

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, PALEO GEOGRAFICZNYCH, FAUNISTYCZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH I FIZYCZNO-CHEMICZNYCH (W TYM PETROFIZYCZNYCH)

W niniejszym rozdziale wykorzystano materiały zamieszczone w dokumentacji otworu (Sokołowski, 1977), zaktualizowane i uzupełnione przez autorów o wyniki no-

wych badań oraz inne dostępne informacje w przedmiotowym zakresie.

KARBON

Maria I. WAKSMUNDZKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Wprowadzenie

Utwory karbonu w profilu otworu Września IG 1 wchodzi w skład platformy paleozoicznej, należącej do zewnętrznej części orogenu waryscyjskiego, tzw. eksternidów morawsko-śląskich i wielkopolskich (Mazur i in., 2020). Budowa geologiczna karbonu i jego podłoża z rejonu otworu Września IG 1, wcześniej słabo rozpoznana, została zilustrowana na podstawie reinterpretacji pomiarów geofizycznych (grawimetrycznych, magnetycznych, sejsmicznych, magnetotelurycznych) wykonanej przez Dziewińską i in. (2020). Wyniki te wskazują, że otwór jest położony w obrębie basenu poznańskiego, gdzie utwory paleozoiku, ediakaru i prekambriu występują na większych głębokościach, w stosunku do znajdujących się dalej ku zachodowi, południowemu zachodowi i południu, struktur wyniesionych – elewacji Wolsztyna i Pogorzeli. Strop utworów karbonu występuje na głębokości ok. 2300 m w sąsiedztwie elewacji Wolsztyna i sukcesywnie zagłębia się ku północnemu wschodowi, aby osiągnąć 4889,5 m w profilu Września IG 1, a następnie ponad 5000 m kilkadziesiąt km dalej. Spąg karbonu nie został tu osiągnięty wiertniczo, ale przypuszczalną głębokość jego zalegania w sąsiedztwie otworu, można oszacować na ok. 6000–6600 m. W odległości kilkunastu km ku południowemu zachodowi Dziewińska i in. (2020) zinterpretowali obecność odwróconego uskoku Poznań–Kalisz, który jest zakorzeniony w utworach kambriu, kontynuuje się przez kolejne systemy i wygasa w jurze, oraz drugiego uskoku położonego kilka km ku północnemu wschodowi, którego obecność

potwierdza także nowa analiza danych sejsmicznych (Kijewska, ten tom). Według interpretacji tej autorki w obrębie utworów karbonu nie są widoczne ciągle deformacje, a horyzonty sejsmiczne układają się zgodnie z wyżejległymi warstwami. Analiza sejsmiki 3D, wykonana przez Kwołka (2000, 2004) w rejonie położonym ok. 30–40 km ku południowemu zachodowi wskazuje, że w obrębie utworów karbonu przypuszczalnie występują zarówno uskoki normalne, jak i odwrócone, które sięgają co najwyżej do utworów cechsztynu. W nadkładzie karbonu występują mięszsze utwory permu i mezozoiku, budującego południowo-zachodnią część segmentu mogileńsko-łódzkiego, a także kenozoiku.

W otworze Września IG 1 utwory karbonu nawiercono na głębokości 4889,5–5904,2 m, nie osiągając ich spągu. Nawiercono niecałkowitą miąższość pozorną wynoszącą 1014,7 m, która jest zawyżona ze względu na upad strukturalny. Interpretacja wykonana przez Dziewińską i in. (2020) wskazuje, że rzeczywista miąższość karbonu w rejonie otworu może wynosić ok. 1500 m.

Bio- i chronostratygrafia

W dokumentacji wynikowej otworu Września IG 1, w skróconym profilu stratygraficznym zestawionym przez Sokołowskiego (1977) oraz karcie otworu podano, że na głębokości 4889,5–4930,0 m występuje namur dolny lub wizen górny, a na głębokości 4930,0–5904,2 m – wizen górny. Natomiast w szczegółowym profilu litologiczno-

-stratygraficznym opracowanym przez Żelichowskiego (1977), wiek utworów karbonu określono na namur ?dolny-wizen górny. W dokumentacji wynikowej otworu nie zamieszczono wyników badań stratygraficznych, potwierdzających ww. wiek, mimo wzmiankowania w profilu miejscami licznych goniatyfów. W czasie profilowania rdzeni wiertniczych, obecności goniatyfów jednak nie stwierdzono, a informacje o nich w opisie profilu opierają się o dane archiwalne. Na dzień dzisiejszy wydaje się, że opracowanie tej fauny nie powstało ani w formie archiwalnej, ani publikowanej. Tak więc stratygrafię tę można uznać za wyznaczoną arbitralnie.

Pierwsze badania palinologiczne wykonane w tym profilu, jedynie wzmiankowane przez Górecką i Parkę (1980), wskazują na obecność utworów najwyższego namuru lub niższego westfalu na głębokości 5024,8–5039,5 m. Wyniki kolejnych badań palinologicznych, opublikowane przez Parkę i Ślusarczyka (1988), dokumentują na głębokości 5139,0–5791,0 m wizen górny-namur, na głębokości 5035,0 m westfal A oraz na głębokości 4897,0 m utwory nie starsze niż westfal A górny. Następną wzmiankę dotyczącą wieku utworów karbonu w profilu Września IG 1, wskazującą na występowanie wizenego górnego, opublikował Żelichowski (1995), powołując się na obecność fauny morskiej dokumentującej poziom *Goniatites granosus*, wraz z oznaczonym gatunkiem *Nomismoceras* sp.

Wyniki kompleksowych badań palinologicznych wykonanych w licznych profilach karbonu występującego w Wielkopolsce, w podłożu monokliny przedsudeckiej, wraz z otworem Września IG 1 opublikowała Górecka-Nowak (2008). Ze względu na duże głębokości pogrzebienia, spotykany w utworów karbonu materiał sporowy jest mocno przeobrażony termicznie i trudny do identyfikacji. Wymieniona wyżej autorka wykonała zgeneralizowane oznaczenia, w interwale rdzeniowym z głębokości 4922,5–5187,3 m, które wykazały obecność gatunków o znaczeniu stratygraficznym, tj.: *Crassispora kosankei*, *Punctatosporites granifer*, *Torispora securis*, *Thymospora pseudothiesse-nii*, *Florinites pumicosus*, *F. mediapudens*, wskazujących na wiek nie starszy niż westfal D (astur), czyli mogą odpowiadać westfalowi D-?stefanowi. Opisała też redeponowane gatunki z późnego wizenego i serpuchowu, tj.: *Acanthotriletes baculatus*, *Cingulizonates bialatus*, *Kraeuselisporites echinatus*, *Leiotriletes tumidus*, *Microreticulatisporites concavus*, *Retialetes radforthii*, *Rotaspora knoxi*, *Schulzospora* spp., *Spinozonotriletes uncatus*, *Stenozonotriletes coronatus*, *Triquitrites comptus*, współwystępujące z ww. młodszymi sporami.

Omówione powyżej wyniki badań nad stratygrafią utworów karbonu, w profilu otworu Września IG 1 odnoszą się do jego poszczególnych fragmentów i wykazują rozbieżności. W szczególności dotyczy to porównania wyników palinostratygrafii i biostratygrafii, opierającej się na goniatyfach. Przyjęta na potrzeby tego tomu stratygrafia karbonu, jest kompilacją ww. wyników, gdyż wykonanie nowych badań wykraczało poza ramy tego opracowania. Przyjęto tu więc na głębokości 4889,5–5187,3 m występowanie westfalu D-?stefanu (miąższość 297,8 m), a poniżej

na głębokości 5187,3–5904,2 m – wizenego górnego-namuru (miąższość niecałkowita 716,9 m). Należy mieć świadomość, że nie możliwe było tu wyznaczenie granic pięter podziału zachodnioeuropejskiego, pięter globalnych, czy też stwierdzenie obecności i rozpiętości ewentualnej luki stratygraficznej między namurem i westfalem D. Skonstruowanie szczegółowego podziału stratygraficznego karbonu w profilu otworu Września IG 1 wymaga prowadzenia dalszych badań biostratygraficznych, w tym palinologicznych i faunistycznych, oraz zintegrowania ich z wynikami badań sedimentologicznych i tektonicznych.

