

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

KARBON

Antoni M. ŻELICHOWSKI, Maria I. WAKSMUNDZKA

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA UTWORÓW KARBONU

Wprowadzenie

Utwory karbonu w profilu otworu wiertniczego Budziszewice IG 1 leżą w pobliżu wschodniego krańca orogenu waryscyjskiego (Żelichowski, 1983; Narkiewicz, 2007), występującego w podłożu południowej części basenu permskiego i leżącego powyżej rawskiego segmentu wału kujawskiego. Utwory czerwonego spągowca i karbonu tworzą tu wyniesioną formę strukturalną, tzw. podniesienie podsolne Budziszewic, w którego kulminacji zlokalizowano omawiany otwór wiertniczy (Marek, 1983). Profil karbonu, występujący w Budziszewicach w interwale głęb. 5050,0–5601,0 m, nie został przewiercony. Nawiercona pozorna miąższość utworów karbonu wynosi 551 m, co jest związane z dużym tektonicznym wychyleniem. Miąższość zredukowana do pionu wynosi ok. 344 m (Żelichowski, 1983).

Litologia

Charakterystykę litologii utworów karbonu wykonano na podstawie opisu rdzeni wiertniczych, próbek okruchowych oraz pomiarów karotażowych (Żelichowski, 1983), uzupełnionego przez M.I. Waksmundzką.

Utwory karbonu są wykształcone jako iłowce, mułowce, mułowce piaszczyste, piaskowce, iłowce węgliste i tufity. W profilu miąższościowo zdecydowanie dominują mułowce i mułowce piaszczyste. Piaskowce i iłowce mają mniejszy udział, natomiast iłowce węgliste i tufity występują sporadycznie.

Iłowce tworzą warstwy o miąższości pozornej zwykle od 0,5 do 10,0 m, maksymalnie do 31,0 m. Iłowce występujące w rdzeniach wiertniczych mają barwę jasno-, ciemnoszarą lub czarną. Są masywne lub warstwowane, czasami zawierają pojedyncze soczewki lub laminy piaszczyste o grubości 1–2 cm. Obecny jest również drobny detrytus zwęglonej flory.

W najwyższej części profilu, na głęb. ok. 5058,0 m, w obrębie mułowca spotyka się przewarstwienia zielonych tufitów, a na głęb. ok. 5063,3 i 5072,3 m występują jasnozielone

iłowce w postaci cienkich przerostów w mułowcu, przypuszczalnie również będące tufitami.

Mułowce występują w warstwach o miąższości pozornej od 0,3 do ok. 43,0 m. W najwyższej części profilu mogą mieć szarą lub zielonoszarą barwę, natomiast w niższej części najczęściej ciemnoszarą, czasami czarną. W rdzeniach wiertniczych częste są mułowce masywne. Mogą one również charakteryzować się warstwowaniem (czasami słabo widocznym), laminacją równoległą lub obecnością lamin iłowcowych. Dość często spotykana jest laminacja materiałem piaskowcowym: soczewkowa, falista, skośna w małej skali lub nieregularna. Materiał piaskowcowy może występować również w postaci smug i cienkich przeławiczeń. W najniższej części profilu zaobserwowano hieroglify wleczeniowe na powierzchni warstwowania. Czasami w mułowcach występują rozproszone lub tworzące smugi łuseczki jasnych łuszczaków. Często spotykany jest uwęglony detrytus roślinny, ułożony równoległe do warstwowania, który sporadycznie może być spirytyzowany. W jednym przypadku stwierdzono obecność mułowca węglistego, co jest związane z dużym nagromadzeniem uwęglonej flory w jego obrębie. Czasami obserwuje się konkrecje syderytowe lub pirytowe, zaburzające warstwowanie. Piryt występuje dość często również w formie smug, lamin równoległych do warstwowania lub rozproszony.

Mułowce piaszczyste tworzą warstwy o miąższości pozornej od 4 do ok. 40 m. W wyższej części profilu mają barwę szarozieloną, zielonoszarą, brązową lub szarą z brązowym odcieniem. Poniżej głębokości ok. 5069,5 m barwa zmienia się na szarą (czasami z czarnymi smugami) lub ciemnoszarą. Mułowce piaszczyste mogą być masywne lub laminowane jasnoszarym iłowcem. Charakteryzują się silnym zdiagenezowaniem i skrzemionkowaniem. Zwykle zawierają drobny detrytus zwęglonej flory i czasami niewielkie klasty zielonych iłowców.

Występujące w profilu warstwy piaskowców mają niewielką miąższość – od 0,2 do ok. 4,5 m. Są to szare piaskowce bardzo drobno-, drobnoziarniste i, rzadziej, gruboziarniste typu szarogłazowego. W rdzeniach wiertniczych występują piaskowce masywne, ze słabo lub dobrze widocznym warstwo-

waniem. Sporadycznie spotyka się warstwowanie skośne; najczęstsze w piaskowcach są laminy, soczewki lub smugi ciemnoszarego mułowca oraz laminy iłowca i sporadycznie laminy węgliste, złożone z licznych detrytusów węglonej flory. Niezbyt często obserwuje się erozyjne dolne powierzchnie laminy piaskowcowych oraz powierzchnie erozyjne w spągach piaskowców, czasami podkreślone obecnością klastów iłowcowych. Klasy iłowcowe i mułowcowe mogą również być rozmieszczone bezładnie lub zgodnie z warstwowaniem. Niektóre piaskowce są silnie zdiagenezowane i zbite.

Deformacje i struktury tektoniczne

Opisane powyżej utwory karbonu są mocno zaburzone tektonicznie. Występuje w nich nieregularna łupliwość oraz zaburzenia tektoniczne struktur sedimentacyjnych, tj. zgufrowanie powierzchni warstwowania, mocne zmięcie laminy lub soczewek piaskowcowych i fałdki z ciągnięcia.

Upad tektoniczny warstw wynosi od 0 do 90°, najczęściej spotykane są wartości w granicach 30–60°.

Powszechne są poślizgi na powierzchniach ławic oraz kontakty tektoniczne pomiędzy warstwami o odmiennej litologii. Na powierzchniach warstw obserwuje się lustra tektoniczne, najczęściej powleczone jasnozielonym chlorytem, białym dolomitem, białym kalcytem i różowymi kryształami (przypuszczalnie barytu) lub bez powleczenia. Na powierzchniach tych występują rysy ślizgowe ułożone przeważnie zgodnie z upadem. Znaczna część luster tektonicznych ujawnia przemieszczenia przesuwcze lub skośne.

Utwory karbonu są bardzo mocno spękane. Najczęściej występują spęknięcia o upadach 60 i ok. 90°, rzadziej zaś 20–40°. Mogą być one ułożone prostopadle do warstwowania lub upadu warstw, zgodnie z upadem warstw, nieregularnie albo kulisowo. Kąt upadu spęknięć jest często zależny od upadu warstw. Zaobserwowano również przesunięcia systemu pionowych spęknięć przez spęknięcia nachylone pod kątem 60°. Spęknięcia zwykle są wypełnione żyłkami mineralnymi o grubości 1–2 mm lub rzadziej 1,5 cm:

- w wyższej części profilu – brązowym dolomitem, substancją ilasto-hematytową, a czasami powleczone chlorytem;
- niżej – białym dolomitem i rzadziej białym kalcytem;
- w najniższej części profilu – białym kwarcem (od głęb. ok. 5416,3 m).

Leszek KRZEMIŃSKI

PETROGRAFIA UTWORÓW KARBONU

Charakterystykę petrograficzną utworów karbonu oparto na mikroskopowej analizie 47 płytek cienkich w świetle przechodzącym.

Osady karbonu występują w postaci monotonnej sukcesji, silnie zdiagenezowanej, a miejscami bardzo słabo zmetamorfizowanej, zbudowanej z piaskowców, mułowców i łupków ilastych. Wśród piaskowców zdecydowanie przeważają od-

mięty drobno- i bardzo drobnoziarniste, sporadycznie z niewielką domieszką frakcji średnioziarnistej. Piaskowce średnioziarniste spotyka się w ilości wyraźnie podrzędnej na głęb. 5352,8; 5353,7; 5494,3 i 5577,0 m. Stopień wysortowania materiału okrucowego piaskowców jest zróżnicowany, przeważają jednak odmiany słabo wysortowane oraz niewysortowane. Rzadziej obserwuje się dobre wysortowanie materiału

Część spęknięć tworzy systemy komplementarne o upadzie zespołów 60 i 30°, 20 i 60° oraz 50 i 60°.

Chronostratygrafia

W otworze Budziszewice IG 1 nawiercono utwory mułowcowo-piaskowcowe o szarej i ciemnoszarej barwie (z wyjątkiem wyższej części profilu, gdzie spotykane jest zabarwienie brązowe), silnie zaburzone tektonicznie. Zdaniem Żelichowskiego (1983) są to utwory fliszowe, powstałe w zewnętrznej, tzw. poznańskiej, strefie orogenu waryscyjskiego. Ich przynależność stratygraficzną do systemu karbońskiego stwierdził Żelichowski (1983) na podstawie występowania zwęglonych szczątków roślinnych oraz nielicznych goniatyty. Stworzenie bardziej szczegółowego podziału utworów karbonu oraz wyznaczenie granic podsystemów i pięter nie było jednak możliwe ze względu na silne uwęglenie detrytusów roślinnego, zbyt małą liczbę znalezionych goniatyty, jak również ich zły stan zachowania, uniemożliwiające bardziej precyzyjne oznaczenia wieku.

Jeden okaz goniatyty oraz fragmenty pokruszonej skorupy zostały znalezione na głęb. 5383,5 m w silnie zlustrowanym tektonicznie ciemnoszarym iłowcu. Duże zdeformowanie okazu uniemożliwiło jednoznaczne oznaczenie rodzajowe. Goniatyty ten był typu inwolutnego, z dość szerokim ostatnim skrętem. Widoczne były słabo zachowane linie przyrostowe, prosto wyginające się ku przodowi muszli, w pobliżu brzegu zewnętrznego. W ostatnim załamany skręcie zaznaczała się dichotomia linii przyrostowych. Linie te były wyraźnie ząbkowane i dość rzadko rozmieszczone. Wewnętrzna część skrętu była uszkodzona i nie można było zidentyfikować morfologii.

Opisane powyżej cechy nie są wystarczające do jednoznacznego określenia rodzaju goniatyty, sugerują natomiast przynależność do jednego z trzech: *Nuculoceras*, *Reticuloceras* lub *Gastrioceras*, przewodnich dla namuru A, B lub C (Ramsbottom, 1977). Na tej podstawie jedynie można stwierdzić, że w badanym profilu na głęb. 5383,5 m występują utwory namuru.

Skonstruowanie szczegółowego podziału karbonu w profilu otworu Budziszewice IG 1 wymaga przeprowadzenia badań palinologicznych i zintegrowania ich z wynikami badań sedimentologicznych i tektonicznych.

okruchowego, zwłaszcza w piaskowcach bardzo drobnoziarnistych, tworzących laminy w partiach mułowcowo-iłowcowych.

Proporcje głównych składników okruchowych odpowiadają najczęściej wakom arkozowym lub rzadziej arenitom arkozowym. W składzie szkieletu ziarnowego kwarc przeważa ilościowo nad skalaniem i okruchami skał. Zdecydowanie częstszy jest kwarc monokrystaliczny od kwarcu polikrystalicznego, zdefiniowanego jako mikrokryształiczne agregaty monomineralne z większością domen mniejszych niż grubość płytki cienkiej. Kwarc monokrystaliczny często zdradza znamiona odkształceń dynamicznych w postaci falistego wygaszenia światła lub granulacji. Skaleni są reprezentowane zarówno przez plagioklaz, jak i skałen potasowy. Ten ostatni występuje jednak w znacznie mniejszej ilości niż plagioklaz, a w skrajnych przypadkach zupełnie zanika. Plagioklaz występuje w postaci ziaren ze zbliżeniami pierwotnymi, ziaren niezblizniaczonych oraz pospolitego wtórnego albitu szachownicowego. Skałen potasowy najczęściej jest niezblizniaczony. Pierwotny charakter skaleni został w znacznym stopniu zatarty przez daleko posuniętą albityzację diagenetyczną. Okruchy skał są w przeważającej części profilu podrzędnym składnikiem szkieletu ziarnowego. Od tej reguły odbiegają nieliczne średnioziarniste waki lityczne (głęb. 5494,3 i 5577,0 m), niezawierające skaleni, w których litoklasty są reprezentowane przez różnorodne fragmenty felsytowych i maficznych skał wulkanicznych oraz śladowe ilości klastycznych skał osadowych. Inwentarz petrograficzny fragmentów litycznych w wakach i arenitach arkozowych jest bardziej zróżnicowany, obejmujący skały metamorficzne, wulkaniczne i hipabisalne oraz osadowe. W kategorii skał metamorficznych do najpospolitszych należą okruchy skał niskiego i bardzo niskiego stopnia metamorfizmu, reprezentowane przez takie skały, jak: łupki łyszczykowe, łupki kwarcyto-łyszczykowe, kwarcyty, łupki kwarcowo-grafitowe, tektonity kwarcowo-plagioklazowo-fyllokrzemianowe, polikrystaliczne tektonity łyszczykowe i łyszczykowo-chlorytowe, fyllity oraz metamułowce. Sporadycznie obserwuje się okruchy skał średniego stopnia metamorfizmu w postaci średnio-blastycznych fragmentów kwarcowo-skaleniowych, będące prawdopodobnie fragmentami gnejsów. Wśród okruchów skał wulkanicznych dominują felsytowe odmiany kwaśne i obojęt-

ne, reprezentowane przez ryolity, ryodacyty i dacyty, którym w mniejszych ilościach towarzyszą fragmenty o wygładzie andezytów. Najrzadziej spotyka się okruchy bazaltoidów oraz brunatne fragmenty zmienionego szkliwa zasadowego. Pokrewne wymienionym skałom wulkanicznym kwaśnym i obojętnym są nieliczne okruchy felsytowych skał hipabisalnych o strukturze hipidiomorfowoziarnistej. Okruchy skał osadowych obejmują klastyczne skały drobnoziarniste oraz skały krzemionkowe i ilasto-krzemionkowe.

Do szkieletu ziarnowego należą detrytyczne krzemiany warstwowe, wśród których jasny łyszczyk i chloryt przeważają nad biotytem. Biotyt rzadko jest świeży, najczęściej jest w różnym stopniu odbarwiony lub schlorytyzowany. Różne typy chlorytu tworzą niekiedy pakiety wielowarstwowe. Sporadycznie spotyka się równoległe zrosty jasnego łyszczyka z chlorytem. Tego rodzaju muskowitowo-chlorytowe zrosty o synkinematycznej genezie metamorficznej są charakterystycznym składnikiem klastycznych skał poddanych intensywnym deformacjom tektonicznym w warunkach górnego zakresu anchizony i dolnego zakresu epizony. Zespół przezroczystych minerałów ciężkich obejmuje ultrastabilne fazy: cyrkon, turmalin i rutyl (ZTR), którym towarzyszą apatyt, anataz i tytanit. Stałym składnikiem obecnym w ilościach śladowych jest czerwono- lub oliwkowobrunatny spinel chromowy. Najczęściej tworzy on ziarna anhedralne, jednorodnie w świetle przechodzącym, nieregularne, często rozczłonkowane, ostrokrawędziste lub dobrze obtoczone. Minerale nieprzezroczyste są zdominowane przez leukoksen i ilmenit.

Główny składnik spoiwa piaskowców stanowią krzemiany warstwowe, częściowo o charakterze detrytycznego protomatriksu obok mułkowej frakcji kwarcu i skaleni, a częściowo ortomatriksu illitowo-chlorytowego, przeważnie wyraźnie zrekrytalizowanego. Równoległe zorientowane blaszki illitu pospolicie ulegają rekrystalizacji, tworząc formy przejściowe do muskowitu. Zazwyczaj podrzędne w stosunku do diagenetycznych krzemianów warstwowych są powszechnie spotykane węglany wypierające detrytyczne skaleni i okruchy skał wulkanicznych oraz krzemianowe epimatriksy. Miejscami pospolity jest autigeniczny piryt w postaci kulek, skupień framboidalnych i kryształów szkieletowych. Sporadycznie spotyka się także cement anhydrytowy.

PERM

Jędrzej POKORSKI

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA UTWORÓW PERMU DOLNEGO (CZERWONEGO SPĄGOWCA)

W otworze Budziszewice IG 1 pod utworami cechsztynu nawiercono 490,0 m czerwonych osadów klastycznych, które zaliczono do czerwonego spągowca górnego (megacykl diastroficzny Warty, głęb. 4560,0–5050,0 m). W obrębie tego interwału wyróżniono dwa cykle diastroficzno-sedymentacyjne: niższy – Drawy (głęb. 4813,0–5050,0 m; miąższość 237 m) oraz wyższy – Noteci (głęb. 4560,0–4813,0 m; miąższość 253 m).

Cykl diastroficzno-sedymentacyjny Drawy charakteryzuje się znaczną miąższością zlepieńców (4964,5– 5050,0 m; miąższość 85,5 m). Ze względu na skąpe rdzeniowanie nie można przedstawić jednoznacznej charakterystyki sedymentologicznej tego kompleksu. Wydaje się, że akumulacja kompleksu zlepieńcowego była związana z gwałtownym przepływem wysokiej fali powodziowej rzeki roztokowej lub akumulacją stożka napływowego rozwiniętego na południowo-

-zachodnim przedpolu strefy uskokowej Grójca. Wyższy odcinek profilu (głęb. 4944,0–4964,5 m; miąższość 20,5 m) jest zbudowany z licznych przewarstwień piaskowców, mułowców i iłowców, co wskazuje na środowisko akumulacji rzeki dojrzałej, gdzie oprócz osadów korytowych występują osady równi zalewowej (iłowce i mułowce).

Kolejny subcyklotem diastroficzny Drawy rozpoczyna akumulacja piaskowców (głęb. 4930,5–4944,5 m; miąższość 14,0 m) z często występującym warstwowaniem przekątnym, które zinterpretowano jako osady korytowe (łach śródkorytowych i odsypów bocznych). Sedymentację tego subcyklotemu kończy akumulacja osadów mułowcowych i ilastych z kilkumetrowymi warstwami piaskowców (głęb. 4813,0–4930,5 m; miąższość 117,5 m). Osady te zaliczono do ogniwa reskiego. Depozycja osadów ogniwa reskiego stanowi etap sedymentacji rzeki dojrzałej meandrującej, także starorzeczy i równi zalewowej.

Cykl diastroficzno-sedymentacyjny Noteci jest zbudowany z pięciu członów litologicznych. Jego sedymentację rozpoczyna kompleks piaskowców (głęb. 4737,0–4813,0 m; miąższość 67,0 m) warstwowanych przekątnie z drobnymi przewarstwieniami żwirów i z rozproszonym materiałem frakcji żwirowej w masie piaskowcowej. Dolna część niższego subcyklotemu Noteci została zinterpretowana jako osady

korytowe rzeki roztokowej. Wyższa część tego subcyklotemu jest zbudowana z licznych cyklów prostych piaskowcowo-mułowcowo-ilastych (głęb. 4684,5–4737,0 m; miąższość 52,5 m) i jest prawdopodobnie osadem rzeki meandrującej.

Duża miąższość pierwszego subcyklotemu Noteci (128,5 m) wskazuje, że jego sedymentacja była związana ze znacznym podniesieniem podstawy erozyjnej i odmłodzeniem morfologii, typowym dla całego basenu akumulacyjnego czerwonego spagowca.

Wyższy subcyklotem Noteci rozpoczyna się sedymentacją piaskowców z przewarstwieniami mułowców (głęb. 4630,5–4684,5 m; miąższość 54,0 m). Utwory te zostały opisane jako depozyt rzeki roztokowej.

Sedymentacja tego subcyklotemu kończy się akumulacją utworów mułowcowo-ilastych (głęb. 4582,5–4630,5 m; miąższość 48,0 m), które zaliczono do ogniwa zabartowskiego. Sedymentacja ogniwa zabartowskiego reprezentuje osady rzeki dojrzałej, głównie starorzeczy i równi zalewowej.

