu ostatecznej struktury i więzby skały. Oprócz wspomnianych wcześniej cementów mikrytowych, występują w badanych osadach kalcytowe cementy druzowe (na ścianach próżni), izopachowe cementy obwódkowe (narastające na ziarnach i na obrzeżach muszli), oraz cementy wewnątrzziarniste i cementy międzykryształiczne obecne w tle skalnym mikrosparytowym (fig. 13A–C). Cementy te mają skład kalcytowy i są czasami zastępowane przez minerały fosforanowe (fig. 13B). Cementy siarczanowe (anhydrytowe) blokowe, listewkowe, igielkowe stanowią wypełnienie wnętrza ooidów, onkoidów i elementów szkieletowych (fig. 13A–C).

Wytrącanie się anhydrytu mogło się odbywać na niewielką skalę w stadium wczesnej diagenезы, głównie w obrębie osadów górnej przystropowej serii, w poziomie stromatolitowym, w warunkach diagenезы wadycznej. Natomiast cementy kalcytowe i anhydrytowe o dobrze wykształconym pokroju blokowym wydają się być późniejsze, uformowane na etapie pośredniego lub nawet późnego pogrzebienia osadu.

Procesy późnej diagenезы takie jak kompaktacja chemiczna (stylolityzacja), powiązana z rozpuszczaniem skały w wyniku nacisku, zaznaczyły się w niewielkim stopniu, podobnie jak kompaktacja mechaniczna (drobne szczeliny powstałe już w skonsolidowanym osadzie).

Środowisko sedymentacji osadów wapienia cechsztyńskiego

Najstarsze osady wapienia cechsztyńskiego są reprezentowane przez płytkowodne madstony laminowane złożone z mułu węglanowego ze znaczną domieszką substancji organicznej i ilastej. Formowały się one prawdopodobnie w warunkach płytszej części strefy sublitoralnej, gdzie panowały

spokojne warunki sedymentacji w strefie słabych prądów dennych. Świadczy o tym ubogi zestaw fauny i niewielki dopływ składników terygeniczych.

Dolny kompleks osadów wapienia cechsztyńskiego (marglisto-wapienny) jest przedzielony wkładką ziarnistych pakstonów, o miąższości 45 cm, co może oznaczać okresowe, krótkotrwałe zachwianie równowagi hydrodynamicznej, po czym nastąpił powrót do spokojnej sedymentacji, początkowo ilasto-terygeniczej, później wzbogaconej o akrecję mikrobialną.

Środkowy i górny kompleks ooidowo-onkoidowy z dwoma poziomami stromatolitów, o wykształceniu kopułowym i sferycznym, jest bardzo zróżnicowany i odzwierciedla sukcesywny wzrost turbulencji wód i spływania zbiornika (Wagner, ten tom). Osady tworzyły się w warunkach znacznej ruchliwości wód (czego rezultatem są różne rodzaje ziaren obleczonych), a także w okresach stagnacji sprzyjającej akrecji mikrobialnej (cyjanobakteryjnej) i nagromadzeniu otwornic płożących. Przy znacznym spłyleniu, w środowisku zbliżonym do wadycznego, rozwijała się aktywna działalność cyjanobakterii, co umożliwiło formowaniu się stromatolitów kopułowych i sferycznych, a w okresie bardziej stabilnym – płaskich lamin stromatolitowych. Spłylenie, połączone ze wzrostem zasolenia spowodowało częściową dolomityzację osadów wapiennych pogranicza wapienia cechsztyńskiego i anhydrytu dolnego.

Dolomit główny (Ca2)

Osady węglanowe dolomitu głównego mają miąższość 5,0 m (przerzedniowano 4,5 m) i zalegają na głębokości 1754,0–1759,0 m. Na głębokości 1759,9–1761,0 m pojawia się anhydryt o mikrostrukturze mozaikowej w znacznym stopniu impregnowany dolomit (Wagner, ten tom). Przejście osadów dolomitu głównego (Ca2) w A1g (anhydryt górny) nie jest udokumentowane (rdzeń nie zachowany).

Osady dolomitu głównego są wykształcone w facji madstonów/wakstonów i ?pakstonów organodetrytycznych z intraklastami wykształconymi w formie słabo zdiagenezowanego osadu mułowego.

W partiach przyspągowych rdzenia pojawiają się dość liczne pasemka i laminy mikrobialne, co miejscami przypomina biolaminit; w górnej części profilu osad staje się bardziej marglisty, wzrasta tam udział składników terygeniczych ilastych, ilasto-organicznych i detrytycznego kwarcu, obecna jest nieliczna drobno skorupowa fauna małżowa (fig. 14).

Mikrofacje

W części przyspągowej profilu Ca2 (1758,4–1759,0 m) występuje madston dolomitowy z falistą i często nieuporządkowaną (poprzerywaną) laminacją mikrobialną oraz ze znaczną ilością anhydrytu; miejscami skała ma charakter biolaminitu.

Powyżej, na głębokości 1756,6–1758,4 m, występuje wakston marglisty przechodzący w pakston organodetrytyczny z pojedynczymi intraklastami (fig. 14).

W obrębie marglisto-dolomitowego wakstonu w górnej części tego kompleksu (1756,6–1756,8 m) pojawiają się cien-

kie i nierównomiernie ząbkowane lub faliste stylolity, rozwinięte wzdłuż lamin ilasto-organicznych. Poniżej, na głębokości 1756,8 m obserwuje się cienką warstewkę łupku ilastego rozdzielającego wakston marglisty od niżej zalegającego osadu ziarnisto-organodetrytycznego (fig. 14).

W obrębie organodetrytycznego pakstonu występuje liczny detryt fauny małżowej, często całkowicie rozpuszczony (fig. 13D). W niektórych fragmentach tego kompleksu fauna małżowa ulega nagromadzeniu, równoległe do warstwowania (Wagner, ten tom).

W płytkach cienkich najczęściej są obserwowane kawerniste dolomity o mikrostrukturze grudkowo-gruzłowej. Kawerny mają nieregularne kształty (ameboidalne, zatokowe, palczaste); nie wykluczone, że tkwiły w tych miejscach drobne fragmenty glonów osiadłych; obecnie wnętrza nodul są całkowicie rozpuszczone, zabudowane cementem anhydrytowym i brak w nich jakichkolwiek relików pierwotnej mikrostruktury (fig. 13D). Na obrzeżach kawern i w bezpośrednim ich sąsiedztwie obserwuje się ciemniejsze (węglisto-dolomitowe) skupienia peloidalne o charakterze mikrobialnym. Nitkowate cyjanobakterie i glony o podobnym (włóknistym) pokroju, przejawiające aktywną działalność endolityczną i jednocześnie pasywną (obrosty na bioklastach), mają zasadnicze znaczenie przy formowaniu się cementów mikrytowych wokół ziaren i okruców biogenicznych i prawdopodobnie uczestniczą w tworzeniu mikrytowego i mikrosparytowego spoiwa o organicznej genezie.

Tło skalne tych osadów zbudowane jest z kryształów dolomitu, o średnicy 20–40 µm; ma ono charakter cementu sparytowego, powstałego zarówno w wyniku procesów chemicznych, jak i prawdopodobnie biologicznych, takich jak dezintegracja elementów szkieletowych i ?plechowych, przy aktywnym współdziale endolitycznych cyjanobakterii (Wichrowska, 2010).

W partiach przystropowych, na głębokości 1754,0–1756,6 m występują madstony laminowane bądź smugowane substancją ilasto-fosforanową i organiczną (węglistą), która miejscami ma charakter mikrobialny. W obrębie tego kompleksu pojawiają się laminy marglisto-ilaste z drobnym materiałem terygenicznym (głównie kwarcem), pojedyncze skorupki otwornic oraz przewarstwienia osadami dolomitu grudkowego, ze zmikrytyzowanymi i częściowo rozpuszczonymi bioklastami fauny i mikrofauny szkieletowej. Brązowo prześwitujące minerały w świetle przechodzącym (wapniowe fosforany?), powstały zapewne z dekompozycji organizmów szkieletowych i glonów planktonicznych lub rozdrobnionych glonów osiadłych (Wichrowska, 2010).

Diageneza

Największe znaczenie dla przemian diagenetycznych miały trzy procesy: dolomityzacja (zastępowanie pierwotnego zrębu wapiennego przez dolomit), rozpuszczanie i cementacja. Zmiany kompakcyjne (chemiczne) obserwowane były głównie w dolnej i środkowej partii profilu (1756,6–1756,8 m), gdzie lokalnie pojawiają się stylolity, rozwinięte wzdłuż lamin ilasto-organicznych.

Proces **dolomityzacji** luźnych mułów wapiennych, który doprowadził do uformowania mozaiki drobnych anhedralnych kryształów dolomitu, rozwijał się prawdopodobnie już w warunkach płytkiego pogrzebienia tuż po depozycji. Proces ten zachodził pod wpływem krążących w osadzie wód porowych (solanki), wzbogaconych w produkty rozkładu materii organicznej.

Rozpuszczanie składników mineralnych, z których zbudowane jest spoiwo i allochemy, następowało na różnych etapach rozwoju badanych osadów. Dekompozycja materii organicznej, która miała znaczący wpływ na zmiany kwasowości w mało skonsolidowanym osadzie, zapewne ułatwiała lokalne rozpuszczanie mniej stabilnych składników już na etapie wczesnych przemian diagenetycznych, a w połączeniu z dolomityzacją miała znaczny udział w powstawaniu porów międzykryształicznych. Wymiernym efektem procesów rozpuszczania jest porowatość obserwowana w badanym osadzie (fig. 13D).

Rozpuszczanie mniej odpornych na chemiczne trawienie elementów ziarnistych w tym organogenicznych, doprowadziło do powstania próżni formowych i moldycznych. Znaczna część tych próżni została zabudowana anhydrytem i poforacyjnym halitem (fig. 13D). Część porów jest wypełniona przez niejednorodne mineralogicznie skupienia fosforanowo-bitumiczne (brązowożółto prześwitujące w świetle przechodzącym), które pojawiają się w obrębie badanych osadów, w niższej partii profilu (1757,5–1758,4 m).

Cementacja. Cementy węglanowe obserwowane są rzadko; wydaje się, że znaczne fluktuacje wód zbiornika oddziaływały hamująco na rozwój cementów obwódkowych. Obecnie obserwowane, stosunkowo nieliczne, wczesne cementy mikrytowe, zlokalizowane na obrzeżach bioklastów, mogły być utworzone w wyniku degradacji węglanów, spowodowanej życiową działalnością mikroorganizmów (glonów i cyjanobakterii). Rozwój słabo wykształconych węglanowych (zdolomityzowanych) cementów druzowych, narastających na ścianach próżni został zatrzymany przez anhydryt o pokroju blokowym (fig. 13D).

Cementy siarczanowe, głównie anhydrytowe, pełnią rolę pasywnego wypełniania dostępnych w osadzie próżni (różnego rodzaju i kształtu oraz różnej generacji i pochodzenia) i stanowią późnodiagenetyczną zabudowę. Mogą o tym świadczyć wzajemne relacje cementu druzowego (dolomitowego) – anhydryt wyraźnie dopasowuje się do zastanego wcześniej układu stanowiącego cement węglanowy rozwinięty na obrzeżach próżni (fig. 13D).

Cementy pirytowe, obserwowane na powierzchni lamin ilasto-organicznych występują nielicznie, są to zwykle izolowane drobne czarne plamki kuliste o średnicy 0,02 mm, które powstały prawdopodobnie podczas wczesnodiagenetycznej sapropelizacji materii organicznej.

Cementy ilaste razem z materiałem węglistym (sapropelowym) i materiałem mikrobialnym (glonowo-cyjanobakteryjnym) są powszechnie obserwowane w tle skalnym.

Cementy klastyczne, głównie kwarcowe, apatytowe występują sporadycznie.

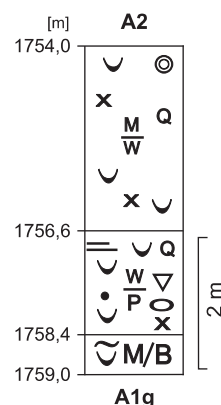


Fig. 14. Profil mikrofacjalny osadów dolomitu głównego (Ca2)

M – madston, W – wakston, P – pakston, B – bandston, M/B – przewarstwienia madstonu z bandstonem, A1g – anhydryt górny, A2 – anhydryt podstawowy

Microfacies sequence
of the Main Dolomite (Ca2)

M – mudstone, W – wackestone, P – packstone, B – boundstone, M/B – mudstone and boundstone intercalations, A1g – Upper Anhydrite, A2 – Basal Anhydrite

Środowisko sedymentacji
osadów dolomitu głównego

Analizowane osady dolomitu głównego stanowią utwory facji mieszanej, węglanowo-terygenicznej i mają charakter dwudzielny (Wagner, ten tom).

Początek transgresji fazy Ca2 wyznaczają, na głębokości 1759,0 m, płytkowodne facje spągowe o charakterze madstonów z pasemkami materiału terygenicznego (ilasto-kwarcowego) i nieliczną fauną małżową; miejscami są one przewarstwiane przez utwory mikrobialne (biolaminity). Tego typu sedymentacja ma charakter krótkotrwały, bezpośrednio powyżej, na głębokości 1758,4 m, zalegają pakstony organodestrytyczne z intraklastami, wzbogacone w faunę szkieletową i bioklasty glonowe. Jak podaje Wagner (ten tom), „osady tego typu tworzyły się na stoku niezidentyfikowanej mikroplatformy, poniżej podstawy falowania lub, co bardziej prawdopodobne, płycizny, które dość licznie występują w tej części płytkowodnego basenu dolomitu głównego”.

W miarę postępu transgresji (górna część profilu), następuje okres stagnacji, pojawiają się madstony z ciemnymi laminami łupków ilasto-organicznych (węglisto-bitumicznych), przenoszonych prawdopodobnie przez prądy trakcyjne, a lokalne fluktuacje wód powodowały dopływ materiału terygenicznego (głównie kwarcu frakcji pyłowej) i uwęglonej substancji organicznej (sapropelowej i humusowej).

Ryszard WAGNER

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA SKAŁ MACIERZYSTYCH

Dolomit główny jest poziomem skał węglanowych występujących u podstawy cechsztyńskiego cyklotemu PZ2, (Wagner, 1994). W poziomie tym występują jednocześnie skały macierzyste i zbiornikowe dla węglowodorów. Liczne złoża ropy naftowej, gazu ziemnego lub mieszane, odkryte w dolomicie głównym, czynią z tego poziomu jeden z najważniejszych obiektów poszukiwań złóż węglowodorów na Niżu Polskim. Tworzy on zamknięty system hydrodynamiczny izolowany od góry oraz od dołu seriami ewaporatów i stanowi znakomity przykład rozwoju ewaporatowej formacji ropogazonośnej.

Skały zbiornikowe w dolomicie głównym zostały dość wcześniej rozpoznane i z ich identyfikacją nie było problemów. Są to głównie kompleksy skał ziarnistych oolitów i onkolitów na platformie węglanowej, a na stoku platformy pakstony, wakstony i nawet madstony z wtórną porowatością. Zupełnie inaczej przedstawiał się problem skał macierzystych. Przez wiele lat poszukiwań złóż węglowodorów sądzono, że skałami macierzystymi są ciemnoszare, laminowane madstony występujące w centralnej części basenu.

Najnowsze badania geologiczne i geochemiczne (Wagner, Kotarba, 2004; Kotarba, Wagner, 2006, 2007) wykazały, że serie te, jakkolwiek mając cechy skał macierzystych, nie mogły być głównym źródłem akumulacji węglowodorów, ponieważ nie uczestniczyły na większą skalę w procesach ekspulsji, przede wszystkim z powodu krótkich dróg migracji węglowodorów w dolomicie głównym. Nie było więc możliwe wypełnianie skał zbiornikowych na platformie węglanowej i jej stoku przez węglowodory pochodzące z odległych o dziesiątki i setki kilometrów kompleksów skał macierzystych z centralnych części basenu. Dodatkowym argumentem świadczącym przeciw tej teorii są duże złoża ropy naftowej występujące na platformach węglanowych, w obrębie równi platformowej, np. Kamień Pomorski, oddzielone od strefy basenowej pasem barier, zbudowanych głównie ze skał zbiornikowych. Gdyby kierunek migracji był skierowany od centrum basenu ku platformom węglanowym, w pierwszym rzędzie zostałyby wypełnione skały zbiornikowe barier, a tak się nie stało. Należało więc szukać innych skał macierzystych w obrębie osadów stoku i platformy węglanowej.

Zwrócono uwagę na powszechnie występujące w dolomicie głównym skały pochodzenia mikrobialnego i algowego, które mogły być źródłem substancji organicznej. Wynika to głównie ze specyficznych warunków sedymentacyjnych i klimatycznych, jakie panowały w basenie dolomitu głównego. Ciepłe, płytkie i silnie zasolone wody śródkontynentalnego akwenu sprzyjały bujnemu rozwojowi sinic i alg. Największe znaczenie miało podwyższone zasolenie. Wyeliminowało ono z ekosystemu większość fauny żywiącej się tymi organizmami. W dolomicie głównym występują prawie wyłącznie odporne na zasolenie małże. Warunki te sprzyjały bujnemu rozwojowi alg, a zwłaszcza sinic, które są w stanie wytworzyć okresowo ogromne ilości biomasy (Wagner, 1994; Kotarba, Wagner, 2007).

Sinice zaliczane poprzednio do glonów niebiesko-zielonych są obecnie określane jako fotosyntetyzujące bakterie prokariotyczne (nie posiadające jądra). Tworzą one zróżnicowaną i bardzo rozpowszechnioną grupę mikroorganizmów, zdolnych do rozwoju w ekstremalnych warunkach środowiska. Charakteryzują się zdolnością odkładania węglanu wapnia na zewnątrz komórek w otaczającym je śluzie. Jest to bardzo ważna cecha mająca duży wpływ na sedymentację skał węglanowych dolomitu głównego poprzez działanie skałotwórcze, a także stabilizowanie osadów ziarnistych w warunkach silnej aktywności hydrodynamicznej wód morskich (Wichrowska, 2010).

Cechy te nadają omawianej grupie mikroorganizmów pierwszorzędne znaczenie dla możliwości utworzenia się skał macierzystych w skałach węglanowych w warunkach płytkowodnych. Sinice dostarczały dużej ilości materii organicznej, a w okresach zwiększonego rozwoju mogły wytwarzać lokalnie warunki redukcyjne, także w strefach płytkowodnych, chroniąc materię organiczną przed destrukcją. Ponadto, wytwarzając bardzo szybko biolaminy węglanowe, stabilizowały osady, chroniąc tym samym materię organiczną i umożliwiając szybkie jej pogrzebanie. Warunki ewaporatowe środowiska sedymentacji osadów węglanowych dolomitu głównego sprzyjały z jednej strony rozwojowi sinic przez eliminację ich konsumentów, z drugiej strony stwarzały warunki sprzyjające zachowaniu się wytworzonej materii organicznej.

W dolomicie głównym oprócz sinic rozwijały się bujnie algi zarówno zielone, jak i czerwone (Wichrowska, 2010), wzbogacając osady węglanowe w materię organiczną, pełniąc także rolę skałotwórczą.

Należy zauważyć także obecność planktonicznych sinic i glonów, których liczne ślady występują w dolomicie głównym (Wichrowska, 2010). One również były bardzo bogatym źródłem materii organicznej, szczególnie dla osadów powstających w głębszych strefach basenu (stoki platform, równie zatokowe), gdzie działalność bentonicznych sinic i glonów była ograniczona (Wagner, Kotarba, 2004).

Przez wiele lat rola sinic i alg, opisana wyżej, była niedoceniana przez geologię naftową, głównie z powodu niskich wartości wskaźnika całkowitej zawartości węgla organicznego TOC w skałach dolomitu głównego (przeciętnie około 0,3% wag.), lokalizujące te utwory w najniższych przedziałach skał macierzystych. Wskaźnik ten zdefiniowano na podstawie badań III typu kerogenu i obowiązywał dla wszystkich typów skał macierzystych. Nie brano pod uwagę faktu, że wytwarzana materia organiczna przez sinice i algi tworzy kerogen II i I typu, który prawie całkowicie przekształca się w węglowodory, pozostawiając w osadach bardzo niskie wartości TOC. Dopiero najnowsze wyniki wykazały podwyższone zawartości TOC w utworach pochodzenia mikrobialnego (średnio 0,75% wag.). Także badania eksperymentalne pozwoliły na określenie pierwotnej zawartości materii organicznej w skałach macierzystych dolomitu głównego TOC na 4–6% wag. (Kotarba, Wagner, 2007) Przy takim wskaźniku TOC skały te stanowią bar-

dzo dobre skały macierzyste i wyjaśniają występowanie wielu złóż ropy naftowej w dolomicie głównym.

Osady mikrobialne i glony

Struktury sinicowe (cyanobakteryjne) i glonowe występujące w stanie kopalnym stanowią zaledwie ślady po działalności tych organizmów, należących do wielu ich gatunków i rodzajów. Zależy to od ilości i orientacji przestrzennej ołożonego węglanu wapnia w stosunku do komórek sinic i glonów.

W dolomicie głównym struktury mikrobialne, utworzone przez wiele gatunków cyanobakterii, prawdopodobnie przy współudziale nitkowatych glonów zielonych i czerwonych, występują w kilku podstawowych grupach morfologicznych (Wagner, Kotarba, 2004; Kotarba, Wagner, 2007):

- zwarte kompleksy mikrobialne
 - budowle mikrobialne,
 - maty mikrobialne;
- rozproszone laminy mikrobialne
- ziarna obleczone – onkolity

Zwarte kompleksy mikrobialne

Zwarte kompleksy mikrobialne tworzą struktury regularne i nieregularne, o dającej się określić miąższości. Możemy tu wyróżnić budowle mikrobialne zbudowane z stromatolitów i trombolitów oraz maty mikrobialne zbudowane z mniej lub bardziej równoległe ułożonych biolamin.

Budowle mikrobialne zbudowane są, jak wspomniano wyżej, z stromatolitów i trombolitów. Stromatolity są to głównie struktury sinicowe, być może z udziałem nitkowatych glonów zielonych, warstwowane, tworzące głównie formy kopułowe, rzadko kolumnowe. Określenie wielkości poszczególnych form jest ograniczone w znacznej mierze rozmiarami rdzenia wiertniczego, ale są najczęściej kilkucentymetrowe, maksymalnie osiągają 15 cm. Stromatolity najczęściej występują łącznie z matami mikrobialnymi, niekiedy widoczne są ciągłe przejścia lamin mikrobialnych w struktury stromatolitowe. Trombolity są najprawdopodobniej produktem głównie alg czerwonych, krasnorostów z rodzaju *Archeolithotamnion*. Są to inkrustacyjne formy, o nieregularnym, nerkowatym pokroju zewnętrznym, niewarstwowane o skomplikowanej, skrajnie nieregularnej budowie wewnętrznej. Występują tu „trzewiowate”, bułowate lub „krzaczkowate”, formy agregacyjne, przemieszane z nieregularnymi laminami. Trombolity osiągają wielkość do 10 cm i często występują w towarzystwie stromatolitów.

Stromatolity i trombolity tworzą poziomy dobrze widoczne makroskopowo, o maksymalnej miąższości do 5,5 m. Tak duża miąższość jest wyjątkowa, najczęściej są to poziomy o miąższości kilkudziesięciu centymetrów.