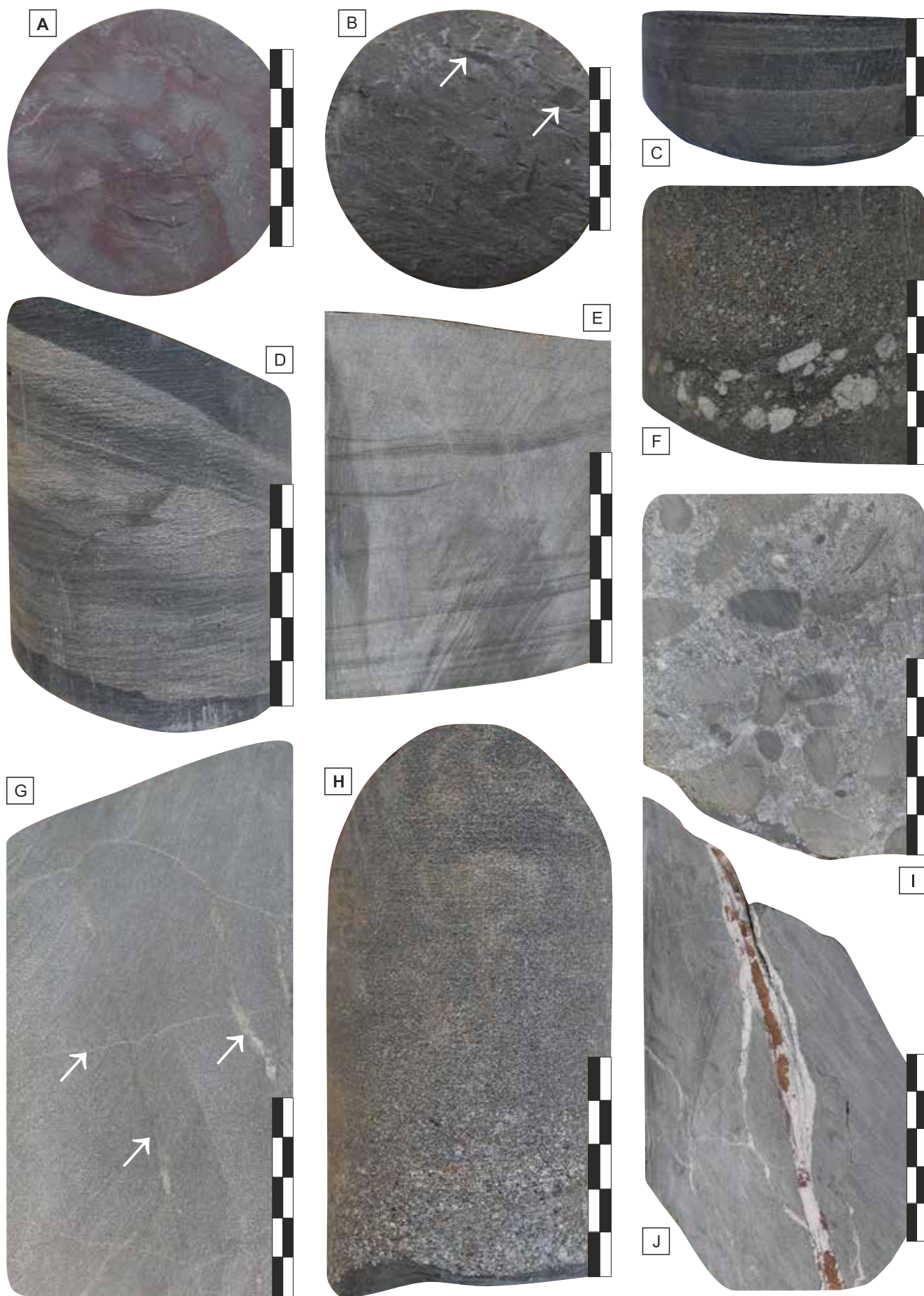
Litologia

Charakterystykę litologii utworów karbonu opracowano na podstawie opisu makroskopowego rdzeni wiertniczych i analizy litofacjalnej (Waksmundzka, Becker, 2016), uzupełnionych danymi z dokumentacji wynikowej (Żelichowski, 1977). Litologia odcinków profilu przewierconych bezrdzeniowo została zinterpretowana do głębokości 5347,5 m, do której dostępne są pomiary geofizyki otworowej, przez Romana (2016a, b) przy zastosowaniu programu Techlog. Poniżej tej głębokości, podstawą danych o litologii interwałów bezrdzeniowych, był procentowy udział iłowców, mułowców i piaskowców określony w próbkach okruchowych w profilu geologiczno-technicznym w dokumentacji wynikowej otworu.

Rdzeniowanie przeprowadzono w odcinkach o długości wynoszącej 4,1–19,5 m. W sumie przerdzeniowano 418,2 m profilu, przy zmiennym uzysku rdzenia wynoszącym zwykle 90–100%. Nawiercony profil karbonu przerdzeniowano w ok. 40% jego miąższości. Najdłuższy odcinek rdzeniowany o długości 316,8 m uzyskano od stropu do głębokości 5206,3 m, poniżej której rdzeniowano fragmentarycznie z interwałami nierdzeniowanymi o długości ok. 47–127 m.

W profilu karbonu występują w zmiennych proporcjach, wzajemnie przeławicające się iłowce, mułowce, mułowce piaszczyste, piaskowce, piaskowce żwirowe i zlepnie. Pomiędzy ww. ławicami występują też brekcje, których geneza nie jest sedimentacyjna, tylko dużo późniejsza, związana z deformacjami tektonicznymi, dlatego scharakteryzowano je w następnym podrozdziale. Najbardziej typowe wydzielenia litologiczne przedstawiono na figurze 4A–J.

W profilu karbonu miąższościowo dominują mułowce, mułowce piaszczyste oraz piaskowce. Mułowce i mułowce piaszczyste występują w warstwach o miąższości 0,1–14,3 m, zwykle nie przekraczającej kilku metrów. W najwyższej części profilu (do głęb. ok. 4922,5 m) są ciemnoczerwone pstre, a w niższej szaro-ciemnoczerwone, szarozielone, beżowe, szare, ciemnoszare, czarne lub czarnoszare. Mułowce mogą być masywne, laminowane poziomo (fig. 4C), soczewkowo, faliście, riplemarkowo, a mułowce piaszczyste laminowane faliście (fig. 4D) lub uziarnione frakcjonalnie malejąco. W kilku warstwach mułowców występują pojedyncze laminy jasnozielonych iłowców tufitowych. Czasami jest spotykany detrytus zwęglonej flory



lub jej większe fragmenty – pnie kalamitów. Rzadko występują goniatyty lub ich okruchy. Mułowce mogą być zaburzone przez niestateczne warstwowania gęstościowe – pogąrzy, fałdki, płyty piaszczyste, żyłki klastyczne. Sporadycznie spotykane są zlustrowania kompacyjne.

W karbonie często występują piaskowce typu szarogłazowego, drobno-, średnio- i gruboziarniste, a czasami piaskowce mułowcowe lub żwirowe, w warstwach o miąższości 0,1–5,7 m. Często spotykane jest w ławicach drobienie ziarna ku górze, co manifestuje się poprzez płynne przejście piaskowców gruboziarnistych w średnio- lub drobnoziarniste. W najwyższej części profilu (do głębokości ok. 4913,3 m) barwa piaskowców jest ciemnoczerwona, a w niższej może być szaro-ciemnoczerwona, szara, ciemnoszara, ciemnoszaro-brązowa lub czarna. Najczęściej piaskowce są masywne (fig. 4E, G), warstwowane poziomo (fig. 4E) oraz frakcjonalnie malejąco (fig. 4H). Czasami w piaskowcach drobnoziarnistych występują warstwowania przekątne planarne i małokątowe, jak również laminacje riplemarkowe, smużyste i faliste (fig. 4E). Rzadko występują zaburzenia związane ze strukturami ucieczkowymi wody oraz niestatecznymi warstwowaniami gęstościowymi. W spągach nielicznych ławic występują powierzchnie erozyjne podkreślone klastami iłowcowymi, syderytowymi i żwirem kwarcowym (fig. 4F). Klasty iłowcowe, mułowcowe, węgliste oraz żwir kwarcowy, skaleniowy, piaskowcowy i ciemnych skał krzemionkowych, mogą występować w obrębie piaskowców rozmieszczone bezładnie. Zaobserwowano także nieliczne konkretacje hematytowe i pirytowe, jak również hematytyzację w wyższej części profilu, z którą jest związana ciemnoczerwona barwa skał. W niektórych piaskowcach jest spotykany detrytus węglonej flory, jej większe fragmenty lub smugi węgliste. Bardzo rzadko występują goniatyty lub okruchy nieoznaczalnej fauny.

W spągach nielicznych ławic piaskowcowych występują małej miąższości (zwykle 0,1–0,2 m; maksymalnie 1,1 m) zlepniecie masywne (fig. 4I) lub warstwowane frakcjonalnie malejąco, rzadko poziomo, które płynnie przechodzą ku górze w piaskowce drobno-, średnio- lub gruboziarniste. Barwa skał jest szara, szaroczerwona lub ciemnoszara.

W spągach zlepnieńców czasami występują powierzchnie erozyjne podkreślone klastami iłowcowymi, mułowcowymi i żwirem kwarcowym. W jednym przypadku zaobserwowano zlepniecie złożony z klastów iłowcowych.