Cykl diastroficzno-sedymentacyjny Noteci kończy akumulacja szarych osadów fluwialnych (głęb. 4560,0–4582,5 m; miąższość 22,5 m), piaskowców z przewarstwieniami drobnotoczakowych zlepieńców i rozproszonym żwirkiem w warstwach piaskowcowych. Wskazuje to na ponowne odmłodzenie i podniesienie podstawy erozji.

Hubert KIERSNOWSKI

SEDYMENTOLOGIA, SEKWENCJE DEPOZYCYJNE I ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI UTWORÓW PERMU DOLNEGO

Wstęp

Miąższość pokrywy osadowej czerwonego spagowca górnego w rejonie na północ od Gór Świętokrzyskich (w tym rejonie zlokalizowano otwór wiertniczy Budziszewice IG 1) jest bardzo zmienna i trudna do przewidzenia. Osady te cienieją na południe od strefy tektonicznej Grójca, choć na niektórych obszarach mogą osiągać znaczne miąższości w głębokich i długich paleodolinach/rowach o założeniach tektonicznych. Obserwacje z wielu wierceń północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wskazują, że dominującą litofacją są gruboklastyczne osady rozległego systemu aluwialnego, w którego skład wchodzi osady stożków aluwialnych, głównie typu mokrego (*braided fluvial fan*). Model ten przewiduje istnienie stref drenażu fluwialnego, w którego osiach i w strefach przyujściowych mogą występować akumulacje piaskowców korytowych, stanowiących potencjalne skały zbiornikowe.

Profil sedymentologiczny

W otworze Budziszewice IG 1 przewiercono blisko 500-metrową sekwencję osadów klastycznych czerwonego spagowca. Są to przeważnie piaskowce drobno- i średnioziarniste (głównie arenity sublityczne, rzadziej arenity kwarco-

we), podrzędnie mułowce i iłowce dominujące w górnej części profilu. W dolnej części wzrasta udział osadów bardziej gruboklastycznych. Występują polimiktyczne orto- i parazlepnie o następujących głównych odmianach litoklastów (Maliszewska, 1983a, b): piaskowce drobnoziarniste (głównie typu arenitów kwarcowych), piaskowce kwarcytowe drobnoziarniste, mułowce i iłowce (często żelaziste), krzemienie, wapień różnych rodzajów, skały wylewne, kwarcyty i łupki krystaliczne. Materiał detrytyczny jest scementowany spoiwem węglanowym (głównie dolomitem, podrzędnie kalcytem), częściowo impregnowanym hematytem (Maliszewska, 1983a).

Szczegółowe badania sedymentologiczne w połączeniu z analizą karotaży wiertniczych pozwoliły wydzielić 6 sekwencji depozycyjnych, których następstwo i rozwój odzwierciedlają synsedymentacyjną aktywność tektoniczną w strefie krawędziowej basenu, szczególnie w znajdującej się w pobliżu strefie tektonicznej uskoku Grójca i strefy Ostalów–Skrzynno i Mogielnica–Szwejkki na południowym wschodzie. Złożony system tektoniczny zaznacza się w tym miejscu w postaci wzajemnie prostopadłych uskoków, których zmienna w czasie aktywność była jednym z czynników kontrolujących depozycję. Źródła materiału osadowego znajdowały się na południu i wschodzie, na obszarach wyniesionych, poddanych długo-trwałej erozji (Kiersnowski, 1995).

Sekwencje depozycyjne

Sekwencje depozycyjne 1 (głęb. 4944,0–5050,0 m) i **2** (głęb. 4812,0–4944,0 m). Sekwencje te składają się ze złożonych zestawów stożków aluwialnych i dystalnej równi aluwialnej. Skład litoklastów odzwierciedla lokalne źródło materiału i relatywnie krótki transport z kierunku południowej skarpy uskokuwej (strefa uskoku Grójca). Rozwój tych sekwencji odzwierciedla początkowe stadium subsydencji tej części basenu permskiego. Według analizy Pokorskiego (1981) osady te reprezentują formację Drawy i Noteci (tab. 2). Nie jest jednak wykluczone, że są to wyłącznie osady formacji Noteci.

Sekwencja 1 składa się z osadów systemu progradujących stożków aluwialnych w układzie retrogradacyjnym. Sekwencja 2 składa się również ze złożonego systemu aluwialnego w słabo wykształconym układzie retrogradacyjno-agradacyjnym.

Sekwencje depozycyjne 3 (głęb. 4732,0–4812,0 m) i **4** (głęb. 4680,0–4732,0 m). Sekwencje te, podobnie jak sekwencje leżące poniżej, składają się z osadów stożków aluwialnych rozwiniętych w bliskości strefy uskoku oraz osadów

fluwialnych rozwiniętych w kierunku otwartego basenu. Nie wielkie różnice w składzie litoklastów odzwierciedlają postępującą erozję obszarów alimentacyjnych i transport materiału z bardziej odległych obszarów na wschodzie i południu. Było to prawdopodobnie związane z procesem powiększania się ram basenu, wywołanym postępującą subsydencją w jego strefach krawędziowych. Obie sekwencje są złożone z systemu progradujących stożków aluwialnych w układach pro- i retrogradacyjnych, modyfikowanych przypuszczalnie wpływem systemu aluwialnego progradującego ze wschodu.

Sekwencje depozycyjne 5 (głęb. 4622,0–4680,0 m) i **6** (głęb. 4563,0–4622,0 m). Sekwencje te są złożone głównie z osadów fluwialnych. Ustanie aktywności tektonicznej w strefie krawędziowej basenu spowodowało stopniowe wycofanie się osadów w facjach stożków aluwialnych na pozycje bardziej odległe. Facje fluwialne przekroczyły strefę uskoku brzeżnego i rozprzestrzeniły się na południe. Główne osie drenażu przebiegały prawdopodobnie wzdłuż uskoku o przebiegu północ-południe. Sekwencja 5 ma charakter progradacyjny, natomiast sekwencja 6 – retrogradacyjny.

Tabela 2

Stratygrafia czerwonego spągowca w profilu otworu wiertniczego Budziszewice IG 1

Rotliegend stratigraphy in the Budziszewice IG 1 borehole

Stratygrafia wg J. Pokorskiego				Stratygrafia wg H. Kiersnowskiego	
wg Dokumentacji wynikowej wiercenia Budziszewice IG 1					
megacykl diastroficzny	cykl diastroficzno-sedymentacyjny	ogniwa	człony litologiczne [m]	sekwencje depozycyjne w profilu czerwonego spągowca [m]	
Warty 4560,0–5050,0 m (czerwony spągowiec górny)	Noteci 4560,0–4813,0 m; 253 m (subcyklotem Noteci)		4560,0–4582,5 (22,5)	6	4560,0–4563,0 (3,0)
		zabartowskie	4582,5–4630,5 (48,0)	6	4563,0–4622,0 (59,0)
			4630,5–4684,5 (54,0)	5	4622,0–4680,0 (58,0)
			4684,5–4737,0 (52,5)	4	4680,0–4732,0 (52,0)
			4737,0–4813,0 (67,0)	3	4732,0–4812,0 (80,0)
	Drawy ** 4813,0–5050,0 m; 237 m	reskie	4813,0–4930,5 (117,5)	2*	4812,0–4944,0 (132,0)
			4930,5–4944,5 (14,0)		
			4944,0–4964,5 (20,5)	1*	4944,0–5050,0 (106,0)
			4964,5–5050,0 (85,5)		

Wydzielone głębokości granic stratygraficznych według miary geofizycznej; * sekwencje depozycyjne 1 i 2 włączone w tej tabeli do formacji Drawy mogą również reprezentować dolną część formacji Noteci; ** formacja Drawy wydzielona w profilu czerwonego spągowca w otworze Budziszewice IG 1 może stanowić dolną część formacji Noteci

Depths after wireline logs; * depositional sequences 1 and 2 included herein into the Drawa Formation may as well represent lower part of the Noteć Formation; ** the Drawa Formation may represent lower part of the Noteć Formation in the Budziszewice IG 1 borehole

Interpretacja środowisk sedimentacji

Rdzenie pobrane z głęb.: 4894,0–4896,0; 4935,0–4935,6; 4944,0–4946,0; 4971,0–4972,2; 5003,0–5005,0 i 5036,0–5036,3 m reprezentują osady fluwialne i prawdopodobnie osady dystalnych części stożków aluwialnych; osady korytowe i pozakorytowe – prawdopodobnie rzek roztokowych i meandrujących o niskiej krętości. W stropie stwierdzono fragment osadów powodziowych (równi aluwialnej).

Rdzenie z głęb.: 4737,0–4740,5; 4771,0–4771,6; 4784,0–4790,0; 4825,0–4829,0 oraz 4859,0–4863,0 m reprezentują osady fluwialne. W dolnej części występują fragmenty sekwencji osadów pozakorytowych, stanowiące fragment równi fluwialnej. W górnej części stwierdzono fragmenty sekwencji osadów rzek roztokowych (osady wypełnień koryt, osady od-

sypów i osady pozakorytowe), rozwijających się w strefie dystalnej systemu stożków aluwialnych.

Rdzenie z głęb.: 4563,0–4584,4; 4635,0–4635,5; 4643,0–4649,0; 4655,0–4659,3; 4667,0–4668,8; 4675,0–4677,5; 4682,0–4685,5 oraz 4708,0–4710,4 m reprezentują osady fluwialne. Są to w większości osady rzek roztokowych różnego typu (piaszczystych i piaszczysto-żwirowych) o zespołach struktur zbliżonych do typu Donjek i South Saskatchewan (Miall, 1978). W stropie (rdzeń z głęb. 4563,0–4584,4 m) występuje sekwencja osadów rzek roztokowych i rzek meandrujących o niskiej krętości.

Odmiernym typem sedimentacji cechują się osady stropowej części profilu (głęb. 4560,0–4563,0 m). Są one związane z transgresją cechsztyńską. Są to prawdopodobnie osady plażowe i być może osady niewielkich wydm brzegowych.

Marta KUBERSKA, Anna MALISZEWSKA

PETROGRAFIA UTWORÓW PERMU DOLNEGO (CZERWONEGO SPĄGOWCA)

Charakterystyka petrograficzna skał

Badaniami petrograficznymi objęto łącznie 83 próbki skał reprezentujących zlepieńce, piaskowce, mułowce i iłowce. Opisy skał wykonano na podstawie badań mikroskopowych płytek cienkich (analiza planimetryczna, określenie mikrolitofacji, rodzaju i wskaźnika kontaktów ziaren, pomiar najczęstszej i maksymalnej średnicy ziaren kwarcu, opis najważniejszych procesów diagenetycznych; *tab. 3–6*). Około 10 płytek cienkich objęto analizą barwnikową (Migaszewski, Narkiewicz, 1983) w celu wstępnego rozróżnienia cementów węglanowych. Jedenaście próbek piaskowców przed wycięciem płytek cienkich nasączono niebiesko zabarwioną żywicą, w celu obserwacji mikroporowatości w skale. Analizie katodoluminescencyjnej, wykorzystującej różną zdolność luminescencji minerałów bombardowanych strumieniem elektronów w warunkach próżni, poddano 20 preparatów. Analizę tę wykonano na angielskiej aparaturze typu CCL 8200 mk³ firmy Cambridge Image Technology Ltd. Identyfikacji składników spoiw, ich chemizmu oraz sposobu zabudowy przestrzeni porowej dokonano przy zastosowaniu mikroskopów elektronowych typu JSM-35 firmy JEOL i typu 1430 firmy LEO, sprzężonych z mikrosondami energetycznymi (EDS ISIS). W sześciu próbkach piaskowców w Centralnym Laboratorium Chemicznym Państwowego Instytutu Geologicznego wykonano wskaźnikowe oznaczenia chemiczne. W czterech próbkach (głównie iłowców) zbadano skład mineralny frakcji ilastej na dyfraktometrze rentgenowskim firmy Philips PW 1840. Do oznaczeń izotopów węgla i tlenu w cemencie dolomitowym (na spektrometrze mas MI w Pracowni Spektrometrii Mas Instytutu Fizyki na Uniwersytecie im. M. Curie-Skłodowskiej w Lublinie) wytypowano trzy próbki piaskowców. Badaniom petrofizycznym w Instytucie Nafty i Gazu w Krakowie poddano 25 próbek piaskowców.

Osady czerwonego spągowca są reprezentowane przez piaskowce z wkładkami mułowców i iłowców. W strefie

przyspągowej występuje gruba warstwa zlepieńców (łączna miąższość ok. 80 m), które w kierunku stropu przechodzą w nieliczne i cienkie wkładki wśród osadów piaskowcowych.

Zlepieńce są skałami zwięzłymi, najczęściej różnoziarnistymi, złożonymi z szarych, brunatnych i białawych otoczków oraz różowobrunatnego spoiwa (Maliszewska, 1983a). Zawartość frakcji psefitowej zlepieńców wynosi 50–90%. Najczęstsza średnica otoczków wynosi od 2 do 15 mm, a maksymalna – od 10 do 70 mm. Materiał detrytyczny odznacza się słabym stopniem wysortowania. Stopień obtoczenia litoklastów jest zróżnicowany. Rozmieszczenie okruchów żwirowych w tle skalnym wykazuje tendencję do ich kierunkowego ułożenia, zaznaczonego poziomą orientacją dłuższych osi klastów. Wśród otoczków wyróżniono następujące odmiany skalne:

- piaskowce drobnoziarniste białawe, jasnoszare, szare i brunatne, typu arenitów kwarcowych, niekiedy subarkozowych lub sublitycznych o spoiwie ilastym, żelazistym, miejscami z udziałem węglanów; zawartość okruchów piaskowców wynosi ogółem od 45 do 95% frakcji psefitowej, z jej większym udziałem w partiach przyspągowych;
- mułowce szare i brunatne, często piaszczyste lub ilaste, żelaziste; występują w ilości od 5 do 48% frakcji psefitowej, a ich udział zwiększa się w ku stropowi;
- iłowce brunatne i szare, głównie illitowe, często żelaziste; na powierzchniach ich klastów notuje się struktury wciskowe; zawartość iłowców we frakcji psefitowej wynosi od 4 do 20%;
- krzemienie (0–5%) ciemnoszare, zbudowane z mikrokrystalicznej krzemionki, niekiedy impregnowane getytem; tego typu okruchy dostrzeżono tylko w zlepieńcach w przyspągowej części profilu;
- wapienie szare, rzadziej różowe, reprezentowane przez mikryty, mikryty żelaziste, pelmikryty, sparyty i biosparyty; w próbce z głęb. 5036,0–5038,0 m stwierdzono

okruch pelmikyru z fragmentem glonu ?Characeae; zawartość wapieni we frakcji psefitowej zlepieńców wynosi 0–20%;

- skały wylewne dacytowe i ryodacytowe o strukturze drobnokrystalicznej, niekiedy listewkowej; bywają impregnowane tlenkami żelaza oraz częściowo skarbonatyzowane (zawartość okruchów we frakcji żwirowej 0–5%).

W zlepieńcu z głęb. 4935,8 m stwierdzono okruch skarbonatyzowanego tufitu złożonego z piroklastycznego kwarcu, albitu szachownicowego i litoklastów lawy. Ponadto w zlepieńcu z głęb. 4569,9 m dostrzeżono monomineralne, kwarcowe fragmenty mylonitu.

W obrębie frakcji psamitowej opisywanych zlepieńców stwierdzono okruchy wymienionych wyżej odmian skalnych, jak również fragmenty kwarcytów i łupków krystalicznych łyszczykowo-kwarcowych. Ponadto wyróżniono kwarc w ilości 24–70% oraz skalenie (0–4%) w postaci ostrokrawędzistych ziaren, częściowo przeobrażonych w minerały ilaste lub skarbonatyzowanych. Stwierdzono tu głównie albit szachownicowy, znacznie rzadziej albit, oligoklaz oraz skaień potasowy z przerostami granofirowymi.

Materiał detrytyczny jest scementowany spoiwem złożonym z grubo- i średniokrystalicznych węglanów (przeważnie dolomitu, podrzędnie kalcytu), częściowo impregnowanych hematytym. Sporadycznie pojawia się kwarc autigeniczny. W próbce z głęb. 4569,9 m zamiast hematytu pojawia się piryt.

Piaskowce od spągu do głębokości ok. 4579,0 m charakteryzują się barwą czerwonobrunatną, różowobrunatną i różową, natomiast powyżej przechodzą w odmiany szare, często popielate, niekiedy z odcieniem zielonkawym. Są to skały bardzo drobno-, drobno- i średnioziarniste. Odmiany o grubszym uziarnieniu i zlepieńcowate występują rzadziej. Piaskowce wykazują strukturę psamitową, rzadziej aleurytowo-psamitową lub psefitowo-psamitową. Ich tekstura bywa bezładna lub kierunkowa (laminacja równoległa, warstwowanie skośne), obserwowano także ślady zaburzeń postdepozycyjnych (szczeliny zabliźnione kalcytem, mikrouskoki wypełnione materiałem mułkowym). Niektóre warstwy piaskowców zawierają ostrokrawędziste intraklasty mułowców i iłowców. Piaskowce zlepieńcowate zawierają 10–28% frakcji żwirowej.

Z uwagi na skład mineralny piaskowców oraz rodzaj spoiwa wyróżniono arenity i waki sublityczne, rzadziej lityczne lub subarkozowe (tab. 3). Głównym składnikiem materiału detrytycznego jest kwarc mono- i polikrystaliczny występujący w postaci ziaren izometrycznych, zwykle nieobtoczonych, rzadziej półobtoczonych. W obrębie niektórych ziaren kwarcu występują wrostki chlorytów, odnotowano także kwarc z charakterystycznymi zatokami, opisywane jako wulkaniczne. Ziarna kwarcu polikrystalicznego mogą być w części fragmentami kwarcowych łupków krystalicznych bądź kwarcytów. Skalenie występują w postaci ziaren ostrokrawędzistych, często częściowo skaolinityzowanych lub skarbonatyzowanych. Powszechnie występuje albit szachownicowy, podrzędnie oligoklaz, a także pojawiają się skalenie potasowe (mikroclin, ortoklaz, pertyt mikroclinowy), szczególnie w piaskowcach w przystropowych partiach profilu.

Notowano też ilaste i węglanowe pseudomorfozy po skałeniach. Łyszczyki są reprezentowane przez muskowit i biotyt, często silnie schlorityzowany. Wśród litoklastów wyróżniono drobnodziarniste piaskowce (arenity kwarcowe, subarkozowe, sublityczne, waki kwarcowe, piaskowce żelaziste), mułowce (ilaste lub piaszczyste), iłowce (często mułowcowe i żelaziste) i wapienie (najczęściej sparty żelaziste). Poza tym odnotowano fragmenty skał wylewnych (dacyty) oraz fragmenty łupków krystalicznych łyszczykowo-kwarcowych i skaleniowo-kwarcowe okruchy granitoidów. Akcesorycznie wyróżniono cyrkon, turmalin, staurolit, ilmenit i tlenki żelaza.