Maty mikrobialne zbudowane są z zestawów ciągłych biolamin, płasko-wypukłych, regularnych lub faliście uformowanych. Miejscami występują także formy bardziej nieregularne, mocniej zdeformowane, miejscami nieciągłe. Pojedyncze biolaminy mają miąższość od dziesiątych części milimetra do kilku milimetrów, najczęściej 1–2 mm. Często występują w nich ziarna obleczone – oolity i onkolity. Maty mikrobialne tworzą

warstwy, o miąższości od 0,1 do 6,9 m. Dolna granica miąższości została przyjęta arbitralnie. Maty mikrobialne mają wymiarną, stosunkowo łatwą do określenia miąższość, ponieważ są dość dobrze widoczne makroskopowo na przeciętych rdzeniach wiertniczych. Pewne problemy w ich identyfikacji występują na odcinkach rdzeni zalanych ciemnymi bituminami, są wówczas słabo widoczne. Najczęściej tworzą warstwy od 0,5 do 1,5 m maksymalnie do 6,9 m. Środowiska sedymentacji, najbardziej sprzyjające ich rozwojowi występowały na stokach barier zarówno wewnętrznych, jak i zewnętrznych. Często, zasiedlają również środowiska barierowe, stanowiąc przewarstwienia w osadach ziarnistych (Wagner, Kotarba, 2004; Jaworowski, Mikołajewski, 2007; Kotarba, Wagner 2007).

Maty mikrobialne i budowle mikrobialne tworzą najczęściej wspólne kompleksy na platformie węglanowej, przewarstwiając się z osadami ziarnistymi – grejnstonami i pakstonami. Sumaryczna miąższość tych osadów osiąga miejscami znaczne wartości, dochodząc maksymalnie do 25,5 m. W strefie stoku platformy węglanowej i na równi zatokowej praktycznie nie występują (Jaworowski, Mikołajewski, 2007).

W dolomicie głównym występuje także bliżej niezidentyfikowana forma, prawdopodobnie sinicowa, nazwana roboczo kłębami mikrobialnymi. Są to twory o nieostrych granicach, kształtu zbliżonego do kulistego, o całkowicie nieregularnej budowie wewnętrznej, wielkości od kilku milimetrów do kilku centymetrów. Występują dość licznie w profilach dolomitu głównego, towarzysząc laminom i matom mikrobialnym. Tworzą one odrębną grupę, nie mieszczącą się w przyjętej tu klasyfikacji (Jaworowski, Mikołajewski, 2007). Nie sposób ocenić ich ilości, ale trzeba zdawać sobie sprawę z masowego ich występowania, które może wpływać na bilans wytworzonej materii organicznej.

Rozproszone laminy mikrobialne

Laminy mikrobialne są to również struktury sinicowe, podobnie jak maty mikrobialne i mają taką samą genezę. Różnica polega na tym, że występują w osadach pojedynczo lub w niewielkich ilościowo zestawach, od kilku do kilkunastu biolamin, których sumaryczna miąższość nie przekracza umownej granicy 10 cm.

Miąższość i wygląd pojedynczych biolamin jest znacznie zróżnicowana i zależy od warunków sedymentacji. W płytkowodnych strefach dolomitu głównego, na obszarze platformy węglanowej, biolaminy są jasne, o lekko falistym kształcie i miąższościach od ułamka milimetra do kilku milimetrów. Najczęściej grubość ich waha się od jednego do 3 milimetrów, nie przekraczając wartości 5 mm. Są one dość dobrze widoczne makroskopowo i ich identyfikacja nie sprawia poważniejszych problemów (Jaworowski, Mikołajewski, 2007; Kotarba, Wagner, 2007). Najczęściej występują w osadach ziarnistych – grejnstonach i pakstonach w bardzo zmiennych ilościach. Było to z pewnością zależne od lokalnych warunków hydrodynamicznych. Powstanie biolaminy wymaga krótkiego czasu i niższej aktywności hydrodynamicznej, a ta zmienia się bardzo często w warunkach płytkowodnych. Dlatego odrębnym i trudnym zagadnieniem jest określenie ich sumarycznej

miąższości, ponieważ nie sposób zliczyć biolaminy w całym profilu. Posłużono się więc metodą ich zliczania na wybranych odcinkach profilów, o miąższości jednego metra. Wyboru tych odcinków dokonywano arbitralnie, kierując się widoczną makroskopowo częstością ich występowania w poszczególnych odcinkach profilu. Na tej podstawie określono średnią częstość występowania biolamin w czterech przedziałach:

- rzadka do 10% miąższości całego interwału,
- częsta 10–20%,
- gęsta 20–30%,
- bardzo gęsta 30–40%.

Z powyższego wyliczenia wynika, że laminy mikrobialne stanowią pokaźny procent całkowitej miąższości profilu. Oczywiście metoda nie jest zbyt dokładna i w jakimś stopniu subiektywna, ale daje pewien obraz zmienności częstotliwości występowania biolamin w dolomicie głównym. Przeważnie sumaryczna miąższość biolamin tylko niekiedy przekracza wartość 10 m.

Rzadko występujące biolaminy są charakterystyczne dla elewowanych części barier i płycizn na platformie węglanowej. Częściej występują one na stokach barier. Najczęstsza ich obecność jest ograniczona do niewielkich interwałów w pobliżu mat mikrobialnych, również w strefie stoków (Wagner, Kotarba, red., 2004; Jaworowski, Mikołajewski, 2007; Kotarba, Wagner, 2007; Wagner i in., 2010).

Onkolity

Onkolity należą do najczęściej spotykanych ziarn obleczo-nych w osadach dolomitu głównego. Występują powszechnie na obszarze platformy węglanowej, tworząc strefy barierowe, i dominują w profilach wysoko energetycznej równi platformowej. Swoje powstanie zawdzięczają działalności cjanobakterii nitkowatych i glonów zielonych o podobnym nitkowatym pokroju, z którymi współcześnie występują. Były źródłem pokaźnych zawartości materii organicznej. Jednakże wysoka energia hydrodynamiczna środowiska ich powstawania uniemożliwiła prawdopodobnie zachowanie się tej materii i z tego powodu osady te są eliminowane ze zbioru skał macierzystych. Istnieje jednak pewne prawdopodobieństwo, że w niektórych obszarach z gęstą biolaminacją i występowaniem mat mikrobialnych, część materii organicznej zawartej w onkoidach mogła się zachować z powodu szybkiej stabilizacji osadów i ochronnemu działaniu pokryw mikrobialnych. Niestety nie można tego zjawiska ująć ilościowo, ale trzeba o takiej możliwości pamiętać przy ocenie możliwości generacyjnych dolomitu głównego.

Należy także wziąć pod uwagę fakt, że po redepozycji onkolitów w głębsze środowiska sedimentacji, np. w strefie stoku platformy węglanowej, część materii organicznej zawartej w tych ziarnach obleczo-nych mogła się w nowych warunkach zachować i zostać pogrzebana. Dotyczy to pakstonów i wakstonów a także flotstonów i rudstonów.

Głony

Szczegółowe badania osadów dolomitu głównego wykazały bardzo dużą różnorodność i obfitość szczątków glonów. Są to różne rodzaje i gatunki glonów zielonych i czerwonych

zarówno osiadłych, jak i planktonicznych (Wichrowska, 2010). Głony były również bogatym źródłem materii organicznej, ale nie można tego określić ilościowo. Szczątki glonów są widoczne głównie w płytkach cienkich, a ponieważ struktury te są bardzo podatne na zniszczenie w procesach diagenety nie można określić ich udziału ilościowego. Na podstawie zachowanych fragmentów można tylko powiedzieć, że udział glonów mógł być znaczący w bilansie materii organicznej w dolomicie głównym.

Madstony – środowiska depozycji, miąższość

W głębszych strefach basenu na stoku platformy węglanowej i równi zatokowej biolaminy są generalnie dużo cieńsze, z reguły poniżej jednego milimetra i zawierają ciemną substancję ilasto-organiczną (fig. 15A). Są one związane głównie ze znacznie spokojniejszymi środowiskami sedimentacji, w których powstawały madstony i wakstony. Prawdopodobnie w tworzeniu biolamin znacznie mniejszą rolę odgrywały sinice osiadłe z uwagi na gorsze warunki fotyczne, znacznie większe znaczenie miały sinice i glony planktoniczne, które śmierci opadały na dno w postaci deszczu szczątków organicznych. Liczne ich ślady są opisane w płytkach cienkich, a w płytkim i ciepłym morzu cechstyńskim miały doskonałe warunki rozwoju (Wichrowska, 2010). Prawdopodobnie w tych strefach większość biolamin ma taką genezę, zwłaszcza na obszarze równi basenowej, która w pewnym momencie musiała się znaleźć poniżej strefy fotycznej.

Istnieje trudność w odróżnieniu biolamin od innych struktur sedimentacyjnych, prądowych i z suspensji. Nie można ująć tego ilościowo. Jedynym wyjątkiem są biolaminy występujące w przewarstwieniach pakstonów na stoku platformy, które można obserwować makroskopowo. W tej sytuacji rytmy zaliczono w całości do skał macierzystych, przypuszczając, że większość materii organicznej pochodzi z deszczu szczątków fitoplanktonu.

W strefie stoku pozostaje jeszcze do rozpatrzenia problem macierzystości specyficznych osadów osuwisk i debrytów. Z całą pewnością zawierały one znaczne ilości materii organicznej występującej w osadach, które zostały przemieszczone w głębszą część basenu, takich jak fragmenty mat i budowli mikrobialnych, czy osadów ziarnistych z biolaminacją. Nie sposób ocenić ilościowo tego zjawiska.

Występowanie skał macierzystych w profilu Ca2

Dolomit główny (Ca2) 1754,0–1759,0 m; miąższość 5,0 m, 4,5 m rdzenia:

2,5 m – dolomit lekko marglisty barwy ciemnobieżowej (madston), niezbyt regularnie warstwowany smużycie ciemniejszym dolomitem, podrzędnie poziomo laminowany. Miejscami występują smugi dolomitu jasnobieżowego o strukturze grudkowej z pojedynczymi drobnymi ziarnami obleczo-nymi i drobnymi intraklastami. Dość liczna, drobna, cienkoskorupowa fauna małżowa ułożona równolegle do laminacji. Skały macierzyste 30%

0,08 m – łupek ilasty barwy szaro-czarnej, regularnie poziomo laminowany, z bardzo liczną cienkoskorupową fauną



Fig. 15. **A.** Kompleks madstonów z widoczną niekiedy laminacją równoległą ciemnoszarą substancją ilasto-organiczną; głęb. 1754,0–1754,2 m. **B.** Kompleks osuwiskowy; osunięte fragmenty warstw o różnym stopniu konsolidacji; w górnej części pierwotne pustki subakwalnego rumowiska wypełnione anhydrytem; głęb. 1757,3–1757,5 m. **C.** Kompleks debrytowy; fragment osuniętego, niezdiagnozowanego osadu z licznymi drobnymi intraklastami; głęb. 1758,20–1758,36m . A–C Malbork IG 1, Ca2

A. Mudstone complex; rare parallel lamination by dark grey clay-organic matter; depth 1754.0–1754.2 m. **B.** Slump complex; slumped parts of beds variably consolidated; in the upper part primary voids of subaqueous debris, filled with anhydrite; depth 1757.3–1757.5 m. **C.** debrite complex; part of slumped, unlithified sediment with numerous intraclasts; depth 1758.20–1758.36 m. A–C Malbork IG 1, Ca2

małżową. Dolna granica ostra, erozyjna o nierównej powierzchni. Skały macierzyste 100%

0,4 m – dolomit barwy szarej, lekko marglisty o zaburzonym, słabo widocznym warstwowaniu z licznymi dużymi małżami. W górnej części zafałdowania. Skały macierzyste 30%

1,5 m – dolomit barwy ciemnobieżowej, o zaburzonym warstwowaniu osunięciami grawitacyjnymi, miejscami ze strukturą gruzłową z licznymi intraklastami, od 0,2 do 1,0 cm średnicy, niecałkowicie zdiagnozowanego osadu, przechodzący w najniższej części w debryt. Liczna fauna małżowa i detryt małżowy. Miejscami na intraklastach widoczne obrosty mikrobialne. Skały macierzyste 0%. Kontakt z anhydrytem nie zachowany.

Skały macierzyste strefy względnie głębokowodnej, w której utworzyły się utwory Ca2 znane z profilu Malbork IG 1, występują na stoku niezidentyfikowanej płycizny (Wagner i in., 2010).

W górnej części profilu 1754,00–1757,18 m występują rozproszone kompleksy skał macierzystych, z wyjątkiem

zwartego kompleksu o minimalnej miąższości 8 centymetrów. Kompleksy rozproszonych skał macierzystych zbudowane są z bardzo drobnoziarnistych piasków węglanowych, o frakcji mułowej ze smugami ciemnej substancji ilasto-organicznej. Właśnie te smugi występujące w ilości ok. 30%, o sumarycznej miąższości 0,93 m, stanowią skały macierzyste. Dodając do tej wartości 0,08 m łupków ilasto-organicznych otrzymujemy 1,01 m skał macierzystych niskiej jakości, stanowiących 20,2% miąższości dolomitu głównego.

Dolny kompleks skał dolomitu głównego 1757,18–1759,00 m zbudowany z osuwiska o charakterze debrytu nie ma cech skały macierzystej (fig. 15B, C).

W sumie, w profilu dolomitu głównego z otworu Malbork IG 1 występują niewielkie ilości niskiej jakości skał macierzystych nie mające żadnego znaczenia w ocenie potencjału macierzystości.

Andrzej CHMIELEWSKI, Piotr KRZEMIŃSKI

WYNIKI BADAŃ MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ W UTWORACH CECHSZTYNU

Badania petrograficzne i mineralogiczne przeprowadzono w utworach cechsztyńskiej serii miedzionośnej obejmującej wapień cechsztyński Ca1 (o miąższości 7,5 m), łupkę miedzionośną T1 (0,40 m) oraz biały spągowiec Bs¹ (3,6 m) (fig. 16, 17).

Profil serii miedzionośnej rozpoczyna biały spągowiec za-
legający bezpośrednio pod łupką miedzionośną, repre-
zentowany przez jasnoszare pyłowce dolomityczne, z wi-
docznym warstwowaniem małoskalowym oraz powierzchnia-
mi rozmyć (próbka 8). Drobne ziarna kwarcu i skaleni (o śred-
nicach od 20 do 65 µm) wykazują niski stopień obtoczenia;
często są ostrokrawędziste. Skały te zawierają do 1% skaleni;

przeważają plagioklasy bez wyraźnych śladów wietrzenia. Spoiwo piaskowców jest dolomityczno-wapnisto-ilaste z dużą przewagą dolomitu. Romboedry dolomitu (średnice od 5 do 50 µm) występujące w spoiwie piaskowca ściśle wypełniają przestrzeń między ziarnami kwarcu. Miejscami występują także duże (od 50 do 100 µm średnicy) ksenomorficzne ziarna dolomitu. Minerale ilaste reprezentowane są głównie przez il-lit oraz podrzędnie przez chloryt. Sporadycznie spotyka się muskowit, hornblendę, cyrkon i turmalin.

W piaskowcach białego spągowca dominuje pirit (do ok. 12–13% obj. skały) z nieznacznym udziałem sfalerytu, gale-

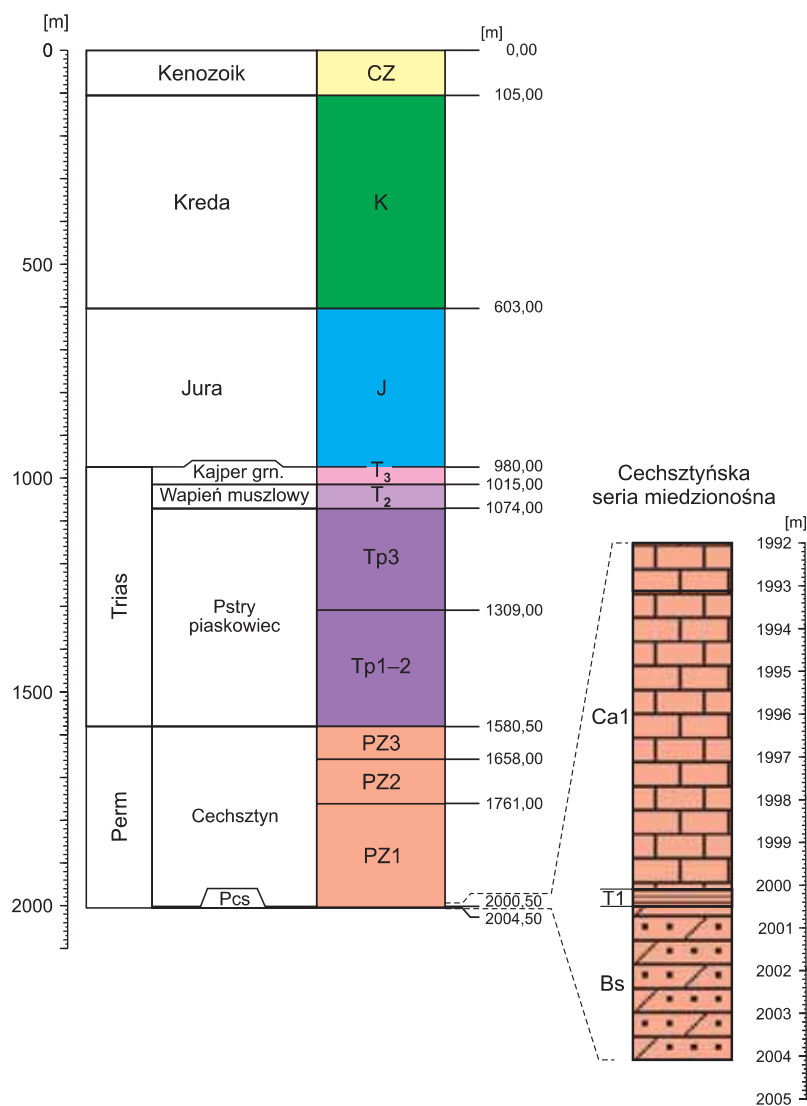


Fig. 16. Profil litologiczny otworu wiertniczego Malbork IG 1

Lithological profile of the Malbork IG 1 borehole

¹ Nieformalne wydzielenie litostratygraficzne w obrębie czerwonego spagowca

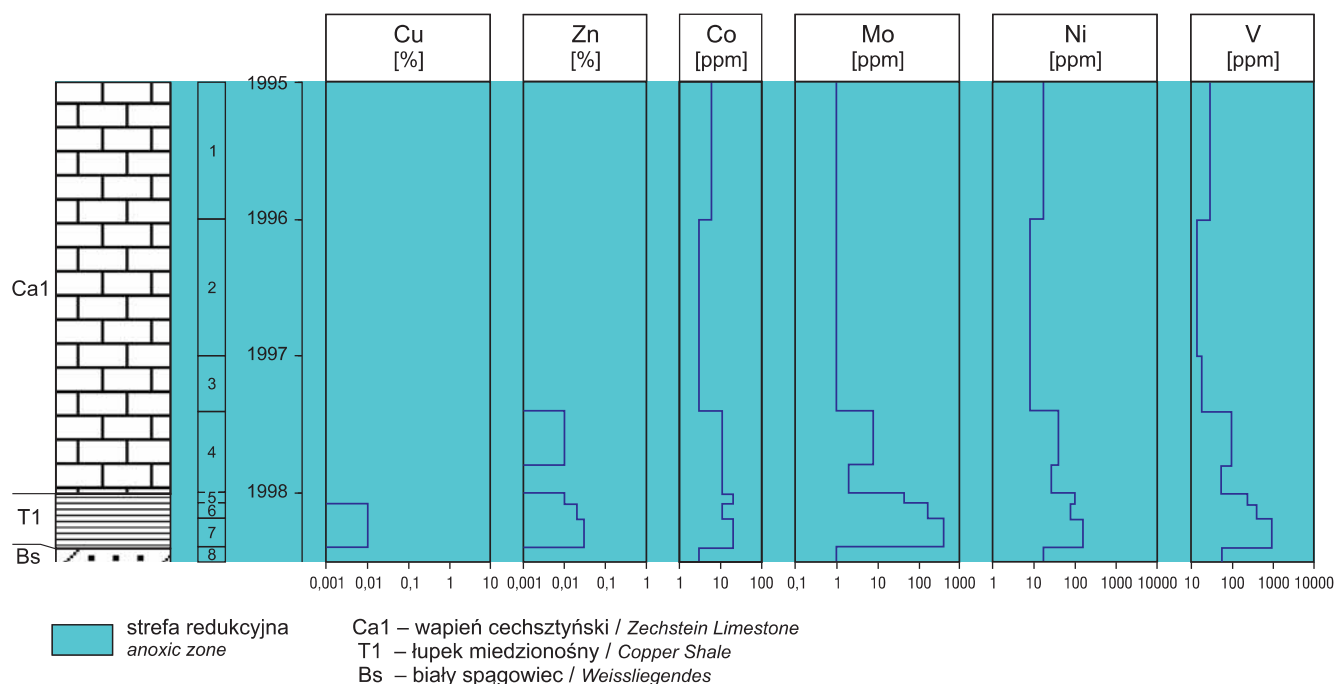


Fig. 17. Rozmieszczenie Cu, Zn, Co, Mo, Ni, V w profilu pionowym otworu wiertniczego Malbork IG 1

Distribution of Cu, Zn, Co, Mo, Ni, V in the Malbork IG 1 borehole

ny, markasytu i podrzędnie chalkopiryty. Siarczki gromadzą się w postaci wrostków rozproszonych w spoiwie węglanowym, zastępują fragmenty ziaren detrytycznych, skupiają się w smugi zgodnie z warstwowaniem piaskowca oraz tworzą warstwowe powłoki kruszcowe wokół ziaren detrytycznych piaskowca. Rozmiary wprysnięć siarczkowych występujących w rozproszonej formie nie przekraczają 60 μm średnicy. Piryty w stropowych partiach białego spągowca obecny jest w formie większych nieregularnych skupień koncentrujących się w linijskich skupieniach i smugach długości do 500 μm , ułożonych zgodnie z warstwowaniem skały.

Łupek miedzionośny, którego w opisywanym profilu odpowiednikiem są margle dolomityczne koloru beżowego (próbki 5, 6 i 7), to skały o dużej domieszce detrytycznego kwarcu i minerałów ilastych. Ku górze zwiększa się ilość minerałów ilastych oraz zawartość kalcytu, natomiast nieznacznie spada udział materiału terygenicznego. Ziarna kwarcu są słabo obtoczone (często ostrokrawędziste) i osiągają rozmiary dochodzące do 90 μm średnicy, z przewagą ziarn o średnicach w granicach 40–60 μm . Głównym minerałem ilastym jest illit. Ponadto sporadycznie zaobserwowane zostały drobne łusczkowate ziarna łyszczyków, głównie muskowitu.