Rzadziej w profilu są spotykane iłowce, w warstwach o miąższości 0,1–3,6 m, masywne lub laminowane poziomo. Od stropu karbonu do głęb. 4928,8 m mają one barwę ciemnoczerwoną pstrą (fig. 4A) lub ciemnoczerwoną, a poniżej mogą być szaro-ciemnoczerwone, szarozielone, szarobieżowe, szare, ciemnoszare lub czarne. W obrębie niektórych iłowców spotykany jest detrytus węglonej flory (fig. 4B), a czasami jej większe fragmenty (przypuszczalnie pnie). Dość rzadko występują goniatyty lub ich okruchy, a sporadycznie małże *Posidoniella* sp. W pojedynczych przypadkach zaobserwowano na powierzchniach lamin hieroglify prądowe. Niektóre iłowce są zaburzone niestatecznymi warstwowaniami gęstościowymi, gdyż występują w nich pogąrzy i konwolucje. W kilku ławicach iłowców, zawierających detrytus węglonej flory, występują też zlustrowania kompacyjne (w szczególności w obrębie rdzeni pobranych z głęb. 4978,80–4993,50). Obecność tych struktur jest typowa dla karbońskich paleogleb, tzw. gleb stigmariovych, opisywanych z węglonośnych utworów na Lubelszczyźnie i Górnym Śląsku. W opisywanym profilu struktury te mogą też wskazywać na występowanie kilku horyzontów paleoglebowych, jednakże potwierdzenie tej hipotezy i płynących z niej wniosków paleośrodowiskowych, wymaga podjęcia nowych badań sedymentologicznych i geochemicznych

Deformacje i struktury tektoniczne

Utworki karbonu w profilu otworu Września IG 1 są mocno zaburzone tektonicznie. Charakterystykę deformacji i struktur tektonicznych wykonano głównie na podstawie opisu archiwalnego wykonanego przez Żelichowskiego (1977). Upad tektoniczny warstw wynosi 0–60°, najczęściej spotykane są wartości 20–30°. W iłowcach i mułowcach występuje łupliwość (złupkowacenie kliważowe), przebiegające skośnie do laminacji, którego powierzchnie

Fig. 4. Przykłady wydzieleni litologicznych występujących w profilu karbonu w otworze Września IG 1 (odcinki skał równe 1 cm)

A. Iłowiec masywny, pstry; głęb. 4897,05 m. **B.** Iłowiec masywny z detrytusem węglonej flory (strzałki); głęb. 4997,6 m; **C.** Mułowiec laminowany poziomo; głęb. 5405,08–5405,11 m. **D.** Mułowiec piaszczysty laminowany faliście; głęb. 4955,85–4955,92 m. **E.** Drobnoziarnisty piaskowiec laminowany poziomo, przechodzi ku górze w piaskowiec laminowany faliście; głęb. 5061,42–5061,51 m. **F.** Gruboziarnisty piaskowiec masywny z powierzchnią erozyjną w spągu podkreśloną żwirem kwarcowym; głęb. 5200,54–5200,61 m. **G.** Drobnoziarnisty piaskowiec masywny przecięty dwoma systemami spękań tektonicznych (strzałki); głęb. 4984,53–4984,67 m. **H.** Średnioziarnisty piaskowiec uziarniony frakcjonalnie malejąco; głęb. 4960,1–4960,2 m. **I.** Zlepniecie masywny z klastami iłowcowymi, mułowcowymi i piaskowcowymi; głęb. 5062,50–5062,58 m. **J.** Brekcja tektoniczna przecięta spękaniami wypełnionymi dolomitami i hematytami; głęb. 4970,80–4970,90 m

Examples of lithological divisions of Carboniferous in the Września IG 1 borehole (units on scale bar are 1 cm)

A. Massive variegated claystone; depth 4897.05 m. **B.** Massive claystone with carbonaceous organic detritus (arrows); depth 4997.6 m. **C.** Horizontally laminated mudstone; depth 5405.08–5405.11 m. **D.** Wavy laminated sandy siltstone; depth 4955.85–4955.92 m. **E.** Horizontally laminated fine-grained sandstone, grading into wavy laminated sandstone; depth 5061.42–5061.51 m. **F.** Coarse-grained massive sandstone with an erosion surface at the bottom highlighted by quartz gravel; depth 5200.54–5200.61 m. **G.** Massive fine-grained sandstone cut by two systems of tectonic fractures (arrows); depth 4984.53–4984.67 m. **H.** Normally graded medium-grained sandstone; depth 3367.65–3367.85 m. **I.** Massive conglomerate with clayey, silty and sandy clasts; depth 5062.50–5062.58 m. **J.** Tectonic breccia cut by fractures filled with dolomite and hematite; depth 4970.80–4970.90 m

są zlustrowane z widocznymi zadrami, wskazującymi na ruch pionowy albo poziomy. Często są spotykane spękania (potocznie nazywane żyłkami) pionowe, prawie pionowe, nachylone pod kątem 60–80°, a czasami ułożone kulisowo. Ich grubość wynosi <1–5 mm oraz 2–3 cm. Są wypełnione dolomitom, kalcytem, rzadziej hematytom, a w jednym przypadku pirytem. W ich sąsiedztwie miejscami widoczna jest hematytyzacja w skałach otaczających. Na powierzchniach występują zlustrowania z zadrami wskazującymi na ruch pionowy albo poziomy. Z większością spękań związane są małe uskoki o amplitudzie 0,1–3,0 cm. Występują również spękania dwukierunkowe (fig. 4G), przebiegające pod kątem 45–70°, przesunięte o 1–2 cm przez drugi system spękań przeciwstawnych o nachyleniu 60° lub prawie pionowych.

W profilu karbonu są spotykane brekcje tektoniczne (fig. 4J), o miąższości 0,1–0,9 m, złożone z okruchów jednego typu skał, np. iłowców, mułowców lub piaskowców, jak również różnych typów litologicznych. Okruchy spójne są dolomitom lub kalcytem.

Zmienność litologiczna w profilu

W profilu karbonu w otworze Września IG 1 występuje duża zmienność litologiczna, związana z występowaniem licznych, zwykle małej miąższości (0,1–<1,0 m) wzajemnie przeławicających się piaskowców wraz z występującymi w ich spągach zlepioncami, jak również mułowców, mułowców piaszczystych i iłowców. Przy braku wydzielonych w tym profilu jednostek litostratygraficznych, zmienność litologiczną w jego obrębie scharakteryzowano wyróżniając kompleksy litologiczne: piaskowcowe, łupkowe i hybrydowe (Podhalańska i in., 2016a, b; Roman, 2016a, b; Waksmundzka, Becker, 2016). Za kompleksy piaskowcowe uznawano te fragmenty sukcesji, w których dominowały piaskowce. Kompleksy łupkowe charakteryzują się dominacją iłowców i mułowców. Kompleksy hybrydowe są to kompleksy bez wyraźnej dominacji jednego typu litologicznego. Dodatkowym kryterium wydzielenia kompleksów łupkowych była ich miąższość, którą jako minimalną przyjęto 15 m. Wydzielono dziewięć kompleksów, wśród których przeważają hybrydowe (fig. 5). Poniższa charakterystyka pięciu wyższych kompleksów w pełni opiera się o dane rdzeniowe, natomiast czterech niższych – o fragmentaryczne rdzenie, profilowania geofizyki otworowej i próbków okruchowe.

Najwyżej w profilu, na głębokości 4889,5–4927,7 m (miąższość 38,2 m; westfal D–?stefan) wydzielono kompleks hybrydowy, w którym występują piaskowce głównie drobnoziarniste masywne o miąższości poszczególnych ławic, wynoszącej 0,1–2,8 m, o barwie głównie ciemnoczerwonej, w najniższej części szaro-ciemnoczerwonej. Towarzyszą im zwykle mułowce masywne i laminowane poziomo, w których sporadycznie występuje detrytus zwęglonej flory, oraz rzadziej iłowce masywne. Miąższość ich ławic wynosi 0,2–1,7 m.

Poniżej, na głęb. 4927,7–4982,6 m (miąższość 54,9 m; westfal D–?stefan) występuje kompleks hybrydowy, w którym są spotykane iłowce i mułowce masywne, laminowane poziomo, zaburzone oraz mułowce piaszczyste laminowane faliście lub zaburzone, o miąższości poszczególnych ławic wynoszącej 0,1–1,3 m, o barwie szarej lub ciemnoszarej. Utwory te czasami zawierają detrytus zwęglonej flory, i rzadko goniatyty. W wyższej części kompleksu spotykane są głównie piaskowce drobnoziarniste masywne, natomiast w niższej części – piaskowce średnio- i gruboziarniste masywne, warstwowane poziomo lub uziarnione frakcjonalnie malejąco. Ławice piaskowcowe mają miąższość 0,1–1,5 m, zwykle nie przekraczającą 0,6 m. W niższej części kompleksu są spotykane liczne struktury tektoniczne.

Następny kompleks, wydzielony na głębokości 4982,6–5042,4 m (miąższość 59,8 m; westfal D–?stefan), jest piaskowcowy. W jego górnej i dolnej części występują liczne, dość cienkie (zwykle 0,1–1,0 m), piaskowce i piaskowce żwirowe drobno- i gruboziarniste masywne lub uziarnione frakcjonalnie malejąco, o barwie głównie szarej, w dolnej części także szaro-ciemnoczerwonej. Spotykane są też brekcje tektoniczne. Natomiast w środkowej części kompleksu, występują piaskowce drobnoziarniste masywne, warstwowane poziomo, przekątnie planarnie, małokątowo i laminowane riplemarkowo, charakteryzujące się dużą miąższością ławic, osiagającą >1–6 m, o barwie głównie szarej. Pomiędzy piaskowcami występują cienkie (0,1–0,6 m) przeławiczenia iłowców i mułowców masywnych, laminowanych poziomo, faliście lub riplemarkowo. W obrębie niektórych ławic zarówno piaskowcowych, jak i mułowcowo-iłowcowych spotykany jest detrytus zwęglonej flory. Górną część tego kompleksu, na głębokości 4982,6–5012,7 m, zakwalifikowano jako strefę perspektywiczną, spełniającą kryteria dla węglowodorów niekonwencjonalnych typu „tight” (Podhalańska i in., 2016a, b).

Kolejny kompleks, występujący na głębokości 5042,4–5058,0 m (miąższość 15,6 m; westfal D–?stefan) jest łupkowy i składa się głównie z iłowców masywnych i mułowców piaszczystych laminowanych faliście, o barwie głównie ciemnoszarej. W obrębie tych utworów są spotykane goniatyty i sporadycznie detrytus zwęglonej flory.