Wśród głównych składników spoiw wyróżniono: tlenki i wodorotlenki żelaza, allo- i autigeniczne minerały ilaste, węglany, siarczany oraz kwarc autigeniczny. Tlenki i wodorotlenki żelaza są w opisywanych piaskowcach powszechne, nadając im charakterystyczną czerwonobrunatną barwę. Występują one w zmiennych ilościach, najczęściej w postaci rozproszonego pigmentu, czasami w postaci krystalicznego hematytu. Rozproszony pigment żelazisty i allogeniczne minerały ilaste wchodzą w skład spoiwa typu matriks. Badania rentgenostrukturalne wskazały, że minerały ilaste są reprezentowane w tym przypadku przez illit, minerały mieszanopaketowe illit-smektyt oraz chloryt (Kuberska, 1997). W piaskowcach z otworu wiertniczego Budziszewice IG 1 wyróżniono pseudomatriks, pochodzący z roztarcia drobnodziarnistych okruchów skalnych (Kuberska, 1999). Wśród autigenicznych minerałów ilastych wyróżniono Fe/Mg- i Mg/Fe-chloryty, illit, sporadycznie kaolinit. Chloryty występują w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych lub wypełniają przestrzenie porowe (fig. 6A). Otoczki chlorytowe złożone z blaszek ułożonych prostopadle do powierzchni detrytu mogą skutecznie hamować kompaktację mechaniczną w osadzie (Rochewicz, 1980), a także powstrzymują późniejszą cementację – na przykład kwarcem autigenicznym (Hancock, 1978). W przestrzeniach porowych chloryty tworzą struktury typu plastra miodu lub formy rozetowe. Osobniki autigenicznego illitu występują w postaci wypustek i włókien, ograniczając „światło” przestrzeni porowych. Kaolinit występuje sporadycznie, tworzy struktury książeczkowe lub robakowate i jest głównie produktem przeobrażania skałeni. Spoiwo węglanowe ma najczęściej charakter porowy. Najpospolitszymi minerałami węglanowymi jest dolomit, ankeryt, Fe-kalcyt, rzadziej kalcyt (fig. 6B–D, 7). Obecność minerałów węglanowych i anhydrytu potwierdzają analizy chemiczne z wybranych próbek skalnych (tab. 4). Dolomit tworzy różnej wielkości romboedry, miejscami notuje się ziarna anhedralne. Analizy chemiczne w mikroobszarach w obrębie dolomitów wykazały domieszki manganu i żelaza ($MnCO_3$: 0,6–2,5% mol; $FeCO_3$: 1,2–9,5% mol). Żelazo często gromadzi się strefowo, tworząc budowę pasową kryształów (fig. 6C, 7A–C). Partie brzeżne mogą mieć wtedy skład ankerytu. W badaniach katodoluminescencyjnych dolomit wykazuje świecenie w barwach czerwonobrunatnych do czarnej, co jest uzależnione od zawartości żelaza dwuwartościowego w sieci kryształów (fig. 7B). Ankeryt nie wykazuje świecenia. W wybranych próbkach piaskowców oznaczono wartości $\delta^{18}O$ i $\delta^{13}C$ w spoiwie dolomitowym. Wartości $\delta^{18}O_{PDB}$ wahają się od –8,06 do –6,30‰_{PDB},

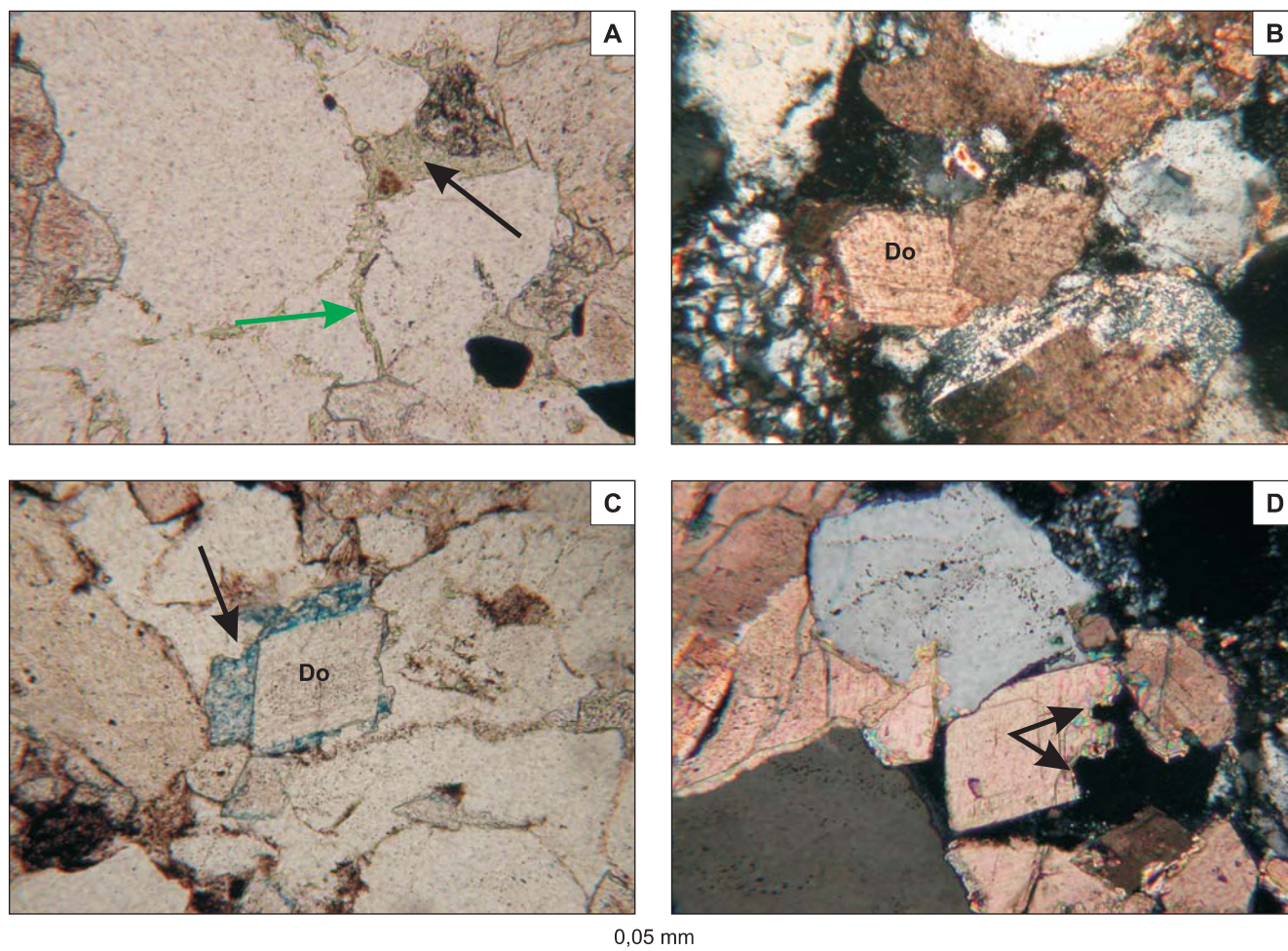


Fig. 6. **A.** Obwódki chlorytowe (zielona strzałka) otaczające ziarna detrytyczne i grubokrystaliczny chloryt (czarna strzałka) w przestrzeni porowej piaskowca; głęb. 4582,5 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora. **B.** Dolomit (Do) ?barokowy w spoiwie piaskowca; głęb. 4576,9 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane. **C.** Romboedry dolomitu (Do) w spoiwie piaskowca; widoczne ankerytowe, niebiesko zabarwione zewnętrzne partie kryształów dolomitu z efektami częściowego rozpuszczania (strzałka); głęb. 4575,3 m; płytka cienka barwiona płynem Evamy’ego; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora. **D.** Ziarno kwarcu detrytycznego z widocznymi śladami rozpuszczania oraz częściowo rozpuszczony kryształ kalcytu (czarne strzałki); głęb. 4568,3 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane

A. Chlorite rims (green arrow) on detrital grains and coarse crystalline chlorite (black arrow) in the pore space of sandstone; depth 4582.5 m; photomicrograph, plane polarized light. **B.** ?Baroque dolomite (Do) in cement of sandstone; depth 4576.9 m; photomicrograph, crossed nicols. **C.** Dolomite rhombohedrons (Do) in cement of sandstone; ankeritic, external parts of dolomite with effects of partial dissolution (arrow); depth 4575.3 m; thin section blue-stained with Evamy solution; photomicrograph, plane polarized light. **D.** Detrital quartz grain showing signs of dissolution and partly dissolved calcite crystals (black arrows); depth 4568.3 m; photomicrograph, crossed nicols

natomiast $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ od $-3,26$ do $-1,67\text{‰}_{\text{PDB}}$. Przyjmując wartość $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wody porowej $+1\text{‰}$ (Kuberska, 2004), krystalizacja dolomitu mogła zachodzić w temperaturach przekraczających 90°C , a nawet 100°C (fig. 8). W spoiwie opisywanych piaskowców zidentyfikowano dolomit barokowy (fig. 6B). Jest on uznawany za minerał krystalizujący powyżej 100°C (Tucker, 1990), co jest zgodne z przeprowadzoną analizą wyników izotopowych. Dolomit krystalizujący w takich temperaturach zalicza się do późnodiagenetycznego. Poza tym, jak już wspomniano, obok dolomitu występuje ankeryt, pozostający także w asocjacji z chlorytami o podwyższonej zawartości żelaza (Kuberska, 1999). Asocjacja taka potwierdza późną fazę tworzenia tych cementów (Gaupp i in., 1993).

Kalcyt w spoiwie opisywanych piaskowców występuje podrzędnie w postaci osobników anedralnych. Stosując metodę oznaczeń chemicznych (tab. 4), barwienia płytek cienkich płynem Evamy’ego (zabarwienie różowe lub różowofioletowe), a następnie analizę katodoluminescencyjną (luminescencja od żółtej do pomarańczowej) stwierdzono, że kalcyt w swojej strukturze zawiera domieszkę manganu, czasami żelaza. Rozłożenie tych pierwiastków w kryształach jest homogeniczne. Kalcyt manganowy zastępuje ziarna detrytyczne, tworząc częściowe lub całkowite pseudomorfozy. Siarczyn jest reprezentowany przez anhydryt. Zawartość anhydrytu jest zazwyczaj bardzo niewielka ($0,0\text{--}8,9\%$), z wyjątkiem jednej próbki piaskowca (tab. 3, 4; zawartość powyżej 10% obj.

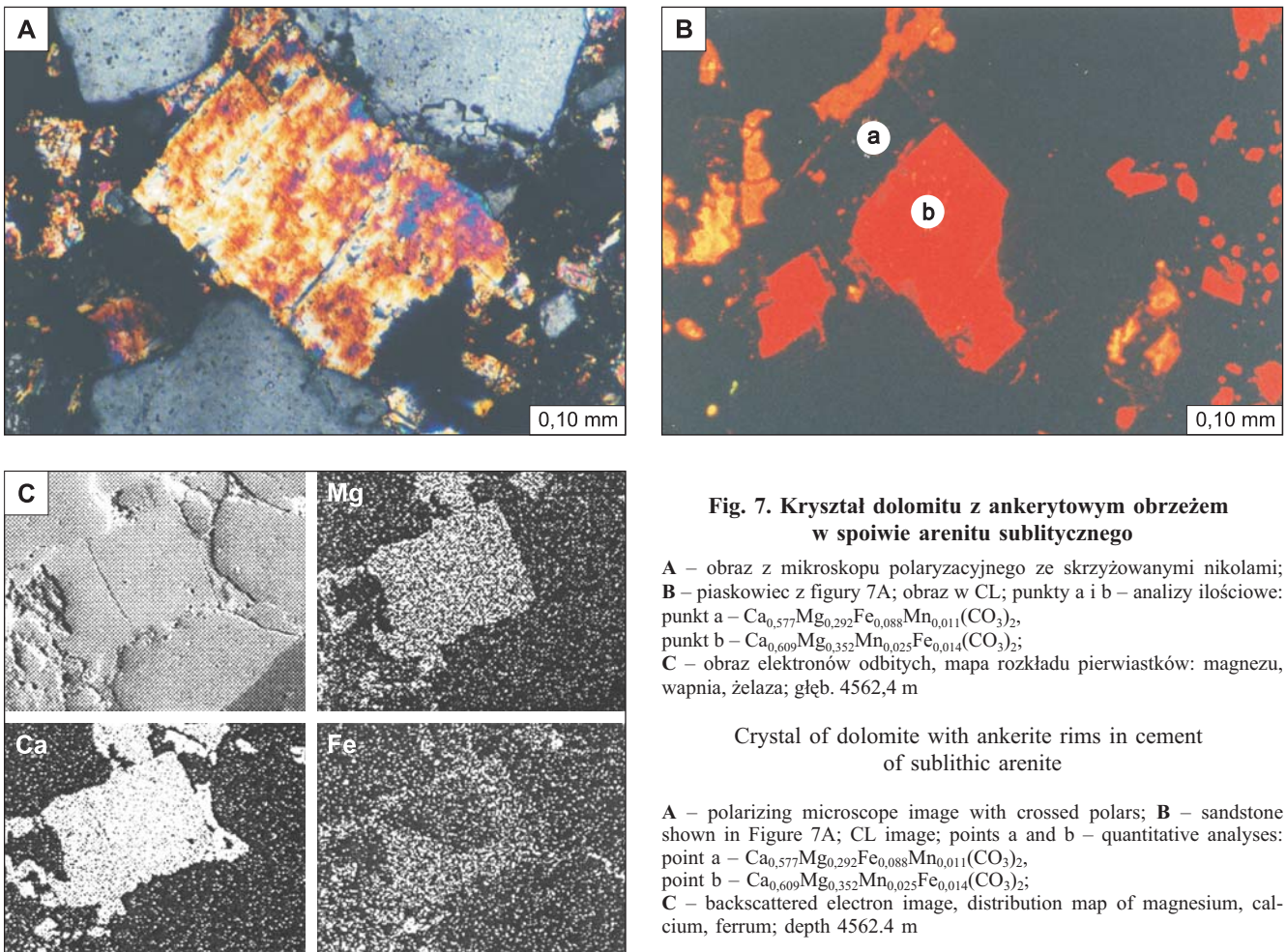


Fig. 7. Kryształ dolomitu z ankerytowym obrzeżem w spoiwie arenitu sublitycznego

A – obraz z mikroskopu polaryzacyjnego ze skrzyżowanymi nikolami; **B** – piaskowiec z figury 7A; obraz w CL; punkty a i b – analizy ilościowe: punkt a – $\text{Ca}_{0,577}\text{Mg}_{0,292}\text{Fe}_{0,088}\text{Mn}_{0,011}(\text{CO}_3)_2$, punkt b – $\text{Ca}_{0,609}\text{Mg}_{0,352}\text{Mn}_{0,025}\text{Fe}_{0,014}(\text{CO}_3)_2$; **C** – obraz elektronów odbitych, mapa rozkładu pierwiastków: magnezu, wapnia, żelaza; głęb. 4562,4 m

Crystal of dolomite with ankerite rims in cement of sublithic arenite

A – polarizing microscope image with crossed polars; **B** – sandstone shown in Figure 7A; CL image; points a and b – quantitative analyses: point a – $\text{Ca}_{0,577}\text{Mg}_{0,292}\text{Fe}_{0,088}\text{Mn}_{0,011}(\text{CO}_3)_2$, point b – $\text{Ca}_{0,609}\text{Mg}_{0,352}\text{Mn}_{0,025}\text{Fe}_{0,014}(\text{CO}_3)_2$; **C** – backscattered electron image, distribution map of magnesium, calcium, ferrum; depth 4562.4 m

lub 15% wag.). Anhydryt, jako jeden z późniejszych składników spoiwa, bywa agresywny w stosunku do innych składników spoiwa, jak również zastępuje ziarna detrytyczne. Spoiwo kwarcowe w badanych osadach występuje powszechnie, choć w niewielkich ilościach (wyjątek stanowi próbka z głęb. 4578,6 m; tab. 3). Kwarc autogeniczny tworzy obwódki regeneracyjne na ziarnach detrytycznych, które miejscami stykając się szczelnie, wypełniały przestrzenie porowe. Sporadycznie obserwowano pojedyncze, euhedralne kryształy. Poza podstawowymi składnikami spoiw wyróżniono piryt i substancję organiczną. Piryty jest związany z osadami przystropowymi. Szczególnie w interwale głęb. 4560,0–4579,0 m tworzy skupienia grubokrystalicznych kryształów o pokroju regularnym bez obecności hematytu. Powszechnie jednak występuje jako rozproszony pigment towarzyszący związkom żelaza i minerałom ilastym w spoiwie typu matriks. Na głęb. 4562,4 m stwierdzono substancję organiczną. Współwystępuje ona z nieprzezroczystą substancją siarczkowo-żelazistą (?) otaczając ziarna detrytyczne.

Mułowce występują na ogół w postaci cienkich wkładek wśród piaskowców. Skały te często odznaczają się warstwowaniem równoległym, falistym lub soczewkowym; zauważono także pogruży oraz ślady zaburzeń gęstościowych. Najczęściej są to skały czerwonobrunatne, jedynie w górnej części profilu szare lub seledynowoszare. Są to mułowce piasz-

czyste, złożone głównie z ziaren kwarcu o najczęstszej średnicy 0,03–0,06 mm, skalenie, łuszczyki oraz okruchy mułowców. Mułowce są scementowane spoiwem węglanowym lub ilasto-węglanowym, czasami stanowią przejście do bardzo drobnoziarnistych piaskowców o charakterze wak.

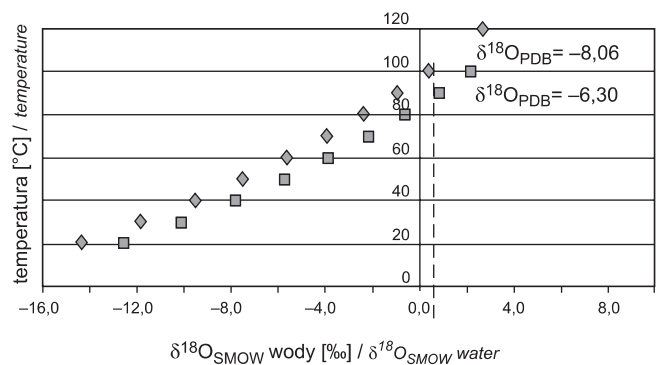


Fig. 8. Temperatura krystalizacji dolomitu w zależności od wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wody porowej

Crystallisation temperature of dolomite versus the $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ value of pore water

Tabela 3

Skład mineralny skal czerwonego spagowca [% obj.]

Mineral composition of the Rotliegend rocks [% vol.]

Głębokość [m]	Typ skały	Kwarc	Skalenie	Litoklasty	Łyszczyki	Minerały ciężkie	Matriks	Autigeniczne minerały ilaste	Węglany	Siarczany	Kwarc autigeniczny	Pory
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
4561,0	ar sl	48,0	2,0	10,1	0,0	1,3	12,9	0,0	24,4	0,0	1,3	n.o.
4562,4	ar sl	43,4	3,9	13,6	0,0	10,2	10,5	0,0	12,7	0,9	4,8	n.o.
4563,7	ar sl	62,7	1,3	7,7	0,0	0,7	6,3	0,0	20,7	0,3	0,3	7,1
4564,4	ar sl	50,0	2,7	10,0	0,0	0,7	12,3	0,0	23,7	0,0	0,6	2,9
4565,5	wa sa	41,0	4,9	1,6	2,6	0,0	36,5	0,0	10,5	0,6	2,3	n.o.
4568,3	ar sl	46,4	3,6	12,4	0,0	0,0	13,0	0,0	21,0	0,0	3,6	n.o.
4568,8	ar sl	58,3	0,7	9,0	0,0	0,0	6,4	0,0	22,6	0,0	3,0	13,3
4569,2	wa sl	50,6	2,0	12,8	0,0	0,0	15,5	1,3	16,2	0,0	1,6	n.o.
4570,5	wa sl	42,0	1,6	5,3	1,7	0,0	31,7	0,0	15,1	0,0	2,6	n.o.
4576,2	ar sl	57,7	0,3	8,7	0,0	1,0	4,7	2,0	24,0	1,3	0,3	6,8
4578,6	ar sl	45,3	1,9	5,5	1,6	0,0	4,8	0,0	19,6	5,5	15,8	n.o.
4579,2	wa sl	41,7	4,6	8,2	0,0	0,0	15,7	0,0	18,8	10,4	0,6	n.o.
4582,5	ar sl	49,2	1,9	10,9	0,0	0,0	10,9	0,0	17,3	7,0	2,8	n.o.
4584,0	ar sl	47,9	2,6	11,9	0,0	0,0	7,6	0,0	19,1	8,9	2,0	n.o.
4645,8	ar sl	59,0	2,0	6,0	0,0	0,7	4,0	1,0	24,0	0,3	3,0	14,0
4646,0	ar sl	36,8	2,6	23,9	0,6	0,0	9,0	1,6	23,9	0,0	1,6	n.o.
4656,5	ar sl	63,4	0,7	7,0	0,0	0,7	8,6	0,0	18,6	0,0	1,0	12,5
4667,0	wa sl	43,3	0,9	15,2	1,2	0,0	18,1	0,0	19,8	0,0	1,5	n.o.
4677,2	wa l	44,5	0,0	20,2	0,0	0,0	22,4	0,0	8,8	0,0	4,1	n.o.
4682,3	ar sl	61,0	0,7	5,0	0,0	0,3	8,7	0,0	20,7	1,0	2,6	8,0

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
4737,5	wa sl	40,9	2,8	17,9	0,6	0,0	15,8	0,0	19,8	0,0	2,2	n.o.
4739,6	ar sl	51,4	0,3	10,7	0,7	1,3	11,0	0,0	20,3	0,0	4,3	8,8
4771,2	ar 1	39,1	4,2	20,2	0,0	0,0	14,2	0,0	21,4	0,0	1,9	n.o.
4784,8	wa sl	43,6	1,3	11,6	0,0	0,0	25,3	0,0	17,2	0,0	1,0	n.o.
4825,6	wa sl	35,1	1,6	16,5	0,3	0,0	15,6	0,0	30,6	0,0	0,3	n.o.
4827,5	ar 1	32,2	4,6	21,8	0,0	0,0	14,0	0,0	26,4	0,0	1,0	n.o.
4860,5	wa sl	31,7	5,1	21,8	1,7	0,0	16,5	0,0	23,2	0,0	0,0	n.o.
4905,7	wa sl	42,0	5,3	16,6	0,6	0,0	20,7	0,0	13,6	0,3	0,9	

ar – arenit, wa – waka, sa – subarkozowy, sl – sublityczny, l – lityczny, n.o. – nie oznaczono

ar – arenite, wa – wacke, sa – subarkosic, sl – sublithic, l – lithic, n.o. – not determined

Tabela 4

Wyniki oznaczeń chemicznych z wybranych próbek skalnych oraz przeliczenie na zawartość węglanów i anhydrytu [% wag.]