Łupek miedzionośny (próbka 7) cechuje bogata mineralizacja piritowa, której towarzyszą podrzędnie wtrącenia chalkopiryty, sfalerytu, galeny i markasytu. Siarczki te rozproszone są w ilasto-wapnistym tle skalnym. Liczne są wydłużone i soczewkowate skupienia piryty o średnicach do 300 μm (zgodnie z lekko zaakcentowanym warstwowaniem skały) oraz frambo-

idy piritowe, których rozmiary ziaren dochodzą do 40 μm średnicy. Sporadycznie spotyka się idiomorficzne kryształy piryty (5–20 μm średnicy) oraz ziarna galeny o rozmiarach do 20 μm średnicy. Powszechnie obserwuje się piritowy pył kruszcowy skupiający się w chmurowe i gniazdowe formy, o rozmiarach do 150 μm średnicy. Siarczki ponadto (głównie piryty) inkrustują nieliczną mikrofaunę, reprezentowaną głównie przez otwornice z rodzaju *Glosmospira* oraz *Fronicularia*.

Wapień cechsztyński (Ca1) reprezentowany jest przez dwa kompleksy węglanowe; cienki kompleks mikrytowy w dolnej części (w spągu silnie zailone mikrytowe wapienie dolomityczne) oraz kompleks onkolitowy (onkolity o urozmaiconym składzie form onkoidowych) w górnej części Ca1.

Silnie zailone mikrytowe wapienie dolomityczne, koloru beżowego (próbka 4) zawierają dużą domieszkę materiału terygenicznego. Ziarna kwarcu są nieznacznie drobniejsze w porównaniu do niżej zalegających margli i mają rozmiary dochodzące do 40 μm średnicy. Głównym minerałem ilastym jest illit. Dodatkowo zaobserwowane zostały drobne (do 2 μm średnicy) izometryczne ziarna piryty luźno tkwiące w spoiwie skały; ziarna te stanowią składnik pelitu mineralnego często układającego się w cienkie smugi.

W spągu kompleksu onkolitowego występują jasnobieżowe zailone onkolity drobnoziarniste z ooidami (próbka 3), zalegające bezpośrednio na kompleksie mikrytowym. Skały te zbudowane są głównie z drobnych sferycznych onkoidów i gruzełków algowych, zbudowanych z mikrosparytu kalcytowego, o średnicy kryształów od 60 do 120 μm . Ponadto do-

strzeżono intraklasty mikrytów (o średnicy od 200 do 300 μm) oraz ooidy (o rozmiarach do 100 μm średnicy) o promienisto-koncentrycznej budowie wewnętrznej. Nieznaczna domieszkę stanowią słabo obtoczone ziarna kwarcu o rozmiarach od 30 do 60 μm średnicy. Zaobserwowane zostały anhydrytowe wypełnienia wolnych przestrzeni w onkoidach. Mineralami akcesorycznymi są chloryt i granaty. Rozpoznana została nieliczna mikrofauna, reprezentowana głównie przez otwornice jednoseryjne oraz spiralne (*Agathammina*, *Glosmospira* oraz *Frondicularia*).

W górnej części kompleksu onkolitowego zalegają szarobieżowe wapienie z kalcytowymi onkoidami, o urozmaiconym składzie form onkoidowych, tkwiącymi w spoiwie marglistym z domieszką materiału terygenicznego w postaci illitu, kwarcu i muskowitu (próbki 1 i 2). Ziarna kwarcu są drobne, do 80 μm średnicy, słabo obtoczone, często ostrokrawędziste. W składzie form onkoidowych obecne są duże onkoidy, zbudowane z kilku do kilkunastu powłok algowych, grudki algowe, naskorupienia algowe (z charakterystycznym pofalowaniem powłok algowych na fragmentach organicznych i nieorganicznych), otoczki i gruzelki algowe (otoczone pojedynczą warstwą kalcytu pochodzenia algowego oraz gruzelki o kształcie sferycznym do eliptycznego). Obok różnych form onkoidów zaobserwowane zostały pellety (grudki fekalne), intraklasty mikrytowe oraz pojedyncze promienisto-koncentryczne ooidy

kalcytowe (szczególnie w próbce 2). W omawianym onkolicie obserwowana jest liczna mikrofauna otwornicowa, reprezentowana zarówno przez otwornice jednoseryjne, jak i spiralne (*Nodosaria*, *Lagena*, *Frondicularia*, *Dentalina*, *Agathammina*, *Glosmospira*) oraz otwornice płójące, które obrastają wielopowłokowe onkoidy. Obecne są nieliczne małżoraczki.

Wapień cechsztyński (próbki 1, 2, 3 i 4) okruszczony jest jedynie w spągowych partiach, a ku górze interwału zawartość siarczków stopniowo maleje. Zanotowano obecność kryształów piryty oraz nielicznych ziaren sfalerytu i galeny, których rozmiary nie przekraczają 40 μm średnicy. Mineralizacja ma głównie charakter rozproszony, miejscami zarejestrowano skupienia i laminarne zgrupowania pirytowe, ułożone zgodnie z warstwowaniem skały. Obecne są duże (od 350 do 600 μm średnicy) konkrety pirytowe. Rozmiar większości ziaren minerałów siarczkowych mieści się w przedziale od kilku do kilkunastu μm średnicy, nie przekraczając 40 μm . Lokalnie minerały siarczkowe (głównie piryt i sfaleryt) inkrustują mikrofaunę oraz onkoidy. Wapień poprzecinany jest równoległymi do siebie drobnymi (od 20 do 40 μm grubości) stylolitami, a na ich powierzchniach granicznych obecna jest mineralizacja pirytowa, głównie o kształtach regularnych i niedużych rozmiarach od 2 do 5 μm średnicy. Stylolity bardzo często przecinają allochemy; wyraźnie zaznacza się ubytek masy przeciętych allochemów.

TRIAS

Anna BECKER

WSTĘP

Zaproponowana w pierwotnej dokumentacji wynikowej stratygrafia triasu w otworze Malbork IG 1 nie uległa jak do tej pory rewizji. W niniejszym opracowaniu przedstawiono zatem zaproponowane przez Annę Szyperko-Teller (1990) wydzielenia litostratygraficzne wraz z ich chronostratygraficzną interpretacją, umożliwiającą dzięki wynikom analiz palinologicznych rdzeni (Ślupeckańska, 1990) oraz specyficznej budowie basenu sedymentacyjnego triasu Polski Niżowej (Feist-Burghardt i in., 2008; Pieńkowski, 2009). Granice jednostek chronostratygraficznych należy uznać za umowne, gdyż postawiono je na prawdopodobnie najbliższych im gra-

nicach jednostek litostratygraficznych (patrz podsumowanie wiedzy o stratygrafii triasu w Marek, Pajchłowa, 1997 oraz Wagner, 2008). Przytoczono tutaj również, pochodzący z dokumentacji wynikowej, komentarz dotyczący stratygrafii i wykształcenia litologicznego triasu w otworze. W ramach redakcji tekstu uzupełniono cytaty literaturowe, dokonano korekty językowej oraz skrócono w niewielkim stopniu fragment dotyczący formacji elbląskiej, ze względu na szczegółowe opracowanie tej części profilu przez G. Czapowskiego (w tym tomie). Komentarz uzupełniono o krótki zarys rozwoju sedymentacji.

Anna SZYPERKO-TELLER, Anna BECKER (redakcja)

STRATYGRAFIA I WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE

Otwór Malbork IG 1 usytuowany został w strefie, która we wczesnym triasie stanowiła względnie obniżoną część wyniesionego obszaru platformy prekambryjskiej, określoną jako zatoka warmińska. Wynikiem takiego położenia otworu jest duża, jak na ten region, miąższość triasu, licząca ponad

600 m. Na miąższość tę składają się przede wszystkim utwory triasu dolnego i środkowego. Trias górny reprezentowany jest jedynie przez około 40-metrowy najwyższy fragment profilu.

W profilu wydzielono wszystkie jednostki litostratygraficzne opisane z północno-wschodniej Polski (Dadlez, 1968; Szy-

perko-Śliwczyńska, 1979; Strzelecki, 1980). Główną podstawę przeprowadzonego podziału była korelacja profilu litologicznego, odtworzonego na podstawie pobranych rdzeni oraz analizy wykresów pomiarów geofizycznych, z profilami dobrze poznanych sąsiednich otworów, a przede wszystkim z profilem otworu Pasłek IG 1. Otwór Malbork IG 1 rdzeniowany był na odcinku triasowym bardzo nierównomiernie. Na średnią rdzeniowania, wynoszącą dla całego profilu około 17%, składa się ponad 70% rdzeniowanie formacji elbląskiej i zaledwie 7% rdzeniowanie pozostałej części profilu, z której dwie z wydzielonych jednostek przewiercono całkowicie bezrdzeniowo.

Przeprowadzony podział litostratygraficzny w przypadku trzech jednostek potwierdzony został przez wyniki analizy palinologicznej (Ślupczyńska, 1990). Analiza mikropaleontologiczna nie pozwoliła na uszczegółowienie stratygrafii profilu (Styk, 1990).

Trias dolny

Formacja bałtycka

Profil formacji bałtyckiej (głęb. 1580,5–1309,0 m), reprezentującej tu pstry piaskowiec dolny, jest analogiczny do profilu typowego formacji. Stanowią go skały drobnoklastyczne mułowcowo-iłowcowe, często wapniste, przeważnie czerwonoceglaste i brunatne, z podrzędnie występującą barwą szarą i szarozieloną. Miejscami, głównie w dolnej części profilu, występują partie zawierające liczne cienkie laminy, soczewki i wkładki wapieni. Miejscami występują nieliczne skupienia anhydrytu, a w części profilu z głębokości 1407,0–1379,0 m także wkładki wapieni oolitowych, do 1 m miąższości.

W próbkach pochodzących z przyspągowej części formacji Ślupczyńska (1990) stwierdziła obecność zespołu mio-spor poziomu *Lundbladispora obsoleta*–*Protohaploxypinus pantii*, charakterystycznego dla najniższej części pstrego piaskowca Niżu Polskiego (Orłowska-Zwolińska, 1984). Obecność tego zespołu określa wiek zawierających go osadów jako ind (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985).

Miaższość formacji bałtyckiej w profilu Malbork IG 1, wynosząca 271,5 m, jest równorzędna maksymalnej miąższości pstrego piaskowca dolnego na obszarze polskiej części platformy prekambryjskiej (por. Szyperko-Teller, Moryc, 1988).

Formacja lidzbarska

Formacja lidzbarska, odpowiadająca dolnej części środkowego pstrego piaskowca, wydzielona na głębokości 1309,0–1253,0 m, przewiercona została bezrdzeniowo. Profil jej jest typowy, sądząc po korelacji z sąsiednimi otworami (por. Szyperko-Śliwczyńska, 1979). Tworzą ją osady drobnoklastyczne, głównie iłowce wapniste, różnobarwne, głównie szare, z cienkimi wkładkami wapieni, prawdopodobnie miejscami oolitowych. W części przyspągowej występuje kilkumetrowa warstwa piaskowcowo-mułowcowa. Miaższość formacji lidzbarskiej jest równorzędna z miąższością tej formacji na obszarze Warmii, skąd opisano stratotyp formacji (por. Szyperko-Śliwczyńska, 1979).

Formacja malborska

Profil formacji malborskiej, wydzielonej na głębokości 1253,5–1163,0 m, odtworzono prawie wyłącznie na podstawie analizy wykresów pomiarów geofizycznych. Z odpowiadającego jej fragmentu otworu wydobyto bowiem tylko jeden rdzeń. W porównaniu z typowymi profilami formacja malborska zawiera tutaj wyraźnie większą ilość piaskowców, które stanowią około 60% profilu, podczas gdy w dotychczas poznanych profilach nie sięgały nigdzie 50% (patrz Szyperko-Śliwczyńska, 1979). Wynika to z mniejszej odległości opisywanego profilu od położonego na północno-zachód obszaru alimentacyjnego (Szyperko-Śliwczyńska, 1979). Występujące tu piaskowce i skały iłowcowo-mułowcowe są zapewne w większości czerwone i ceglasczerwone, miejscami wapniste, jak wynika z porównania z profilem otworu Bartoszyce IG 1. Miaższość formacji jest bliska maksymalnej notowanej na obszarze Warmii (por. Szyperko-Śliwczyńska, 1979).

Formacja lidzbarska i malborska stanowią łącznie odpowiednik środkowego pstrego piaskowca innych regionów zbiornika sedymentacyjnego (Szyperko-Teller, 1997). Prawdopodobnie, jak na całym obszarze platformy prekambryjskiej, brak jest tutaj odpowiedników najwyższej części środkowego pstrego piaskowca, a pomiędzy formacją malborską i leżącą powyżej formacją elbląską, występuje dość znaczna luka (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller, 1997).

Trias dolny–trias środkowy

Formacja elbląska

Wydzielona na głębokości 1163,5–1074,0 m formacja elbląska jest najlepiej poznany fragmentem triasu w profilu Malbork IG 1. Odcinki rdzeniowane stanowią tu bowiem ponad 70% miąższości formacji.

Przyspągowy, najbardziej charakterystyczny człon formacji stanowi około 15-metrowy kompleks skał szarych, piaskowcowych i iłowcowo-mułowcowych. Ślupczyńska (1990) stwierdziła występowanie w tej części profilu mikroflory poziomu *Volziaesporites heteromorpha*, znanego z kilku innych profili formacji elbląskiej obszaru Warmii, a charakterystycznego przede wszystkim dla górnego pstrego piaskowca innych obszarów zbiornika sedymentacyjnego (Orłowska-Zwolińska, 1984). Obecność tego zespołu, według Orłowskiej-Zwolińskiej (1985) określa wiek osadów jako pogranicze oleneku i anizyku.

Wyższą część formacji elbląskiej stanowią naprzemianległe utwory piaskowcowe i iłowcowo-mułowcowe, najczęściej ceglaste i ceglasto-czerwone, nielicznie rudawożółte i szare.

Miaższość opisanego profilu jest równorzędna maksymalnej miąższości formacji (por. Szyperko-Śliwczyńska, 1979), a jej profil litologiczny jest najbardziej zbliżony do stratotypowego profilu formacji elbląskiej opisanego z otworu Pasłek IG 1. Istotną różnicą jest brak w profilu Malbork IG 1, mniej lub bardziej licznych w innych profilach, warstw zlepieńców. Profil Malbork IG 1 powstawał zapewne w strefie bardziej

wewnętrznej części obszaru sedymentacyjnego, w środowisku o niższej energii.

Szczegółową analizę sedymentologiczną wraz z interpretacją środowiska sedymentacji formacji elbląskiej przedstawił G. Czapowski (w tym tomie).

Trias środkowy

Formacja fromborska

Za odpowiadającą formacji fromborskiej (Strzelecki, 1980) uznano część profilu z głębokości 1074,0–1015,0 m. Podobnie jak większą część profilu triasowego, także i tę część odtworzono głównie na podstawie analizy wykresów pomiarów geofizycznych i korelacji z lepiej poznanymi profilami, rdzeniowano tu bowiem tylko jeden 9-metrowy fragment formacji. Z analizy wynika, że litologia tej części profilu jest zbliżona do litologii formacji fromborskiej (Strzelecki, 1980), odbiega zaś wyraźnie od typowej dla wapienia muszlowego, który jest wiekowym odpowiednikiem formacji fromborskiej (Gajewska, 1988a).

W całości profil formacji składa się głównie ze skał mułowcowo-iłowcowych, nielicznie piaskowcowych, ze znaczącą ilością wkładek węglanowych w najniższej (głęb. 1074,0–1064,0 m) i najwyższej części (1035,0–1015,0 m), prawdopodobnie głównie szarych.

W rdzeniowanym odcinku formacji występują szare iłowce i mułowce ilaste dolomityczne z podrzędnymi laminami oraz wkładkami piaskowca, nieregularnie, soczewkowo i faliście warstwowane. Miejscami występują źle zachowane szczątki fauny: skorupiaków, małżów (m.in. *Myophoria* sp.), brachiopodów

(*Lingula* sp.) i ryb (łuski). Styk (1990) stwierdziła również sporadyczne występowanie mikrofauny, w skład której wchodzi ślimaki i otwornice *Lituotuba* sp. i *Nodogordiospora* sp.

W wyniku analizy mikroflorystycznej Słupcańska (1990) udokumentowała występowanie tu mikroflory poziomu *Tsuqaepollenites oriens*, określającego wiek osadów jako wyższy anizyk (Orłowska-Zwolińska, 1985).

Korelacja z otworami z regionu oraz analiza basenu Niżu Polskiego (Orłowska-Zwolińska, 1983; Deczkowski, Franczyk, 1988; Gajewska, 1988a, b) wskazują na możliwość występowania w tym profilu dużej luki stratygraficznej, obejmującej prawdopodobnie część lądynu, karnik i część noryku.

Trias górny

Warstwy nidzickie – bartoszyckie (?)

Najwyższą część profilu triasowego (głęb. 1015,0–973,5 m) stanowi około 40 m kompleks skał iłowcowo-mułowcowych w większości brunatnych z kilkumetrowymi warstwami piaskowców, prawdopodobnie szarych². Całkowity brak rdzenia z tej części otworu uniemożliwia pewne określenie pozycji stratygraficznej kompleksu. Z dotychczasowej znajomości rozwoju górnego triasu (Deczkowski i Franczyk, 1988) wynika, że przede wszystkim należy się tu spodziewać obecności warstw nidzickich wieku noryckiego (Orłowska-Zwolińska, 1983). Niewykluczone jest także występowanie fragmentu warstw bartoszyckich, reprezentujących retyk (Orłowska-Zwolińska, 1983), którym mogłaby odpowiadać najwyższa, kilkumetrowa warstwa piaskowców (por. Dadlez, 1962, 1968).

Anna BECKER

ZARYS ROZWOJU SEDYMENTACJI

W otworze Malbork IG 1 nie przeprowadzono szczegółowej analizy sedymentologicznej rdzeni (oprócz formacji elbląskiej – patrz G. Czapowski, w tym tomie) oraz pomiarów geofizyki otworowej. Przedstawiony w niniejszym rozdziale zarys rozwoju sedymentacji odtworzony został dla tego otworu z opracowań regionalnych publikowanych oraz materiałów archiwalnych.

Sedymentacja wczesnego triasu rozpoczęła się transgresją morską z północnego zachodu (Pieńkowski, 1991; Szyperko-Teller, 1997; Beutler i Szulc, 1999; Feist-Burghardt i in., 2008). Środowisko sedymentacji dolnego pstręgo piaskowca interpretowane jest zatem jako laguna o obniżonym zasoleniu (Szyperko-Teller, 1997; Iwanow, Kiersnowski, 1998). Szyperko-Teller (1997) wskazuje na możliwość odcięcia zbiornika od otwartego szelfu pod koniec sedymentacji dolnego pstręgo piaskowca i przekształcenie go w słonawo-wodne jezioro. Z opisu osadów formacji bałtyckiej otworu Malbork IG 1 wynika, że jedynie w najniższej i najwyższej jego części pojawiają się wkładki węglanowe, wskazujące na istnienie środowiska o odpowiednim

poziomie mineralizacji. W większości profilu występują masywne czerwone iłowce i mułowce, charakterystyczne dla środowiska płytkich, nie zróżnicowanych morfologicznie jezior (patrz Talbot, Allen, 1996).

Sedymentacja środkowego pstręgo piaskowca rozpoczęła się silniejszym impulsem transgresji, prawdopodobnie tym razem z południa (Szyperko-Teller, 1997; Beutler, Szulc, 1999; Feist-Burghardt i in., 2008). Formacja lidzbarska była osadzana w środowisku laguny o obniżonym zasoleniu (Iwanow, Kiersnowski, 1998). Formacja malborska dokumentuje fazę regresywną, gdyż według Iwanowa i Kiersnowskiego (*op. cit.*) jest ona zbudowana w tym rejonie z osadów rzecznych, głównie korytowych. Według Szyperko-Teller (1997) mogą to być również osady brzegowe.

Formacja elbląska, reprezentuje środowisko równi fluwialnej oraz brzegowej i została szczegółowo scharakteryzowana przez G. Czapowskiego (w tym tomie).

² Interpretacja barwy pochodzi prawdopodobnie z obserwacji próbek okruchowych lub z porównania z sąsiednimi otworami, w których pobrano rdzeń z analogicznego odcinka profilu, na podstawie korelacji geofizycznej – przypis A. Becker

Formacja fromborska wykształcona jako osady klastyczno-węglanowe z fauną małży, brachiopodów i ryb reprezentuje prawdopodobnie klastyczne środowiska przybrzeżne morskiego zbiornika wapienia muszlowego (Strzelecki, 1986; Gajewska, 1997; Wagner, 2008).

Warstwy bartoszyckie i nidzickie (?) były osadzane już w środowisku lądowym równi fluwialnej (Iwanow, 1998),

na co wskazuje również korelacja z pobliskim dobrze rozpoznany profilem otworu Nidzica IG 1 (Iwanow i in., 2000).

Brak osadów kajpru dolnego i niższego środkowego jest interpretowany przez Gajewską (1988b) jako luka sedymentacyjna, zaś przez Iwanowa (1998) jako luka erozyjna.

Grzegorz CZAPOWSKI

CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI DEPOZYCJI UTWORÓW DOLNEGO TRIASU (FORMACJA ELBLĄSKA)

Wstęp

Odwiercony w zachodniej części obniżenia bałtyckiego otwór Malbork IG 1 (wraz z dwoma innymi otworami – Nowa Kościelnica 1 i Malbork 3 – patrz Areń i in., 1990) dostarczył nowych danych odnośnie wykształcenia uranonośnych utworów triasu, a szczególnie formacji elbląskiej, datowanej (Strzelecki, 1986) na najwyższe ogniwo dolnego triasu. Badaniami sedymentologicznymi objęto zachowany rdzeń wiertniczy formacji elbląskiej, która występuje w przedziale głębokości 1074,0–1163,5 m, określonym częściowo na podstawie interpretacji karotażu otworowego (Areń i in., 1990). Rdzeniowane odcinki formacji elbląskiej występują w interwale głębokości 1090,0–1155,0 m i podścielone są utworami dolnotriasowej formacji malborskiej, zaś przykryte osadami formacji fromborskiej.

Przeprowadzone badania objęły dokładną makroskopową analizę litologiczną rdzenia z uwzględnieniem zmian barwy, struktury i tekstury osadu, określeniem zespołów struktur sedymentacyjnych i deformacyjnych, stwierdzeniem występowania szczątków organicznych i nagromadzeń łyszczyków. Petrologię skał określono na podstawie badań petrograficznych płytek cienkich z wybranych próbek punktowych, natomiast określenie ewentualnych zmian chemizmu wód zbiornika sedymentacyjnego umożliwiły oznaczenia zawartości boru w pakietach pelitycznych (tab. 5).

Pozbawione rdzenia partie formacji (fig. 18) uzupełniono, opierając się na interpretacji geologicznej wyników profilowań geofizycznych (*op. cit.*).

Poczynione obserwacje i wyniki analiz szczegółowych pozwoliły określić środowiska sedymentacji utworów formacji elbląskiej w badanym profilu (fig. 18), jego ewolucji oraz powiązania wyróżnionych w jej obrębie facji i cykli z podobnymi wydzieleniami w równowiekowych utworach w rejonie Malborka (fig. 19) oraz we wschodniej części obniżenia bałtyckiego (rejon Krynica Morska–Pasłęk – Jaworowski 1980, 1986; Strzelecki 1986).