Poniżej, wydzielony na głębokości 5058,0–5287,2 m (miąższość 229,2 m; westfal D–?stefan oraz wizen górny–namur), następny kompleks hybrydowy, charakteryzujący się dużą miąższością sumaryczną oraz występowaniem kilku grubych (ok. 6–13 m) interwałów z wyraźną dominacją piaskowców drobno-, średnio-, gruboziarnistych i zlepionców masywnych lub uziarnionych frakcjonalnie malejąco, o barwie głównie szarej. Towarzyszą im cienkie przeławiczenia iłowców masywnych laminowanych poziomo, mułowców piaszczystych laminowanych poziomo lub zaburzonych. Pozostała część kompleksu jest zbudowana z licznych ławic piaskowców drobnoziarnistych, głównie masywnych, czasami warstwowanych poziomo, uziarnionych frakcjonalnie malejąco, laminowanych smużyście lub riplemarkowo, o barwie głównie szarej. Przeławicają się one iłowcami i mułowcami masywnymi lub laminowanymi po-

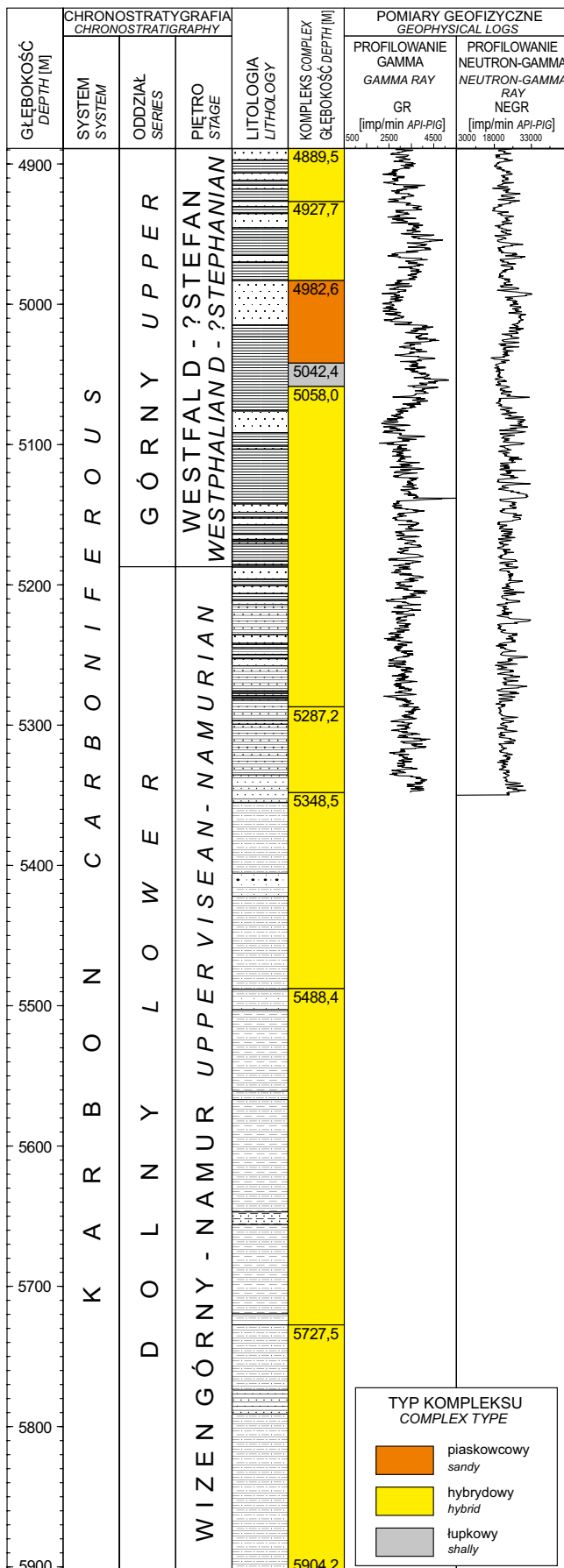


Fig. 5. Schematyczny profil utworów karbonu w otworze Września IG 1 z wydzielonymi kompleksami litologicznymi

Objaśnienia litologiczne – patrz fig. 3

Schematic section of the Carboniferous deposits in the Września IG 1 borehole with separated lithological complexes

Lithological explanations – see Fig. 3

ziomo, jak również mułwcami piaszczystymi laminowanymi faliście lub uziarnionymi frakcjonalnie malejąco. W utworach tych może występować detrytus uwęglonej flory i czasami większe jej fragmenty, przypuszczalnie pni. W jednym przypadku opisano obecność małża *Posidonella* sp.

Kolejny, niższy kompleks hybrydowy, wydzielony na głębokości 5287,2–5348,5 m (miąższość 61,3 m; wizen górny–namur), charakteryzuje się obecnością grubych interwałów mułowcowych, od kilku do ok. 14 m miąższości, barwy ciemnoszarej, pomiędzy którymi występują ławice piaszczyste i iłowcowe. W niższej, rdzeniowanej części kompleksu, występują cienkie ławice piaszczystych średnio- i gruboziarnistych masywnych, warstwowanych poziomo, uziarnionych frakcjonalnie malejąco lub rosnąco, o barwie głównie ciemnoszarej. Przelawicają je iłowce i mułowce masywne lub laminowane poziomo, miejscami z detrytusem uwęglonej flory i okruchami goniatytów.

Kompleks hybrydowy, występujący na głębokości 5348,5–5488,4 m (wizen górny–namur), jest zbudowany w zbliżonych proporcjach z iłowców, mułowców i piaszczystych. W rdzeniach spotykane są iłowce i mułowce masywne lub laminowane poziomo oraz mułowce piaszczyste laminowane faliście (barwy głównie ciemnoszarej), przelawicające się z drobno-, średnio- i gruboziarnistymi piaszczystymi masywnymi i uziarnionymi frakcjonalnie malejąco oraz zlepionymi masywnymi i warstwowanymi poziomo (barwy szarej lub ciemnoszarej).

Następny kompleks hybrydowy, wydzielony na głębokości 5488,4–5727,5 m (miąższość 239,1 m; wizen górny–namur), charakteryzuje się dużą miąższością i stosunkowo niewielkim udziałem piaszczystych, wynoszącym ok. 10–20%, które przelawicają się z licznymi iłowcami i mułowcami. W rdzeniach występują iłowce i mułowce masywne, laminowane poziomo, faliście, oraz mułowce piaszczyste laminowane faliście, barwy głównie ciemnoszarej (iłowce także czarnej). Towarzyszą im piaszczyste drobnoziarniste masywne, warstwowane poziomo, przekątnie małowate i laminowane riplemarkowo, barwy szarej lub ciemnoszarej. W niektórych z nich opisano okruchy fauny.

Najniższy kompleks hybrydowy, występujący na głębokości 5727,5–5904,2 m (miąższość 176,7 m nieprzewiercona; wizen górny–namur), według próbek okruchowych zawiera ok. 30% piaszczystych (barwy szarej), natomiast pozostałą część stanowią mułowce i iłowce o barwie ciemnoszarej.

Podsumowanie

W profilu otworu Września IG 1 na głębokości 4889,5–5904,2 m nawiercono znaczną miąższość utworów karbonu wynoszącą 1014,7 m, nie osiągając jego spągu. Ze względu na istniejące rozbieżności w stratygrafii opracowanej na podstawie wyników badań palinologicznych i faunistycznych, na potrzeby tego tomu wykonano kompilację ww. wyników, przyjmując na głębokości 4889,5–5187,3 m występowanie westfalu D–?stefanu (miąższość 297,8 m), a poniżej – na głębokości 5187,3–5904,2 m – wizenu górnego–namuru (miąższość niecałkowita 716,9 m). Reinterpretacja wyników badań geofizycznych wskazuje, że rzeczywista miąższość karbonu w rejonie otworu może wynosić ok. 1 500 m. W profilu karbonu występują w zmiennych proporcjach, wzajemnie przeławicające się iłowce, mułowce,

mułowce piaszczyste, piaskowce, piaskowce żwirowe i zlepnie. Miąższościowo dominują mułowce, mułowce piaszczyste oraz piaskowce, a iłowce są rzadziej spotykane. Przy braku wydzielonych jednostek litostratygraficznych, w profilu opisano siedem kompleksów litologicznych hybrydowych, charakteryzujących się brakiem wyraźnej dominacji jednego typu litologicznego oraz kompleks piaskowcowy i łupkowy. Utwory karbonu są mocno zaburzone tektonicznie, upad warstw wynosi 0–60° i są spotykane brekcje tektoniczne. Występuje łupliwość (złupkowacenie kliważowe), spękania (żyłki) pionowe, prawie pionowe, nachylone pod kątem 60–80°, a czasami ułożone kulisowo, wypełnione dolomitem, kalcytem, rzadziej hematytem. Opisano również spękania dwukierunkowe, przebiegające pod kątem 45–70°, przesunięte przez drugi system spękań przeciwnych o nachyleniu 60° lub prawie pionowych.