Results of chemical determinations from selected rock samples and counting for carbonate and anhydrite contents [weight %]

Głębokość [m]	CaO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CO ₂	SO ₃	Części nierozpuszczalne	CaCO ₃ + MgCO ₃	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	FeCO ₃	MnCO ₃	CaSO ₄
4564,4	5,58	3,60	0,91	1,21	0,135	7,49	0,28	77,80	14,64	3,62	11,02	1,47	0,22	0,48
4576,9	0,09	3,78	0,96	1,32	0,049	5,70	1,36	77,90	11,11	5,91	5,20	1,55	0,08	0,48
4579,2	10,00	3,75	0,69	1,72	0,052	6,54	8,84	64,20	0,00	0,00	12,99	1,11	0,08	15,03
4656,5	5,13	4,11	0,54	1,41	0,054	7,48	0,29	77,10	15,03	1,41	13,62	0,87	0,09	0,49
4708,6	5,22	4,05	0,51	1,42	0,044	7,26	0,31	77,60	0,00	0,00	20,40	0,82	0,07	2,92
4826,8	5,76	4,97	0,53	1,85	0,088	8,24	0,38	71,30	16,60	1,73	14,87	0,85	0,14	0,65

Tabela 5
Wyniki badań petrofizycznych z wybranych próbek piaskowców czerwonego spagowca (badania i opracowanie P. Such z zespołem – Instytut Nafity i Gazu, Kraków)

Results of petrophysical studies from selected Rotliegend sandstones (study and compilation by P. Such and the team – Oil and Gas Institute, Cracow)

Głębokość [m]	Gęstość materyałowa [g/cm ³]	Porowatość całkowita [%]	Gęstość szkieletowa [g/cm ³]	Porowatość efektywna [%]	Średnia kapilarna [mm]	Porowatość kap. >1 mm	Pory >1 mm [%]	Średnica porogowa [mm]	Histereza [%]	Przep. [mD]
4562,0	2,76	4,09	2,66	3,74	0,06	1,20	32	2,00	40	n.o.
4564,4	2,75	2,65	2,58	2,40	0,05	0,93	39	0,15	5	np.
4568,3	2,73	6,00	2,54	5,80	0,06	0,52	9	0,40	45	np.
4571,2	2,74	2,39	2,62	2,26	0,04	0,93	41	0,20	35	np.
4575,3	2,75	4,26	2,57	3,98	0,03	0,52	13	0,30	46	np.
4578,4	2,75	2,67	2,61	2,48	0,05	0,57	23	0,40	38	np.
4582,5	2,77	3,03	2,62	2,80	0,04	0,53	19	0,10	50	np.
4582,9	2,80	2,25	2,75	2,15	0,07	0,80	37	1,00	21	np.
4643,5	2,73	5,65	2,49	5,11	0,04	0,41	8	0,30	46	np.
4656,5	2,75	6,57	2,73	6,43	0,07	1,35	21	1,00	45	np.
4648,0	2,72	4,34	2,54	4,04	0,06	0,89	22	0,25	34	np.
4657,7	2,73	5,71	2,51	5,29	0,05	0,69	13	0,25	45	np.
4667,3	2,75	3,15	2,62	3,01	0,03	0,48	16	0,20	51	np.
4676,4	2,73	4,17	2,54	3,84	0,04	0,61	16	0,50	47	np.
4682,3	2,78	4,18	2,69	3,86	0,04	1,27	33	3,00	40	np.
4682,8	2,73	4,32	2,54	3,96	0,04	0,67	17	0,20	40	np.
4708,5	2,77	3,17	2,61	2,92	0,05	0,44	15	0,10	53	n.o.
4739,7	2,75	1,07	2,63	0,97	0,00	0,00	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
4771,5	2,76	0,67	2,63	0,61	0,00	0,00	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
4787,6	2,74	3,03	2,59	2,83	0,03	0,00	0	0,40	60	np.
4825,8	2,75	1,42	2,64	1,32	0,17	0,00	0	0,60	46	np.
4861,5	2,76	1,89	2,69	1,86	0,00	0,00	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
4894,4	2,75	1,42	2,64	1,32	0,00	0,00	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
4945,9	2,75	1,05	2,66	0,98	0,00	0,00	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
5003,3	2,73	1,14	2,65	1,09	0,00	0,00	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.

Przep. – współczynnik przepuszczalności dla gazu; n.o. – nie oznaczono; np. – nieprzepuszczalne

Przep. – permeability factor for gas; n.o. – not determined; np. – impermeable

Howce są skałami brunatnymi, jedynie w przystopowej części profilu seledynowymi. Występują w obrębie piaskowców i mułowców, tworząc cienkie wkładki. Howce wykazują strukturę aleurytowo-pelitową i teksturę kierunkową, zaznaczoną równoległym ułożeniem większości składników. Minerale ilaste tła skalnego, jak wykazują badania rentgenostrukturalne, to illit, minerały mieszanopakietowe illit-smektyt oraz chloryt. Podrzednie odnotowano kaolinit. Zauważa się silną impregnację związkami żelaza. Podrzednie notuje się mułek kwarcowy oraz łuszczyki łyszczyków.

Charakterystyka właściwości petrofizycznych wybranych piaskowców

Laboratoryjnie oznaczone wielkości współczynnika porowatości wynoszą od 0,61 do 6,43% (tab. 5). Jest to porowatość efektywna, wyrażona stosunkiem objętości porów otwartych do całkowitej objętości próbki. Charakterystykę przestrzeni porowej w badaniach laboratoryjnych uzyskuje się poprzez pomiary krzywych ciśnień kapilarnych, a interpretacja wyników badań porozymetrycznych polega na zinterpretowaniu wielkości liczonych z tych krzywych oraz na analizie ich kształtu (Such, 1993, 1996). Dane te przedstawiono w tab. 5. Wartości średnicy progowej w badanych próbkach wynoszą od 0,10 do 3,00 μm . Próbki charakteryzujące się wielkością średnicy progowej nieprzekraczającą 4,00 μm mają bardzo słabe właściwości filtracyjne. Liczbową wartością odдалenia od siebie krzywych uzyskanych dla malejących i rosnących ciśnień jest wartość efektu histerezy. Duże różnice tych wartości (5–60%) wskazują na dosyć chaotyczne wykształcenie przestrzeni porowej. Większość próbek wykazuje mikroporowy charakter przestrzeni porowej. Świadczy o tym wielkość średniej kapilary o wartościach od 0,03 do 0,17 μm . Procent porów o średnicach większych od 1 μm jest zróżnicowany i wynosi od 8 do 41%.

Porowatość mierzona w płytkach cienkich metodą planimetryczną wynosi od 2,9 do 14,0% obj. (tab. 3). Porowatość pierwotna w analizowanych piaskowcach występuje niezmiernie rzadko. Częściej obserwuje się porowatość wtórną, powstałą na skutek działania procesów diagenetycznych, w tym przypadku głównie przeobrażenia i rozpuszczania. Efektem jest notowana porowatość między- i śródziarnowa oraz międzykrystaliczna.

Wszystkie zbadane piaskowce odznaczają się brakiem przepuszczalności. Przyczyną ogólnie niskiej porowatości i braku przepuszczalności jest znaczny udział procentowy spoiwa typu matriks, szczególnie pseudomatriksu, powstałego na skutek przeobrażenia i roztarcia okruchów skalnych. Poza tym do obniżenia wartości opisanych parametrów przyczyniła się cementacja, między innymi węglanami, w późnych fazach przemian diagenetycznych.

Procesy diagenetyczne i etapy rozwoju diagenety

Główne procesy diagenetyczne zachodzące w osadach to: kompaktacja mechaniczna i chemiczna, cementacja, zastępowanie, rozpuszczanie i przeobrażanie niestabilnych składni-

ków mineralnych. Efekty procesów diagenetycznych obserwowano w próbkach piaskowców i zlepieńców (tab. 6).

Kompaktacja mechaniczna jest procesem najdłużej działającym w osadzie. Powoduje ona, między innymi, wzrost upakowania materiału detrytycznego, wzrost ciężaru właściwego skały oraz ograniczenie jej porowatości. Wyliczony wskaźnik kontaktów ziaren określa liczbowo stopień upakowania ziaren w osadzie i w omawianych skałach wynosi od 2,0 do 6,5 (tab. 6). Ograniczenie porowatości pierwotnej przez działającą kompaktację waha się od ok. 3 do ok. 30% (fig. 9). Widocznymi skutkami działania tego procesu są miejscami znaczne upakowanie materiału detrytycznego oraz obecność kontaktów prostych i punktowych. Skutkiem działania kompaktacji chemicznej są natomiast obserwowane kontakty wkłęsło-wypukłe (tab. 6). Powstawanie autigenicznych obwódek ilastych, ilasto-żelazistych i kwarcowych zalicza się do procesów cementacyjnych, mających początek we wcześniejszych stadiach diagenety. Na skutek rozwoju cementacji powstały spoiwa porowe, w których skład wchodzi dolomit, ankeryt, Fe-kalcyt, kalcyt, anhidryt, kwarc autigeniczny oraz chloryty i illit. Procesy cementacyjne ograniczyły porowatość pierwotną od ok. 50 do ok. 70%, a więc znacznie bardziej niż działająca kompaktacja. Z procesem cementacji wiąże się zastępowanie diagenetyczne, które ma bardzo różny stopień intensywności. Zaobserwowano częściowe lub całkowite pseudomorfozy po ziarnach detrytycznych, szczególnie zastępowanie przez dolomit i kalcyt kwarcu, skaleni i okruchów skał. Proces ten dotyczy nie tylko ziaren, ale także ce-

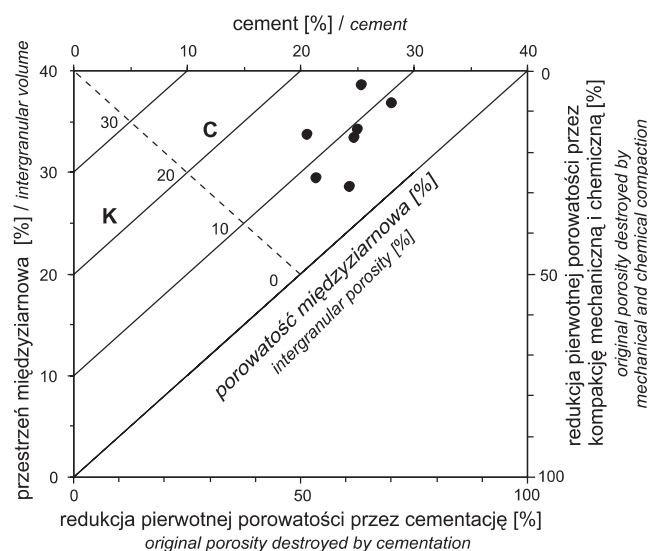


Fig. 9. Wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość piaskowców (Houseknecht, 1987)

C – pole o przewadze cementacji nad kompaktacją; K – pole o przewadze kompaktacji nad cementacją

Effect of compaction and cementation on porosity of sandstones (Houseknecht, 1987)

C – field with predominance of cementation over compaction; K – field with predominance of compaction over cementation

Tabela 6

Wybrane cechy skal czerwonego spągowca
Selected features of the Rotliegend deposits

Głębokość [m]	Nazwa/typ skały	M _{fQ} [mm]	M _{maxQ} [mm]	$\frac{M_{maxQ}}{M_{fQ}}$	kompakcja			Główne procesy diagenetyczne			
					mechaniczna (W _{kz})	chemiczna (Tp _{kz})	cementacja	rozpuszczanie	zastępowanie	przeobrażanie	
											6
1	2	3	4	5				8	9	10	11
4561,0	pc śr/ar sl	0,34	0,72	2,1	2,6	–	ObQa, W	Qd, Qa	Qd, Sk, Ka→Do	Sk→Il	
4562,0	pc dr/ar sl	0,12	0,72	6,0	2,5	ww	W	Sk, Qd	Sk, Qd→Do, Ka	Lw→Chl	
4562,4	pc śr/ar sl	0,25	0,62	2,5	3,0	ww	ObQa, W	Qa, Sk	Do→Ah; Q→Do	L, Sk→Il, Chl	
4563,7	pc dr/ar sl	0,18	0,56	3,1	2,6	ww	W	Q, Do	Q, Lo, w→Do	Lw→Il	
4564,4	pc śr/ar sl	0,26	0,72	2,8	2,1	–	Qa, W	Qa, Do	Qa, Qd→Ka, Do; Do→Qa	Lw, o→Il, Chl	
4565,5	pc mcy/wa sa	0,07	0,41	5,8	n.o.	–	–	–	–	Ły, L→Chl	
4568,1	pc dr/ar sl	0,15	0,68	4,5	2,8	–	W	Qd	Qd, Sk→Do	L→Chl	
4568,3	pc śr/ar sl	0,28	0,68	2,4	2,0	–	ObQa, W	Qd, Do	Qa, Qd→Do; Do→Ka; Ka→Qa	Lw, Ły→Chl	
4568,8	pc śr/ar sl	0,25	1,15	4,6	n.o.	ww	W, Qa	Do	Qd, Qa, Lo→Do	L→Il	
4569,2	pc dr/wa sl	0,12	0,84	7,0	n.o.	–	W	Do, Q	Qd, Sk→Do	Lo, w→Chl, Il	
4569,9	zc pty/ru l	n.o.	n.o.	n.o.	4,0	ww	W	Qd	L, Qd, Sk→Do	Lo→Chl, Il	
4570,5	pc mcy/wa sl	0,08	0,28	3,5	n.o.	–	W	–	Q→Do	Ły→Chl	
4571,6	pc bdr/ar sl	0,08	0,36	4,5	2,5	–	W	Qd	Sk, Qd, L→Do, Ka	–	
4574,8	pc śr/ar sl	0,30	0,76	2,5	4,5	ww	ObQa, W, Ah	Qd, Qa	Sk, L, Qd→Do; Do→Ak; Q, L, Do→Ah	Lo→Il	
4576,2	pc śr/ar sl	0,25	0,62	2,5	3,5	–	ObQa, W, Ah	Qd, Qa	Sk, Qd, L→Do	Ły→Chl	
4576,9	pc śr/ar sl	0,36	0,90	2,5	2,8	–	W	Lw	Qd, Lo, w→Do	L→Il	
4578,0	pc dr/ar sl	0,16	0,80	5,0	3,5	ww	W	Qd	Sk, Qd→Do	L, Sk→Il, Chl	

Tabel a 6 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
4578,6	pc zty/ar sl	0,28	0,80	2,8	3,0	-	W, Ah, Qa	Qd, Qa	Qd, L→Do; Qa→Ah; Ah→Do, Ak	-
4578,8	pc mcy/wa sl	0,08	0,40	5,0	n.o.	-	W	-	Q→Do	Ly→Chl
4579,2	pc mcy/wa sl	0,14	0,52	3,7	n.o.	-	W, Ah	Qd, Do	Q, Sk, Ah→Do; L, Sk→Ah	Lw,o→Chl
4581,2	pc dir/ar sl	0,16	0,52	3,7	2,5	-	W	Qd	L, Qd, Sk→Do	Lw→Chl
4582,5	pc dir/ar sl	0,16	0,64	4,0	2,3	-	ObQa, W, Ah	Qd, Qa, W, Ah	Qd, Qa, Sk→Do; Ah→Qa; Do(FeKa)→It	Lw→Chl
4582,9	pc mcy/wa sl	0,08	0,20	2,5	n.o.	-	ObQa, Il	Qa	-	Lw,o, Ly Chl
4584,0	pc dir/ar sl	0,18	0,80	4,4	3,0	-	W, Ah	Qd, Do	Qd, Sk Ah, Do	Lw Chl
4643,4	pc dir/ar sl	0,20	0,46	1,8	2,8	ww	ObQa, W	-	Qd, Sk Do	Lw, Ly Chl
4644,7	pc šr/ar sl	0,25	0,68	2,7	3,0	-	ObQa, W	Qd, Qa	Qd, Sk Do	Ly, L Chl
4645,4	pc dir/ar sl	0,12	0,44	3,7	n.o.	-	Obil-zl, W	Q	Qd Do	Lw Chl
4645,8	ps šr/ar sl	0,25	0,58	2,3	n.o.	ww	ObQa, W	Q	Qd, Qa, L Do	Ly Chl
4646,0	pc zty/ar sl	n.o.	n.o.	n.o.	3,8	ww	W, Qa	Qd	Qd, Sk, L Do	L Chl
4656,5	pc šr/ar sl	0,28	0,54	1,9	2,5	ww	ObQa, W	Qd, Qa	Qd, L Do, Ka; Do Ak	Lw,o Chl
4667,0	pc bdr/wa sl	0,10	0,68	6,8	2,0	-	W	Q	Q, L Ka; Qd Do	Lo, w, Il Chl
4669,0	zc pty/ru l	n.o.	n.o.	n.o.	4,0	-	W, Qa, Ah	Qd, Qa	Q, L Ka, Do	Lw Chl
4676,3	pc dir/wa sl	0,21	0,56	2,7	2,3	-	W, Qa	Qd, Qa	L, Qd Ka, Do	Lo,w, Ly Chl
4677,0	zc pty/ru l	n.o.	n.o.	n.o.	3,5	ww	Obil-zl, W, Qa	Qd	Lo, Qd Do	L, Ly Chl
4677,2	pc zty/wa l	0,25	0,78	3,1	3,0	-	Obil-zl, W	Qd	Qd, Qa, Lo Do, Ka	Ly Chl
4682,3	pc šr/ar sl	0,25	0,52	2,1	4,0	ww	Obil-zl, ObQa, W	Ka	Qd, Qa, Lo Ka, Do	-
4708,6	zc pty/ru l	n.o.	n.o.	n.o.	3,5	ww	ObQa, W	-	L, Q Do	Lw Chl
4737,5	pc dir/wa sl	0,14	0,68	2,9	4,0	-	W	Qd	L, Qd, Sk Do; Do Ak	Lw Chl
4739,0	pc zty/ar sl	0,20	0,98	4,9	3,0	-	W	Qd, Qa	L, Q, Sk Do	-
4739,6	pc dir/ar sl	0,16	0,54	3,3	3,0	-	Obil-zl, W, Qa	Qa	Qd, Qa, L Do	L Il