Ogólna charakterystyka litologiczna utworów formacji elbląskiej

Utwory formacji elbląskiej budują skały klastyczne, od piaskowców po ilowce. Barwy skał są niezwykle zmienne, od białoszarej po rdzawę i brunatną i nie są one przypisane określonej frakcji, choć częściej spotyka się zabarwienie szare i zielonkawe w skałach pelitycznych, które dominują w profilu otworu Malbork IG 1 (fig. 19).

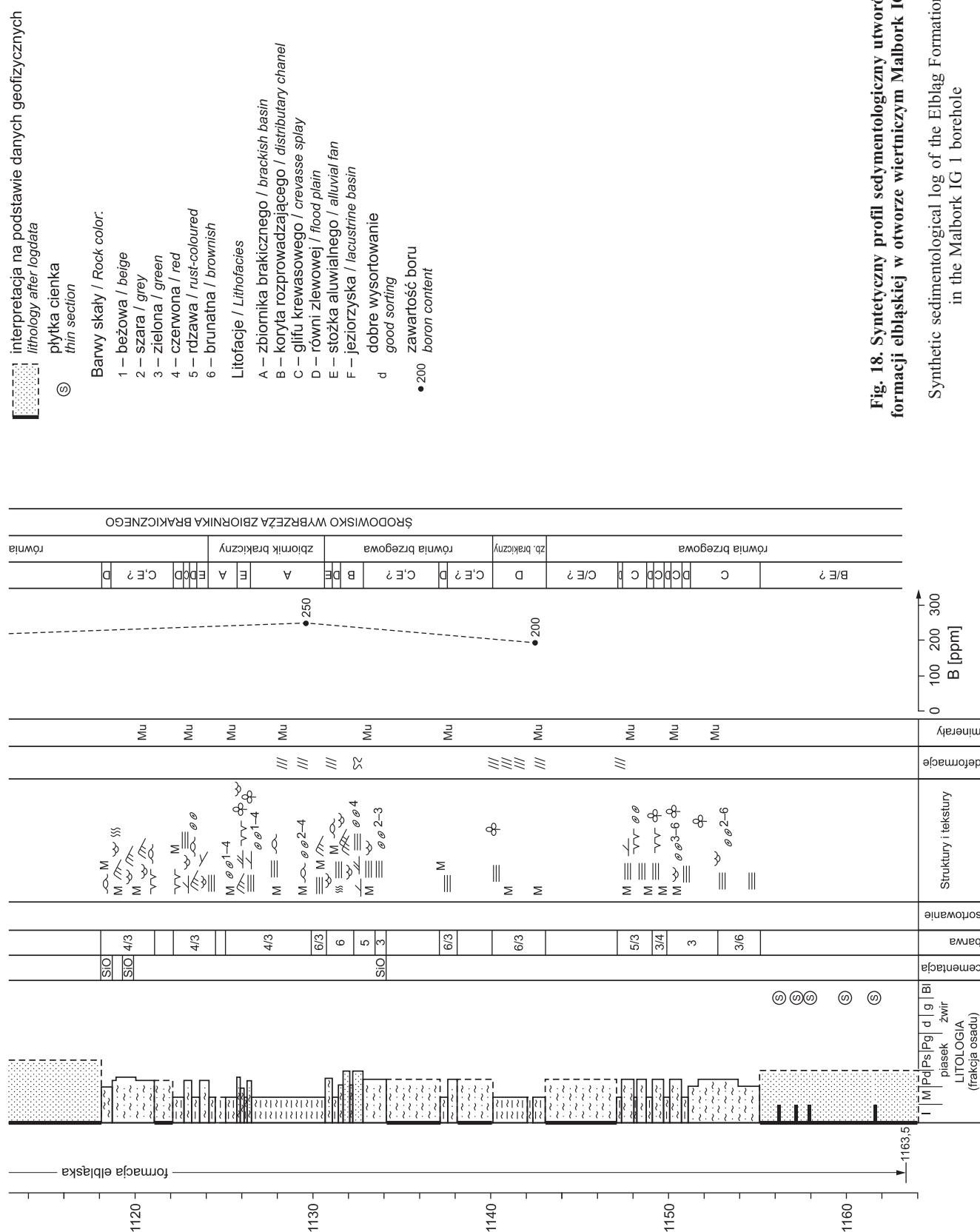
Piaskowce reprezentowane są przez czerwone, rdzawe, brunatne oraz zielonkawe, sporadycznie beżowe, drobno- do średnioziarnistych, rzadziej różnoziarniste, arenity kwarcowe (fig. 20), rzadziej waki, o dobrej i średniej selekcji składników. Analiza płytek cienkich z analogicznych piaskowców w pobliskich otworach wiertniczych Nowa Kościelnica 1 i Malbork 3 (Bareja i in. 1990) wskazują, że większość ziaren stanowi kwarc, o zmiennym obtoczeniu, często splekany, o budowie pasowej, a na jego krawędziach widoczne są ślady korozji. Na powierzchniach ziaren kwarcu są często obserwowane owalne zagłębienia, będące być może efektem transportu

Tabela 5

Oznaczenia zawartości boru w próbkach z utworów formacji elbląskiej w otworze wiertniczym Malbork IG 1

Boron content in the Elbląg Formation deposits
from the Malbork IG 1 borehole

Wydzielenie litostratygraficzne	Głębokość pobrania próbki [m]	Zawartość boru [ppm]
formacja elbląska	1098,65	200
	1129,70	250
	1142,60	200



Synthetic sedimentological log of the Elbląg Formation in the Malbork IG 1 borehole

tu eolicznego. Obok kwarcu występują drobne ziarna skaleni, większe ziarna margli i iłowców, a także wapieni, często z obwódkami żelazistymi, oraz drobne płytki łyszczyków. Spoiwo arenitów jest węglanowe, przeważnie typu kontaktowego, rzadziej typu masy wypełniającej. Niekiedy w płytkach cienkich obserwowano szczątki otwornic bądź roślin. Badania petrograficzne podobnych piaskowców formacji elbląskiej z rejonu Krynica Morska–Pasłęk wykazały (Strzelecki, 1986) obecność wśród ziaren świeżego mikroklinu, biotyту, skał krystalicznych typu kwarcytów i łupków krzemionkowych, zaś wśród minerałów ciemnych – piryту, granatu, hematytu, turmalinu oraz epidotu i cyrkonu. W wakach wśród spoiwa ilasto-wapnistego pojawia się kaolin i wodorotlenki żelaza. Niekiedy omawiane skały pocięte są systemami wtórnych spękań, wypełnionych blokowym lub włóknistym kalcytem.

W piaskowcach, oprócz partii bezteksturalnych, zaobserwowano warstwowania horyzontalne/poziome i skośne drobno- i wielkoskalowe (fig. 20), zwykle niskokątowe, opisywane w dokumentacji otworu jako rynnowe (Areń i in., 1990) i zmarszczkowe, sporadycznie zarejestrowano warstwowanie frakcjonalne normalne (fig. 20). Niektóre zmarszczki reprezentują typ zmarszczek wstępujących, zaś pojedyncze zestawy skośne mają charakter klinowy. W dolnej części profilu formacji elbląskiej w piaskowcach dość częste są okruchy iłowców o średnicy 1–10 mm (przypuszczalnie są to redeponowane, pokruszone zwitki błotne) oraz drobne fragmenty uwęglonej flory, zaś w środkowej i wyższej części widoczne są partie zbioturbowanego osadu. W wakach pojawiają się też szczeliny z odwadniania (synerazyjne) i sporadycznie – konwolutne zaburzenia laminacji o podobnej genezie.

Utwory pelityczne reprezentowane są przez pstre do szarzielonych bądź rdzawych i brunatnych iłowce i mułowce, z dość obficie występującymi łyszczykami. Najczęściej są to osady bezteksturalne, często o strukturze gruzłowej, bądź poziomo laminowane, niekiedy z warstwowaniem soczewkowym (prawdopodobnie są to utrwalone zmarszczki), szczelinami odwadniania, śladami bioturbacji i w dolnej części formacji z drobnymi fragmentami uwęglonych roślin. W profilu formacji występują też rytmiczne przewarstwienia, o grubości kilku do kilkunastu milimetrów, skał pelitycznych i piaskowców mułkowych (rytmity) oraz okruchy iłowców, o średnicy do kilku milimetrów. Badania składu mineralnego analogicznych skał w rejonie Krynica Morska–Pasłęk pozwoliły stwierdzić (Strzelecki, 1986) obecność chlorytu, illitu, kaolinu, montmorylonitu, zwięzłego biotyту i hematytu jako pigmentu.

Zarówno arenity, jak i skały pelityczne są lokalnie silnie zlustrowane i scementowane, miejscami bardzo, węglanem wapnia (wg dokumentacji otworu przeciętny udział węglanu wapnia zawiera się w przedziale 1,9–3,0%, maksymalny sięga 41%). Badania tych utworów w rejonie Krynica Morskiej–Pasłęka udokumentowały (*op. cit.*) obecność również małżoraczków, otwornic aglutynujących, łusek ryb oraz miospor i megaspor.

Charakterystyka litofacji

Analiza wykształcenia omawianych osadów (litologia, struktura i tekstura, zespoły struktur sedimentacyjnych) pozwoliła wyróżnić w omawianym profilu formacji elbląskiej

sześć litofacji, związanych głównie z kontynentalnym środowiskiem sedimentacji. Poniżej przedstawiono cechy charakterystyczne poszczególnych litofacji, przyjmując wymienione kryteria: litologia, zespoły struktur sedimentacyjnych i diagenetycznych, ślady obecności organizmów. Barwa skał nie pełni tu roli diagnostycznej wobec dowodów wtórnych procesów utleniania bądź redukcji (Strzelecki, 1986). Dla określenia typu środowiska pomocne są również wyniki badań zawartości boru w skałach iłowcowych (Pasieczna, 1983). Analizy składu mineralnego pelitów formacji malborskiej i elbląskiej (Nowicka, 1979; Strzelecki, 1986) wykazują dominację illitu, co pozwala uznać je za typ skał illitowych i przypisać środowisku słodkowodnemu bądź morskemu (patrz Pasieczna, 1983: tab. 4).

Osady zbiornika brakicznego – litofacja A

Opis. Litofację tę tworzą iłowce bądź mułowce, często się przewarstwiające (rytmity). Przeważają osady bezteksturalne, masywne, zlustrowane, rzadko pojawia się delikatna pozioma laminacja oraz drobne okruchy iłowców w przewarstwieniach mułowcowych, będące zapewne napławionymi zwitkami błotnymi. Sporadycznie widoczne są partie zbioturbowane przez organizmy oraz warstwowania soczewkowe, będące utrwalonymi w mulastym dnie relikami migrujących zmarszczek. Zawartość boru w próbkach punktowych (fig. 18, tab. 6) wynosi 200–250 ppm, co sugeruje brakiczny typ wód zbiornika sedimentacyjnego (Pasieczna, 1983: tab. 4). Brak analiz petrologicznych nie pozwala określić dokładnie składu mineralnego tych utworów, można jedynie przypuszczać, przez porównanie z wynikami badań podobnych utworów w rejonie Krynica Morska–Pasłęk (Nowicka, 1979; Strzelecki, 1986), że główne ich składniki to chloryt, illit, kaolin i montmorylonit.

Interpretacja. Omawiane utwory powstały w warunkach niskoenergetycznej, spokojnej sedimentacji materiału pelitycznego, głównie drogą opadania z zawiesiny. Zawartości boru wskazują na zbiornik o zasoleniu bliskim normalnego, typu laguny przybrzeżnej. Płytkie partie dna zbiornika porastały zespoły roślinne i penetrowała infuuna, homogenizując osady denną. Brzeżne partie zbiornika były zapewne okresowo odsłaniane i powstawały systemy szczelin z wysychania, fragmentujące osady, zaś powstałe zwitki błotne ulegały fragmentacji podczas transportu prądami lub wiatrem w głębsze partie zbiornika, gdzie wraz z osadzonym materiałem piaszczystym tworzyły cienkie wkładki mułowcowe z okruchami iłowców.

Osady koryt rozprowadzających – litofacja B

Opis. Utwory tej facji tworzą kwarcowe arenity bądź waki o spoiwie wapnistym, drobno-średnioziarniste, dobrze-średnio wysortowane (fig. 20). Ziarna kwarcu cechuje zmienne obtoczenie, szereg z nich, a szczególnie ostrokrawędziste, ma wyraźne wgłębienia na powierzchniach, przypominające ślady po zderzeniach wskutek transportu eolicznego (Bareja i in., 1990). Ponadto częste są drobne, o zmiennym obtoczeniu, fragmenty mułków marglistych z obwódkami żelazistymi (*op. cit.*). W osadach koryt facji śródlądowych dość powszechnie spotyka się szczątki roślinne. Wielko- i drobnoskalowe warstwowania skośne, niskokątowe (typu planarnego),

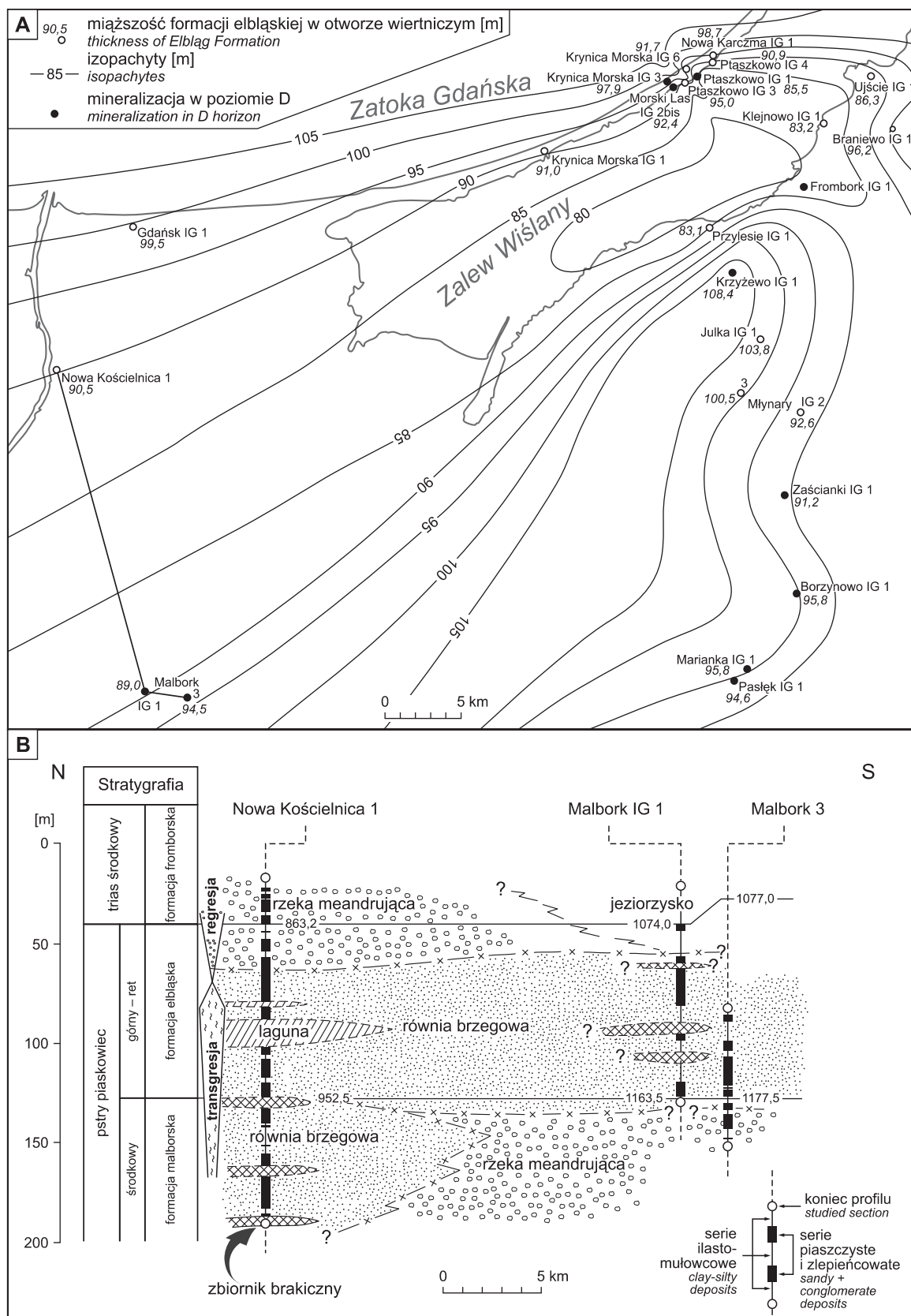


Fig. 19. Mapa miąższości i lokalizacja otworów wiertniczych z utworami formacji elbląskiej (A) na obszarze Warmii (wg Arenia i in., 1990) oraz sukcesja i korelacja w obrębie formacji paleośrodowisk depozycji w okolicach Malborka (B)

Map of the thickness of the Elbląg Formation and location of boreholes (A) in the Warmia region (after Arenia *et al.*, 1990) and the succession and correlation of depositional palaeoenvironments of the formation in the Malbork region (B)

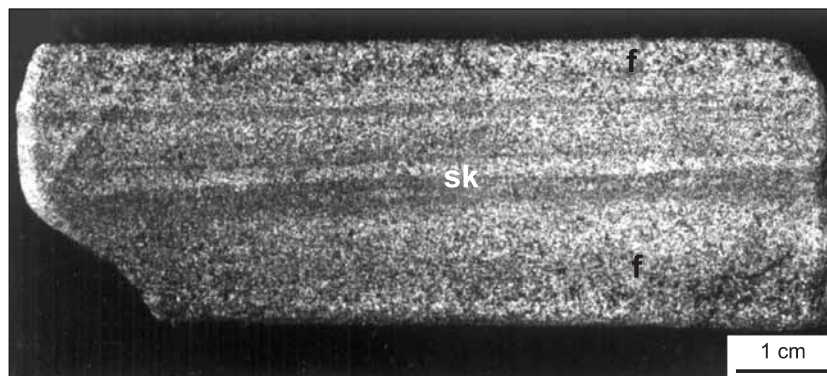


Fig. 20. Drobnziarnisty arenit kwarcowy, skośnie warstwowany (sk) z widocznymi w stropie i spągu pakietami o uziarnieniu frakcjonalnym normalnym (f); litofacja koryta rozprzodającego B

Formacja elbląska, otwór Malbork IG 1, głęb. 1112,2 m; zgląd, długość miarki – 1 cm

Fine-grained quartz arenite, cross-laminated (sk); normal graded bedding (f) are visible at the top and base; distributary channel lithofacies B

Elbląg Formation, Malbork IG 1 borehole, depth 1112.2 m; polished section, scale bar – 1 cm

warstwowania rynnowe i zmarszczkowe oraz laminacja pozioma to najczęstsze typy struktur w tej litofacji. Partiom warstwowanego prądowo osadu towarzyszą wkładki o warstwowaniu frakcjonalnym normalnym bądź bezteksturalne (masywne). W przewarstwieńiach mułowcowych widoczne są drobne warstwowania soczewkowe.

Interpretacja. Omówione osady mają cechy typowe dla środowisk o zmiennej mocy i prędkości przepływu. Powstały one w obrębie koryt rzecznych, należących zarówno do systemu rzeki, jak też do anastomozyjnego bądź bifurkacyjnego systemu cieków na obszarach delt czy stożków napływowych równi brzegowej. Bliższe rozróżnienie typów koryt oparte na analizowanym materiale nie jest możliwe, stąd określenie ich wspólnym terminem – „koryto rozprzodające”, co uzasadniają podobne mechanizmy sedymentacji i zbliżony typ osadów. Pakiety bezteksturalne bądź warstwowane frakcjonalnie to produkt szybkiej akumulacji niesionego osadu ze słabnącej fali powodziowej, zaś serie warstwowane skośnie bądź zmarszczkowo pozostawiły przesuwane prądem, przy średnim i niskim stanie wody, śródkorytowe lub przybrzeżne odsypy (Gradziński, 1973; Reading, 1978; Cant, 1983; Mader, 1985; Gradziński i in., 1986).

Okruchy iłwców, tkwiące w bezteksturalnej masie piaszczysto-ilastej, stanowią element napławiony do koryt z rozmywanych podczas powodzi obszarów równi zalewowych. Obecność ziaren kwarcu ze śladami transportu eolicznego (?) sugeruje rozwój form wydmych na przyległych do koryt partiach równi bądź wynurzonych łachach korytowych.

Osady glifów krewasowych – litofacja C

Opis. Litofacja ta w badanym profilu przewarstwia się z utworami koryt rozprzodających i równi zalewowych (litofacja D). Tworzą ją drobnziarniste arenity lub waki kwarcowe o spoiwie wapnistym, dość dobrze wysortowane,

z przewarstwieńiami mułowców. Obok partii bezteksturalnych pojawiają się liczne pakiety warstwowane horyzontalnie, zmarszczkowo i rynnowo. Notuje się tu również drobnymi i wielkoskalowe warstwowania skośnie o małym nachyleniu, zaś w pakietach mułowcowych warstwowania soczewkowe i szczeliny synerezyjne. W arenitach powszechne są okruchy iłwców, niekiedy obserwuje się uwęglone szczątki flory, zaś częściej zoo- i fitoturbacje.

Interpretacja. Omówione osady powstały w środowisku o szybkich zmianach energii i bilansie osadu, gdzie po raptownej depozycji jego większej części z zawiesiny pozostała ilość jest transportowana trakcyjnie. Warunki takie istnieją w obrębie glifów krewasowych, płaskich, wachlarzowatych ciał akumulacyjnych, powstających na zapleczu wałów korytowych rzek meandrujących (Gradziński, 1973; Reading, 1978; Cant, 1983; Davis, 1983; Galloway, Hobday, 1983; Scholle, Spearing, 1983). W miarę narastania fali powodziowej w korycie rzeczonym następuje stopniowe przelanie się wód przez wał i wycięcie w nim koryta krewasy. Wdzierająca się korytem woda zalewa przyległe obszary równi zalewowej i, stopniowo zmniejszając siłę nośną, pozostawia wachlarz osadów – glif krewasowy – o strukturze zbliżonej do stożka aluwialnego. Spadek poziomu wód powodziowych w korycie głównym powoduje wycofywanie się wód z obszaru zalanej równi ku korytom krewasy i częściowe rozmywanie stropowych warstw glifu. Opadnięcie poziomu wód sprzyja rozwojowi roślin i infauny, które homogenizują znaczne partie osadu. W przeciwieństwie do wałów korytowych glify krewasowe, w powstaniu których akumulacja przeważa nad erozją, zachowują się często w stanie kopalnym.

Osady równi zalewowych – litofacja D

Opis. Litofacja równi zalewowej w badanym profilu przewarstwia się z facjami koryt rozprzodających (litofacja B),

glifów krewasowych (litofacja C) i stożków aluwialnych (litofacja E). Tworzą ją cienkie przewarstwienia iłowców i mułowców z nikłym udziałem drobnopiękistych arenitów. Dominuje osad bezteksturalny, w partiach mułowcowych i piaszczystych pojawia się delikatna laminacja równoległa i warstwowanie soczewkowe. Dość powszechne są w arenitach nagromadzenia okruchów iłowców oraz szczeliny z odwadniania. Dość rzadko spotyka się tu uwęglone szczątki flory i bioturbacje.