Aleksandra KOZŁOWSKA

PETROGRAFIA I WŁAŚCIWOŚCI PETROFIZYCZNE SKAŁ KARBONU

Wstęp

Analizie poddano 24 próbki pochodzące z utworów karbonu, obejmujące interwał 4906,8–5791,0 (tab. 2). Badania wykonano w ramach projektu „Rozpoznanie stref perspektywicznych dla występowania niekonwencjonalnych złóż węglowodorów w Polsce, stałe zadanie psg, etap I” (Podhalańska i in., 2016a). Miąższość nawierconego profilu karbonu wynosi 1014,7 m. Składa się on z przewarstwień: piaskowców, mułowców oraz iłowców cechujących się zróżnicowaną miąższością. Utwory zaliczone do westfalu D–?stefanu są reprezentowane przez 13 próbek (interwał 4906,8–5163,85 m), natomiast wizenu górnego–namuru przez 11 próbek (interwał: 5196,7–5791,0 m) (Tab. 2).

Próbki skał poddano standardowym obserwacjom mikroskopowym, które przeprowadzono na płytkach cienkich przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego Optiphot 2 firmy Nikon. Próbki piaskowców, przed wykonaniem płytek cienkich, były impregnowane niebieską żywicą dla wyróżnienia przestrzeni porowej skały. W celu identyfikacji węglanów stosowano metodę barwnikową, w której posłużono się roztworem Evamy’ego. Przeprowadzono również obserwacje płytek cienkich w katodoluminescencji (CL), przy użyciu zimnej katody CCL 8200 mk3 firmy Cambridge Image Technology współpracującej z mikroskopem polaryzacyjnym Optiphot 2 firmy Nikon. Ponadto wykonano badania na odłupkach i na płytkach cienkich w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM) – LEO 1430 wyposażonym w detektor dyspersji energii (EDS) Oxford ISIS 300. Dodatkowo wykonano badania rentgenowskie i petrofizyczne w Instytucie Nafty i Gazu w Krakowie (Dohnalik

i in., 2015) (tab. 3, 4). Wykorzystano również wyniki badań porowatości i przepuszczalności z Dokumentacji wynikowej głębokiego wiercenia Września IG 1 (Sokołowski, 1977) (tab. 5). Nazewnictwo piaskowców przyjęto według klasyfikacji Pettijona i in., (1972) zmodyfikowanej przez Jaworowskiego (1987) oraz Rykę i Maliszewską (1991).

Charakterystyka petrograficzna

Piaskowce charakteryzują się barwą brunatną, wiśniową i szarą. Reprezentują drobno- i średnioziarniste waki kwarcowe, subarkozowe i sublityczne oraz drobno- i gruboziarniste arenity subarkozowe i sublityczne (fig. 6A–F). Piaskowce charakteryzują się strukturą psamitową, teksturą lekko kierunkową (równoległe ułożenie materii organicznej, blaszek łyszczyków, czy hematytu) w wakach oraz bezładną w arenitach. Wysortowanie materiału jest średnie. Materiał detrytyczny tworzą ostrokrawędziste i półobtoczone ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego, skalenie oraz okruchy skał. Skalenie są reprezentowane przez plagioklasy – albit oraz w mniejszej ilości przez skalenie potasowe (tab. 3; fig. 6A–D, G, H). W ziarnach skaleni powszechnie obserwuje się efekty procesów: albityzacji (fig. 6B), argilityzacji, chlorytyzacji i karbonatyzacji (fig. 6G), rzadziej rozpuszczania (fig. 6H). Litoklasty reprezentują głównie okruchy skał wulkanicznych (fig. 6E, F), ponadto kwarcytów i skał metamorficznych (przeważnie łupki kwarcowo-łyszczykowe). W litoklastach obserwuje się efekty procesów argilityzacji, chlorytyzacji i karbonatyzacji. Łyszczyki są reprezentowane przez wygięte blaszki mus-

Tabela 2

Wykaz próbek i wykonanych analiz petrograficznych wykonanych w utworach karbonu z otworu Września IG 1

List of samples and petrographic analyzes performed on Carboniferous rocks from the Września IG 1 borehole

Lp. No.	Numer szlif Cut no.	Wiek Age	Głębokość [m] Depth	Nazwa skały Rock name	Analizy Analyses			
					CL	SEM		XRD
						EDS	SEI	
1	1	stefan – westfal D	4906,8	waka kwarcowa/subarkozowa	+	+	+	+
2	2		4936,8	waka kwarcowa/subarkozowa				+
3	3		4959,3	waka subarkozowa/sublityczna		+	+	+
4	4		4968,1	arenit/waka subarkozowa				+
5	5		4988,5	iłowiec mułkowo-piaszczysty				+
6	6		4994,1	arenit sublityczny	+	+	+	+
7	7		5009,6	waka subarkozowa/sublityczna				+
8	8		5041,9	waka subarkozowa				+
9	9		5063,2	mułowiec				+
10	10		5071,9	mułowiec laminowany iłowcem mułkowym				
11	13		5112,72	waka sublityczna		+	+	+
12	15		5131,0	iłowiec				
13	17		5163,85	arenit/waka sublityczny				+
14	21	namur – wizen górny	5196,7	iłowiec mułkowy				
15	24		5206,3	arenit/waka sublityczny	+			+
16	26		5266,7	arenit subarkozowy/sublityczny				+
17	28		5341,7	waka sublityczna				+
18	30		5408,2	arenit sublityczny/subarkozowy		+	+	+
19	31		5420,6	arenit subarkozowy/sublityczny				+
20	32		5492,6	waka subarkozowa				
21	34		5564,7	waka subarkozowa	+			
22	35		5652,2	waka sublityczna/subarkozowa		+	+	+
23	38		5774,1	waka subarkozowa		+	+	+
24	39		5791,0	mułowiec				

kowitu i biotyty, który częściowo jest schlorityzowany. Z minerałów akcesorycznych obserwowano cyrkon, turmalin, rutyl, anataz i piroksen.

Głównym składnikiem spoiwa jest matriks ilasty, często zrekrystalizowany, z pyłem kwarcowym (fig. 7A, B). Część matriksu, powstała wskutek roztarcia silnie przeobrażonych okruchów skał wylewnych, została określona jako pseudomatriks (Kozłowska, Kuberska, 2015). Wśród minerałów ilastych wyróżniono illit, chloryty oraz minerały mieszanopaketowe z grupy illit/smektyt o zawartości illitu >85% i >90% (tab. 3). Chloryty występują w znacznej ilości. Skład chemiczny chlorytów wyliczony na podstawie ilościowej analizy chemicznej przedstawia się następująco: SiO₂ – 23,41%, Al₂O₃ – 19,84%, MgO – 3,41% i FeO – 42,26%. Z badań Krzemieńskiego (2005) wynika, że chloryty reprezentują głównie szamozyt. W skaningowym mikroskopie elektronowym obserwowano chloryty autigeniczne (fig. 7C) oraz kwarc

autigeniczny (fig. 7D). Cementy węglanowe tworzą kalcyt (fig. 6C, D), Fe-dolomit/ankeryt (fig. 6E, F, 7E, F) oraz syderyt (fig. 7G) (tab. 3). W obrazie z katodoluminescencji kalcyt wykazuje świecenie w barwie żółtej lub pomarańczowej (fig. 6C, D) w zależności od zawartości manganu. Natomiast ankeryt, ze względu na wysoką zawartość żelaza, nie świeci (fig. 6E, F). Syderyt reprezentuje minerały szeregu izomorficznego syderyt–magnezyt, których skład chemiczny wskazuje na występowanie syderoplesytu i pistomesytu (Kozłowska, Kuberska, 2015). Skład chemiczny minerałów węglanowych został przedstawiony na figurze 8, na podstawie danych zawartych w pracach Kozłowska, Kuberska (2015) oraz Kozłowska i in. (2021). Ponadto występują hematyt i piryt (tab. 3). Miejscami piaskowce pocięte są żyłkami zbudowanymi z minerałów węglanowych i siarczków (fig. 7H).

W badanych piaskowcach obserwowano efekty działania procesów diagenety, z których największy wpływ mia-

Tabela 3

Ilościowa analiza XRD składu mineralnego skał karbońskich z otworu Września IG 1

XRD quantitative analysis of the mineral composition of Carboniferous rocks from the Września IG 1 borehole

Głębokość [m] Depth	Kwarc Quartz	Plagioklaz Plagioclase	Skaleń potasowy Potassium feldspar	Kalcyt Calcite	Dolomit Dolomite	Ankeryt Ankerite	Syderyt Siderite	Piryty Pyrite	Hematyt Hematite	Anhydryt Anhydrite	Anataz Anatase	Miki + illit Mica+illite	Illit/smektyt Illite/smectite	Chloryt Chlorite	Kaolinit Kaolinite	Suma Sum
4906,80	29,3	13,8	1,4	5,5					3,3		0,8	30,0	2,0	13,9		100,0
4936,80	25,1	12,3						0,3			0,9	33,4	1,3	26,7		100,0
4959,30	33,8	20,0	2,3	0,8	1,0	2,0		0,3			0,7	23,5	1,8	18,8		100,0
4968,10	44,0	16,7	2,3	1,8							1,1	18,7	1,2	14,2		100,0
4988,50	18,9	8,8	1,3					0,3			0,5	49,5	2,0	18,7		100,0
4994,10	44,5	17,2	2,1	1,4	4,1						0,9	18,2	1,4	10,2		100,0
5009,60	36,5	21,4	1,2		0,5	1,4					0,9	24,1	0,4	13,6		100,0
5041,90	30,9	14,0			0,8	2,0		1,1			0,9	31,5	1,7	17,1		100,0
5063,20	16,0	8,1	1,0			0,3		0,4			0,5	53,4	0,6	19,7		100,0
5112,72	42,5	12,2	4,6		0,5	2,0				1,2	0,9	24,0	5,5	6,6		100,0
5163,85	45,8	12,6	1,3		1,5	2,3				1,1	0,6	23,0	2,8	9,0		100,0
5206,30	39,3	20,4	2,3		2,9	2,7				0,6	0,5	22,6	2,2	6,5		100,0
5266,70	28,3	16,5	1,6	0,6	14,9	6,2		0,7		0,4	0,5	21,6	2,2	6,2		100,0
5341,70	32,8	19,5			0,8	0,9					0,7	34,6	1,9	7,6		100,0
5408,20	42,0	24,0			1,8	4,8		1,0		1,8		15,5	2,6	6,5		100,0
5420,60	30,3	22,7		0,5	3,7	13,8		4,1			0,9	20,2	1,3	2,5		100,0
5492,60	30,1	19,0	1,8		0,6	0,9		1,8			0,9	28,5	1,6	14,8		100,0
5652,20	43,3	12,9	2,3		0,7		6,2			1,1	0,9	29,3	3,3			100,0
5774,10	27,1	18,9			9,6	2,0	5,5			1,0		29,8	3,0	2,3	0,8	100,0