Tabela 6 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
4771,2	pc dr/ar l	0,14	0,62	4,4	3,0	-	Obil-żl, W	Sk, Q	L, Q, Sk Do; L, Do WdFe	L II
4784,8	pc dr/wa sl	0,15	0,48	3,2	n.o.	-	Obil-żl, W	Do	Qd, L Do	L II
4788,4	pc dr/wa sl	0,12	0,42	3,5	n.o.	-	Obil-żl, ObQa, W	-	-	L Chl
4825,6	pc bdr/wa sl	0,10	0,28	2,8	n.o.	-	Obil-żl, W	-	L Do	L Chl
4826,8	pc bdr/ar sl	0,08	0,14	1,8	2,0	-	Obil-żl, W, Qa	-	L, Sk, Q Ka	Ły Chl; Sk It
4827,5	pc dr/ar l	0,14	0,28	2,0	2,8	-	Obil-żl, W	Sk, Q	L, Sk, Q Do	L Chl
4828,6	pc bdr/ar sl	0,08	0,28	3,5	2,5	-	Obil-żl, W	-	Sk, L Do	-
4860,5	pc bdr/wa sl	0,10	0,20	2,0	n.o.	-	Obil-żl, W	Qd	O, Sk, L Do, WdFe	-
4862,5	pc bdr/ar sl	0,07	0,26	3,7	n.o.	-	Obil-żl, W	-	-	Lw Chl
4905,7	pc bdr/wa sl	0,10	0,20	2,0	n.o.	-	Obil-żl, W	Qd	Qd, Sk, L Do	Ły, Lw Chl
4937,5	zc pty/ru l	n.o.	n.o.	n.o.	4,0	-	W	Q, L	-	Ły, Lw Chl
4944,5	pc bdr/wa sl	0,07	0,22	3,1	n.o.	-	Obil-żl, W	Qd, Qa	L, Q, Sk Do, Ka	L Chl
4971,1	zc pty/ru l	n.o.	n.o.	n.o.	6,5	ww	Obil-żl, W	-	Sk, L Do; Do(Ka) WdFe	-
4971,7	zc pty/ru l	n.o.	n.o.	n.o.	6,5	ww	W, It	-	L, Q Do, WdFe	L Chl
5005,5	pc dr/wa sl	0,14	0,48	3,4	n.o.	-	Obil-żl, W	-	Q, L Ka; Ka Do	L II

Litologia: zc – zlepienie, pc – piaskowiec, pty – piaszczysty, zty – zlepiony, mcy – mulowcowy, ru – rudzie, ar – arenit, wa – waka, sa – subarkozowy, sl – sublityczny, l – lityczny, śr, dr, bdr – średnio-, drobno-, bardzo drobnoziarnisty; **składniki skalne:** Ah – anhydrit, Ak – ankeryt, Chl – chloryt, Do – dolomit, Il, il – minerały ilaste, It – illit, Ka – kalcyt, L – litoklast, L o, w – litoklasty skał osadowych, wulkanicznych, Ły – lityczny, Ob – obwódki, Q – kwarc, Qd, Qa – kwarc detrytyczny, autogeniczny, Sk – skałenie, W – węglany, WdFe – wodorotlenki i tlenki żelaza; M_Q – przeciętna średnica ziarn kwarcu, M_{maxQ} – maksymalna średnica ziarn kwarcu, Mech. – mechaniczna, Chem. – chemiczna, Wkxz – wskaźnik kontaktów międzyziarnowych, Tpkz – typ kontaktów międzyziarnowych, ww – kontakty węglano-wypukłe, n.o. – nie oznaczono

Lithology: zc – conglomerate, pc – sandstone, pty – sandy, zty – conglomeratic, mcy – silty, ru – rudite, ar – arenite, wa – wacke, sa – subarkosic, sl – sublithic, l – lithic, śr, dr, bdr – middle, fine, very fine grained; **components of rocks:** Ah – anhydrite, Ak – ankerite, Chl – chlorite, Do – dolomite, Il, il – clay mineral, It – illite, Ka – calcite, L – lithoclast, L o, w – lithoclasts of sedimentary, volcanic rocks, Ły – mica, Ob – rims, overgrowths, Q – quartz, Qd, Qa – detrital, authigenic quartz, Sk – feldspars, W – carbonate, WdFe – ferrum hydroxide and oxide, M_Q – average diameter of grains quartz, M_{maxQ} – maximal diameter of grains quartz, Mech. – mechanical, Chem. – chemical, Wkxz – index of intergranular contacts, Tpkz – type of intergranular contacts, ww – concavo-convex contacts, n.o. – not determined

mentów. W opisywanych skałach stwierdzono ślady rozpuszczenia diagenetycznego przede wszystkim ziaren kwarcu detrytycznego i autigenicznego, skaleni oraz osobników cementów (romboedrów dolomitu, ankerytu, tabliczek anhydrytu; fig. 6C–D). Przeobrażanie diagenetyczne odnosi się głównie do przemian skaleni, okruchów skał wulkanicznych i łyszczyków. W efekcie powstały chloryty, illit i kaolinit. Transformacji ulegają także jedne minerały ilaste w inne (np. chloryt → illit).

Omawiane procesy diagenetyczne zachodziły w osadzie od momentu sedymentacji, przez kolejne stadia pogrzebienia osadu. W badanych osadach wyodrębniono eo- i mezodiagenezę (Choquette, Pray, 1970). Na etapie eodiageny (płytkie pogrzebienie, niskie temperatury i ciśnienia) na ziarnach detrytycznych zaczęły tworzyć się obwódki ilasto-żelaziste, ilaste oraz krzemionkowe. Osadzane na powierzchni koloidalne cząstki na skutek wzrostu ciśnienia ulegały rekrystalizacji, tworząc autigeniczne otoczki illitowe lub chlorytowe. Jest to także okres inicjalny dla kompaktacji mechanicznej. Etap mezodiageny to szereg procesów o złożonym charakterze, zachodzących kilkietapowo w warunkach wzrostu ciśnienia i temperatury. W dalszym ciągu wzrastało natężenie kompaktacji mechanicznej, a także pojawiły się efekty działania kompaktacji chemicznej (kontakty wkleśło-wypukłe). Uwolnione na skutek procesów przeobrażania okruchów wulkanicznych i łyszczyków jony magnezu i żelaza wchodzą w skład chlorytów. Błazki chlorytowe tworzące formy rozetowe czy wachlarzowe są bogatsze w żelazo. Stosunek Fe/Fe+Mg w chlorytach jest zmienny, wzrasta w zbiornikach lub rejonach o wzmożonym rozpuszczaniu ziaren i uważa się je za późniejsze w odniesieniu do tych bogatszych w magnez. Dodatkowo, o czym już wspomniano, asocjacja z ankerytem potwierdza ich późną krystalizację. W tym czasie powstawały także illit i kaolinit. Włókniste formy illitu tworzyły się w końcowych stadiach mezodiageny. Na tym etapie diageny maksimum osiągnęły procesy cementacyjne. Obserwacje mikroskopowe potwierdziły, że wytrącanie cementów węglanowych mogło zachodzić kilkietapowo. Obecność dolomitu barokowego oraz wyniki analizy izotopowej wskazują na temperatury krystalizacji powyżej 100°C (późna diagenaza). Krystalizacja anhydrytu, o czym świadczą jego relacje z innymi składnikami ortochemicznymi, następowała na różnych etapach pogrzebienia osadu, jednak anhydryt jest jednym z późniejszych składników, podobnie jak porowy cement kwarcowy.

Podsumowanie

Zlepieńce z głęb. 5028,5–5050,0 m odznaczają się znaczną jednorodnością, częściowym lub dobrym obtoczeniem okruchów, brakiem wkładek piaszczystych. Zlepieńce występujące nieco powyżej (głęb. 4954,5–5028,5 m) zawierają liczne przewarstwienia piaskowcowe i mułowcowe. Wszystkie zlepieńce z niższej części profilu odznaczają się słabą tendencją do kierunkowego ułożenia litoklastów i cechuje je słabe wysortowanie materiału detrytycznego. Psefity przechodzą stopniowo w piaskowce drobnoziarniste o częstym warstwowaniu przekątnym, a następnie w osady mu-

łowcowe i ilaste z wkładkami piaskowców. Materiał detrytyczny w skałach z tej części profilu pochodzi głównie z denudacji i resedymentacji starszych od czerwonego spągowca skał osadowych. Dominują tu drobnoziarniste piaskowce i mułowce, zwraca uwagę dość powszechne występowanie piaskowców kwarcytowych, które bardziej przypominają skały starszego paleozoiku niż karbonu. Okruchy iłowców żelazistych, najczęściej silnie wydłużone i ostrokrawędziste, są intraklastami, co świadczy o rozmywaniu części tworzących się osadów w obrębie tego samego zbiornika sedymentacyjnego. Występujące tu okruchy skał węglanowych mogą być zarówno wieku karbońskiego, jak i dewońskiego (uwagę zwracają: okruch sparytu z fragmentem ?Characeae oraz okruchy sparytów zsylikowanych, mogące pochodzić z dewonu). W grupie litoklastów wyróżniono także skały wylewne o składzie dacytów i ryodacytów. Zapewne są one związane z wulkanizmem karbońskim, podobnie jak skalcytyzowany tufit z głęb. 4935,8 m. W zlepieńcach i piaskowcach tej części profilu zwraca uwagę obecność skaleni niemal wyłącznie reprezentowanych przez albit szachownicowy, co w skałach czerwonego spągowca jest rzadkością. Jest on zapewne minerałem wtórnym, utworzonym wskutek albityzacji skaleni potasowych. Nie sposób jednak stwierdzić, czy pochodzi on ze zalbityzowanych skał wylewnych czy metamorficznych. Wyższą część profilu (od głębokości ok. 4820 m) rozpoczyna seria czerwono-brunatnych piaskowców z przewarstwieniami mułowców i iłowców, przechodząca w czerwono-brunatną serię mułowcowo-ilastą, a następnie szarą serię piaskowcową ze żwirkiem i wkładkami zlepieńców. Pojawiający się niekiedy zielonkawy odcień tych skał jest wynikiem obecności chlorytu. W składzie materiału detrytycznego pojawiają się w większej ilości okruchy kwarcytowe oraz zauważa się obecność fragmentów kwarcowych łupków krystalicznych, niższa jest natomiast zawartość okruchów skał wulkanogenicznych. Rzadziej też występują okruchy wapieni. W grupie skaleni mniej pospolity jest albit szachownicowy, a częściej pojawia się oligoklaz i skałen potasowy.

Skały czerwonego spągowca w otworze Budziszewice IG 1 podlegały następującym procesom diagenetycznym:

- kompaktacji mechanicznej i chemicznej, która ograniczyła pierwotną porowatość o ok. 30%;
- cementacji (dolomitem, ankerytem, Fe-kalcytem, anhydrytem, kwarcem, chlorytami, illitem) ograniczającej porowatość pierwotną od 50 do 70%;
- zastępowaniu materiału detrytycznego głównie przez cementy węglanowe;
- rozpuszczaniu materiału detrytycznego (skaleni, kwarc) oraz cementów;
- przeobrażaniu (transformacja okruchów wulkanicznych, łyszczyków, skaleni w chloryt, illit).

Procesy diagenetyczne, których efekty obserwowano, zachodziły w czasie trwania eo- i mezodiageny. Maksymalne temperatury jakim mógł podlegać osad w trakcie opisywanych przemian to 100–120°C. Wskazują na to zinterpretowane wyniki analizy izotopowej, obecność dolomitu barokowego oraz występowanie asocjacji późnodiagenetycznego ankerytu i chlorytów.

Ryszard WAGNER

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA UTWORÓW PERMU GÓRNEGO (CECHSZTYNU)

Profil osadów cechsztynu z otworu wiertniczego Budziszewice IG 1 jest typowy dla centralnej części basenu cechsztyńskiego, charakteryzującej się silną subsydencją kompensowaną sedimentacją ewaporatów. Wiercenie zlokalizowano w południowej części tego basenu, na dalekim przedpolu ładu świętokrzyskiego (Dadlez i in., 1998).

Pod względem stratygraficznym profil cechsztynu jest prawie kompletny, z bardzo dużymi miąższościami poszczególnych jednostek litostratygraficznych. Niestety jego pełne rozpoznanie i przeprowadzenie dokładnego podziału stratygraficznego uniemożliwiają silne zaburzenia tektoniczne w tej części basenu cechsztyńskiego. W otworze rozpoznano dwa uskoki normalne, wytrącające z profilu górną część cyklotemu PZ1 i większą część PZ2, a także znaczną część soli młodszych (Na3). Zmienne i duże upady (do 85°) w obrębie PZ4 mogą wskazywać na możliwość istnienia przełańdowań w tej części profilu.

Cechsztyń 1 (PZ1). W profilu Budziszewice IG 1 rozpoznano dolną część cyklotemu PZ1. W jego najniższej części występuje łupek miedzionośny (T1) o miąższości 0,7 m. Kontakt z czerwonym spągowcem jest ostry, równy, silnie okruszczony pirytem. Brak jest zlepieńca podstawowego, a najwyższa część czerwonego spągowca jest odbarwiona przez transgredujące morze cechsztyńskie. Ponad łupkiem miedzionośnym występuje wapień cechsztyński (Ca1), rozpoznany fragmentarycznie w rdzeniu tylko w dolnej części. Jest to charakterystyczny kompleks mikrytowy, mający dość dużą miąższość (13,3 m) odbiegającą od typowych profili basenowych. Pod tym względem jest podobny do profilu Ca1 z otworu wiertniczego Studzianna IG 2.

Wyżej rozpoznano anhydryt dolny (A1d) o niedużej, typowej dla facji basenowej miąższości (42,5 m).

Ponad anhydrytem dolnym (A1d) występuje seria anhydrytowo-solna przyporządkowana stratygraficznie najstarszej soli kamiennej (Na1). Górna granica tej serii jest tektoniczna, uskokowa. Uskok wytrącił z profilu granicę cyklotemów PZ1/PZ2. Trudno powiedzieć, czy seria anhydrytowa na głęb. 4470,0–4482,0 m stanowi fragment anhydrytu górnego (A1g), czy też jest to przewarstwienie anhydrytowe w obrębie Na1. Ze względu na małą miąższość całej serii anhydrytowo-solnej (33,5 m), bardziej prawdopodobna jest druga wersja.

Cechsztyń 2 (PZ2). W profilu Budziszewice IG 1 znany jest jedynie najwyższy fragment tego cyklotemu, obejmujący stropową część starszej soli kamiennej (Na2), starszą sól potasową (K2) i anhydryt kryjący (A2r). Brak jest prawie całej soli starszej, która w tej części basenu mogła osiągnąć ponad 600 m miąższości. Uskok wytrącił również z profilu poziomy anhydrytu podstawowego (A2) i dolomitu głównego (Ca2).

Cechsztyń 3 (PZ3). Utwory tego cyklotemu są silnie zaburzone strefą nieciągłości tektonicznej na granicy Na3/A3. Młodsza sól kamienna (Na3) została prawie całkowicie wyprasowana na kontakcie z anhydrytem głównym (A3). W tej części basenu cechsztyńskiego powinna mieć ok. 300 m miąższości. Z powodu braku rdzenia nieznane jest wykształcenie szarego iltu solnego (T3) i dolomitu płytowego (Ca3). Zwiększone (w stosunku do typowych profili basenowych) miąższości tych poziomów sugerują duże upady.

Cechsztyń 4 (PZ4). W utworach cyklotemu PZ4 wyróżniono 4 subcyklotemy: PZ4a, PZ4b, PZ4c i PZ4d. Do kompletnej sekwencji stratygraficznej znanej z Pomorza Zachodniego (Wagner, 1994) brakuje subcyklotemu PZ4e.

Całkowicie pewne jest wyróżnienie subcyklotemu PZ4a, z charakterystycznymi poziomami litostratygraficznymi, łatwo rozpoznawalnymi na wykresach geofizyki wiertniczej. Pewne wątpliwości nasuwają się przy wyróżnieniu subcyklotemu PZ4b, a jeszcze większe przy subcyklotemach PZ4c i PZ4d. Podobnie jest w przypadku zastosowania formalnego podziału litostratygraficznego cyklotemu PZ4, opracowanego dla obszaru Pomorza Zachodniego (Wagner, 1994). Podział ten daje się tu generalnie zastosować. Istnienie formacji Gwdy i Parsęty jest bezdyskusyjne, natomiast w stosunku do formacji Korytnicy, Iny i Piławy można mieć pewne wątpliwości.

Zastrzeżenia te wynikają z dużej miąższości utworów cyklotemu PZ4 (621,0 m), dwukrotnie przekraczającej miąższości znane z Pomorza Zachodniego, oraz ze zmiennych i dużych upadów stwierdzonych na fragmentarycznych rdzeniach. W tej sytuacji trudno jest wykluczyć istnienie powtórzeń związanych z możliwymi przełańdowaniami tych utworów. Ponad subcyklotemem PZ4a brak w profilu charakterystycznych markerów litologicznych, pozwalających na jednoznacznie identyfikację wyższych subcyklotemów. Pozostaje tylko charakterystyczne następstwo poziomów litologicznych, które może być zawodne w przypadku zaburzeń tektonicznych.

Przedstawiona wersja stratygrafii cyklotemu PZ4 jest bardzo prawdopodobna, ale musi być opatrzona przedstawionymi wyżej zastrzeżeniami.

Stropowa seria terygeniczna (PZ4t) jest odpowiednikiem formacji rewalskiej na Pomorzu Zachodnim.

W profilu PZ4 występują bardzo duże miąższości iltów solnych (np. T4a – 185,0 m), nawet eliminując ich zdwojenie tektoniczne. Wynika to z położenia paleogeograficznego profilu Budziszewice IG 1 na przedpolu ładu świętokrzyskiego, który był w tym czasie największym dostarczycielem materiału terygenicznego do basenu ewaporatowego (Dadlez i in., 1998).

Grzegorz CZAPOWSKI

INTERPRETACJA LITOLOGICZNA I GENEZA UTWORÓW STROPOWYCH PERMU

G. Czapowski wykonał badania sedimentologiczne utworów stropowych permu, obejmujące interpretacje litologiczne interwałów rdzeniowych oraz genezy skał (fig. 10). Pewne rozbieżności w stosunku do opisu interwałów rdzeniowych w wersji R. Wagnera (ten tom) mogą wynikać z różnych okresów, w jakich dokonano profilowania oraz autorskich koncepcji interpretacyjnych.

**Opis rdzenia utworów permu
(wg interpretacji autorskiej G. Czapowskiego)**

Stropowa seria terygeniczna (PZt; wg Wagnera, 1994) występuje w interwale głęb. 3605,5–3674,0 m.

Głębokość w m	Opis litologiczny
3640,0–3643,0	0,5 m rdzenia: fragmenty anhydrytu beżowoszarego, bezteksturalnego, miejscami faliście smugowanego oraz okruchy brunatnego iłowca
Utory formacji Piławy (FP, subcyklotemy PZ4c–e; wg Wagnera, 1994) występują w interwale głęb. 3674,0–3759,0 m.	
3675,0–3679,0	2,00 m rdzenia: fragmenty soli kamiennej czerwonej, zubrowej, nieprzezroczystej, grubokrystalicznej, różnokrystalicznej (typ B), kryształy halitu spojone czerwonym iłem
3679,0–3706,0	brak rdzenia
3706,0–3710,0	3,77 m rdzenia, w tym: 0,60 m – łupek anhydrytyczny szarozielony 0,84 m – szarozielony anhydryt zailony, faliście i poziomo laminowany, z przejściem do iłowca anhydrytycznego 0,15 m – sól kamienna miodowobrunatna, nieprzezroczysta, równo- i różnokrystaliczna (typ AB), kryształy soli o średnicy 3–6 mm, maksymalnie do 15 mm), zailona, w środkowej części laminowana szarym iłem i anhydrytem, przewarstwienia anhydrytowe co 5–10 cm 0,13 m – iłowiec szarozielony, anhydrytyczny, poprzerastany solą kamienną jw. 0,37 m – sól kamienna jw. 0,62 m – iłowiec jw., w górnej partii 3 cm grubości wkładka soli kamiennej jw.

0,08 m – sól kamienna miodowobrunatna, nieprzezroczysta, różnokrystaliczna (typ B) z soczewkami (o średnicy do 3 cm) białej soli wielokrystalicznej wtórnej (typ D), przezroczystej; okruchy iłowca

0,30 m – iłowiec jw.

0,15 m – brak rdzenia

0,03 m – sól kamienna jw.