Interpretacja. Opisane utwory osadzone były w znacznej swej masie w dość krótkim okresie maksymalnego zasięgu fali powodziowej na przyległych do koryta obszarach równi zalewowej. Efektem tej akumulacji były piaszczyste serie masywne i warstwowe, zaś okres popowodziowy odpowiadał depozycji z zawiesiny materiału politycznego, stopniowemu osuszaniu terenu i rozwojowi roślinności, prowadzącym do homogenizacji osadu.

Szanse zachowania się szczątków organicznych w „czerwonych” facjach lądowych są wyjątkowo niskie (Van Houten, 1977; Turner, 1980), dlatego sporadyczne są znaleziska fragmentów flory z dawnej szaty roślinnej równi. Należy podkreślić, że omawiana litofacja obejmuje zarówno osady typowych śródlądowych rzek meandrujących, jak i obszary między korytami rozprowadzającymi delt bądź drobnych strumieni na terenie równi brzegowej zbiornika jeziornego, paralicznego czy morskiego.

Osady stożków aluwialnych – litofacja E

Opis. Litofacja ta współwystępuje w badanym profilu zwykle z utworami równi zalewowej, tworząc przewarstwienia grubości od decymetra do dwu metrów (fig. 18). Tworzą ją drobnopiękiste, dobrze wysortowane arenity o spoiwie wapnistym, z przewarstwieniami iłomułowców i mułowców. Obok partii bezteksturalnych pojawiają się osady laminowane poziomo, rzadko w pakietach piaszczystych widoczne jest warstwowanie rynnowe bądź wielkoskalowe skośne. W warstwach mułowcowych niekiedy można dostrzec warstwowanie soczewkowe z pogrzebanymi zespołami zmarszczek i szczeliny synerezyjne. Występują także uwęglone szczątki flory i okruchy iłowców.

Interpretacja. Omówioną litofację nazwano umownie osadem stożków aluwialnych, gdyż wobec braku pełnego zespołu cech diagnostycznych praktycznie niemożliwe jest określenie czy jest to powodziowy stożek napływowy na obszarze rzecznej równi zalewowej i równi brzegowej czy też jest to jeziorna bądź lagunowa delta stożkowa (Cant, 1983; Scholle, Spearing, 1983; Gradziński i in., 1986). Partie bezteksturalne, masywne, z okruchami iłowców to produkt szybkiej depozycji materiału z silnie obciążonego zawiesziną nurtu, zaś pakiety laminowane i warstwowe rynnowo odpowiadają fazie redepozycji osadu przy dolnym reżimie przepływu. Podobne zmiany prędkości i mocy przepływów oraz duża ilość niesionego materiału są cechą charakterystyczną okresowych cieków w warunkach klimatu półsuchego, z okresami intensywnych opadów (Pickard, High 1973; Van Houten, 1977). Stabilizacji stożka sprzyja rozwój roślinności na jego powierzchni po opadnięciu fali powodziowej, zaś destrukcyj-

na dla stratyfikacji osadu działalność korzeni i infauny ułatwia powierzchniową infiltrację wód opadowych i tworzenie konkrekcji typu *caliche* na granicy zwierciadła wód gruntowych. Prawdopodobnie odpowiednikiem wyróżnionej litofacji są opisywane przez Jaworowskiego (1980) w obrębie formacji elbląskiej z rejonu Krynica Morska–Pasłęk utwory „delt”, o łagodnie nachylonych stokach.

Osady jeziorzyska – litofacja F

Materiał rdzeniowy z utworów tej facji w profilu otworu Malbork IG 1 pochodzi już z formacji fromborskiej (fig. 18), natomiast interpretacja geofizyczna pozwala rozszerzyć jej zasięg na stropowe partie formacji elbląskiej. Litofację budują iłomułowce i waki kwarcowe, o spoiwie wapnistym, bezteksturalne, z fragmentami roślin i drobnymi łyszczykami. W płytkach cienkich z wak widoczne są dobrze wysortowane, średnio-dobrze obtoczone ziarna kwarcu i pojedyncze ziarna węglanów (Bareja i in., 1990). Utwory te uznano za osad zbiornika wody stojącej typu jeziorzyska. ze względu na pelityczny charakter osadu, brak struktur, osiągnięte znaczne miąższości i występowanie ponad przypuszczalnymi osadami stożka aluwialnego (litofacja E) i równi brzegowej (litofacja D). Brak danych o zawartości boru nie pozwala rozstrzygnąć, czy jest to zbiornik słodkowodny czy też brakiczny.

Omówione litofacje tworzą w badanych profilach 5 asocjacji facjalnych, odpowiadających określonym strefom sedymentacji klastycznej:

- **asocjacja zbiornika brakicznego** – tworzą ją litofacje A i E;

- **asocjacja równi brzegowej** – składa się głównie z litofacji D, B, podrzędnie C i E;

- **asocjacja rzeki meandrującej** – budują ją głównie litofacje B, C i D;

- **asocjacja jeziorzyska** – składają się na nią głównie osady litofacji F i D, sporadycznie B.

Wyróżnione asocjacje pozwalają pogrupować badane osady formacji elbląskiej w otworze wiertniczym Malbork IG 1 na powstałe w środowiskach:

- **wybrzeża zbiornika brakicznego** – grupa ta obejmuje utwory asocjacji zbiornika brakicznego i równi brzegowej,

- **śródlądowym** – w skład wchodzi osady asocjacji rzeki meandrującej i jeziorzyska.

Analiza litofacyjna i środowiska sedymentacji utworów triasu

Analiza następstw wydzielonych litofacji w badanych utworach formacji elbląskiej w otworze wiertniczym Malbork IG 1 oraz w dwu innych przebadanych otworach (pobliski Malbork 3 i położona ponad 20 km ku NNW Nowa Kościelnica 1 – fig. 19A; Bareja i in., 1990) pozwoliła odtworzyć rozwój ich warunków depozycji na większym obszarze przez korelację zmian facjalnych (fig. 19B).

Większa część utworów formacji elbląskiej powstała na obrzeżeniu zbiornika słonowodnego i reprezentuje asocjację facjalną równi brzegowej, zbudowaną w otworze wiertniczym Malbork IG 1 z powtarzających się następstw osadów

rzecznej równi zalewowej, koryt rozprzewadzających i glifów krewasowych (fig. 19B). Na północy, w rejonie Gdańska (Nowa Kościelnica 1) zbiornik ten miał charakter laguny morskiej, natomiast na południu (Malbork IG 1) w profilu pojawiły się trzykrotnie facje zbiornika brakicznego. W utworach równi brzegowej okolic Gdańska pospolite są zoo- i fitoturbacje, którym często towarzyszą występujące *in situ* poziomy konkrecje *caliche* (op. cit.). Konkrecje te występują również w materiale otoczkowym wyróżnionych tam osadów stożków proluwialnych. W odlądowych partiach basenu sedymentacyjnego formacji w rejonie Malborka utwory równi zawierają drobne fragmenty roślin, rzadziej występują fitoturbacje i poziomy *caliche*, zaś konkrecje występują jedynie jako redeponowany materiał otoczkowy. Górną część formacji elbląskiej stanowią osady śródlądowe, zbudowane w rejonie Gdańska z asocjacji rzeki meandrującej (op. cit.), zaś na południu w okolicach Malborka – z asocjacji jeziorzyskowej. Zawierają one szczątki roślin i bioturbacje, brak natomiast struktur typu *caliche*. Zbadana spagowa część nadległej formacji fromborskiej wykształcona jest jako osady śródlądowe i stanowi kontynuację asocjacji stwierdzonych w stropie formacji elbląskiej, czyli utworów rzeki meandrującej w rejonie Gdańska, zaś w okolicach Malborka – osadów jeziorzyskowych (Bareja i in., 1990).

Przedstawiona powyżej analiza litofacji, w przekroju utworów wyższego pstręgo piaskowca i najniższego triasu środkowego w zachodniej części obniżenia bałtyckiego, wskazuje na wyraźną oscylację środowisk sedymentacji od śródlądowego do brzegowego (fig. 19B). Zmiana ta wynika ze stopniowo postępującej od rejonu Gdańska ku południowi transgresji, zapoczątkowanej w końcowej fazie powstawania formacji malborskiej (datowanej na starszy olenek – Wagner, red., 2008), która podściela utwory formacji elbląskiej. Maksimum zasięgu transgresji w tym rejonie zaznaczyło się rozwojem lagun w okolicach Gdańska podczas osadzania formacji elbląskiej (Bareja i in., 1990). Środowiska śródlądowe uległy wówczas dalekiemu przesunięciu ku południowi, zaś zespół zbiorników brakicznych, obramowujący laguny, przesunął się z okolic Gdańska około 20 km na południe w rejon Malborka.

Z końcem oleneku nastąpiła ogólna regresja i miejsce osadów brzegowych zajęły facje śródlądowe. Podobne warunki panowały na początku akumulacji utworów formacji fromborskiej w anizyku.

Przedstawiona interpretacja warunków sedymentacji utworów wyższego pstręgo piaskowca, a szczególnie formacji elbląskiej, różni się znacznie od koncepcji zbiornika śródlądowego Strzeleckiego (1986), zaś jest zbliżona do poglądów o zatokowo-deltowym (Nowicka, 1979) lub brakiczno-rzeczynym (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Jaworowski, 1980, 1986) środowisku sedymentacji. W omawianym rejonie nie zaobserwowano w materiale rdzeniowym – w przeciwieństwie do obszaru wschodniej części obniżenia bałtyckiego, którego dotyczą wzmiankowane opracowania – śladów erozji i luk na granicy formacji malborskiej i elbląskiej (Strzelecki, 1986) oraz elbląskiej i fromborskiej (por. Wagner, red., 2008). Być może kryją się one w partiach nierdzienionych zbadanych

profilu, których litologię określono na podstawie wyników karotażu otworowego (patrz Areń i in., 1990). Generalny kierunek transportu materiału był z północy, co podkreślają szczegółowe badania petrograficzne i analizy facjalne (Jaworowski, 1980, 1986). Urozmaicony zarys linii brzegowej zbiornika brakicznego/morskiego w u schyłku oleneku (ret – Jaworowski, 1986) powoduje, iż następstwa facji, obserwowane w przekrojach o różnej orientacji w stosunku do brzegu, wykazują często odmienne kierunki migracji facji. Jest to wynik ciągłego procesu przemodelowywania strefy brzegowej. Ponieważ badane osady formacji elbląskiej formowały się w strefie brzeżnej zbiornika, o względnie stałej subsydencji, brak tu śladów dolin rzecznych, stwierdzonych na obszarze wschodniej części obniżenia bałtyckiego (rejon Krynica Morska–Braniewo–Frombork–Paślęk), gdzie panowały warunki kontynentalne (Strzelecki, 1986). Z kolei w zbadanych utworach przypisywanych dolnej części formacji fromborskiej (profil otworu Nowa Kościelnica 1 – Bareja i in., 1990) nie stwierdzono osadów o charakterze morskim ani wyraźnych śladów erozji/luk, dominują utwory rzeki meandrującej, zaś miejsce wcześniejszych zbiorników brakicznych w rejonie Malborka zajęły jeziorzyska.

Uwagi stratygraficzne

Wyznaczona na podstawie litologii granica formacji malborskiej i elbląskiej (fig. 19B) odpowiada w znacznej części granicy zmiany warunków brzegowo-śródlądowych na warunki wybrzeża zbiornika morsko-brakicznego. Jedynie w otworze Malbork 3 powinna być ona usytuowana nieco niżej. Natomiast dolna zbadana część formacji fromborskiej reprezentuje identyczne środowisko śródlądowe jak najwyższe partie formacji elbląskiej i sensowne wydaje się włączenie tej jej części do formacji elbląskiej. Przy założeniu, że osady młodszego oleneku, obok występowania charakterystycznych miospor, cechuje również występowanie wkładek z fauną morską i glaukonitem (Strzelecki, 1986) to jedynie część formacji w rejonie Gdańska nosiłaby w środkowej partii profilu wyraźniejsze ślady wpływów morskich (utwory lagunowe), zaś głównie tworzą ją osady kontynentalne.

Ocena możliwości prognozowania wystąpień mineralizacji uranowej w utworach triasu

Dotychczasowe badania mineralizacji uranowej w dolnym triasie wschodniej części obniżenia bałtyckiego (Jaworowski, 1980, 1986; Strzelecki, 1986 – z literaturą) wykazały występowanie szeregu zmineralizowanych poziomów, głównie w przewarstwieniach piaszczystych, spośród których ważniejszym jest poziom D (fig. 19A) w dolnej części formacji elbląskiej. Sugerowano (Jaworowski, 1980, 1986) koncentrację poszukiwań w utworach strefy brzegowej zbiornika brakicznego, gdzie litosomy piaszczysto-żwirowe, bardziej porowate i dostępne dla swobodnej migracji roztworów mineralizujących, przedzielone są seriami pelitycznymi, zwykle o redukcyjnym charakterze. Brak bardziej szczegółowych badań nie pozwala rozstrzygnąć, czy słuszna jest synsedymentacyjna bądź wczesnodiagenetyczna (Jaworowski, 1980) czy też epigenetyczna (Strzelecki

1986) koncepcja powstania mineralizacji. Jednak potwierdza się jej związek z seriami piaszczystymi, podobnie jak ma to miejsce w innych złożach typu sedimentacyjnego (Galloway, Hobday, 1983). Stąd też mocny nacisk na określenie możliwości korelacji poszczególnych ciał – kolektorów.

Wykonana analiza sedimentologiczna utworów wyższej części dolnego triasu w zachodniej części obniżenia bałtyckiego dowodzi, że opierając się na kryteriach sedimentologicznych, wątpliwe jest skorelowanie poszczególnych litosomów piaszczysto-zlepieńcowych. Zbyt duża jest oboczna zmienność facjalna osadów w strefie brzeżnej zbiornika, stąd

też dyskusyjne jest korelowanie poszczególnych litofacji jako ogniw jednoczasowych, związanych z tym samym aktem depozycyjnym. Natomiast w pełni możliwe i celowe jest korelowanie ze sobą asocjacji facjalnych, odzwierciedlających bardziej długotrwałe, o regionalnym zasięgu, procesy. Pozwala to zawęzić spektrum analizowanych osadów do ogniw najbardziej perspektywicznych ze względu na posiadane właściwości. Pewne możliwości korelacji litosomów w obrębie ogniw istnieją w przypadku zastosowania dokładnych badań mikroskopowych generacji cementów, co wymaga dalszych, bardziej systematycznych badań.

Andrzej GAŚIEWICZ

CECHY PETROLOGICZNE WĘGLANÓW W URANONOŚNYCH PIASKOWCACH FORMACJI ELBLĄSKIEJ (TRIAS DOLNY) ZACHODNIEJ CZĘŚCI OBNIŻENIA BAŁTYCKIEGO

Wstęp

W strefie mineralizacji uranowej występują dość licznie słabo przepuszczalne piaskowce i zlepieńce o spoiwie węglanowym. W ramach oceny warunków geologiczno-górnictwowych dla podziemnego ługowania uranu z utworów triasowych (Bareja i in., 1990) pod koniec lat 80. ubiegłego wieku autor wykonał analizę cech faz węglanowych występujących w utworach formacji elbląskiej obniżenia bałtyckiego. Prace skoncentrowano na najbardziej charakterystycznych wystąpieniach węglanów formacji elbląskiej w otworze wiertniczym Malbork IG 1. Wykonano ograniczone profilowanie sedimentologiczne ze szczególnym uwzględnieniem utworów węglanowych, pobierając próby z charakterystycznych odmian litologicznych do badań petrologicznych.

Cechy makroskopowe i mikroskopowe

Wyraźniejsze warstwy i smugi, czasem tworzące grubsze kompleksy węglanowe, występują w środkowej i dolnej części formacji elbląskiej. Węglany wypełniają szkielet skalny, tworząc zmiennej grubości (1–30 cm) i w różnym stopniu spiaszczone plamy, konkrecje, laminy i warstewki o zmiennych pstrych barwach. Poza kwarcem, lokalnie rzadko są widoczne bioklasty oraz ziarna nieszkieletowe, dość powszechne są zmienne ilości minerałów ilastych, wodorotlenków i rzadko ziarna pirytu. Dość często w badanych utworach występują w niewielkich ilościach nieregularne i drobne skupienia anhydrytu, zwykle o wielkości do 0,25 mm.

Węglany występują z reguły jako spoiwo, a jedynie miejscami badane skały zawierają domieszkę ziaren węglanowych (litoklasty, ziarna/skupienia węglanowe o niejasnej genezie oraz ziarna i konkrecje wapienne, które niekiedy mają struktury przypominające struktury korzeniowe). Spoiwo węglanowe w tych utworach jest na ogół typu kontaktowego, a rzadziej wypełniającego, głównie jako sparyt z niewielką ilością mikrytu i/lub mikrosparytu. Pod względem mineralogicznym spoiwo omawianych skał jest złożone przede wszystkim

z kalcytu, a lokalnie zawiera często zmienne, zwykle niewielkie ilości dolomitu.

Kalcyt stanowi główną fazę węglanową badanych utworów. Pod względem teksturalnym minerał ten występuje jako: ziarna i struktury wapienne (utwory kalkretowe, litoklasty i bioklasty); cementy kalcytowe (obwódkowy cement mikrytowy, cement kropłowy, cement meniskowy, obwódkowy cement sparytowy, cement wisiorowy (grawitacyjny), cement promieniowy, cement blokowy, cement neomorficzny).

Dolomit w badanych utworach występuje w postaci: pojedynczych kryształów i agregatów monokrystalicznego dolomitu romboedrycznego oraz spoiwa dolomitowego. Wykształcenie tych ziaren sugeruje, że najprawdopodobniej reprezentują one autigeniczne kryształy dolomitu. Oprócz fazy autigenicznej dolomit tworzy również detrytyczne ziarna dolomitowe, których rozprzestrzenienie i morfologia sugerują obróbkę w czasie transportu.

Środowisko i etapy cementacji

Facje i środowiska sedimentacji terygeniczných utworów formacji elbląskiej zostały wyczerpująco omówione przez G. Czapowskiego (ten tom). Utwory te podlegały diagenезie syndepozycyjnej, a także procesom postdepozycyjnym w warunkach kontynentalnych, w strefie równi przybrzeżnej z meandrującymi rzekami w klimacie ciepłym (gorącym) i okresowo wilgotnym. Utwory glebowe są na ogół słabo rozwinięte.

Kalcyt utworzył się głównie na skutek: (1) osadzania mułu wapiennego, (2) bezpośredniej precypitacji na powierzchni ziaren detrytycznych lub w porach osadu (cementacja) i (3) rekryształizacji wcześniejszych faz węglanowych. Najważniejszym procesem diagenetycznym prowadzącym do lityfikacji badanych utworów była cementacja kalcytowa. Głównym typem cementacji węglanowej jest kalcytowy cement blokowy. Dolomit jest generalnie późniejszą fazą węglanową powstałą przez lokalne zastąpienie pierwotnej fazy kalcytowej na skutek wpływów brakicznych w warunkach freatycznych.

Wyniki analiz izotopowych sześciu próbek węglanów wykazały, że wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ badanych węglanów zmieniają się w dość szerokim zakresie i wynoszą odpowiednio od $-1,53$ do $-6,75\%$ [VPDB] i od $-1,08$ do $-6,62\%$ [VPDB], a średnie wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ wynoszą odpowiednio około $-4,3$ i $-4,2\%$ [VPDB].

Typy cementów kalcytowych w badanych utworach tworzą sekwencję cementów utworzonych w różnym czasie i charakterystyczną dla środowisk lądowych. Większość cementów kalcytowych jest względnie wczesna. Następstwo paragenezy cementacji w utworach węglanowych formacji elbląskiej pozwala wyróżnić trzy etapy rozwoju diagenetycznego:

- syndeponiczny – odpowiada początkowej akumulacji składników ziarnistych, a lokalnie także mułu wapiennego w płytkiej części strefy freatycznej;

- wczesnodiagenetyczny – odzwierciedla uformowanie się wyraźnych stref meteorycznych: wadycznej z charakterystycznymi cementami (kropłowe, wisiorkowe i meniskowe) i freatycznej (obwódkowe, promieniowe i promieniowe włók-

niste) oraz rekrytalizację mikrytu i niektórych cementów, a także utworzenie neomorficznego cementu kalcytowego; z tym etapem przemian diagenetycznych wiąże się utworzenie dość licznych poziomów pedogenicznych;

- późnodiagenetyczny – przebiegał w słodkowodnym środowisku freatycznym i obejmował głównie krystalizację późnego cementu blokowego grubokrystalicznego. Z tym etapem diagenetyzacji wiąże się zastępowanie zrębu wapiennego dolomitami.

Cechy petrologiczne i izotopowe wskazują, że badane węglany utworzyły się głównie w warunkach powierzchniowych w systemie meteoryczno-freatycznym. Objętościowo cementy strefy wadycznej są podrzędne, a dominują cementy powstałe w warunkach freatycznych. Węglany te powstawały od bardzo wczesnego do późnego etapu diagenetyzacji. Główną rolę w lityfikacji omawianych skał odegrał etap późnej diagenetyzacji. Obecność kalkretów oraz cementów typowych dla strefy wadycznej dowodzi generalnie wilgotnienia i wysychania osadu oraz okresowego rozwoju utworów pedogenicznych.

Jerzy B. MIECZNIK, Stanisław WOŁKOWICZ

POZIOMY URANONOŚNE W TRIASIE

W otworze Malbork IG 1 stwierdzono metodą profilowania gamma (PG) kilka anomalii promieniotwórczych (Strzelecki, 1980), które można skorelować z poziomami uranonośnymi rozpoznawanymi przez Instytut Geologiczny w latach 1975–1982 w triasie na Mierzei Wiślanej i w rejonie położonym na południe od Zalewu Wiślanego po okolice Pasłęka (Bareja i in., 1983; Strzelecki, 1986).

Najwyższa anomalia występuje na głębokości 1016,2–1016,7 m i wynosi 240 uR/h, a tuż nad nią, na głębokości 1014,2–1014,6 m, znajduje się anomalia równa 149 uR/h. Obie anomalie odpowiadają uranonośnemu poziomowi A (w starszych opracowaniach, np. Bareja i in., 1983, zaliczanemu do poziomu górnego – I) związanego z formacją fromborską. Anomalie zostały przewiercone metodą bezrdzeniową, nie było zatem możliwości pobrania próbek skał do badań laboratoryjnych. Wielkość natężenia promieniowania gamma może odpowiadać zawartości uranu w granicach 300–400 g/t (Strzelecki, 1990).

Na głębokości 1158,5–1159,6 m została zarejestrowana anomalia o wartości promieniowania 120 uR/h. Jest ona związana ze spągową częścią formacji elbląskiej i stanowi odpowiednik poziomu D (czyli poziomu środkowego – II). Profil utworów uranonośnych jest reprezentowany przez piaskowce różno- i drobnodziarniste, o spoiwie wapienno- i ilastym, z wkładkami zlepieńców zbudowanych z okruców iłowców i mułowców. Ku górze piaskowce przechodzą w utwory mułowcowo-piaszczyste i mułowcowo-ilaste. Niewielkie koncentracje uranu występują w rozsypliwych, szarych piaskowcach drobnodziarnistych (do 90 g/t) i w zlepieńcu śródformacyjnym (136 g/t), przy czym uzysk rdzenia w tej strefie wyniósł około 20%. Spąg słabo zdiagenezowanych, przepuszczalnych piaskowców uranonośnych stanowią zwarte piaskowce o spoiwie wapienno- i ilastym, leżące na mułowcach formacji malborskiej,

a strop – nieprzepuszczalne skały mułowcowo-ilaste i jest to sekwencja dość typowa dla poziomu uranonośnego D w rejonie Krynica Morska–Pasłęk (Bareja i in., 1983). Szczegółowa analiza sedimentologiczna utworów formacji elbląskiej autorstwa G. Czapowskiego znajduje się w niniejszym tomie.