ły kompaktacja i cementacja. W wyniku kompaktacji mechanicznej nastąpiło ściślejsze upakowanie materiału detrytycznego, powyginanie blaszek łyszczyków i plastycznych okruchów skał oraz spękanie ziarn detrytycznych. W procesie cementacji powstały głównie diagenetyczne krzemiany warstwowe m.in. muskowit, illit, chloryt (Krzemiński, 2005; Kozłowska, Kuberska, 2015). W mniejszej ilości występują węglany: ankeryt, kalcyt oraz syderoplesyt i pistomesyt, a sporadycznie kwarc autogeniczny. Z pozostałych procesów diagenetycznych efekty przeobrażania (m.in. argilityzacja, chlorytyzacja, albityzacja) są znacznie bardziej widoczne aniżeli efekty zastępowania czy rozpuszczania.

Howce oraz mulowce mają barwę ciemno- lub jasnobrunatną oraz szarą. Skały te wykazują teksturę kierunkową (laminowaną). Struktura ich jest pelitowa, pelitowo-aleurytowa oraz pelitowo-aleurytowo-psamitowa. Wśród materiału detrytycznego wyróżniono nieobtoczone ziarna

kwarcu, skalenie, głównie plagioklasy, miejscami skalenie potasowe oraz okruchy skał. Poza tym występują minerały łyszczykowe (muskowit i biotyt, miejscami schlorityzowany), liniowo ułożona materia organiczna oraz drobne wprysnięcia pirytu. Materiał detrytyczny tkwi w masie ilasto-krzemionkowej. Wśród minerałów ilastych wyróżniono illit, minerały mieszanopaketowe z grupy illit/smektyt oraz chloryty. W niewielkiej ilości obserwowano węglany (Fe-dolomit/ankerit), które występują jako cement lub wypełnienie żyłek.

Właściwości petrofizyczne

W piaskowcach porowatość całkowita waha się od 0 do 4,86% (Sokołowski, 1977; Dohnalik i in., 2015) (tab. 4, 5), a porowatość efektywna od 0 do 3,65% (Sokołowski, 1977,

Tabela 4

Zestawienie wyników gęstości, porowatości i przepuszczalności w skałach karbońskich z otworu Września IG 1

Summary of data on density, porosity and permeability in Carboniferous rocks from the Września IG 1 borehole

Głębokość [m] Depth	Rodzaj skały Rock name	Gęstość [g/cm ³] Density	Gęstość objętościowa [g/cm ³] Volume density	Porowatość całkowita [%] Total porosity	Przepuszczalność [mD] Permeability
4906,80	piaskowiec	2,710	2,739	<1,5	nieprzepuszczalne
4936,80	piaskowiec	2,728	2,753	<1,5	nieprzepuszczalne
4959,30	piaskowiec	2,691	2,702	<1,5	nieprzepuszczalne
4968,10	piaskowiec	2,688	2,673	0,59	0,01
4988,50	iłowiec	2,745	2,772	<1,5	nie oznaczono
4994,10	piaskowiec	2,695	2,694	<1,5	0,01
5009,60	piaskowiec	2,708	2,706	<1,5	nieprzepuszczalne
5041,90	piaskowiec	2,730	2,740	<1,5	nieprzepuszczalne
5063,20	mułowiec	2,723	2,755	<1,5	nie oznaczono
5112,72	piaskowiec	2,738	2,779	<1,5	nieprzepuszczalne
5163,85	piaskowiec	2,720	2,761	<1,5	nieprzepuszczalne
5206,30	piaskowiec	2,710	2,739	<1,5	nieprzepuszczalne
5266,70	piaskowiec	2,757	2,808	<1,5	nieprzepuszczalne
5341,70	piaskowiec	2,703	2,783	<1,5	nieprzepuszczalne
5408,20	piaskowiec	2,694	2,706	<1,5	0,03
5420,60	piaskowiec	2,757	2,784	<1,5	nieprzepuszczalne
5492,60	piaskowiec	2,734	2,782	<1,5	nieprzepuszczalne
5652,20	piaskowiec	2,746	2,782	<1,5	nieprzepuszczalne
5774,10	piaskowiec	2,755	2,773	<1,5	nieprzepuszczalne

Podhalańska i in., 2016a; Sikorska-Jaworowska i in., 2016) (tab. 5). Obserwacje pod mikroskopem polaryzacyjnym płytek cienkich (z zabarwioną na niebiesko żywicą) wskazują na zupełny brak porowatości. Mikroporowatość pomiędzy pakietami blaszek łuszczyku lub chlorytu oraz ślady rozpuszczania skaleni czy ankerytu są widoczne dopiero pod mikroskopem elektronowym. Pomiary przepuszczalności wskazują, że piaskowce najczęściej są nieprze-

puszczalne, a nieliczne charakteryzują się przepuszczalnością <1 mD, maksymalnie 3,5 mD (Sokołowski, 1977; Dohnalik i in., 2015; Kozłowska, Kuberska, 2015) (tab. 4, 5). Piaskowce występujące w profilu karbonu na głębokości poniżej 5150,0 m charakteryzują się gorszą porowatością i przepuszczalnością w porównaniu z piaskowcami występującymi wyżej w profilu (tab. 5).

Tabela 5

Zestawienie wyników badań porowatości i przepuszczalności skał karbonu w otworze Września IG 1 (Sokołowski, 1977)

Summary of data on porosity and permeability in Carboniferous rocks from Września IG 1 borehole (Sokołowski, 1977)

Rodzaj skały Rock name	Głębokość [m] Depth	Liczba próbek Number of samples	Porowatość efektywna [%] Effective porosity	Porowatość całkowita [%] Total porosity	Przepuszczalność [mD] Permeability
piaskowce	4892,0–5150,0	37	0,25–3,65 / ~1,0	0,71–4,86 / ~2,5	nieprzepuszczalne – 3,5
	5151,5–5777,5	24	0–1,1 / ~0,7	0–2,15 / ~1,1	nieprzepuszczalne – 0,4
mułowce i iłowce	4892,0–5150,0	12	0,14–0,54 / ~0,4	0,79–2,18 / ~1,6	nieprzepuszczalne – 0,17
	5151,5–5777,5	13	0,05–1,26 / ~0,6	0,36–1,80 / ~1,1	nieprzepuszczalne