0,80 m – iłowiec jw., poziomo i faliście laminowany

3710,0–3716,0 5,66 m rdzenia, w tym:

0,95 m – iłowiec szarozielony, anhydrytyczny, z przejściem do anhydrytu, miejscami faliście laminowany, silnie spękany

2,95 m – iłowiec rdzawobrunatny, z domieszką rozproszonego anhydrytu, miejscami faliście laminowany, w dolnej części z pojedynczymi dużymi automorficznymi kryształami halitu (typ *displacive halite*)

0,10 m – iłowiec anhydrytyczny, faliście laminowany, spękany, z pojedynczymi automorficznymi kryształami halitu

0,35 m – iłowiec anhydrytyczny, w górnej części poziomo i faliście laminowany, w dolnej (strefa o grubości 10 cm) – z licznymi automorficznymi kryształami halitu (typ *displacive halite*)

0,20 m – sól kamienna szarocielista, grubokrystaliczna, różnokrystaliczna (typ B), w połowie – pakiet o grubości 1 cm gęsto laminowany anhydrytem

0,10 m – sól kamienna, silnie zailona, brunatna, nieprzezroczysta, gęsto laminowana anhydrytem (laminy i smugi w odstępach ok. 1 cm)

0,03 m – iłowiec szarozielony, anhydrytyczny, poprzerastany solą kamienną

0,20 m – sól kamienna cielista, półprzezroczysta, z rozproszonym iłem, różnokrystaliczna (typ B), soczewy soli wielokrystalicznej wtórnej (typ D), w połowie odcinka – smugi anhydrytu

0,08 m – iłowiec szarozielony, poprzerastany solą kamienną

0,10 m – sól kamienna miodowa, półprzezroczysta, z rozproszonym iłem, równo- i różnokrystaliczna (typ AB; kryształy soli o średnicy 3–6 mm)

0,60 m – iłowiec anhydrytyczny, różowawy, w stropie zielonkawy i poprzerastany solą wielokrystaliczną wtórną, poziomo laminowany

0,34 m – brak rdzenia

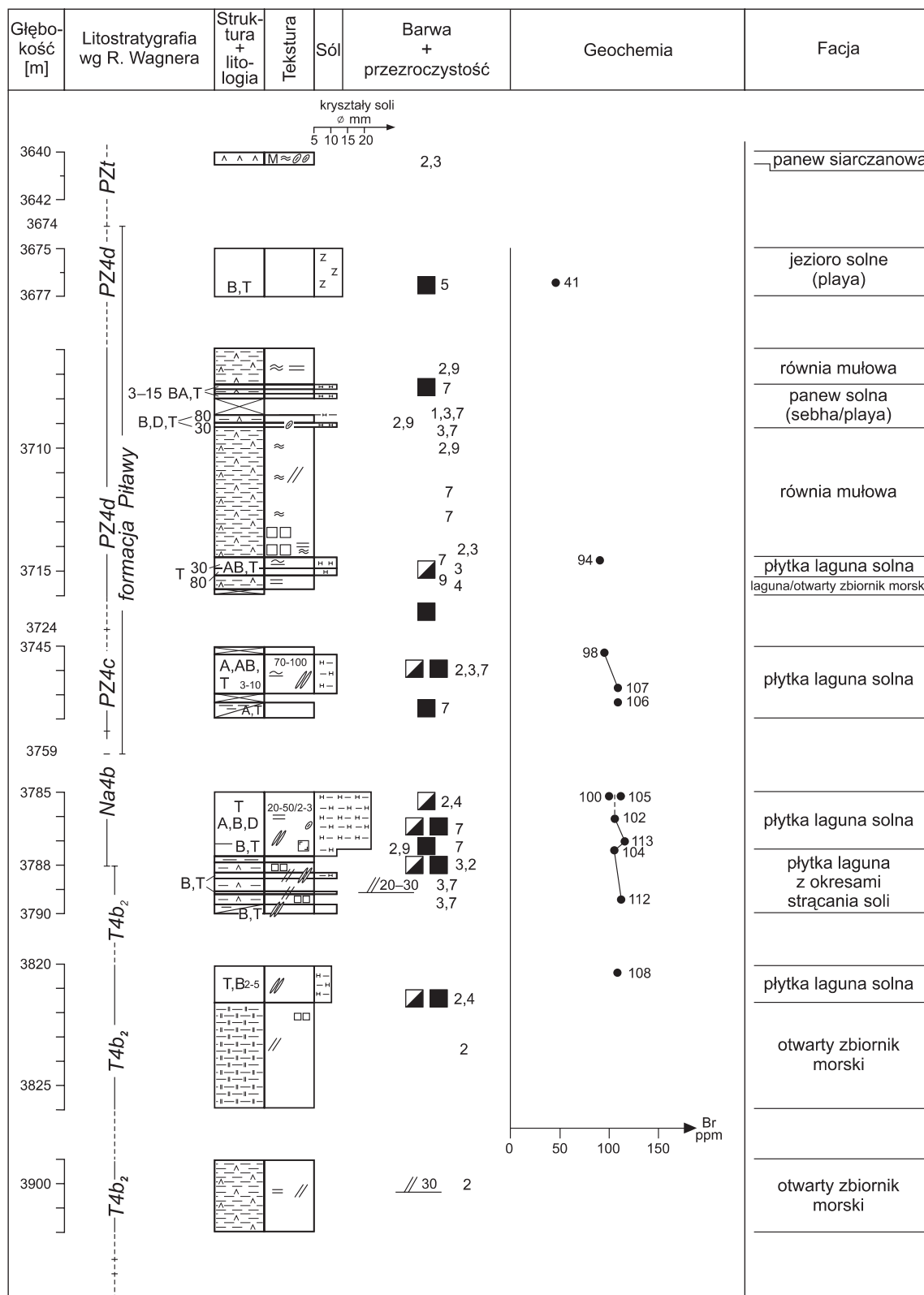
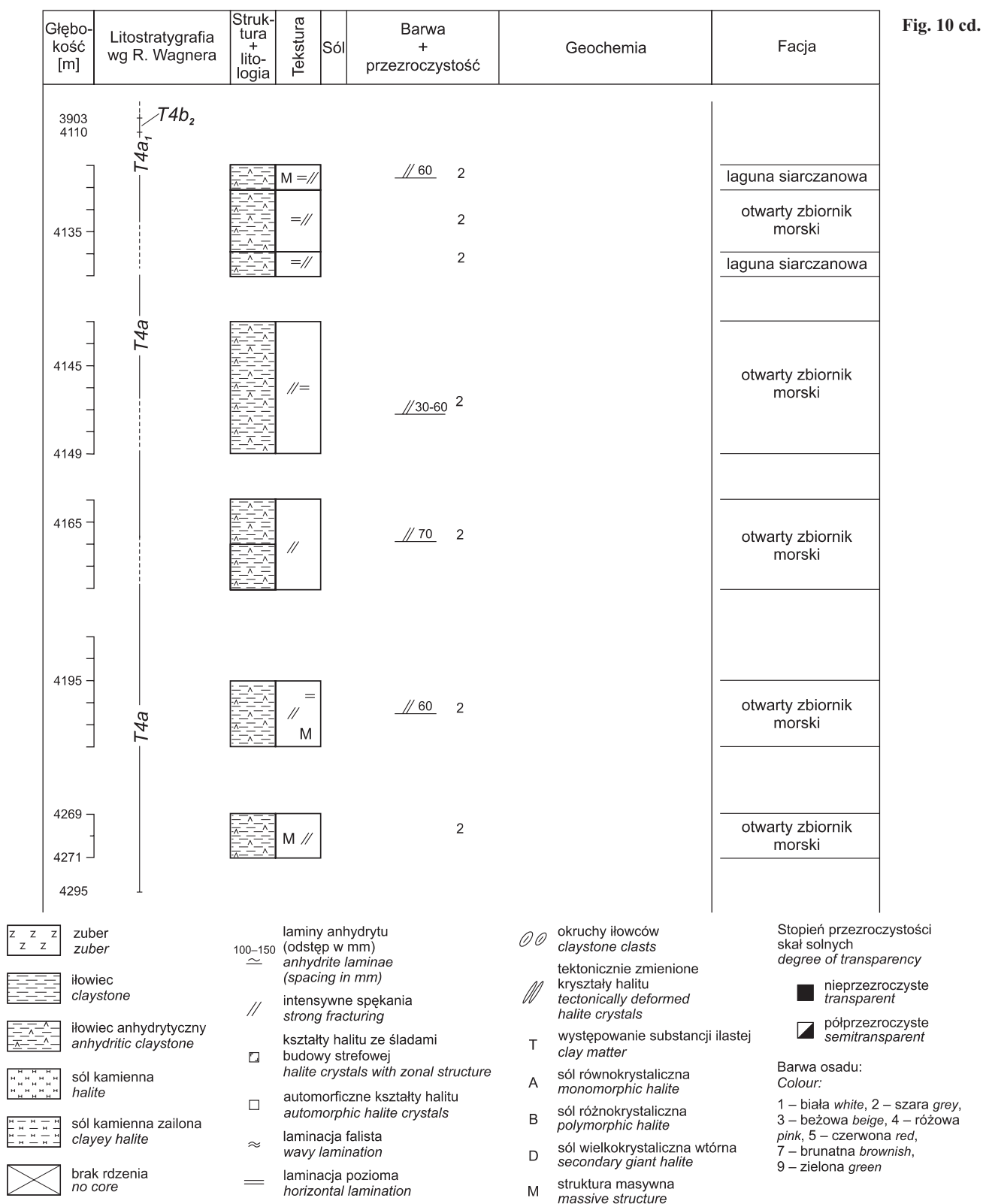


Fig. 10. Profil sedimentologiczny utworów stropowych permu



Sedimentological log of the top Permian succession

- 3716,0–3745,0 brak rdzenia
- 3745,0–3751,0 2,60 m rdzenia, w tym:
- 0,35 m – brak rdzenia
 - 1,65 m – sól kamienna szara i ciemnoszara, beżowa, miejscami brunatna, pół- i nieprzezroczysta, równo- (typ A, w formie soczew, kryształy soli o średnicy 2–3 mm) oraz równo- i różnokrystaliczna (typ AB; kryształy soli o średnicy 3–10 mm), lokalnie wydłużone (przebudowa tektoniczna) kryształy halitu; laminy siarczanowo-ilaste w odstępach: 5, 6, 7 i 10 cm
 - 0,40 m – brak rdzenia
 - 0,30 m – sól kamienna brunatna, nieprzezroczysta, grubokrystaliczna, równokrystaliczna (typ A; kryształy soli o średnicy 2–3 mm), z rozproszonym iłem
 - 0,30 m – rumosz szarego iłu z solą kamienną
- 3751,0–3785,0 brak rdzenia
- Następujące utwory **subcyklotemu PZ4b** (wg Wagnera, Peryta, 1997) występują w podanych interwałach głębokości: najmłodsza sól kamienna stropowa (Na4b₂) – 3759,0–3788,0 m; czerwony ił solny górny – część górna (T4b₂) – 3788,0–3903,0 m.
- 3785,0–3791,0 4,49 m rdzenia, w tym:
- 1,80 m – sól kamienna brunatna, w górnej części szara i różowawa (w formie rytmicznych przewarstwień: pakiety soli szarej o grubości 4–8 cm oraz pakiety soli różowawej o grubości 3,0–3,5 cm), pół- i nieprzezroczysta, grubokrystaliczna, równo- (typ A) i różnokrystaliczna (typ B; kryształy soli o średnicy 2–5 mm), wydłużone (przebudowa tektoniczna) kryształy halitu, lokalnie duże kryształy (średnica do 25 mm) soli wielokrystalicznej wtórnej (typ D); klasty (o średnicy do 20 mm) i inkluzje szarego iłu, ponadto przewarstwienia ilaste (grubość 2–3 mm) w odstępach 2–5 cm
 - 0,40 m – sól kamienna brunatna, grubokrystaliczna (kryształy soli o średnicy do 15 mm), nieprzezroczysta, w pojedynczych kryształach halitu ślady budowy strefowej (kryształy „chmurzaste”)
 - 0,04 m – iłowiec z solą kamienną
 - 0,16 m – sól kamienna beżowa i beżowoszara, pół- i nieprzezroczysta, grubokrystaliczna, równokrystaliczna (typ A, kryształy soli o średnicy 4–6 mm)
 - 0,12 m – iłowiec szarozielony z solą kamienną, różową i miodową
 - 0,13 m – sól kamienna jw.
 - 0,20 m – brak rdzenia
 - 0,04 m – sól kamienna jw.
- 0,14 m – iłowiec anhydrytyczny z solą kamienną
- 0,26 m – sól kamienna beżowa i brunatnawa, pół- i nieprzezroczysta, równokrystaliczna (typ A), strefy z wydłużonymi (przebudowa tektoniczna) kryształami halitu, smugi zielonkawego iłu, w spągu poprzerastana iłem
- 0,05 m – iłowiec z solą kamienną
- 0,05 m – sól kamienna beżowa, silnie tektonicznie przebudowana (wydłużone kryształy halitu, granice wkładki ostre, o charakterze tektonicznym); nachylenie granic 20–30°
- 0,45 m – iłowiec anhydrytyczny z solą kamienną
- 0,10 m – sól kamienna miodowa i brunatna, pół- i nieprzezroczysta, równokrystaliczna (typ A; kryształy soli o średnicy 3–4 mm), lokalnie wydłużone (przebudowa tektoniczna) kryształy halitu
- 0,30 m – iłowiec anhydrytyczny z solą kamienną
- 0,05 m – sól kamienna beżowa, różnokrystaliczna (typ B), silnie tektonicznie przebudowana (wydłużone kryształy halitu; granice wkładki ostre o charakterze tektonicznym)
- 0,40 m – iłowiec z solą kamienną
- 3791,0–3820,0 brak rdzenia
- 3820,0–3826,0 5,60 m rdzenia:
- 0,40 m – brak rdzenia
 - 1,40 m – sól kamienna różowa i szara, pół- i nieprzezroczysta, różnokrystaliczna (typ B, kryształy soli o średnicy 2–5 mm), częściowo tektonicznie przebudowana (wydłużone kryształy halitu), rozproszony ił; granice warstwy ostre o charakterze tektonicznym („zaklinowana” w ile)
 - 4,20 m – iłowiec ciemnoszary, lokalnie lekko dolomityczny, spękany tektonicznie z żyłkami wtórnej różowej soli kamiennej; pustki po automorficznych kryształach halitu
- 3826,0–3899,0 brak rdzenia
- 3899,0–3905,0 3,00 m rdzenia:
- iłowiec i łupek anhydrytyczny (fragmenty), poziomo laminowany, spękany tektonicznie, spękania wypełnione wtórną solą kamienną, nachylenie spękań do 30°
- 3905,0–4132,0 brak rdzenia
- Utwory **czerwonego iłu solnego dolnego** (T4a, subcyklotem PZ4a; wg Wagnera, Peryta, 1997) występują w interwale głęb. 4110,0–4295,0 m
- 4132,0–4137,0 4,10 m rdzenia, w tym:

1,10 m – anhydryt szary, zailony, bezteksturalny, ślady laminacji w części stropowej, spękany tektonicznie, nachylenie lamin i spękań do 60°

2,90 m – il anhydrytyczny, spękany tektonicznie, poziomo laminowany; spękania wypełnione wtórną solą kamienną

1,00 m – anhydryt szary, zailony, spękany, poziomo laminowany; spękania wypełnione wtórną solą kamienną

4137,0–4143,0 6,00 m rdzenia:

il anhydrytyczny z przejściem do anhydrytu zailonego, spękany tektonicznie, poziomo laminowany, spękania wypełnione wtórną solą kamienną, nachylenie lamin i spękań 30–60°

4143,0–4164,0 6,00 m rdzenia:

il anhydrytyczny z przejściem do anhydrytu zailonego jw.

4164,0–4168,0 4,00 m rdzenia:

il anhydrytyczny z przejściem do anhydrytu zailonego jw.; nachylenie spękań do 70°

4168,0–4193,0 brak rdzenia

4193,0–4199,0 5,00 m rdzenia, w tym:

1,40 m – il anhydrytyczny, poziomo laminowany, spękany tektonicznie; spękania wypełnione wtórnym siarczanem; nachylenie spękań do 60°

3,6 m – ciemnoszary il anhydrytyczny z przejściem do anhydrytu zasilonego (warstwy anhydrytu o grubości do 0,5 m), bezteksturalny, spękany tektonicznie

4199,0–4269,0 brak rdzenia

4269,0–4271,0 2,00 m rdzenia:

ciemnoszary il anhydrytyczny, bezteksturalny, spękany tektonicznie

Geneza badanych utworów

Perm, cechsztyń. Sprofilowane odcinki utworów czerwonego łu solnego dolnego (T4a), występujące na głęb. 4110,0–4295,0 m (fig. 10), reprezentują głównie fację otwartego zbiornika morskiego (bezteksturalne i poziomo laminowane iłowce, lokalnie z domieszką anhydrytu). Opisane w górnej części profilu dwie warstwy zailonego anhydrytu o podobnych teksturach są osadem laguny siarczanowej, powstałej w płytszych, marginalnych partiach zbiornika w momencie obniżenia poziomu jego wód i okresowej ewaporacji w mniej lub bardziej izolowanych basenach (lagunach i panwach ewaporatowych).

Podobny typ facji – osady otwartego zbiornika morskiego – reprezentuje dolna część sprofilowanych utworów czerwonego łu solnego górnego (T4b₂), występująca na głęb. 3821,5–3903,0 m. Pojawiające się w górnej partii profilu grubsze i cieńsze przewarstwienia soli kamiennej zailonej o zawartości bromu w granicach 108–112 ppm to osady płytkiej laguny solnej, która rozwinęła się w tym miejscu z chwilą wyraźnego spłylenia zbiornika. Momenty dopływu świeżej wody hamowały okresowo ewaporację i zamiast soli na dnie laguny osadzał się materiał ilasty, w którym z infiltrujących solanek powstawały automorficzne kryształy halitu.

Facja płytkiej laguny solnej stanowi główny typ sprofilowanych utworów zarówno najmłodszej soli kamiennej stropowej (Na4b₂, głęb. 3759,0–3788,0 m), jak i dolnej części profilu formacji Piławy (głęb. 3715,0–3759,0 m). Równo- i różnokrystaliczne hality, z pojedynczymi okruchami iłowca i kryształami halitu o śladowej budowie zonalnej, miejscami poziomo i faliście laminowane łem, cechuje średnia zawartość bromu typowa dla morskich solanek: 100–113 ppm. W górnych warstwach soli opisywanego odcinka profilu udział bromu nieco spada – do 94 ppm, sugerując pewne rozcieńczenie solanek, zapewne wodami opadowymi. Przewarstwienia ilaste stwierdzone wśród soli reprezentują pelityczne osady laguny, utworzone w okresach otwarcia szerokich połączeń z otwartym zbiornikiem.

Wyższa część opisanego profilu utworów formacji Piławy (głęb. 3706,0–3715,0 m) to głównie ilaste osady równi mułowej, poziomo i faliście laminowane, z automorficznymi kryształami halitu uformowanymi z infiltrujących solanek. Widoczne w górze odcinka cienkie przewarstwienia soli kamiennej zailonej, różnokrystalicznej, z soczewami soli wtórnej i pojedynczymi okruchami iłowca, to utwory panwi solnej rozwiniętej na obszarze nadmorskiej sebhyy bądź śródlądowego jeziora solnego typu playa. Zarejestrowana w stropie formacji Piławy (głęb. 3675,0–3677,0 m) 2 m warstwa czerwonych zubrów jest już niewątpliwie osadem jeziornym, gdyż cechuje je bardzo mały (41 ppm) udział bromu. Sukcesja facji w profilu utworów formacji Piławy w badanym otworze doskonale ilustruje stopniowe przejście od warunków morskich (laguna i laguna solna) przez środowisko wybrzeża (równia mułowa i panew solna sebhyy) do warunków kontynentalnych (jezioro solne typu playa).

Cała przebadana seria cechsztyńska jest wyraźnie tektonicznie zaangażowana, utwory są silnie spękane tektonicznie, zaś w obrębie warstw soli powszechne są strefy o silnie tektonicznie przebudowanych (wydłużonych) kryształach halitu.

Sprofilowany odcinek utworów stropowej serii terygenicznej (PZt), którego grubość w świetle danych geofizycznych jest szacowana na blisko 60 m (głęb. 3605,5–3674,0 m), reprezentuje osad panwi siarczanowej (anhydryt bezteksturalny i faliście laminowany, z klastami iłowca).