W pobranych próbkach skał metodą spektralną oznaczono zawartości Zn, Pb, Cu, V, Mo, Co, Ni, Ag. Poza kobaltem którego zawartości są wyraźnie podwyższone (po weryfikacji metodą absorpcji atomowej do 162 g/t), pozostałe metale występują w ilościach zbliżonych do klarkowych.

Karotaż wykazał także obecność na głębokości 1252,5–1253,0 i 1275,0–1275,5 m ekwiwalentów poziomów uranonośnych E i F (wcześniej wyróżnianych jako poziom dolny – III) związanych z formacją lidzbarską (Bareja i in., 1983). Brak rdzenia nie pozwolił na opróbowanie skał, ale niskie natężenie promieniowania gamma (55 i 42 uR/h) wskazuje na bardzo niewielkie koncentracje uranu. Obie te anomalie są związane z utworami ilastymi.

Opisane anomalie promieniotwórcze i koncentracje uranowe są niskie, ale stanowią wskazówkę, że strefa uranonośna w triasie obniżenia bałtyckiego, wstępnie rozpoznawana w rejonie Krynica Morska–Pasłęk, rozprzestrzenia się także w kierunku zachodnim, co najmniej do okolic Malborka. Podkreślenia wymaga zaznaczenie się poziomu D (środkowego), z którym wiązano największe nadzieje poszukiwawcze (Bareja i in., 1983, 1990; Strzelecki, 1986). Poziom ten reprezentuje mineralizację uranową typu piaskowcowego (Dahlkamp, 1978), znaną w świecie jako ważne źródło uranu.

Należy dodać, że anomalie promieniowania gamma zarejestrowano także w znajdujących się w sąsiedztwie otworach naftowych Malbork 3 (poziom A) i Malbork 2 (m.in. poziom A, C i D) (Karczewska, 1990; Wysocka, Karelus, 1992).

Marta KUBERSKA

PETROGRAFIA SKAŁ DOLNEGO TRIASU

W ramach badań petrograficznych wykonano ekspertyzy z sześciu próbek skał, z głębokości: 1055,0, 1059,9, 1136,5, 1153,2, 1575,1 i 1586,3 m.

Próbka z głębokości 1055,0 m – mikrosparyt. Skała drobnokrystaliczna, bez wyraźnych cech teksturalnych. Szkielet ziarnowy jest zbity. Skała zawiera domieszkę materiału terygenicznego w ilości około 10% obj. Są to przeważnie nieobtoczone ziarna mono- i polikrystalicznego kwarcu, pojedyncze ziarna skaleni, akcesorycznie zanotowano blaszki muskowitu, biotytu, a także ziarna cyrkonu.

Próbka z głębokości 1059,9 m – mikrosparyt piaszczysty. Skała drobnokrystaliczna, z zauważalną kierunkową teksturą, podkreśloną równoległym ułożeniem dłuższych osi niektórych minerałów. Zawartość materiału terygenicznego wynosi około 20% obj. Jest on reprezentowany przez nieobtoczone ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego, ziarna skaleni – głównie plagioklazów, zauważa się także większy udział blaszek muskowitu w porównaniu do wapienia z głębokości 1055,0 m.

Próbka z głębokości 1136,5 m – piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu subarkozowego. Wykazuje on teksturę bezładną, wysortowanie materiału detrytycznego jest dobre. Przeciętna średnica ziarn kwarcu wynosi 0,28 mm. Ziarna są półobtoczone, rzadziej obtoczone. Głównym składnikiem są ziarna kwarcu monokrystalicznego, podrzędnie występują

ziarna kwarcu polikrystalicznego. Niektóre z ziarn zawierają submikroskopowe wrostki, powodujące zmatowienie powierzchni. Wśród skaleni dominują odmiany potasowe, rzadziej mikroklin lub plagioklasy. Nieliczne litoklasty reprezentowane są przez fragmenty łupków kwarcowo-mikowych. Akcesorycznie zanotowano monacyt, muskowit. Materiał detrytyczny scementowany jest głównie średnioziarnistym sparem kalcytowym. Zanotowano także obecność hipautomorficznie wykształconego dolomitu i barytu.

Próbka z głębokości 1575,1 m – iłowiec wapnisty. Skała ma barwę szarozielonkawą, miejscami brunatną. Zawiera domieszkę materiału frakcji aleurytowej (6–8% obj.) reprezentowanego przez mułek kwarcowy. Tekstura iłowca jest kierunkowa. Skała zbudowana jest z mikrytu węglanowego i substancji ilastej (chloryt, illit). Miejscami obecne są rozproszone wodorotlenki żelaza.

Próbka z głębokości 1586,3 m – mułowiec żelazisty. Skała wykazuje strukturę aleurytowo-psamitową, teksturę kierunkową. Głównym składnikiem frakcji aleurytowej i psamitowej są nieobtoczone ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Obecne są także ziarna skaleni potasowych oraz pojedyncze blaszki muskowitu. W próbce zaobserwowano nieregularne, żyłowe wypełnienia kalcytem. Masą cementującą materiał detrytyczny są wodorotlenki żelaza.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Otwór wiertniczy Malbork IG 1 wykonano w centralnej części obniżenia bałtyckiego. Na obszarze tym jura dolna i środkowa mają bardzo zredukowany profil, jedynie jurę górną charakteryzuje obecność prawie pełnego profilu stratygraficznego. Łączna miąższość utworów jurajskich w otworze wynosi 370,5 m. Leżą one na utworach ilasto-mułowcowych górnego triasu. Pomiędzy tymi utworami występuje luka stratygraficzna, obejmująca najniższy odcinek dolnej jury. W stropie utwory jurajskie przykryte są przez piaszki kwarcowo-glaukonitowe albu górnego–cenomanu. Stwierdzona tu luka sedymentacyjna obejmuje całą dolną kredę.

Jura dolna

Otwór wiertniczy Malbork IG 1 usytuowany został w północnej, peryferycznej części wczesnojurajskiego basenu sedymentacyjnego. Jego profil litologiczno-stratygraficzny, o miąższości 86,0 m, wykazuje redukcję w stosunku do profili obserwowanych w otworach wiertniczych położonych na południe od niego (Prabuty IG 1 – 142,0 m; Dadlez, 1975) oraz

wschód (Pasłęk IG 1 – 144,8 m; Dadlez, 1973; oraz Marianka IG 1 – 132,0 m, Borzynowo IG 1 – 102,5 m). Ma on jednak większą miąższość niż obserwowana w położonym na zachód profilu otworu wiertniczego Kościerzyna IG 1 (36,5 m; Dadlez, 1982), a w kierunku północnym jura dolna w ogóle zanika (Gdańsk IG 1; Modliński, red., 1989).

Profil jury dolnej (?980,0–?894,0 m) jest w zdecydowanej większości piaszczysty, jedynie na głębokości 935,0–943,5 i 946,0–949,0 m występują utwory mułowcowe. Kompleks ten jest możliwy do prześledzenia na większym obszarze, co umożliwia korelację pomiędzy omawianym profilem a profilami zlokalizowanymi bardziej na wschód i południe od niego. Utwory jury dolnej w wierceniu Malbork IG 1 zostały przewiercone bezrzedniowo, dlatego niemożliwa jest bardziej szczegółowa charakterystyka tych osadów. Jedynie obecność okruchów węgla w próbkach okruchowych najniższej części profilu, sugeruje lądową genezę występujących tu piaszczystych.

Korelacje regionalne wskazują, że profil Malbork IG 1 obejmuje **formację olsztyńską**. Utwory te są datowane na podstawie megaspor, stwierdzonych przez T. Marcinkiewicza

w pobliskich otworach Marianka IG 1 (orzeczenie archiwalne z 1977) i Młynary IG 2 (orzeczenie archiwalne z 1982). Ze środkowego odcinka formacji olsztyńskiej w wierceniu Młynary IG 2 (głęb. 828,2–828,9 m) oznaczono – *Paxillitriletes* cf. *phyllicus* (Murray) Hall et Nicolson oraz *Bacutritiles spicatus* (Marcinkiewicz) Marcinkiewicz – megaspory, których współwystępowanie wskazuje na górny pliensbach (Marcinkiewicz, 1971). Z dolnego odcinka omawianej formacji w profilu Marianka IG 1 (głęb. 986,0 m) pochodzi *Nathorstisporites hopliticus* Jung, datujący te utwory na hetang–synemur dolny. Do tej pory na obszarze obniżenia bałtyckiego nie notowano występowania formacji zagajskiej odpowiadającej osadom tego wieku (= warstwy liwieckie wg Dadlez, 1968). Jej północny zasięg rysowany jest na południe i południowy zachód od Grudziądza (Franczyk, 1983). Biorąc jednak pod uwagę fakt występowania w/w megaspory w profilu Marianka IG 1, trzeba zastanowić się czy najniższa część wydzielanej dotychczas formacji olsztyńskiej (tzw. warstwy olsztyńskie dolne) nie należy do formacji zagajskiej. Korelacja profili Malbork IG 1 i Marianka IG 1 sugeruje, że kompleks mułowcowo-piaskowcowy występujący w profilu Malbork IG 1 na głębokości 973,5–980,0 m może odpowiadać utworom mułowcowym w profilu Marianka IG 1, z których pochodzi *Nathorstisporites hopliticus* Jung. Nasuwa się wniosek, że kompleks ten reprezentuje najprawdopodobniej dolny synemur.

W omawianym profilu, bezpośrednio powyżej formacji olsztyńskiej, występują utwory jury środkowej. Brak tu młodszych formacji dolnojurajskich (formacji ciechocińskiej i borucickiej reprezentujących toark) stwierdzonych w profilach otworów wiertniczych Prabuty IG 1, Pasłęk IG 1, Marianka IG 1, Borzynowo IG 1 i Młynary IG 2, położonych na wschód i południe od Malborka IG 1. Utwory te zostały prawdopodobnie usunięte w wyniku erozji we wczesnej jurze środkowej.

Jura środkowa

Utwory jury środkowej występują na głębokości 7860,0–7894,0 m. Leżą one na utworach pliensbachu (jura dolna) ze znaczną luką sedymentacyjną, obejmującą toark–baton środkowy. Omawiany profil jury środkowej, o miąższość 34,0 m, jest bardzo zredukowany w stosunku do profili z centralnej części basenu środkowojurajskiego, ale typowy dla obszaru obniżenia bałtyckiego.

Rozpoczyna się on około 19-metrowym kompleksem piaskowcowym. Charakteryzują go okruchy rdzenia pobranego z dolnego odcinka tego kompleksu. Jest to piaskowiec kwarcowy, drobnodziarnisty, z limonitem, ooidami limonitowymi oraz detrytem fauny; występują w nim wkładki mułowca piaszczystego oraz iłowca z limonitem. Są to cechy wskazujące na płytkomorską genezę tych utworów. Wyżej stwierdzono 15-metrowy kompleks mułowców, miejscami ilastych lub piaszczystych, które zostały przewiercone bezrdzeniowo. Kompleks ten, podobnie jak w wierceniach Polskie Łąki PIG 2 (Feldman-Olszewska, 2007), a także z zgodnie z Tabelą Stratygraficzną Polski (Matyja i in., 2008), został zaliczony do **formacji Łyny**.

Na podstawie korelacji z pobliskimi profilami Prabuty IG 1, Pasłęk IG 1, Marianka IG 1, Borzynowo IG 1 i Młynary IG 2 należy przyjąć, że w profilu Malbork IG 1 występują utwory górnego batonu i keloweju, brak jest natomiast tzw. „serii lądowej” – serii mułowcowo- lub iłowcowo-piaszczystej kilkumetrowej miąższości, uważanej za baton dolny–środkowy. Seria ta, charakteryzująca się obecnością mułowców piaszczystych z liczną węgloną florą oraz wkładkami iłowców z mikrofauną otwornicową (Dayczak-Calikowska, 1973), obecna jest we wszystkich wymienionych wyżej profilach otworów wiertniczych; nie stwierdzono jej natomiast w położonym na północ otworze Gdańsk IG 1.

Datowanie utworów jury środkowej w omawianym otworze wiertniczym Malbork IG 1 możliwe było jedynie dla najwyższego odcinka. W próbie okrucowej z głęb. 860 m stwierdzono występowanie otwornicy *Paleomiliolina michalskii* (Wiśniowski), której obecność wskazuje na kelowej (zob. Smoleń, ten tom). Pozostała część profilu datowana jest na podstawie korelacji z pobliskim wierceniem Pasłęk IG 1. W dolnej części profilu jury środkowej w tym wierceniu, Bielecka (1973) stwierdziła występowanie licznej mikrofauny charakterystycznej dla batonu oraz jednego gatunku wskazującego na baton górny. Wyższy odcinek datują otwornice charakterystyczne dla keloweju (Bielecka, *op. cit.*) oraz fauna amonitowa wskazująca na poziom *calloviense* dolnego keloweju, a także kelowej środkowej (Dayczak-Calikowska, 1973). Batoński i kelowejski wiek utworów jest udokumentowany na podstawie otwornic również w profilu otworu wiertniczego Gdańsk IG 1 (Styk, 1989).

Jura górna

W otworze wiertniczym Malbork IG 1 występuje pełny profil jury górnej, o miąższości 272,0 m. W jego obrębie wydzielono 3 formacje: Łyny, Chociwła i pałucką, charakterystyczne dla obszaru północnej Polski (Dembowska, 1979).

Mułowce piaszczyste występujące na głębokości 860,0–858,0 m, włączono do **formacji Łyny**. Zazwyczaj znaczna część tej formacji obejmuje skały oksfordu dolnego i środkowego, jednak w omawianym profilu mikrofauna wskazuje, podobnie jak w profilu Gdańsk IG 1, głównie na kelowej (zob. wyżej). Jedynie najwyższy odcinek formacji reprezentuje prawdopodobnie oksford.

Powyżej, na głębokości 786,0–858,0 m, pojawiają się piaskowce ilaste, oraz piaskowce wapniste, szare, o łącznej miąższości 89,0 m. Reprezentują one **formację z Chociwła**. Z tego odcinka pobrano jeden rdzeń kontrolny, w którym stwierdzono piaskowiec wapnisty szary, o zaburzonej teksturze, z fauną małży i brachiopodów oraz amonitem z rodzaju *Rasenia*. Zarówno z rdzenia, jak i próbek okrucowych poniżej niego, oznaczono mikrofaunę oksfordu (zob. Smoleń, ten tom).

Formację pałucką reprezentuje miąższy kompleks mułowców i iłowców marglistych z fauną małżową i fragmentami amonitów, występujący na głębokości 7628,0–786,0 m, oraz kompleks naprzemianległych margli i wapieni marglistych, z głębokości 603,0–628,0 m.

Z całego 183-metrowego kompleksu pobrano jedynie dwa rdzenie kontrolne. W dolnym stwierdzono mułowce margliste z fauną małżową i fragmentami amonitów; oznaczono tu *Amoeboceras subtilicostatum* Pavlov. W górnym występują naprzemian wapienie margliste szare, z liczną fauną małżową oraz margle mułowcowe i mułowce margliste z liczną fauną małżową i fragmentami amonitów, z których oznaczono *Pseudovirgatites* sp.

Datowanie utworów formacji pałuckiej było możliwe na podstawie licznej mikrofauny oznaczonej zarówno z rdzenia, jak i próbek okruchowych (zob. Smoleń, ten tom). Ponieważ wiele z oznaczeń pochodzi z próbek okruchowych, głębokości granic stratygraficznych zostały podane w przybliżeniu. Najniższy odcinek (głęb. 722,5–786,0 m) zawiera otwornice o zasięgu obejmującym cały kimeryd. Powyżej (głęb. 628,0

–722,5 m) pojawia się mikrofauna wskaźnikowa dla górnego kimerydu. Dodatkowo z tego przedziału głębokości pochodzi rdzeń z amonitem *Amoeboceras subtilicostatum* Pavlov, który również wskazuje na górny kimeryd, poziom *eudoxus* (Malinowska, 2001). Najwyższy odcinek formacji pałuckiej (głęb. 603,0–628,0 m) zawiera mikrofaunę tytońską oraz amonity z rodzaju *Pseudovirgatites*, potwierdzające ten wiek.

Najwyższe partie jury górnej zostały zerodowane. Brak jest w profilu utworów najwyższego tytonu (dolny odcinek formacji kcyńskiej) chociaż pojawienie się wkładek wapieni w najwyższej części profilu wskazuje, że przypuszczalnie stanowi on kompleks przejściowy do tej formacji. Kompleks ten bezpośrednio przykrywają piaski kwarcowo-glaukonitowe albu górnego–cenomanu.

Krzysztof RADLICZ

PETROGRAFIA OSADÓW JURY GÓRNEJ

Profil utworów górnej jury, o miąższości 257,0 m, z otworu wiertniczego Malbork IG I obejmuje piętra tyton–kimeryd (formacja pałucka), oraz oksford (formacja Chociwla i Łyny). Poniżej znajdują się osady jury środkowej. Identyfikację bioklastów przeprowadzono na podstawie atlasów: Mišik (1966), Majewski (1969), Horowitz, Potter (1971).

Wśród osadów zbadano wapienie margliste, masywne, twarde, barwy szarej z drobnym detrytem bioklastów. Próbką z głębokości 620,1 m jest wakstonem, o teksturze smużystej zawierająca 5% ziaren kwarcu, o średnicy 0,02–0,04 mm (z przewagą ziaren o średnicy 0,04 mm), 1% łuseczek muskowitu, o średnicy 0,05–0,30 mm, 25% bioklastów (liliowce, otwornice, małże i problematyki), o średnicy 0,05–1,5 mm. Cement jest mikrytowy z gniazdami kryształów kalcytu. Próbką z głębokości 623,0 m różni się 20% udziałem ziarn kwarcu (średnicy 0,01–0,20 mm, z przewagą frakcji 0,07–0,10 mm) i 15% bioklastów, wśród których stwierdzono: ramienionogi bezzawiasowe, małże, otwornice i problematyki. Składniki rozmieszczone są bazalnie. Cement składa się ze sparui kalcytowego.

W spągu osadów tytonu w próbce z głębokości 625,3 m stwierdzono piaskowiec o teksturze frakcjonalnie laminowanej skośnie, małej skali. Złożony jest z 50% ziarn kwarcu ostrokrawędzistych, o średnicy 0,06–0,7 mm (z przewagą frakcji 0,10 i 0,25 mm) oraz z 20% bioklastów małżów, ramienionogów, szkarłupni i otwornic. Cement jest różny, kalcytowy lub chlorytowy. Próbką z głębokości 675,0 m reprezentuje iłowiec piaszczysty z bioklastami, masywny, mikroporowaty, barwy szarej. Złożony jest z 30% ziarn kwarcu średnicy 0,05–0,20 mm, z przewagą frakcji 0,10 mm, 2% łuseczek muskowitu, o średnicy 0,12–0,25 mm i 20% bioklastów: małżów, otwornic i szkarłupni, o średnicy 0,10–0,60 mm. Cement jest głównie kalcytowy.

Próbką z głębokości 622,0 m jest łupkiem ilasto-pylastym złożonym z 10% ziarn kwarcu, o średnicy 0,01–0,10 mm, 2% łuseczek muskowitu oraz z 88% drobnołuseczkowej masy ilastej. Próbki z głębokości 677,2; 802,3 i 805,0 m są to skały

twarde, zwięzłe, barwy szarej z wyraźnymi drobnymi, białymi bioklastami. Skały te zidentyfikowano jako gezy wapniste. Złożone są z: 20–35% ziarn kwarcu średnicy 0,03–0,20 mm z przewagą frakcji 0,10 mm, do 2% łuseczek muskowitu, do 10% ziaren zielonego glaukonitu, o średnicy 0,08–0,20 mm i 15–30% bioklastów, wśród których stwierdzono: opalowe igły gąbek, szkarłupnie, małże, otwornice. Cement jest zwykle kalcytowy, miejscami opalowy.

Poniżej tych osadów w obrębie jury środkowej zanalizowano piaskowiec średnioziarnisty (głęb. 888,1 m), frakcjonalnie i skośnie laminowany z ooidami żelazistymi. Złożony jest z 60% ziarn kwarcu, o średnicy 0,15–1,90 mm (z przewagą 0,3 mm), 10% bioklastów: małżów, ślimaków i szkarłupni, częściowo zgetytyzowanych oraz 5% z ooidów żelazistych średnicy 0,2–2,0 mm. Cement złożony jest ze sparui kalcytowego.

Próbką z głębokości 888,15 m jest wapieniem peloidowym złożonym z 60% peloidów, o średnicy 0,03–0,20 mm, 3% pyłu kwarcowego i cementu mikrytowego.

Wnioski. Porównując profil jury górnej z otworu wiertniczego Malbork IG I z profilami osadów tego wieku w otworach wiertniczych Bartoszyce IG I (Radlicz, 1962), Pasłęk IG I, można przyjąć, że od początku sedymentacji osadów oksfordu depozycja odbywała się w rowie podmorskim, w wodach o środowisku kwaśnym, redukcyjnym.

Wskazują na to: obecność opalowych igieł gąbek oraz wysoki udział cementu opalowego, który koagulował jako żel w środowisku morskim, a więc był syngenetyczny (Radlicz, 1972). W spągu profilu osadów jury górnej w otworze wiertniczym Bartoszyce IG I występują ooidy żelaziste, które mogą wskazywać na związek facjalny z piaskowcem z ooidami żelazistymi w profilu Malbork IG I zaliczanymi tu do osadów jury środkowej.

Wkładka zlepu muszlowego z głębokości 620,5 m wskazuje na epizod sedymentacji sztormowej (Brenner, Davies, 1973; Dżułyński, Kubicz, 1975).

Jolanta SMOLEŃ

MIKROFAUNA JURY GÓRNEJ

Opracowanie biostratygrafii na podstawie mikrofauny, dotyczące górnourajskich serii osadowych w profilu Malbork IG 1, oparte jest głównie na wynikach orzeczenia archiwalnego wykonanego przez Styk (1990). Wynika to z faktu, że nie zachowały się materiały archiwalne w postaci próbek z mikrofauną. Zespoły mikrofauny wyróżnione przez Styk (1990) zostały zrewidowane, w kontekście aktualnych podziałów stratygraficznych (Feldman-Olszewska – ten tom).

Próby do badań mikropaleontologicznych pochodzą z interwału głębokości od 620,0 do 870,0 m. Jak wynika z dokumentacji otworu wiertniczego Malbork IG 1, utwory górnej jury zostały przewiercone w dużym procencie bezrzedniowo. W związku z powyższym liczba próbek dostarczonych do badań mikropaleontologicznych była ograniczona, co w znacznym stopniu utrudniło przeprowadzenie szczegółowej analizy biostratygraficznej, a zwłaszcza ustalenia granic pomiędzy piętrami i podpiętrami jury górnej. Przeprowadzona ponownie analiza pionowych zasięgów mikrofauny otwornicowej, obecnej w badanych próbkach profilu górnej jury, potwierdza obecność osadów oksfordu, kimerydu oraz tytonu.