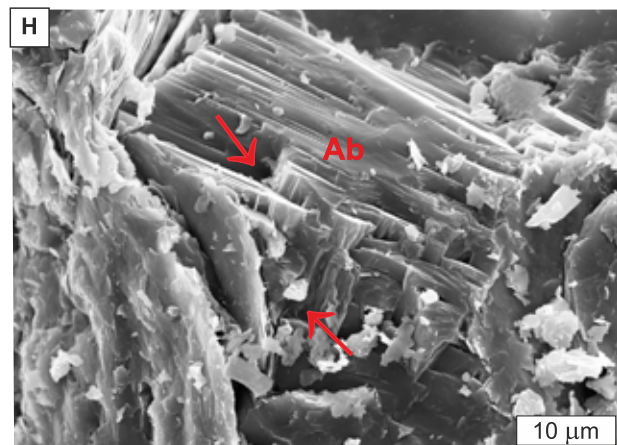
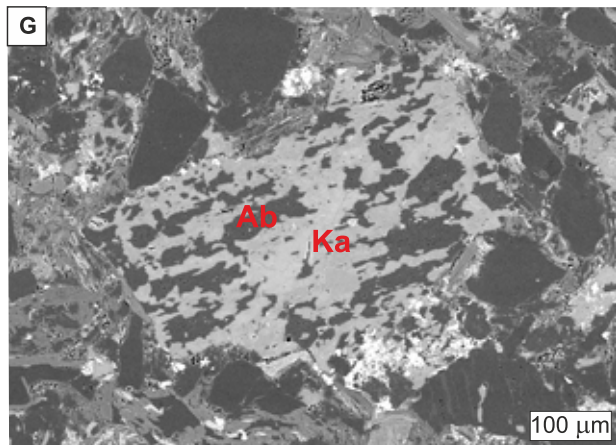
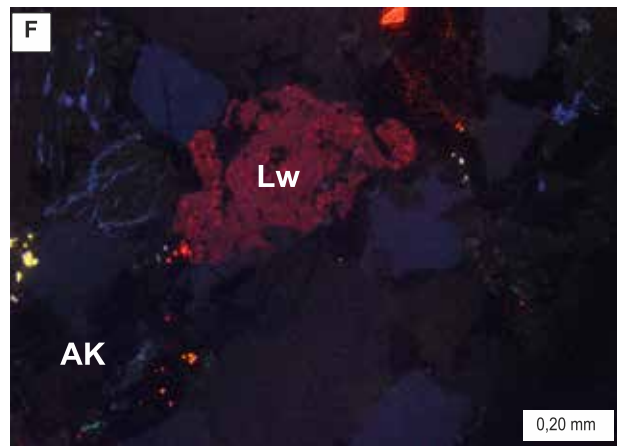
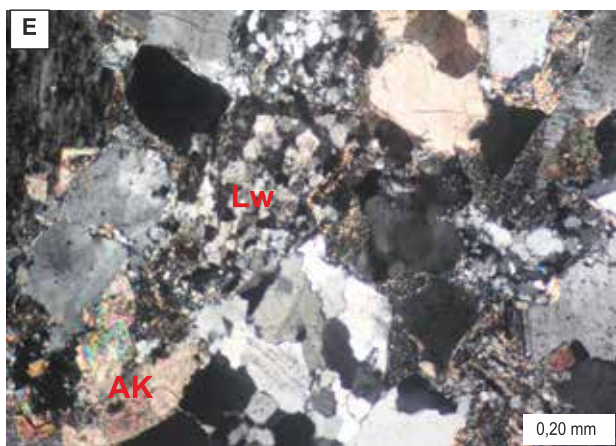
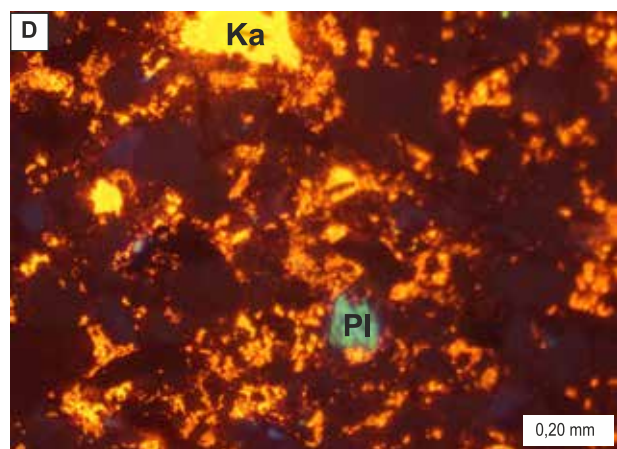
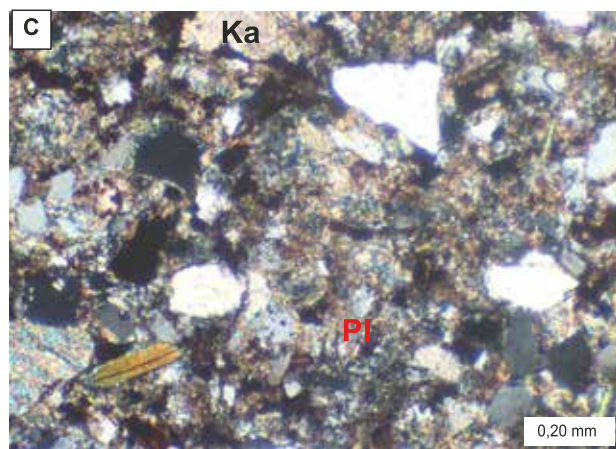
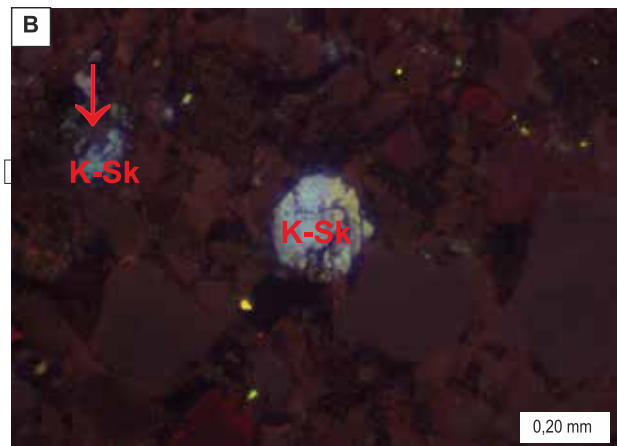
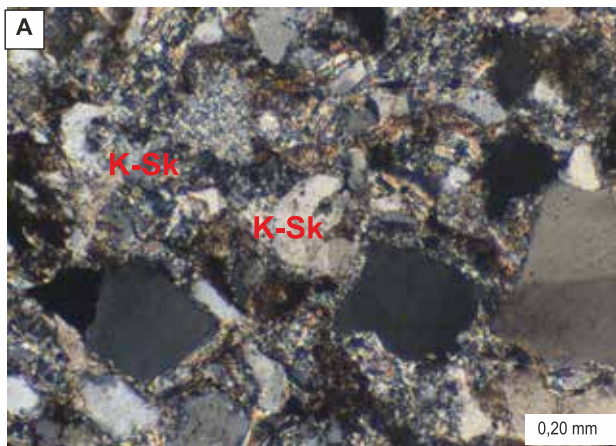


Fig. 6. Zdjęcia utworów karbonu z otworu Września IG 1 wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL), w katodoluminescencji (CL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM)

A. Fragment waki sublitycznej/subarkozowej; widoczne ziarna skalenia potasowego (K-Sk); PL nikole skrzyżowane; głęb. 5622,2 m. **B.** Obraz w CL skały z fot. A; skałen potasowy (K-Sk) charakteryzujący się luminescencją niebieską jest częściowo przeobrażony w albit (strzałka), który wykazuje nikłą luminescencję (barwa brunatna). **C.** Fragment waki sublitycznej/subarkozowej; słabo widoczne ziarno plagioklazu (Pl) oraz cement kalcytowy (Ka); PL nikole skrzyżowane, głęb. 4906,8 m. **D.** Obraz w CL skały z fot. C; plagioklaz (Pl) wykazuje luminescencję w barwie zielonej, a kalcyt (Ka) świeci w barwie żółtej i pomarańczowej. **E.** Fragment arenitu sublitycznego; widoczny okruch skały wulkanicznej (Lw) oraz cement ankerytowy (Ak); PL nikole skrzyżowane; głęb. 4994,1 m. **F.** Obraz w CL skały z fot. E; fragment skały wulkanicznej (Lw) wykazuje świecenie w barwie czerwonej, ankeryt (Ak) nie wykazuje luminescencji. **G.** Ziarno plagioklazu – albit (Ab) zastępowane przez kalcyt (Ka); obraz BSE; głęb. 4906,8 m. **H.** Wtórna porowatość (strzałki) jako efekt rozpuszczania ziarna albitu (Ab); obraz SEI; głęb. 4959,3 m

Photographs of Carboniferous rocks from the Września IG 1 borehole taken in polarizing microscope (PL), cathodoluminescence (CL) and scanning electron microscope (SEM):

A. Fragment of sublithic/subarkosic wacke; visible grains of potassium feldspar (K-Sk); PL crossed polars; depth 5622.2 m. **B.** CL image of the rock from Figure A; potassium feldspar (K-Sk) displays blue luminescence, and is partly altered to albite (arrow) which shows little luminescence (brown colour). **C.** Fragment of sublithic/subarkosic wacke; faint visible grain of plagioclase (Pl) and calcite cement (Ka); PL crossed polars; depth 4906.8 m. **D.** CL image of the rock from Figure C; plagioclase (Pl) of green luminescence and calcite (Ka) which shines in yellow and orange colours. **E.** Fragment of sublithic arenite; visible fragment of volcanic rock (Lw) and ankerite cement (Ak); PL crossed polars; depth 4994.1 m. **F.** CL image of the rock from Figure E; fragment of volcanic rock (Lw) shows red luminescence and ankerite (Ak) does not luminescence. **G.** Plagioclase grain – albite (Ab) replaced by calcite (Ka); BSE image; depth 4906.8 m. **H.** Secondary porosity (arrows) as a result of dissolution of albite grain (Ab); SEI image; depth 4959.3 m

W mułowcach i iłowcach porowatość całkowita waha się od 0,36 do 2,18%, a porowatość efektywna od 0,14 do 1,26% (Sokołowski, 1977; Dohnalik i in., 2015) (tab. 4, 5). Są to skały nieprzepuszczalne lub charakteryzujące się przepuszczalnością, która dochodzi do 0,17 mD (tab. 5).

Podsumowanie

W obrębie osadów karbonu wyróżniono piaskowce oraz mułowce i iłowce. Piaskowce reprezentują waki, rzadziej arenity, sublityczne i subarkozowe, od drobno- do gruboziarnistych. Szkielet ziarnowy, zbudowany z kwarcu, ska-

leni (albit > skałen potasowy), okruchów skał głównie wulkanicznych oraz łyszczyków, jest spojony matriksem i pseudomatriksem oraz cementami (m.in. muskowit, illit, chloryty, ankeryt, kalcyt, syderyt).

Skały te były poddane działaniu procesów diagenetycznych, głównie kompaktacji i cementacji oraz w mniejszym stopniu przeobrażaniu, zastępowaniu i rozpuszczaniu.