TRIAS

Anna SZYPERKO-TELLER, Anna BECKER

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA UTWORÓW TRIASU DOLNEGO

Utwory triasu dolnego w otworze Budziszewice IG 1 były rdzeniowane jedynie w 3%. Profil został odtworzony na podstawie analizy wykresów pomiarów karotażowych. W podziale litostratygraficznym przyjęto kryteria zastosowane do podziału pstrego piaskowca w południowej części niecki warszawskiej (Szyperko-Teller, 1983). W profilu wydzielono wszystkie trzy jednostki (podgrupy): pstry piaskowiec dolny, środkowy i górny. Dalszy szczegółowy podział litostratygraficzny opiera się na wynikach badań zebranych przez Szyperko-Teller (1997) oraz przedstawionych przez Kuletę i innych (1998).

Analiza palinologiczna próbek pobranych z utworów triasu dolnego, wykonana przez T. Orłowską-Zwolińską, umożliwiła określenie pozycji chronostratygraficznej pewnych partii profilu.

W trakcie sedymentacji utworów triasu dolnego obszar Budziszewice znajdował się w południowo-wschodniej części bruzdy środkowopolskiej, z czego można wnioskować, że profil ten jest stosunkowo kompletny.

Pstry piaskowiec dolny (głęb. 3247,5–3605,5 m). Profil dolnego pstrego piaskowca ma miąższość 358 m, tj. równorzędną maksymalnej miąższości tej jednostki. Profil Budziszewice IG 1 znajduje się w południowej strefie ówczesnego zbiornika sedymentacyjnego. Profil ten był rdzeniowany w 12%. Najniższą część profilu stanowi, charakterystyczny dla tej strefy, około 50-metrowy kompleks skał mułowcowo-iłowcowych (ciemne, brunatne, szare iłowce, iłowki i iłowce mułowcowe ze smugami i soczewkami wapienno-mułowcowymi) zaliczany przez Kuletę do kompleksu A₆N, czyli formacji z Opoczna (Kuleta i in., 1998; Kuleta, Zbroja, 2006). Środowiskiem sedymentacji tych osadów była prawdopodobnie laguna o obniżonym zasoleniu (Kuleta, Zbroja, 2006). Analiza mikroflorystyczna wykazała obecność zespołu miosoprowego *Lundbladispora obsoleta-Protohaploxypinus pantii* datującego wiek tego kompleksu na wczesny ind (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985).

Pozostałą, przeważającą miąższościowo (310,5 m), część pstrego piaskowca dolnego stanowią piaskowce z podrzędnymi wkładkami skał drobnoklastycznych, zaliczane do formacji piaskowcowej (Szyperko-Teller, 1997) lub do kompleksu B, czyli formacji z Zagnańska (Kuleta i in., 1998; Kuleta, Zbroja, 2006). Piaskowce stanowią tutaj ok. 70% profilu. W rdzeniach stwierdzono piaskowce drobnoklastyczne, miejscami mułowcowe, czerwone i różowe, niekiedy równoległe warstwowane, czasami z intraklastami brunatnych iłowców. Środowiskiem sedymentacji była równia aluwialna (Kuleta, Zbroja, 2006).

Pstry piaskowiec środkowy (głęb. 2515,0–3247,5 m). Profil pstrego piaskowca środkowego osiąga miąższość 732,5 m. Dolną część profilu o miąższości ok. 200 m stanowi

litologicznie niejednorodny kompleks złożony z naprzemianległych skał iłowcowo-mułowcowych i drobnoklastycznych piaskowców, różnobarwnych, miejscami wapienistych i niewyraźnie przekątnie warstwowanych. Udział piaskowców sięga 20% profilu. W stropowej części kompleksu stwierdzono zwęglone szczątki roślin, niewyraźne odciski małych małży oraz okruchy łusek ryb. Według Szyperko-Teller (mat. archiwalne) kompleks ten stanowi odpowiednik formacji pomorskiej. Kuleta (w: Kuleta i in., 1998; Kuleta, Zbroja, 2006) zalicza go do formacji z Goleniaw (kompleks D), deponowanej w zróżnicowanych środowiskach płytkomorskich. T. Orłowska-Zwolińska w tej części profilu stwierdziła występowanie zespołu miosporowego *Densoisporites neburgii*, powszechnie występującego na obszarze Polski w utworach formacji pomorskiej i jej wiekowych odpowiednikach, datujących osady jako olenek. Według Nawrockiego (1997) formacja pomorska była jednak deponowana w basenie polskim w późnym indzie i w najwcześniejszym oleneku.

Środkową część profilu (ok. 250 m) pstrego piaskowca środkowego stanowi kompleks mułowcowo-ilasto-marglisty z nielicznymi wkładkami piaskowców, zaliczany przez Kuletę do formacji ze Stachury (kompleks E), interpretowanej jako wynik sedymentacji w płytkiej, wysłodzonej lagunie (Kuleta i in., 1998; Kuleta, Zbroja, 2006).

Najwyższą część profilu, również o miąższości ok. 250 m, jest zbudowana z iłowców gruzłowych brunatnych, niewarstwowanych, deponowanych prawdopodobnie w dystalnej części równi aluwialnej. Według Kulety i in. (1998) oraz Kulety i Zbroi (2006) ta część profilu odpowiada kompleksowi F, czyli formacji z Samsonowa. Kuleta (Kuleta i in., 1998), w przeciwieństwie do Szyperko-Teller, koreluje z formacją pomorską zarówno najniższą, jak i środkową część profilu pstrego piaskowca. Formacja z Samsonowa według tej autorki może być korelowana z formacją ilastą centrum basenu (Szyperko-Teller, 1997). Ze względu na położenie otworu Budziszewice IG 1 bliżej centralnej strefy basenu przyjęto tu podział litostratygraficzny na formację pomorską i formację ilastą, zgodnie z korelacją zaproponowaną przez Kuletę.

Prawdopodobnie już środkowa część profilu, a na pewno jego najwyższa część, reprezentują olenek (Nawrocki, 1997; Kuleta, Zbroja, 2006).

Pstry piaskowiec górny (głęb. 2342,0–2515,0 m). Jego profil o miąższości 173 m reprezentuje typową węglanową litofację retu. Jedynie najniższy, około 40-metrowy kompleks określany jako „kompleks podewaporatowy”, stanowią w całości skały terygeniczne, piaskowcowe i iłowcowo-mułowcowe. Kompleks ten jest w większości profili wydzielany umownie jako pierwszy klastyczny osad transgredującego zbiornika retu. Kryterium jego oddzielenia od pstrego pia-

skowca środkowego stanowi pojawienie się w profilu skał grubiej klastycznych, piaskowcowych lub piaskowcowo-zlepińcowych. Szulc (w: Krzywiec, red., 2000; rozdz. Piotrków Trybunalski IG 1) oraz Becker (2005) proponują włączenie tego kompleksu do środkowego pstrego piaskowca.

Przeważającą miąższościowo część profilu tworzą skały węglanowe (dolomity i wapienie) z podrzędnymi wkładkami ilasto-marglistymi.

Irena GAJEWSKA, Anna BECKER

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA UTWORÓW TRIASU ŚRODKOWEGO I GÓRNEGO

Utwory wapienia muszlowego i kajpru w otworze Budziszewice IG 1 rdzeniowano fragmentarycznie. Z 720-metrowej sukcesji osadów pobrano zaledwie 5 rdzeni o rzeczywistej miąższości 15 m.

Profil wapienia muszlowego i kajpru odtworzono głównie na podstawie interpretacji wykresów geofizycznych i próbek okrucowych, jak również korelacji z innymi profilami tego regionu (m.in. z profilem otworu Piotrków Trybunalski IG 1). Precyzyjne wydzielenie poszczególnych ogniów kajpru jedynie na podstawie wykresów geofizycznych jest zwykle obciążone dużą niepewnością ze względu na ich stosunkowo monotonne wykształcenie litologiczne. Wykonana przez T. Marcinkiewicza analiza próbek na zawartość megaspor dała wynik negatywny, podobnie jak analiza mikrofaunistyczna dokonana przez O. Styk (poza jedną próbką). Pozytywne wyniki otrzymano z przeprowadzonych przez T. Orłowską-Zwolińską badań sporowo-pyłkowych.

Wapień muszlowy. Miąższość wapienia muszlowego w otworze Budziszewice IG 1 wynosi 245 m. W profilu wyróżniono wszystkie ogniwa wapienia muszlowego.

Wapień muszlowy dolny (głęb. 2202,5–2342,0 m; miąższość 139,5 m) charakteryzuje się zmiennym wykształceniem, co pozwala na wyróżnienie trzech kompleksów litologicznych, odpowiadających warstwom marglistym, falistym i piankowym obszaru monokliny przedsudeckiej (Gajewska, 1971). Ze względu na słabe rdzeniowanie nie dokonano szczegółowego podziału wapienia muszlowego dolnego na warstwy. Podano jedynie jego charakterystykę (zaczynając od dołu) zgodnie z korelacją z monokliną przedsudecką.

Warstwy margliste są zbudowane z margli ciemnoszarych i wapieni marglistych.

Warstwy faliste charakteryzują się stosunkowo monotonnym wykształceniem; przeważają wapienie margliste szare z nieregularnymi falistymi laminami i warstewkami ilowca i margla, z grubszymi ławicami wapieni ze szczątkami fauny. Miejscami wapienie margliste mają pokrój gruzłowy.

Warstwy piankowe są zbudowane głównie z wapieni beżowych, stosunkowo jednorodnych, często oolitowych i pseudo-oolitowych, niekiedy z przekrystalizowaną fauną. Wapienie te są rozdzielone różnej grubości ławicami wapieni marglistych, często falistych, szarych, laminowanych i warstwianych marglem. Na głęb. 2208,0 m Orłowska-Zwolińska

W próbkach z rdzenia z profilu retu Orłowska-Zwolińska stwierdziła obecność zespołu mikroflorystycznego *Voltzia-ceasporites heteromorpha*, występującego na obszarze Polski powszechnie w różnych litofacjach pstrego piaskowca górnego, a określającego wiek tych utworów jako olenek/anizyk (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985). Według Nawrockiego (1997) utwory pstrego piaskowca górnego były deponowane na obszarze basenu polskiego w całości w oleneku.

(ten tom) stwierdziła bardzo liczny mikroplankton (akritarchy i prazynofity) oraz zespół miospor wskazujące na wapień muszlowy.

Wapień muszlowy środkowy (głęb. 2154,0–2202,5 m; miąższość 48,5 m) jest wykształcony jako ilowce dolomityczne i dolomity margliste przelawiczone anhydrytem, który tworzy miejscami warstwy o miąższości do 1 m. Iłowce przechodzą w wapienie margliste lub margle, szczególnie w części przyspagowej.

Wapień muszlowy górny (głęb. 2117,5–2154,0 m; miąższość 36,5 m) jest wyraźnie dwudzielny i odpowiada warstwom glaukonitowym i ceratytowym z obszaru monokliny przedsudeckiej (Gajewska, 1971).

Warstwy glaukonitowe na ogół są wykształcone jako wapienie z podrzędnymi przewarstwieniami ilowców.

Warstwy ceratytowe są zbudowane z ilowców ciemnoszarych z wkładkami i ławicami wapieni szarych i beżowych, w stropie organogenicznych. Osady te wykazują nieznaczne zapiaszczenie, dość typowe dla tego rejonu.

Utwory wapienia muszlowego dolnego osadzały się w środowisku platformy węglanowej, która podczas sedymentacji środkowego wapienia muszlowego przekształciła się w hypersalinarną lagunę (Iwanow, 1998). Utwory wapienia muszlowego górnego osadzały się na platformie węglanowej w regresywnej fazie jej rozwoju (Iwanow, 1998; Kuleta i in., 1998). Kuleta (Kuleta i in., 1998) stwierdziła występowanie trzech cykli transgresywno-regresywnych w wapieniu muszlowym z profilu Budziszewice IG 1, odpowiadających wapieniowi muszlowemu dolnemu, środkowemu i górnemu.

Kajper. Dla osadów kajpru zastosowano wydzielenia li-tostratygraficzne kajpru zachodniej Polski (Gajewska, 1978).

Warstwy sulechowskie (głęb. 1984,0–2117,5 m; miąższość 133,5 m), należące do triasu środkowego (Orłowska-Zwolińska, 1985; Gajewska, 1988a), tworzy kompleks osadów piaszczysto-ilastych. W dolnej części przeważają piaskowce i mułowce szare, natomiast w górnej dominują utwory pstre z przewagą ilowców, z charakterystycznymi czerwonymi kongrecjami węglanowo-żelazistymi, rozproszonymi drobnymi nodulami węglanowymi oraz z cienkimi przerostami wapieni. Występuje w nich uwęglona sieczka roślinna oraz nieoznaczalne małże. Na głęb. 1989,5–1990,0 m stwierdzono zespół miospor charakterystyczny dla warstw sulechowskich

oraz liczne akritarchy z rodzaju *Micrhystridium* (Orłowska-Zwolińska, ten tom). Osady te powstawały w środowisku równi zalewowej (Iwanow, 1998) lub estuariów (Szulca w: Krzywiec, red., 2000; otwór Piotrków Trybunalski IG 1).

Warstwy gipsowe dolne (głęb. 1765,5–1984,0 m; miąższość 218,5 m), rozpoczynające profil triasu górnego (Orłowska-Zwolińska, 1985; Gajewska, 1988b), są wykształcone jako iłowce, na ogół dolomityczne, ciemnoszare, miejscami z licznymi warstewkami, gniazdami i wpryskami anhydrytu, z przewarstwieniami margli dolomitycznych. Z makrofauny występują łuski i zęby ryb oraz esterie (muszloraczki). Osady te reprezentują środowisko hypersalinarniej laguny (Iwanow, 1998). W ich górnej części, na głęb. 1800,0 m, znaleziono jedynie okazy *Ovalipollis ovalis* Krutzsch (Orłowska-Zwolińska, ten tom).

Piaskowiec trzcinowy (głęb. 1699,0–1765,5 m; miąższość 66,5 m) jest wykształcony głównie jako osady ilasto-mułowcowe z dużą ilością uwęglonych szczątków roślinnych, powstałe w środowisku fluwialnym (Iwanow, 1998).

Warstwy gipsowe górne (głęb. 1622,0–1699,0 m; miąższość 77,0 m) są przykryte niezgodnie przez utwory noryku. W profilu Budziszewice IG 1 zachowały się jedynie najniższe osady tego ogniwa, wykształcone jako iłowce i margle pstre, przechodzące miejscami w dolomity ilaste. Reprezentują one prawdopodobnie środowisko laguny o podwyższonym zasoleniu (Iwanow, 1998).

Według Nawrockiego i Szulca (2000) oraz Wagnera (2008) wapień muszlowy na obszarze obejmującym otwór Budziszewice IG 1 był deponowany od najpóźniejszego oleneku po ladin. Kajper dolny reprezentuje środkowy/późny ladin, zaś kajper górny – najpóźniejszy ladin po późny karnik.

Noryk. Osady noryku (*sensu* Deczkowski i Franczyk, 1988; dawny „retyk niższy”) (głęb. 1526,0–1622,0 m) w profilu Budziszewice IG 1 osiagają miąższość 96,0 m. Są wykształcone jako iłowce pstre, często o teksturze gruzłowej

z nielicznymi wkładkami piaskowców w ich górnej części (Franczyk, mat. arch.). Kompleks ten nie był w omawianym otworze rdzeniowany, a jego interpretacja opiera się głównie na interpretacji i korelacji krzywych karotażowych. Osady reprezentują prawdopodobnie warstwy jarkowskie i zbąszyneckie (Wagner, 2008). Norycki wiek osadów został zinterpretowany na podstawie korelacji litostratygraficznej z osadami tego wieku w innych częściach basenu polskiego (Deczkowski, Franczyk, 1988; Wagner, 2008).

Retyk. Osady retyku (*sensu* Deczkowski i Franczyk, 1988; dawny „retyk wyższy”) o miąższości 168 m różnią się od osadów noryku wyraźnie większym udziałem piaskowców. Dolna część kompleksu (do głęb. 1450 m) jest zbudowana z naprzemianległych kilkunastometrowych warstw piaskowców i iłowców oraz mułowców. W górnej części udział piaskowców spada, a osady są wykształcone jako iłowce z licznymi cienkimi wkładkami piaskowców, zwłaszcza w najwyższej części (Franczyk, mat. arch.). Ten bezrdzeniowo przewiercony kompleks można prawdopodobnie zaliczyć do warstw wielichowskich (Wagner, 2008). Ich retycki wiek został zinterpretowany na podstawie korelacji litostratygraficznej z osadami tego wieku w innych częściach basenu polskiego (Deczkowski, Franczyk, 1988; Wagner, 2008).

Orłowska-Zwolińska (ten tom) przeprowadziła analizę palinologiczną dwóch próbek pobranych z niższej części profilu retyku. Skład miesporowy wskazywałby na wczesnojurski wiek osadów. Materiał badawczy zostały jednak pobrane z próbek okrucowych i dlatego wyników przeprowadzonych analiz nie uznano za wiążące.

Osady noryku i retyku były deponowane prawdopodobnie głównie w środowisku fluwialnym (na równiach zalewowych), a w noryku być może również w brakicznej lagunie (Iwanow, 1998).

Teresa ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA

WYNIKI BADAŃ PALINOLOGICZNYCH UTWORÓW TRIASU

Badania mikroflorystycznych przeprowadzono dla próbek pobranych z głęb. 1440,0–1490,0 oraz 1666,0–2208,0 m.

Na głęb. 1440,0 m wyróżniono następujące gatunki:

- *Cyathidites minor* Couper
- *Cerebropollenites thiergartii* Schulz
- *Cerebropollenites macroverrucosus* (Thiergart) Schulz
- *Chasmatosporites apertus* Nilsson
- *Chasmatosporites rimatus* Nilsson
- *Classopollis torosus* (Reissinger) Couper
- cf. *Cupressacites subgranulatus* Rogalski
- *Gleicheniidites senonicus* Ross
- *Lycopodiumsporites* sp.
- *Lycopodiumsporites semimuris* Danze-Corsin et Lavetine

- *Lycospora* sp.
- *Monosulcites minimus* Cookson
- *Osmundacidites* sp. div.
- *Podocarpites* sp.
- *Pinuspollenites minimus* (Couper) Kemp
- *Podozamites clavatus* Bolchovitina
- cf. *Perinopollenites elatoides* Couper
- *Quadraeculina anellaeformis* Maliavkina
- *Sphagnumsporites* sp.
- cf. *Undulatisporites undulapollus* Brenner
- *Zebbrasporites interscriptus* Thiergart

Wymienione gatunki stanowią zespół miespor charakteryzujący ogólnie osady jury. Wśród wyróżnionych gatunków dwa, tzn. *Cupressacites subgranulatus* i *Undulatisporites un-*

dulapollus, wskazują na środkowoliasowy wiek próbki, jak można wnioskować na podstawie tabeli zasięgów miospor jurajskich w Polsce (Rogalska, 1976). Oba gatunki występują jednak nielicznie, a stan zachowania egzyn nie pozwala na ich oznaczenie w sposób pewny. Z powyższego wynika, że na podstawie przeprowadzonych badań można z pewnością wykluczyć późnotriasowy wiek próbki, a określić go jako wczesną jurę.

Na głęb. 1490,0 m wyróżniono mniej gatunków miospor. Wśród nich przeważa ilościowo gatunek *Eucommiidites troedsonii* Erdtmann, ponadto występują:

- *Cyathidites aperus* Nilsson
- *Chasmatosporites rimatus* Nilsson
- *Classopollis torosus* (Reissinger) Couper
- *Cycadopites* sp.
- *Lycopodiumsporites* sp.
- *Podozamites clavatus* Bolchovitina
- *Pinuspollenites minimus* (Couper) Kemp
- *Quadraeculina anellaeformis* Maliavkina

Wyróżniony zespół miospor wskazuje ogólnie na jurajski wiek próbki. Brak gatunków wskaźnikowych utrudnia bliższe sprecyzowanie wieku.

Ponieważ obie ekspertyzy dotyczą próbek okruchowych, zatem ich wyniki nie mogą być wiążące dla ustalenia wieku osadów z podanych głębokości. Interpretacja karotażowa wskazuje na triasowy wiek osadów, a próbki prawdopodobnie pochodzą z wyższej części profilu Budziszewice IG 1.