Dolna część profilu, na głębokości 790,0 do 875,0 m, zawiera utwory mułowców ilastych i wapnistych przechodzących w utwory piaskowców i mułowców marglistych. Pobrano z nich 11 próbek do badań mikropaleontologicznych, z których dwie na głębokości 860,0 i 870,0 m pochodzą prawdopodobnie z utworów starszych niż górnourajskie, a nie jak sugeruje Styk (1990) z najniższego oksfordu. Występują w nich zespoły otwornic z gatunkiem *Lenticulina tumida* Mjatluk, który jest taksonem wskaźnikowym dla otwornicowego poziomu *Lenticulina tumida*, charakteryzującego osady młodszego keloweju na Niżu Polskim (Smoleń, 2000). Powyższy wiek sugeruje, także obecność gatunku *Paleomiliolina michalski* (Wiśniowski), który to gatunek nie jest spotykany w osadach powyżej keloweju. Pozostałe otwornice występujące w próbach na głębokości 860,0 i 870,0 m to: *Trocholina conica* (Schlumberger), *Epistomina uhligi* Mjatluk, *Epistomina mosquensis* Uhlig, *E. parastelligera* (Hofker), *Ophthalmidium* sp. i *Lenticulina* sp.

Zdecydowanie inny charakter, pod względem mikropaleontologicznym, mają próbki pobrane z interwału głębokości 790,0–850,0 m pochodzące z utworów oksfordu. Występują w nich nieliczne zarówno pod względem ilości gatunków, jak i osobników, zespoły otwornicowe, na podstawie których nie jest możliwe ustalenie granic pomiędzy poszczególnymi podpiętrami oksfordu. Opisano w nich (Styk, 1990) następujące taksony: *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Quinqueloculina jurassica* Bielecka i Styk, *Lenticulina brueckmanni* (Mjatluk), *Planularia tricarinelia* (Reuss), *Astacolus varians* (Bornemann), *Epistomina parastelligera* (Hofker) i inne gorzej zachowane z rodzajów *Lenticulina*, *Trochammina*, *Haplophragmoides* i *Conorboides*. Powyższe gatunki otwornic należą do form o długich zasięgach występowania i są po-

wszechnie znane z oksfordu. Cechą charakterystyczną utworów oksfordu jest liczna obecność igieł gąbek, elementów szkieletowych szkarłupni (kolce jeżowców) oraz członów łodyg liliowców.

W wyższej części profilu, w interwale głębokości 722,5–786,0 m widoczna jest zmiana w charakterze mikrofauny otwornicowej. W zespołach otwornic można tu zaobserwować zanik większości gatunków występujących w niższej części profilu i pojawienie się nowych, które dokumentują kimeryd dolny na Niżu Polskim (Bielecka, Pożaryski, 1954; Bielecka, Styk, 1966; Bielecka, 1980). Należą do nich takie taksony jak: *Conorboides marginata* Lloyd, *Mironovella foveata* Kuznetsova i Umanskaja, *Epistomina arkelli* (Bielecka i Kuznetsova), *Epistomina praetatarensis* (Umanskaja) czy *Trocholina solecensis* Bielecka i Pożaryski. Oprócz wyżej wymienionych gatunków, w próbach z osadów kimerydu dolnego znotowano także obecność takich taksonów jak: *Epistomina ignicula* Grigelis, *Lagena hipsida* Jacob, *Lenticulina brueckmanni* (Mjatluk), *Planularia* sp., *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Lenticulina munsteri* (Roemer), *Lenticulina* sp. i *Epistomina stellcostata* Bielecka i Pożaryski. Ponadto występują charakterystyczne dla tego wieku małżoraczki należące do gatunków: *Galliaecytheridea punctata* Kilenyi i *Lophocythere cruciata kimeridgensis* Guyader (Bielecka i in., 1976), a także radiolarie, igły gąbek i elementy szkieletowe szkarłupni.

W następnych próbach pochodzących z mułowców i wapieni marglistych formacji pałuckiej na głębokości od 630,0 do 720,0 m występują zbliżone do poprzednich zespoły mikrofauny, lecz odnotowano w nich także kilka nowych taksonów otwornic i małżoraczek. Po raz pierwszy pojawia się w nich otwornice: *Lenticulina vistulae* Bielecka et Pożaryski, *Citharina zaglobensis* (Bielecka et Pożaryski) i *Marginulinopsis buskensis* (Bielecka et Pożaryski), które datują osady z powyższych głębokości na kimeryd górny. Pozostałe gatunki otwornic oznaczone z osadów górnego kimerydu to: *Epistomina praetatarensis* (Umanskaja), *Spirillina infima* (Strickland), *Epistomina arkelli* (Bielecka et Kuznetsova), *Lenticulina* cf. *tumida* Mjatluk, *L. munsteri* (Roemer), *L. sp.*, *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski i *Lenticulina brueckmanni* (Mjatluk). Na kimeryd górny wskazują także małżoraczki z gatunków: *Protocythere furcata* Bielecka et Styk oraz *Protocythere sigmoidea* Steghaus, obecne w próbce z głębokości 688,0 m. W utworach górnego kimerydu notowane są także igły gąbek oraz elementy szkieletowe szkarłupni.

Mikrofauna obecna w kolejnych analizowanych próbkach, pochodzących z interwału głębokości od 620,0 do 626,0 m, dokumentuje utwory tytonu. Analiza zasięgów pionowych znajdujących się w nich gatunków wskazuje na tyton dolny i część górnego. W dolnej części wyżej wymienionego fragmentu profilu, na głębokości 621,0–626,0 m notowane są gatunki pojawiające się dopiero w tytonie, takie jak otwornice: *Spiroloculina subpanda* Lloyd, *Citharina culter* Furssenko et Pole-

nova czy *C. raricostata* (Furssenko et Polenova) i małżoraczki *Cytherella ornata* Lubimova oraz *Galliaecytheridea punctilataeformis* (Lubimova). Pozostała część zespołu mikrofauny z tego przedziału głębokości dokumentuje tyton dolny, gdyż znajdują się tu gatunki otwornic charakterystyczne dla górnego kimerydu i niższego tytonu jak: *Tristix temirica* (Dain), *Saracenaria pravoslavleni* Furssenko et Polenova, *Lenticulina infravolgensis* (Furssenko et Polenova), *L. vistulae* Bielecka et Pożarski, *Vaginulinopsis embaensis* (Furssenko et Polenova), *Citharina zaglobensis* (Bielecka et Pożarski), *Nodosaria striatojurensis* (Klahn), *Epistomina stellicostata* Bielecka et Pożarski i *Marginulina glabra* d'Orbigny (Bielecka, 1980). Oprócz nich utwory tytonu dolnego zawierają niekompletnie zachowane skorupki otwornic i małżoraczek z rodzajów: *Lenticulina*, *Planularia*, *Geinitzinita*, *Macroden-*

tina, *Cytherella* i *Schuleridea*, a także fragmenty pokruszonych szkieletów makrofauny.

W najwyższej części analizowanego profilu (głęb. 620,0–620,1 m) notowane jest pierwsze wystąpienie otwornic należących do gatunku *Paleomiliolina egmontensis* (Lloyd), który dokumentuje tyton górny. Współwystępują z nim gatunki powszechnie znane w tytonie dolnym oraz górnym, jak: *Lenticulina infravolgensis* (Furssenko et Polenova), *L. dogieli* Furssenko, *L. munsteri* (Roemer), *Saracenaria pravoslavleni* Furssenko et Polenova, *Eoguttulina liassica* (Strickland) i *Spirillina infima* (Strickland). Opierając się na dotychczasowych opracowaniach (Bielecka, 1975, 1980), należy przypuszczać, że wymieniony wyżej zespół mikrofauny dokumentuje część tytonu górnego do poziomu amonitowego *Za-raiskites scythicus* włącznie.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

SUKCESJA SILIKOKLASTYCZNYCH I WĘGLANOWO-KRZEMIONKOWYCH UTWORÓW KREDY

Kreda górna łącznie z albem górnym w otworze Malbork IG 1 ma miąższość 498,0 m i jest reprezentowana prawdopodobnie przez następujące jednostki chronostratygraficzne: alb górny, cenoman, turon, santon, kampan i mastrycht. Brak jest tu kompleksów przypisywanych wiekowi koniakowi i, prawdopodobnie, wyższemu turonowi. Alb górny i cenoman są nierozdzielone ze względu na brak jednoznacznych kryteriów do postawienia granicy.

Poszczególne interwały litologiczne zidentyfikowane w otworze Malbork IG 1 na krzywych profilowań geofizycznych zostały odniesione do cykli sedymentacyjnych wydzielonych w górnej kredzie Niżu Polskiego przez Leszczyńskiego (1997, 2002, 2010, 2012) na podstawie kompleksowej analizy materiałów z ponad 1000 wierceń. W szczególności akcent położono na analizę poziomów twardych den, przerw sedymentacyjnych i wszelkich innych przejawów cykliczności sedymentacji, w tym również następstwa facji. Umożliwiło to w wielu przypadkach logiczne korelacje odpowiadających sobie kompleksów litologicznych. Dokładna analiza dostępnych danych wiertniczych i zastosowanie elementów metodyki stratygrafii sekwencyjnej umożliwiły skorelowanie poszczególnych sekwencji depozycyjnych.

W wielu profilach wiertniczych stwierdzono przerwy sedymentacyjne na podstawie badań makro- i mikrofaunistycznych w połączeniu z interpretacją pomiarów geofizyki wiertniczej. Charakterystycznymi i powszechnymi zjawiskami obserwowanymi w sekwencji górnokredowej jest występowanie poziomów z fosforatami, czertami i krzemieniami. Liczne są też powierzcennie twardego dna. Ich rozwój mógł być warunkowany zarówno przez lokalne ruchy wznoszące (np. na szczytach wznoszących się osi antyklin solnych), jak i puls regresywne związane z eustatycznym obniżaniem się poziomu morza.

Opisane zjawiska zostały skorelowane w skali regionalnej basenu późnokredowego Niżu Polskiego pomiędzy poszczególnymi profilami na podstawie badań rdzeni wiertniczych i zapisu pomiarów geofizyki wiertniczej (kompleksy geofizyczne odpowiadające kompleksom litologicznym). W wyniku tych korelacji było możliwe określenie cykliczności w sukcesji albu górnego–paleocenu dolnego oraz identyfikacja granic pomiędzy cyklami w poszczególnych profilach otworów wiertniczych.

Utwory kredy w otworze Malbork IG 1 przewiercono całkowicie bezrdzeniowo. Granice stratygraficzne oraz litologię określono na podstawie dokładnej analizy próbek okruszowych oraz interpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej w porównaniu z najbliższymi, częściowo rdzeniowanymi otworami Prabuty IG 1 (35 km na SSE; Jaskowiak-Schoeneichowa, 1975), Pasłek IG 1 (40 km na E; Jaskowiak-Schoeneichowa, 1975) i Gdańsk IG 1 (30 km na N, tylko 1 marsz rdzeniowy w kampanie; Jaskowiak-Schoeneichowa, 1989), a także innymi otworami obniżenia bałtyckiego. Miąższości utworów kredy i wydzielonych jednostek chronostratygraficznych w otworach Malbork IG 1, Prabuty IG 1, Pasłek IG 1 i Gdańsk IG 1 przedstawia tabela 6. Lokalizacja tych otworów na tle mapy strukturalnej spągu kredy górnej (z albem górnym) w rejonie Dolnej Wisły pokazana jest na figurze 21. Należy podkreślić, że przyjęte granice chronostratygraficzne w obrębie kredy są orientacyjne i stawiane na kontaktach serii litofacjalnych.

Profil kredy otworu wiertniczego Malbork IG 1 zajmuje położenie przejściowe pomiędzy zachodnią częścią obniżenia bałtyckiego, o pełniejszym rozwoju sukcesji, a jej częścią wschodnią, gdzie notuje się znaczne luki stratygraficzne obejmujące wyższy turon, koniak, santon, kampan i dolny mastrycht.

Tabela 6

**Porównanie miąższości utworów kredy górnej (z albem górnym)
w otworach wiertniczych Malbork IG 1, Prabuty IG 1, Pasłęk IG 1 i Gdańsk IG 1**

Thickness of the Upper Cretaceous (including Upper Albanian) deposits
in the Malbork IG 1, Prabuty IG 1, Pasłęk IG 1 and Gdańsk IG 1 boreholes

Stratygrafia	Malbork IG 1	Prabuty IG 1	Pasłęk IG 1	Gdańsk IG 1
Mastrycht	90,0	72,0	58,5	32,5
Kampan	205,0	163,0	187,0	218,5
Santon	78,0	121,0	73,5	78,5
Koniak środkowy-górny	–	54,0	–	21,5
Turon-koniak dolny	48,5*	76,0	4,5*	45,5
Cenoman	76,5	43,0	49,0	36,0
Alb górny		9,0	32,0	–
Kreda górna z albem górnym	498,0	538,0	404,5	432,5

*tylko niższy turon / lower Turonian only

Sukcesja kredowa w omawianym otworze wiertniczym rozpoczyna się 3-metrowej miąższości warstwą piasków (piaskowców) kwarcowo-glaukonitowych. Z rozpoznania regionalnego wynika, że warstwę tę należałoby zaliczyć do albu górnego. Piaski te przechodzą ku górze w mułowce margliste i piaszczyste, słabo związane. Postawienie granicy między albem górnym a cenomanem jest niemożliwe ze względu na monotonną litologię i zapis pomiarów geofizycznych oraz brak danych paleontologicznych. Seria zaliczona do **albu górnego-cenomanu** (interwał korelowany z cyklami K3-I, II i III; Leszczyński, 1997, 2002, 2010, 2012) ma miąższość 76,5 m. Kreda dolna poniżej albu górnego na tym obszarze nie występuje, chociaż w otworze wiertniczym Prabuty IG 1, położonym około 35 km na południe, stwierdzono występowanie utworów hoterywu dolnego-albu środkowego, o miąższości 32,0 m (Marek, 1975).

Interwał korelowany z **turonem** (cykl K3-IV, Leszczyński, *op. cit.*) ma miąższość 48,5 m. Reprezentowany jest on przez mułowce margliste, miejscami piaszczyste, szare, słabo związane. Regionalne rozpoznanie sukcesji kredowej w obniżeniu bałtyckim i na wyniesieniu mazursko-suwańskim wskazuje, że najprawdopodobniej występuje tu tylko niższy turon. Znaczna luka stratygraficzna obejmuje wyższą część turonu, najprawdopodobniej cały koniak (cykl K4-I) i być może również najniższy santon. Lukę stratygraficzną obejmującą wyższy turon, koniak i przypuszczalnie najniższy santon stwierdzono także w profilu otworu wiertniczego Pasłęk IG 1 położonym około 40 km na wschód (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1973). Jej zasięg został wyinterpretowany na podstawie szczegółowej regionalnej analizy miąższości i rozkładu facji interwału, który przypuszczalnie reprezentuje turon-dolny

santon. Natomiast w otworach wiertniczych Prabuty IG 1 i Gdańsk IG 1 takiej luki nie stwierdzono, choć niewykluczone, że w profilach tych istnieją niewielkie przerwy w sedymentacji.

Interwał odpowiadający prawdopodobnie **santonowi** (cykl K4-II; Leszczyński, *op. cit.*), wydzielony na podstawie korelacji z profilami otworów wiertniczych Prabuty IG 1, Pasłęk IG 1 i Gdańsk IG 1, ma miąższość 78,0 m. Dominującym typem litologicznym są tu mułowce piaszczyste, miejscami margliste, szare, z dość licznymi drobnymi ziarnami glaukonitu i niekiedy blaszkami muskowitu, słabo związane, lokalnie przechodzące w piaskowce bardzo drobnodziarniste mułowcowe. Ta litologia różni się od stwierdzonej w otworze wiertniczym Pasłęk IG 1, gdzie występują gezy.

Przypuszczalny **kampan** (cykl K4-III; Leszczyński, *op. cit.*) jest trójdzielny litologicznie. Część dolną, o miąższości 50,0 m, reprezentują mułowce i iłowce miejscami margliste, szare i ciemnoszare, ale nie są już piaszczyste jak poniżej. Seria środkowa zbudowana jest z opok prawdopodobnie przewarstwianych marglami, o miąższości 93,0 m. Część górną stanowią szare gezy, o miąższości 62,0 m. Kampan ma miąższość 205,0 m.

Również interwał korelowany z **mastrychtem** (cykle K4-IV – K4-V; Leszczyński, *op. cit.*), o miąższości 90,0 m, jest trójdzielny litologicznie. Część dolna (64,0 m) jest reprezentowana przez szare gezy z widocznymi igłami gąbek, bardzo drobnymi ziarnami kwarcu, blaszkami muskowitu i ziarnami glaukonitu. Występują tu wkładki margli i opok szarych, lokalnie silnie skrzemionkowanych. Seria środkowa to margle jasnoszare, słabo związane, o miąższości 17,0 m. W stropie ponownie pojawiają się gezy, o miąższości 9,0 m. Być może na

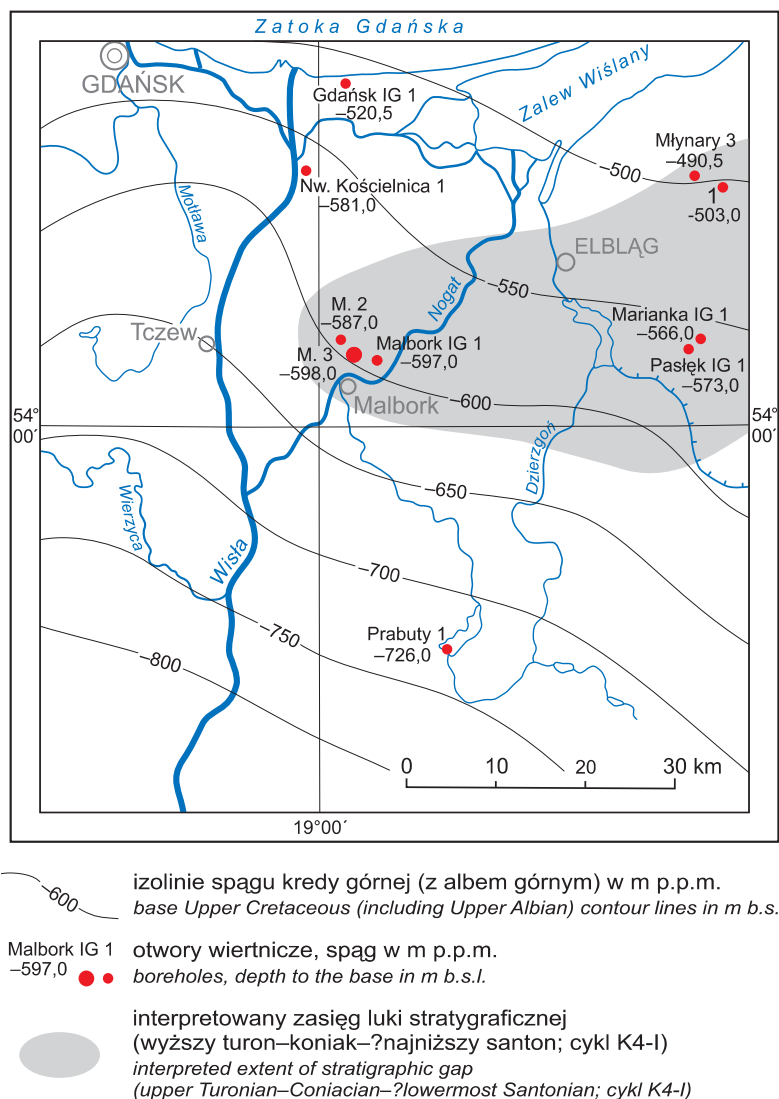


Fig. 21. Mapa strukturalna spągu kredy górnej i albu górnego w rejonie Dolnej Wisły

Structural map of the base of the Upper Cretaceous (including Upper Albian) in the Lower Vistula region

pograniczu kampanu i mastrychtu występuje niesprecyzowana wielkość luki stratygraficznej. Takie luki częste są zarówno w obniżeniu bałtyckim, jak i na wyniesieniu mazursko-suwalskim, w niecce płockiej oraz na Litwie (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1975; Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983). Górna granica kredy (mastrychtu) jest erozyjna.

Interwał od albu górnego po najniższy kampan reprezentują utwory silikoklastyczne deponowane w otwartym zbiorniku morskim na płytszym szelfie (późny alb, ?najstarszy cenoman), a następnie na głębszym szelfie. Sedymentacja w tym czasie była zdominowana przez dopływ materiału klastycznego z tarczy bałtyckiej i jest typowa dla centralnej i zachodniej części obniżenia bałtyckiego. W wyższym kampanie i mastrychcie dominują utwory węglanowo-krzemionkowe nieco głębszego szelfu z dużym udziałem gez. Dopływ materiału klastycznego do basenu tego obszaru uległ ograniczeniu, a zasięgi pól litofacyjnych silikoklastyków „wycofały się” ku północy (Leszczyński, 2010). Mogło to mieć związek z eustatycznym podniesieniem się poziomu morza od środkowej części kampanu i jego wysokim stanem aż po późny mastrycht (por. Hancock, 1989).

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

BIOSTRATYGRAFIA KREDY GÓRNEJ NA PODSTAWIE OTWORNIC

Otwornice górnokredowe stwierdzono w próbkach z głębokości 135,0–610,0 m.

We wszystkich badanych próbkach otwornice są mało liczne oraz mało urozmaicone taksonomicznie. W próbkach pochodzących z głębszych warstw dominują radiolarie. Nadmiar krzemionki w środowisku wydaje się być czynnikiem hamującym rozwój otwornic. Do innych czynników środowiska abiotycznego wpływających na rozwój otwornic mogły należeć także temperatura, zasolenie, gęstość, głębokość i ilość światła, a także warunki hydrodynamiczne w środowisku, warunki tlenowe i rodzaj podłoża, szczególnie istotny dla otwornic bentosowych. Dla rozwoju otwornic planktonicznych szczególne znaczenia miała głębokość zbiornika, ilość światła, temperatura i zasolenie.

? Santon (?górny)

Zespoły otwornic, które mogą wskazywać na santon są nieliczne i mało urozmaicone taksonomicznie. Przeważają taksony o długich zasięgach występowania. Ich stan zachowania jest słaby. Skorupki są często pokruszone lub nadtrawione, co utrudnia ich interpretację taksonomiczną. Na podstawie analizy otwornic można jednak uznać, że warstwy z odcinka profilu 545,0–610,0 m należą do santonu. W zespole mikroskamieniałości dominują otwornice planktoniczne, zwłaszcza w niższej części profilu, a grupą występującą liczniej jest plankton radiolariowy. Na podstawie obecności kosmopolitycznych gatunków otwornic *Contusotruncana fornicata* (Plummer) i *Globotruncana arca* (Cushman) można stwierdzić, że utwory występujące na omawianej głębokości nie są starsze niż górnosantońskie, ponieważ wymienione gatunki nie są znane z dolnego santonu. Towarzyszące im *Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), *Whiteinella baltica* Douglas et Parker na obszarze Polski występują od górnego turonu do mastrychtu włącznie. Obecny tu także gatunek *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer) występuje w kampanie i mastrychcie; mógłby więc wskazywać na młodszy niż santoński wiek.