W próbce z głęb. 1800,0 m stwierdzono występowanie tylko jednego gatunku mikroflory – *Ovalipollis ovalis* Krutzsch. Zasięg tego gatunku w Polsce obejmuje od dolomitu granicznego, w którym stanowi duży procent spektrum, do jury dolnej, gdzie wygasa. Nie można więc bliżej sprecyzować wieku próbki na podstawie omawianych wyników.

W próbce z głęb. 1989,5 m wyróżniono gatunki:

- *Aratrisporites coryliseminis* Klaus
- *Aratrisporites fimbriatus* (Klaus) Playford et Dettmann
- *Aratrisporites granulatus* (Klaus) Playford et Dettmann
- *Aratrisporites scambratus* Klaus
- *Aratrisporites* sp.
- *Cyclotriletes granulatus* Mädlar
- *Calamospora* sp.
- *Brachysaccus neomundanus* (Leschik) Mädlar
- *Heliosaccus dimorphus* Mädlar
- *Leschikisporis aduncus* (Leschik) Potonie

- *Minutosaccus gracilis* (Scheuring) Orłowska-Zwolińska
- *Todisporites cinetus* (Maliavkina) Orłowska-Zwolińska
- *Succinctisporites grandior* Leschik *sensu* Mädlar

Na podstawie mikroflory znalezionej i oznaczonej na głęb. 1989,5 m można stwierdzić, że badana próbka reprezentuje osady kajpru dolnego.

W próbce z głęb. 1990,0 m wyróżniono gatunki :

- *Aratrisporites coryliseminis* Klaus
- *Aratrisporites granulatus* (Klaus) Playford et Dettmann
- *Aratrisporites fimbriatus* (Klaus) Playford et Dettmann
- *Aratrisporites* sp.
- *Anapiculatisporites telephorus* (Pautsch) Klaus
- *Angustisulcites klausii* Freudenthal
- *Brachysaccus* sp.
- *Corrugatisporites scanicus* Nilsson
- *Calamospora tener* Leschik
- *Monosulcites perforatus* Scheuring
- *Minutosaccus potonie* Mädlar
- *Protohaploxypinus* sp.
- *Succinctisporites grandior* Leschik *sensu* Mädlar
- *Todisporites cinetus* (Maliavkina) Orłowska-Zwolińska oraz liczne *Micrhystridium* z grupy Acritarcha.

Wymieniony zespół mikroflory charakteryzuje osady kajpru dolnego.

W próbce z głęb. 2208,0 m stwierdzono bardzo liczny udział okazów mikroplanktonu. Szczególnie licznie wystąpiły okazy z rodzajów *Veryhachium* i *Micrhystridium*. Ponadto stwierdzono okazy z rodzajów *Leiosphaeridia* i *Baltisphaeridium*. Wśród miospor oznaczono gatunki :

- *Aratrisporites tenuispinosus* Playford
- *Angustisulcites Klausii* Freudenthal
- *Klausipollenites* sp.
- *Microcachryidites doubingeri* Klaus
- *Microcachryidites fastidiosus* (Jansonius) Klaus
- *Perotrolites minor* (Mädlar Antonescu et Taugourdeau-Lanz)
- *Triadispora* sp.
- *Voltziaceasporites heteromorpha* Klaus

Na podstawie dużego udziału mikroplanktonu, a szczególnie rodzaju *Veryhachium*, przy współudziale wymienionych, charakterystycznych gatunków miospor, pozycję stratygraficzną próbki z głęb. 2208,0 m można określić jako wapień muszlowy dolny.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA UTWORÓW JURY DOLNEJ

Otwór Budziszewice IG 1 odwiercono na obszarze, na którym we wczesnej jurze znajdowała się osiowa część basenu sedimentacyjnego, w rejonie rawskiego odcinka wału kujawskiego, w południowo-wschodniej strefie występowania poduszki solnej o przebiegu NW–SE. Jura dolna w otworze została przewiercona bezrdzeniowo. Na podstawie analizy krzywych geofizycznych oraz próbek okruchowych głębokość występowania utworów dolnojurańskich określono na 693,0–1358,0 m. Stwierdzona miąższość osadów (665,0 m) wyraźnie odbiega od wartości obserwowanych w większości otworów wiertniczych usytuowanych w obrębie wału kujawskiego, w których grubość osadów jury dolnej zazwyczaj przekracza 1000 m. Takie wartości stwierdzono między innymi w położonym w kierunku północno-zachodnim otworze Zgierz IG 1 (1123,0 m). W kierunku południowo-wschodnim obserwowane są wartości nieznacznie tylko niższe (Studzianna 1 – 950,0 m; Studzianna IG 2 – 934,0 m). Analiza profilu jury dolnej w otworze Budziszewice IG 1 wskazuje, że zmniejszenie miąższości jest wynikiem przemieszczania się mas solnych w podłożu i podnoszenia się poduszki solnej we wczesnej jurze. Podobna sytuacja jest obserwowana w pobliskich otworach Zaosie 2 (698,0 m) i 3 (783,0 m) oraz Buków 1 (421,0 m) i 2 (427,5 m), położonych również w strefie tej poduszki solnej.

Największą redukcję miąższości obserwuje się w dolnym odcinku profilu, w obrębie utworów hetangu i synemuru. Postawienie na tym odcinku profilu granic pomiędzy formacjami, przy zupełnym braku materiału rdzeniowego, nastęrcza wiele trudności; stąd zostały one określone ze znacznym przybliżeniem. W profilu zastosowano schemat litostratygraficzny Pieńkowskiego (2004).

Najstarsze utwory reprezentują **formację zagajską** (głęb. ?1277,5–1358,0 m). W dolnym odcinku jest to 36 m kompleks piaskowcowy, a wyżej kompleks iłowcowo-mułowcowy z wkładkami piaskowców, o łącznej miąższości 44,5 m. Dolna granica formacji została postawiona w miejscu pojawienia się kompleksu piaskowcowego na miąższych utworach ilasto-mułowcowych zaliczanych do triasu.

Na głęb. 1277,5 m obserwuje się ostrą zmianę na krzywych geofizycznych, co może sugerować obecność powierzchni erozyjnej w tym miejscu profilu. Powyżej pojawiają się 10,5 m miąższości utwory piaskowcowe, które wydają się reprezentować **formację skłobską**. Brak materiału rdzeniowego uniemożliwia stwierdzenie, czy rzeczywiście są to piaskowce pochodzenia morskiego, charakterystyczne dla tej formacji (Pieńkowski, 2004).

Leżące wyżej utwory iłowcowo-mułowcowe z cienkimi wkładkami piaskowcowymi (głęb. ?1227,5–?1267,0 m) ozna-

no za reprezentujące **formację rudonośną**. Jej miąższość w profilu wynosi 39,5 m.

Na głęb. 1227,5 m ponownie obserwuje się wyraźne przesunięcie na krzywych geofizycznych, co również może sugerować występowanie powierzchni nieciągłości. Powyżej tej głębokości kilkakrotnie pojawiają się naprzemienne kompleksy skał piaskowcowych, mułowcowych i iłowcowych, w sumie tworzące profil o miąższości 105,5 m. Wydzielono je jako **formację ostrowiecką**. Wiek tych utworów może być potwierdzony pośrednio poprzez korelację z pobliskim otworem wiertniczym Buków 2, w którym w próbce pobranej z rdzenia na głęb. 1436,0 m T. Marcinkiewicz stwierdziła obecność megaspory *Horstisporites planatus* (Marcinkiewicz) Marcinkiewicz, charakterystycznej dla synemuru górnego-pliensbachu (bez jego najwyższej części). Kompleks skalny, z którego pochodzi ta megaspóra odpowiada najniższemu kompleksowi mułowcowemu formacji ostrowieckiej.

Profil jury dolnej obserwowany na głęb. 1049,0–1122,0 m charakteryzuje się dominacją skał iłowcowo-mułowcowych. Utwory te wydzielono jako **formację gielniowską**. Jej miąższość wynosząca 73,0 m jest już bardzo zbliżona do obserwowanej w otworach poza strefą występowania poduszki solnej, choć nadal nieco niższa. Sugeruje to, że we wczesnym pliensbachu wzrost wspomnianej poduszki był już nieznaczny.

Nadległa **formacja drzewicka** (głęb. 903,0–1049,0 m) jest wykształcona w postaci trzech kompleksów piaskowcowych przedzielonych dwoma kompleksami iłowcowo-mułowcowymi. Jej miąższość w otworze Budziszewice IG 1 wynosi 146,0 m.

Wyżej, na głęb. 850,0–903,0 m, wydzielono **formację ciechocińską**. W dolnym odcinku są to utwory iłowcowe o barwie szarozielonej, a wyżej tej samej barwy utwory mułowcowe z cienkimi wkładkami piaskowców.

Profil jury dolnej kończą utwory **formacji borucickiej** o miąższości 157,0 m. Na głęb. 753,0–850,0 m jest to kompleks piaskowcowy. Wyżej pojawiają się kilkumetrowej grubości kompleksy mułowcowo-iłowcowe. Górna granica tej formacji została postawiona na głęb. 693,0 m.

Porównywalne miąższości formacji drzewickiej, ciechocińskiej i borucickiej pomiędzy rejonem poduszki solnej Gałkówka (otwory Budziszewice IG 1, Buków 1, 2; Zaosie 1, 2, 3) a strefą osiową bruzdy kujawskiej (otwory Zgierz IG 1, Studzianna IG 2, Jeżów IG 1) oraz możliwość jednoznacznej korelacji poszczególnych kompleksów skalnych w ich obrębie wskazują na brak lub przynajmniej znaczne ograniczenie ruchu mas solnych w obrębie antykliny Justynowa (Gałkówka) w najwyższym pliensbachu i w toarku.

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ I GÓRNEJ

Jura środkowa

Profil jury środkowej w otworze wiertniczym Budziszewice IG 1 obejmuje utwory od aalenu po kelowej. Zostały one stwierdzone na głęb. 86,0–693,0 m. Leżą w ciągłości sedymentacyjnej na utworach najwyższej jury dolnej (formacja borucicka) i są przykryte 26,0 m kompleksem skał górnourajskich, reprezentowanych przez wapienie starszego oksfordu.

Jurę środkową, o miąższości 607,0 m, przewiercono prawie bezrdzeniowo; z całego profilu pobrano tylko jeden rdzeń o długości 6 m.

Aalen dolny wykazuje typowe wykształcenie litologiczne. Są to w zdecydowanej większości utwory piaskowcowe o miąższości 43,0 m. Uzyskana wartość jest zgodna z obserwacjami pochodzącymi z innych wierceń zlokalizowanych w obrębie południowej części wału kujawskiego (Ryll, 1971).

Wyżej występuje mięszki kompleks skał iłowcowo-mułowcowych reprezentujących aalen górny i bajos dolny. Dolny odcinek tego kompleksu tworzą czarne iłowce (głęb. 587,0–650,0 m) z wkładkami mułowców na głęb. 630,0–636,5 m. Ku górze iłowce zawierają coraz więcej frakcji mułowcowej (głęb. 564,0–587,0 m). Osady te zaliczono do **aalenu górnego**. Wiek tych utworów został udokumentowany na podstawie mikrofauny otwornicowej stwierdzonej przez O. Styk zarówno w materiale rdzeniowym, jak i w próbkach okrucowych. Występujące tu otwornice *Astacolus varians rectus* (Franke) i *Reinholdella dreheri* (Bartenstein) są diagnostyczne dla aalenu górnego i bajosu dolnego (Bielecka i in., 1980b). Opisany kompleks iłowcowy należy korelować z takimi samymi skałami z licznych otworów odwierconych w szczytowej części antykliny Justynowa, w których stwierdzono faunę amonitową datującą te utwory na aalen górny (Dayczak-Calikowska, 1976).

W profilu Budziszewice IG 1 granicę pomiędzy aaleniem górnym i bajosem dolnym postawiono na głęb. 564,0 m. Powyżej tej granicy obserwuje się coraz większą domieszkę materiału o grubszym ziarnie, wskazującą na początkowy etap spłykania się basenu. Punkt, w którym postawiono granicę, może być korelowany z maksimum transgresji, czyli powierzchnią maksymalnego zalewu. Ponieważ na krzywej eustatycznej (Haq i in., 1989) moment ten przypada na przełom aalenu i bajosu, dlatego przy braku bardziej precyzyjnych narzędzi stratygraficznych, punkt od którego jest obserwowany wzrost zapiaszczenia iłowców należy korelować z granicą aalen–bajos.

Miąższość aalenu górnego w otworze Budziszewice IG 1 wynosi 86,0 m, a więc jest mniejsza niż w innych otworach usytuowanych w osiowej strefie bruzdy kujawskiej (Zgierz IG 1, Jeżów IG 1). Jest ona natomiast wyższa niż obserwowane w szczytowych partiach antykliny Justynowa (Dayczak-Calikowska, 1976).

Nadległe utwory mułowcowe, ku górze przechodzące w mułowce piaszczyste i zakończone cienką warstwą piaskowca mułowcowego, wydzielono jako **bajos dolny** (głęb. 530,0–?564,0 m). Utwory te z dużym prawdopodobieństwem można korelować z podobnymi skałami w otworach wiertniczych rejonu Gałkówka (antykliny Justynowa), których wiek potwierdzają amonity z rodzajów *Witchelia* i *Sonninia* (Dayczak-Calikowska, 1976) oraz z północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, gdzie również stwierdzono amonity z rodzaju *Witchelia* (Ryll, 1970).

Wyżej na krzywej geofizycznej PG można wydzielić kompleks mułowcowy z wkładkami piaskowców, ku górze przechodzący w piaskowce i piaskowce mułowcowe z wkładkami mułowców (głęb. 426,5–530,0 m). Korelacja z wierceniami rejonu Gałkówka pozwala na dość precyzyjne datowanie tych utworów na początek **bajosu górnego** – poziomy amonitowe *subfurcatum–garantiana* (wg podziału Kopik, 1998). Taką precyzję datowania umożliwiają liczne amonity oznaczone z wierceń z tego obszaru (Dayczak-Calikowska, 1976; Ryll, 1971).

Powyżej utworów stropowego kompleksu piaskowcowego, w profilu otworu Budziszewice IG 1 obserwuje się wyraźną zmianę facji. Ponownie pojawia się kompleks iłowcowo-mułowcowy o znacznej grubości, sięgającej 115,5 m. Dolny odcinek (głęb. 391,5–426,5 m) jest zdominowany przez mułowce i mułowce piaszczyste. Wyżej występuje zwarty kompleks iłowcowy, ku górze przechodzący w mułowce (głęb. 309,0–391,5 m). Utwory te reprezentują poziom *arcis* oraz niższą część poziomu *parkinsoni*. Odpowiadają one wydzielanym we wcześniejszych pracach poziomom *subarictis* i *parkinsoni* (Ryll, 1970, 1971; Dayczak-Calikowska i in., 1997), których pozycja stratygraficzna została skorygowana przez Kopika (1998). Mikrofauna otwornicowa uzyskana z próbek okrucowych z głęb. 435 i 395 m potwierdza wiek iłowców na bajos górny. Wskaźnikowe jest tu współwystępowanie otwornicy *Ammodiscus orbis* Lalicker, której zasięg występowania kończy się w bajosie górnym, oraz małżoraczków *Parariscus octoporalis* Błaszyk i *Cytheropteron tenuis* Błaszyk, które pojawiają się dopiero w bajosie górnym (Bielecka i in., 1980a, b).

Wyżej występuje znacznej miąższości kompleks piaskowcowy (głęb. 217,5–309,0 m) z kilkumetrową wkładką mułowców na głęb. 295,0–301,5 m. W obrębie tego kompleksu, na głęb. 238,0 m, postawiono granicę pomiędzy bajosem górnym i batonem dolnym. W starszych publikacjach opisany kompleks piaskowcowy był wydzielany jako najwyższy poziom kujawu środkowego – poziom *schloenbachi*. Kopik (1998) w swojej propozycji podziału biostratygraficznego jury środkowej uznał ten poziom za odpowiednik najstarszej części batonu dolnego. Jednak przeprowadzone w ostatnich latach prace biostratygraficzne (Barski, 2000, 2007) i sedy-

mentologiczne (Feldman-Olszewska, 2005, 2007) na Kujawach udokumentowały, że znaczna część omawianego kompleksu reprezentuje jeszcze najwyższy bajos, a więc poziom *parkinsoni*, a jedynie jego najwyższy odcinek należy zaliczyć już do batonu dolnego.

Utwory **batonu dolnego** mają w otworze Budziszewice miąższość 88,0 m. Jak już wspomniano, dolny odcinek o miąższości 10,5 m tworzą piaskowce. Wyżej, na głęb. 217,5 m, następuje drastyczna zmiana facji – pojawiają się czarne iłowce, które od głęb. 195,0 m przechodzą stopniowo w mułowce. Na głęb. 183,5 m następuje powrót do utworów iłowcowych, które ponownie stopniowo przechodzą ku górze w mułowce. Wiek całego kompleksu drobnoziarnistego na podstawie korelacji z otworami Zgierz IG 1 i Jeżów IG 1 określono na baton dolny.

Profil jury środkowej w otworze Budziszewice IG 1 kończą skały piaskowcowe **batonu środkowego i górnego** (głęb. 103,0–150,0 m) oraz piaskowcowo-dolomityczne **keloweju** (głęb. 86,0–103,0 m).

Krzysztof LESZCZYŃSKI

CZWARTORZĘD

W profilu Budziszewice IG 1 na osadach oksfordu dolnego–środkowego leży 60,0 m miąższości seria utworów czwartorzędowych. Luka stratygraficzna obejmuje tu zatem część jury górnej, całą kredę oraz paleogen i neogen, tj. ok. 155 milionów lat. Interpretacje paleogeograficzne i regionalne pokazują, że na tym obszarze basenu polskiego zachodziła ciągła sedimentacja w okresie od środkowej jury po późną kredę (Dadlez i in., 1998), doprowadzając do osadzenia się znacznej miąższości osadów tego wieku (być może sięgających 2 km). Osady te zostały następnie usunięte wskutek procesów inwersji tektonicznej osiowej strefy bruzdy śródpolskiej zachodzących po kredzie, a być może również już w późnej kredzie. Pewną rolę odgrywała tu także dynamika zjawisk halokine-

Otwór Budziszewice IG 1 usytuowano w południowo-wschodniej strefie występowania poduszki solnej. Analiza miąższości poszczególnych jednostek stratygraficznych, w porównaniu z innymi otworami wiertniczymi południowej części wału kujawskiego, wykazała ich nieco obniżone wartości w stosunku do osiowej strefy basenu środkowojurajskiego (Zgierz IG 1, Kutno 1). Są to natomiast wartości większe niż obserwowane w szczytowej części antykliny Justynowa (otwory rejonu Gałkówka). Wskazuje to na synsedymacyjny wzrost poduszki solnej w środkowej jurze, choć nie tak intensywne jak we wczesnej jurze.

Jura górna

Na głęb. 60,0–86,0 m występuje 26-metrowy kompleks wapieni, wiekowo reprezentujący **oksford dolny** i prawdopodobnie dolną część **oksfordu środkowego**. Pozostała część osadów jury górnej została erozyjnie usunięta na przełomie kredy i paleogenu podczas inwersji bruzdy śródpolskiej.

tycznych i halotektonicznych (otwór wiertniczy jest położony na skraju poduszki solnej).

W omawianym profilu osady czwartorzędowe są reprezentowane przez gliny lodowcowe (25,0 m) przykryte seria piasków (35,0 m). Ponieważ utwory kenozoiku nie leżały w strefie zainteresowań geologicznych projektu badań otworu Budziszewice IG 1, dlatego też szczegółowego rozpozniowania serii czwartorzędowej nie przeprowadzono. Nie jest zatem udokumentowane, jakie zlodowacenie/zlodowacenia reprezentują gliny zwałowe i jaka jest geneza wyżej leżących piasków. Z rozpoznania regionalnego osadów plejstocenu (Marks i in., 2006) można przypuszczać, że są to utwory zlodowaceń śródkowopolskich (piaski mogą reprezentować osady sandrowe).