Na głębokości 590,0 i 600,0 m wśród długowiecznych gatunków planktonicznych *Marginotruncana marginata* (Reuss) i *Heterohelix strata* (Ehrenberg) stwierdzono gatunek *Globotruncana rugosa* (Marie) notowany z santonu (Gawor-Biedowa, 1992), chociaż znany on jest także z kampanu i mastrychtu.

Gatunki planktoniczne występujące na głębokości 545,0 m: *Marginotruncana bulloides* (Völger), *M. cf. coronata* (Bolli) nie potwierdzają, ale także nie zaprzeczają santońskiemu wiekowi tych skał.

Zanotowane w odcinku profilu na głębokości 545,0–610,0 m otwornice bentosowe nie pojawiają się wcześniej niż w górnym turonie. Wyjątek stanowią tu *Lenticulina rotulata* (Lamarck), *Gyroidinoides nitidus* (Reuss) i *Valvulineria lenticula* (Reuss) znane również ze starszych osadów. Liczba ga-

tunków bentosowych wzrasta wraz ze zmniejszaniem się liczby gatunków planktonicznych (tab. 7). Są to gatunki kosmopolityczne o szerokich zasięgach stratygraficznych. Większość z nich zanika w końcu mastrychtu. Na podstawie analizy zespołu mikrofauny z odcinka profilu z głębokości 545,0–610,0 m nie można jednoznacznie określić wieku badanych próbek.

? Kampan

Na głębokości 515,0–520,0 m stwierdzono obecność ubożego, składającego się z czterech długowiecznych form, zespołu otwornic: *Gyroidinoides nitidus* (Reuss), *Lenticulina rotulata* (Lamarck), *Osangularia cordieriana* (d'Orbigny) oraz przedstawicieli rodzaju *Nodosaria*. Występują tu także nieliczne małżoraczki (tab. 7). Na głębokości 450,0–455,0 m występują dwa inne, nie notowane w próbkach z niższych głębokości, gatunki: *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny) i *Orbignyna inflata* (Reuss). Pierwszy z nich występuje w górnym santonie i kampanie, drugi w kampanie i mastrychcie. Można więc przyjąć z dużym prawdopodobieństwem kampański wiek badanych próbek. Obecność innych, dość licznych mikroszczątków, jak koprolity, zęby ryb, kolce jeżowców, wskazywać mogą na spływanie się zbiornika. Póbka z głębokości 385,0–390,0 m zawiera kosmopolityczny i długowieczny gatunek *Eponides concinna* Brotzen, pojawiający się w górnym turonie i zanikający u schyłku mastrychtu. Omawiane utwory można by zaliczyć do kampanu jedynie na podstawie braku w tych utworach gatunków przewodnich dla mastrychtu.

Mastrycht górny

W próbce z głębokości 280,0–290,0 dominują radiolarie. Spośród otwornic oznaczono tu *Gavelinella gankinoensis* (Neckaja) przewodnią dla górnego mastrychtu oraz inne długowieczne otwornice, np. *Spiroplectamina rosula* (Ehrenberg). Bogatszy zespół otwornic występuje w próbce z głębokości 180,0–190,0 m. Obok przewodniej dla górnego mastrychtu *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen) stwierdzono tu gatunek przewodni dla dolnego mastrychtu *Gavelinella complanata* (Reuss). Oprócz tego występują gatunki przewodnie dla kampanu i mastrychtu: *Cybicoides involutus* (Reuss), *Bolivina incrassata* Reuss, *Gyroidinoides globosus* (Hagenow) oraz długowieczne *Heterohelix strata* (Ehrenberg), a także liczne radiolarie i inne mikroskamieniałości. Najbogatszy i najbardziej zróżnicowany zespół otwornic występuje w utworach z głębokości 135,0–140,0 m. Oznaczono tu przewodnie dla mastrychtu *Neoflabellina reticulata* (Reuss), *Guembelitria cretacea* Suchman, *Cybicoides bembix* (Marsson). Górnej granicy mastrychtu nie przekraczają stwierdzone tu przewodnie dla kampanu i mastrychtu *Pullenia cretacea* Suchman, *Pyramidina triangularis* (Cushman et Parker) i *Hedbergella telatynensis*

Tabela 7

Występowanie otwornic kredowych i mikrofauny towarzyszącej

Distribution of Cretaceous foraminifers and other microfauna

610,00	600,00	590,00	580,00	570,00	560,00	555,00	550,00	545,00	515,00–520,00	450,00–455,00	385,00–390,00	280,00–290,00	180,00–190,00	135,00–140,00	Głębokość [m]	Otwornice i mikroszczątki
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Contusotruncana fornicata</i> (Plummer)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Globotruncana arca</i> (Cushman)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Marginotruncana linneiana</i> (d'Orbigny)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Archaeoglobigerina cretacea</i> (d'Orbigny)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Whiteinella baltica</i> Douglas et Rankin
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Rugoglobigerina rugosa</i> (Plummer)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Gyroidinoides nitidus</i> (Reuss)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Praebulimina reussi</i> (Morrow)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Lenticulina rotulata</i> (Lamarck)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Osangularia cordieriana</i> (d'Orbigny)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Marginotruncana marginata</i> (Reuss)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Heterohelix striata</i> (Ehrenberg)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Nodosaria</i> sp.
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Globotruncana rugosa</i> (Marie)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Globorotalites michelinianus</i> (d'Orbigny)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Cibicidoides</i> cf. <i>involutus</i> (Reuss)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Valvulineria lenticula</i> (Reuss)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Arenobulimina</i> cf. <i>cuneata</i> Woloshyna
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Gavelinella vombersis</i> (Brotzen)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Gyroidinoides globosus</i> (Hagenow)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Lenticulina</i> sp.
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Quadrinorphina allomorphinoides</i> (Reuss)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Arenobulimina</i> sp.
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Ataxophragminum crassum</i> (d'Orbigny)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Rugoglobigerina</i> sp.
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Stensioeina exculpta</i> (Reuss)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Marginotruncana bulloides</i> (Vögler)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Marginotruncana</i> cf. <i>coronata</i> (Bolli)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Pseudogavelinella clementiana</i> (d'Orbigny)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Orbignyna inflata</i> (Reuss)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Eponides concinna</i> Brotzen
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Gavelinella</i> sp.
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Spiroplectamina rorula</i> (Ehrenberg)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Gavelinella gankinoensis</i> (Neckaja)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Cibicidoides involutus</i> (Reuss)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Gavelinella sahlstroemi</i> (Brotzen)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Gavelinella complanata</i> (Reuss)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Bolivina incrassata</i> Reuss
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Stensioeina pommerana</i> Brotzen
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Neoflabellina reticulata</i> (Reuss)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Globigerinelloides asperus</i> (Ehrenberg)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Pullenia cretacea</i> Cushman
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Gavelinella acuta</i> (Plummer)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Pyramidina pseudospinulosa</i> (Brotzen)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Tritaxia</i> sp.
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Loxostomoides</i> sp.
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Pyramidina triangularis</i> (Cushman et Parker)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Cibicidoides bembix</i> (Marsson)
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Guembelitia cretacea</i> Cushman
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		<i>Hedbergella telatynensis</i> Gawor-Biedowa
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		radiolarie
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		małżoraczki
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		koprolity
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		zęby ryb
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		kolce jeżowców
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		igły gąbek
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		skorupy małży
górný									górný						Podpiętra	
? santon									? kampan						Piętra	
									mastrycht							

Gawor-Biedowa. Ten ostatni gatunek został opisany pierwszy raz z warstw kampanu kredy lubelskiej (Gawor-Biedowa, 1992), gdzie występuje także w osadach mastrychtu. W omawianym zespole oznaczono również *Gavelinalla acuta* (Plummer), gatunek charakterystyczny dla górnego mastrychtu w facjach epikontynentalnych wszystkich kontynentów. Należy do

nielicznych gatunków, które przeżyły wielkie wymieranie na granicy kredy i paleogenu i dotrwał do eocenu. W zespole tym nie stwierdzono radiolari, a inne mikroskamieniałości wskazują na spływanie się zbiornika.

Andrzej WITKOWSKI, Teresa PODHALAŃSKA

PALEOGEN–NEOGEN

Nierozdzielone utwory paleogenu i neogenu zostały przewiercone bezrzedniowo. Według Dokumentacji wynikowej otworu Malbork IG 1 (Areń i in., 1990) występują one na głębokości 35,0–100,0 m, a ich miąższość wynosi 65,0 m. W dolnej części, na głębokości 90,0–105,0 m są one wy-

kształcone jako mułki piaszczyste zielonoszare. Powyżej na głębokości 75,0–90,0 m występują piaski i żwiry z okruchami iłów. W wyższej części na głębokości 35,0–75,0 m stwierdzono obecność iłów miejscami piaszczystych, szarych, ciemnobrązowych i szarozielonych.

CZWARTORZĘD

Utwory czwartorzędowe, o miąższości 35,0 m, przewiercone zostały bezrzedniowo, a profil litologiczny ustalono na podstawie próbek okruchowych i pomiarów geofizycznych. Według Dokumentacji wynikowej otworu Malbork IG 1 (Areń i in., 1990) na głębokości 0,0–10,0 m występuje piasek

kwarcowy różnoziarnisty. Poniżej występuje warstwa torfu, o miąższości 5,0 m, a na głębokości 15,0–20,0 m stwierdzono ropy zastoiskowe z domieszką żwirów i piasków. Najstarszymi utworami czwartorzędu są gliny morenowe występujące na głębokości 20,0–35,0 m.

Zofia FERT

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNO-PETROGRAFICZNA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH W REJONIE OTWORU WIERTNICZEGO MALBORK IG 1

W ramach realizacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 prowadzone były badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych, których wyniki służyły pomocą przy ustalaniu pozycji stratygraficznej i określeniu genezy osadów rozdzielających (wg Instrukcji Opracowania i Wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, 2004).

Przy realizacji arkusza Malbork (93) SMGP (Rabek, Młyniczak, 2007) na obrzeżach miasta Malbork odwiercony został otwór badawczy (kartograficzny) – Malbork (otw. 41) (fig. 1). Otwór zlokalizowany jest na wysoczyźnie morenowej w północnej części Pojezierza Iławskiego. Rzędna otworu wynosi 5,5 m n.p.m.

Wiercenie zakończono w osadach podłoża czwartorzędu, które reprezentowane jest przez pylasto-piaszczyste osady z glaukonitem w grubszych frakcjach i cienką warstewką węglą brunatnego w stropie. We frakcji minerałów ciężkich tych utworów zdecydowanie dominują epidoty (61,6%), którym towarzyszą liczne cyrkonie (15,1%) i granaty (14,4%). Amfibole spotykane są sporadycznie (0,7%). Piaski są prawie bezwapniste – zawierają tylko 0,8 % CaCO_3 we frakcji poniżej

0,1 mm (Fert i in., 2001). Osady te należą do paleogenu – paleocenu (Rabek, Młyniczak, 2007).

Przy ustalaniu pozycji stratygraficznej glin głównym kryterium był skład petrograficzny żwirów pochodzenia północnego (frakcja 5–10 mm) i wynikające z niego współczynniki – O/K, K/W, A/B, (Racinowski, 1976), gdzie:

O – suma skał osadowych ($W_p + D_p + L_p + P_p$)

K – suma skał krystalicznych ($K_r + Q_p$)

W – suma skał węglanowych ($W_p + D_p$)

A – suma skał nieodpornych na wietrzenie ($W_p + D_p + L_p$)

B – suma skał odpornych na wietrzenie ($K_r + Q_p + P_p$)

W_p – wapnienie północne

D_p – dolomity północne

L_p – łupki północne

K_r – okruchy skał krystalicznych

Q_p – kwarc z rozpadu skał krystalicznych

P_p – piaskowce północne

Najstarszymi osadami czwartorzędowymi w otw. Malbork (otw. 41) są osady glacialne – gliny zlodowacenia narwi (g_1), które zalegają na głębokości 67,6–79,3 m (62,1–73,8 m p.p.m.) (fig. 22). Analiza petrograficzna żwirów tej gliny wy-

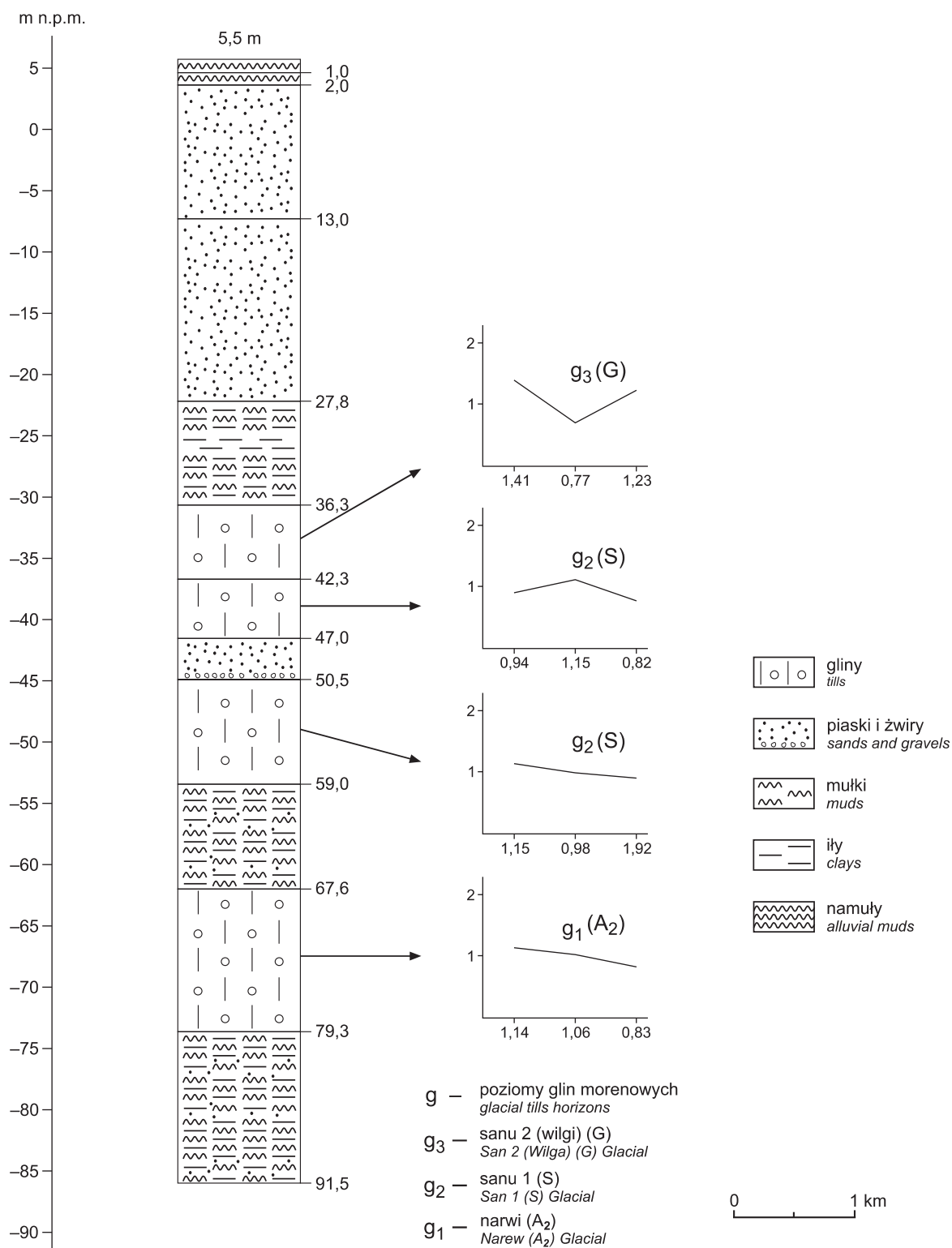


Fig. 22. Schematyczny profil otworu kartograficznego Malbork (41)
(ark. Malbork SMGP 1:50 000)

Schematic section of the Malbork (41) mapping borehole
(map sheet Malbork (41), Detailed Geological Map of Poland, scale 1:50,000)

kazała bardzo zbliżone proporcje skał krystalicznych (28,2%) i wapieni północnych (25,3%) przy niewielkim współudziale dolomitów (4,3%). Wśród żwirów lokalnych dominują mułowce M_1 (27,2%) i piaskowce (4%). Współczynniki petrograficzne tej gliny wynoszą 1,14; 1,06; 0,83.

Na podstawie wyników analizy petrograficznej żwirów nie można jednoznacznie określić wieku tej gliny, ze względu na wysokie podobieństwo wielkości współczynników petrograficznych glin zlodowacenia narwi (zlodowacenie najstarsze) i glin zlodowacenia sanu (zlodowacenia południowopolskie).

Autorzy mapy geologicznej arkusza Malbork (93) sklasyfikowali ten poziom gliny jako górny stadiał zlodowacenia narwi (Rabek, Młyńczak, 2007).

Na glinie najstarszej, na głębokości 59,0–67,6 m (54,6–62,1 m p.p.m.), zalega miększa warstwa osadów drobnoziarnistych piaszczysto-pylasto-ilastych z przemazami substancji organicznej. Zespół minerałów frakcji ciężkiej tych osadów tworzą epidoty (śr. 27,3%), granaty (śr. 26,4%) i amfibole (śr. 24,6%). Towarzyszą im cyrkony (śr. 8,6%) i turmaliny (śr. 4,3%). Osady są wapniste zawierają średnio 8,3% CaCO_3 we frakcji poniżej 0,1 mm. Niewątpliwie osad powstał w warunkach spokojnej sedymentacji – prawdopodobnie w zbiorniku zastoisowym. Jednak nie można wykluczyć, że są to osady jeziorne. Autorzy mapy geologicznej wiążą te osady ze zlodowacieniem sanu 1 (Rabek, Młyńczak, 2007).

Wyżej – w interwale głębokości 42,3–59,0 m (36,8–53,5 m p.p.m.) – zalega dwudzielny kompleks glin zwałowych – g_2 , o współczynnikach:

głina górna 0,94; 1,15; 0,82

głina dolna 1,15; 0,98; 0,92

rozdzielony 3,5 m warstwą piasków.

Podobieństwo współczynników petrograficznych sugeruje, że są to gliny równowiekowe. Cechują się one bardzo zbliżonymi proporcjami skał krystalicznych (30,6–36,6%) i wapieni północnych (29,3–29,6%) przy niewielkim współudziale dolomitów (5–6%). Materiał lokalny reprezentują liczne mułowce M_1 (13,1–19,7%). Gliny te zostały zaliczone do zlodowacenia sanu 1 reprezentującego zlodowacenia południowopolskie (Rabek, Młyńczak, 2007). Glinie tej odpowiada kompleks gliny (warstwa V) w profilu Jagodna (Moryl, 1986) na arkuszu Elbląg Północ (Makowska, 1991).

Gliny o bardzo podobnej charakterystyce występują również na arkuszu Gniew (na SW od ark. Malbork) w profilach: Montowskie Pastwiska (0,96; 1,21; 0,76), Witki (1,00; 1,17; 0,78), Rybaki (0,96; 1,21; 0,96) zalegające w interwale wysokości około 51–87 m p.p.m. (Fert, Pruszek, 1982).

Omawiane gliny dobrze korelują się też z gliną z profilu Drewnowo na arkuszu Chruściel zalegającą w interwale wysokości 84,5–77,5 m p.p.m., o współczynnikach 1,19; 0,97; 0,93, która została sklasyfikowana jako zlodowacenie sanu (Fert i in., 1995).

Do tego zlodowacenia została też przypisana glina z profilu Młynary (arkusz Młynary) o współczynnikach 1,15; 1,01; 0,87 (Nowak, 1992).

Bezpośrednio na kompleksie glin zlodowacenia sanu 1 w interwale głębokości 36,3–42,3 m (30,8–36,8 m p.p.m.) za-

legają gliny g_3 , o wyraźnie odmiennej charakterystyce petrograficznej. Proporcje skał krystalicznych i wapieni północnych nadal są zbliżone (odpow. 32,6 i 34,9%), ale frekwencja dolomitów jest wyraźnie wyższa (10%), a mułowców M_1 – znacznie niższa (12%), co w efekcie daje współczynniki petrograficzne 1,41; 0,77; 1,23.

Autorzy mapy geologicznej arkusza Malbork – Rabek, Młyńczak (2007) przyporządkowali tę glinę do zlodowacenia sanu 2 (wilgi). Jednak brak osadów rozdzielających tę glinę od niżej zalegających glin ze zlodowacenia san 1 powoduje niepewność autorów co do jej wieku.

Bezpośrednio na glinie g_3 – na głębokości 27,8–36,3 m (22,3–30,8 m p.p.m.) zalegają charakterystyczne dla tego obszaru czekoladowe i szare łył pylaste, mocno wapniste, które wielu badaczy (Mojski, 1990; Makowska, 1991) wiąże z recesją lądolodu zlodowaceń południowopolskich i zostały opisane jako łył jeziorno-zastoiskowe reprezentujące najstarszą fazę interglacjału wielkiego – mazowieckiego. Zatem ich pozycja definiuje wiek niżej zalegającej gliny, jako glinę zlodowacenia sanu 2.

Powyżej w interwale głębokości 13,0–27,8 m (7,5–22,3 m p.p.m.) została opisana miększa seria piasków średnio- i różnoziarnistych ze zmiennym udziałem frakcji najdrobniejszych. We frakcji ciężkiej tych osadów zdecydowanie dominują amfibole (34,3%) nad epidotami (19,9%) i granatami (15%). Piaski są wyraźnie wapniste – zawierają 5–6% CaCO_3 we frakcji poniżej 0,1 mm. Zdecydowana przewaga amfiboli w zespole minerałów ciężkich oraz węglanowość osadów mogą przemawiać za fluwioglacjalną genezą omawianych piasków.

Autorzy mapy geologicznej wiążą te osady z górnym stadiałem zlodowacenia wisły.

W interwale głębokości 2–13 m (3,5–7,5 m p.p.m.) zalegają piaski drobno- i różnoziarniste z domieszką frakcji ilastych i pylastych oraz przewarstwieniami detrytusu roślinnego. W zespole minerałów ciężkich dominują granaty (27,7%) nad amfibolami (21,4%) i epidotami (19,9%). Towarzyszą im biotyty, cyrkony i turmaliny (po 5–6%). Współczynnik obtoczenia kwarcu wynosi $R = 0,42$. Piaski są bardzo słabo wapniste – zawierają około 1% CaCO_3 we frakcji poniżej 0,1 mm. Uzyskane wyniki świadczą o rzeczonym środowisku akumulacji, częściowo w strefie pozakorytovej. Piaski te reprezentują osady najmłodsze – holoceny.

Przypowierzchniowo zalega warstwa (2 m) namulów.

Reasumując – w profilu otworu kartograficznego Malbork (otw. 41) wydzielone zostały trzy poziomy glin morenowych:

g_3 – glina zlodowacenia sanu 2 (wilgi),

g_2 – glina zlodowacenia sanu 1,

należące do zlodowaceń południowopolskich,

g_1 – glina zlodowacenia Narwi – reprezentująca górny stadiał zlodowaceń najstarszych.

W profilu opisane zostały charakterystyczne dla obszaru osady jeziorne mułkowo-ilaste, o znamiennej czekoladowej barwie reprezentujące najstarsze piętro interglacjału wielkiego – interglacjału mazowieckiego.