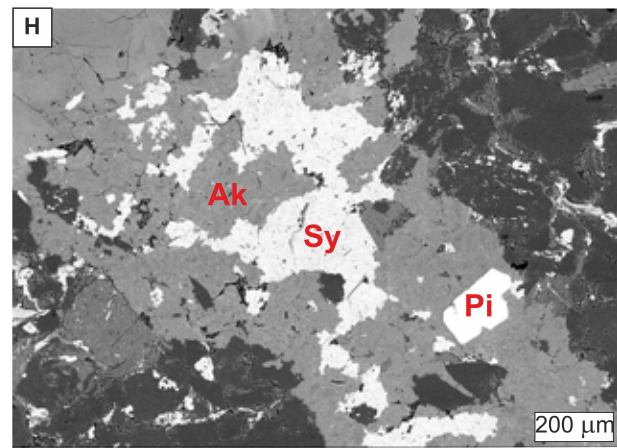
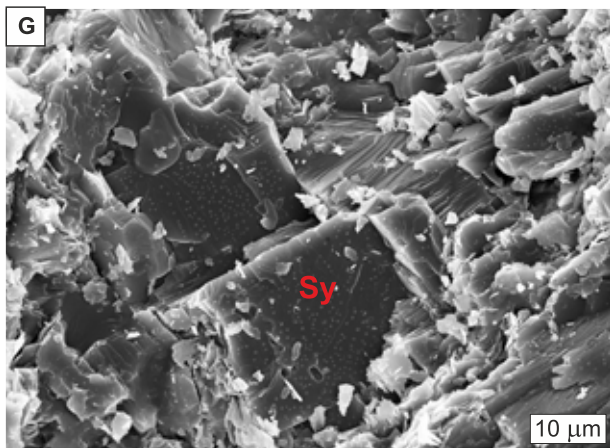
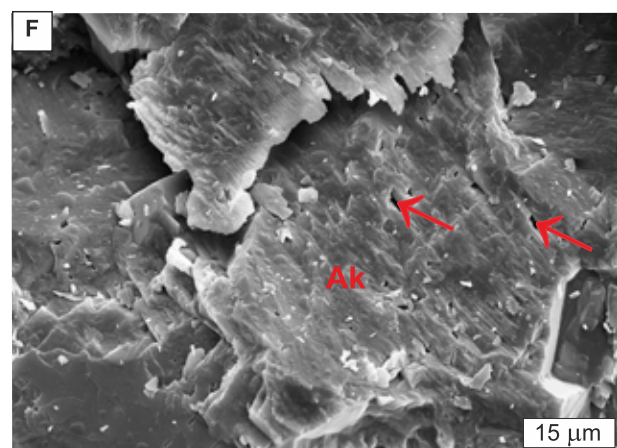
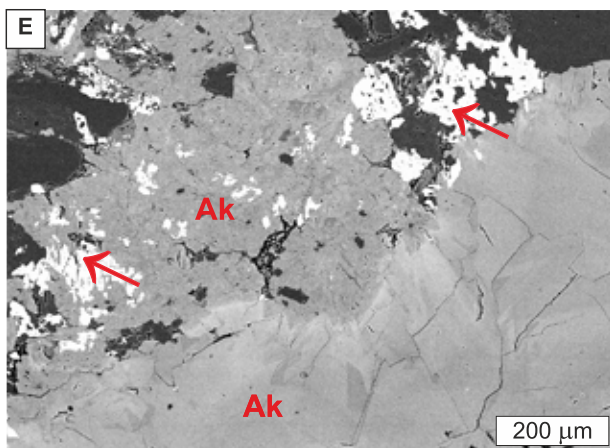
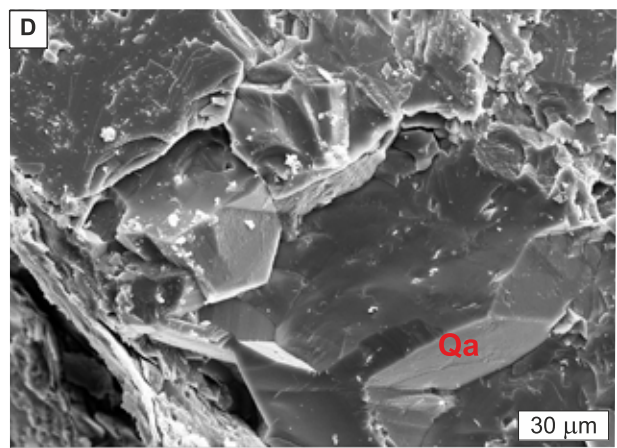
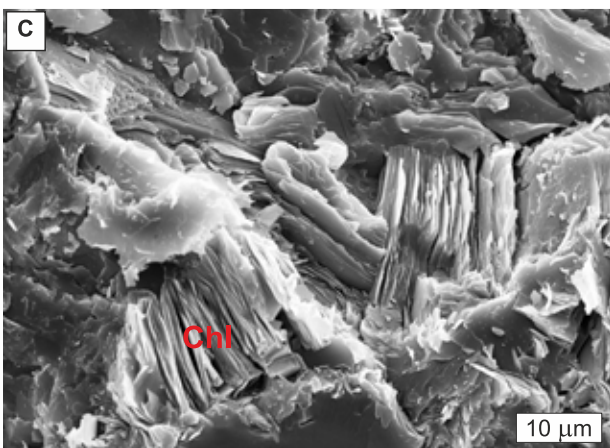
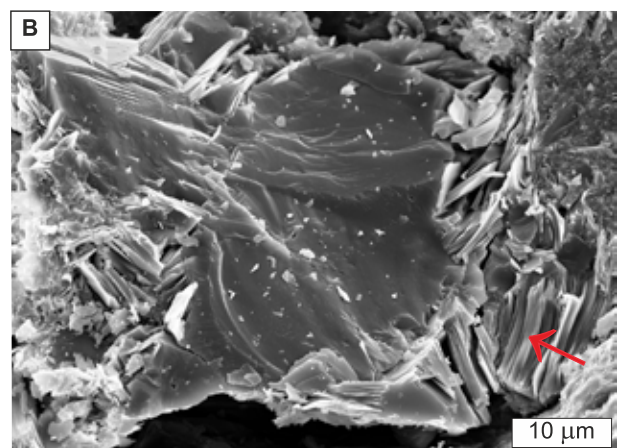
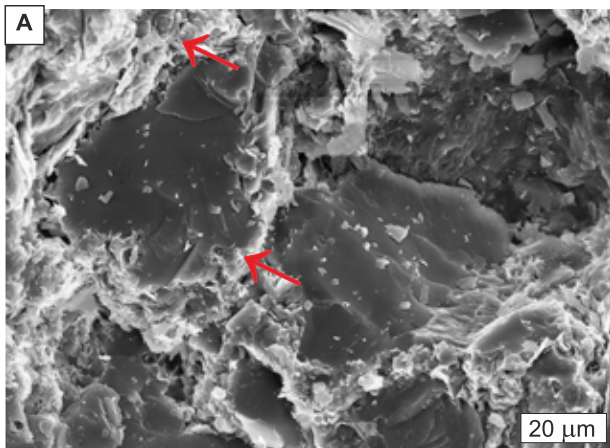
Piaskowce należą do skał bardzo słabo porowatych i nieprzepuszczalnych, co jest związane z dużą ilością matriksu ilastego wypełniającego szczelnie przestrzenie porowe piaskowców. Podobnie skały drobnoziarniste (iłowce, mułowce) wykazują bardzo niskie parametry porowatości i brak przepuszczalności.

Fig. 7. Zdjęcia utworów karbonu z otworu Września IG 1 wykonane w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM)

A. Matriks (strzałki) szczelnie wypełniający przestrzeń między ziarnami w wace subarkozowej/sublitycznej; obraz SEI; głęb. 4959,3 m. **B.** Matriks zbudowany z minerałów łyszczykowych (strzałka); obraz SEI; głęb. 5652,2 m. **C.** Błyszki autigenicznego chlorytu (Chl); obraz SEI; głęb. 5112,72 m. **D.** Kryształy kwarcu autigenicznego (Qa); obraz SEI; głęb. 5408,2 m. **E.** Cement ankerytowy (Ak) oraz syderytowy (strzałki); obraz BSE; głęb. 5774,1 m. **F.** Widoczne ślady rozpuszczania (strzałki) w ankerycie (Ak); obraz SEI; głęb. 5408,2 m. **G.** Widoczny kryształ syderytu (Sy) w wace sublitycznej/subarkozowej; obraz SEI; głęb. 5652,2 m. **H.** Fragment waki subarkozowej; żyłka złożona z ankerytu (Ak), syderytu (Sy) i pirytu (Pi); obraz BSE, głęb. 5774,1 m

Photographs of Carboniferous rocks from the Września IG 1 borehole taken in scanning electron microscope (SEM)

A. Matrix (arrows) tightly filling the space between grains in the subarkosic/sublithic wacke; SEI image; depth 4959.3 m. **B.** A matrix composed of mica minerals (arrow); SEI image; depth 5652.2 m. **C.** Authigenic chlorite plates (Chl); SEI image; depth 5112.72 m. **D.** Authigenic quartz crystals (Qa); SEI image; depth 5408.2 m. **E.** Ankerite (Ak) and siderite (arrows) cements; BSE image; depth 5774.1 m. **F.** Visible traces of ankerite (Ak) dissolution (arrows); SEI image; depth 5408.2 m. **G.** Visible siderite (Sy) crystal in sublithic/subarkosic wacke; SEI image; depth 5652.2 m. **H.** Fragment of subarkosic wacke; vein composed of ankerite (Ak), siderite (Sy) and pyrite (Pi); BSE image; depth 5774.1 m



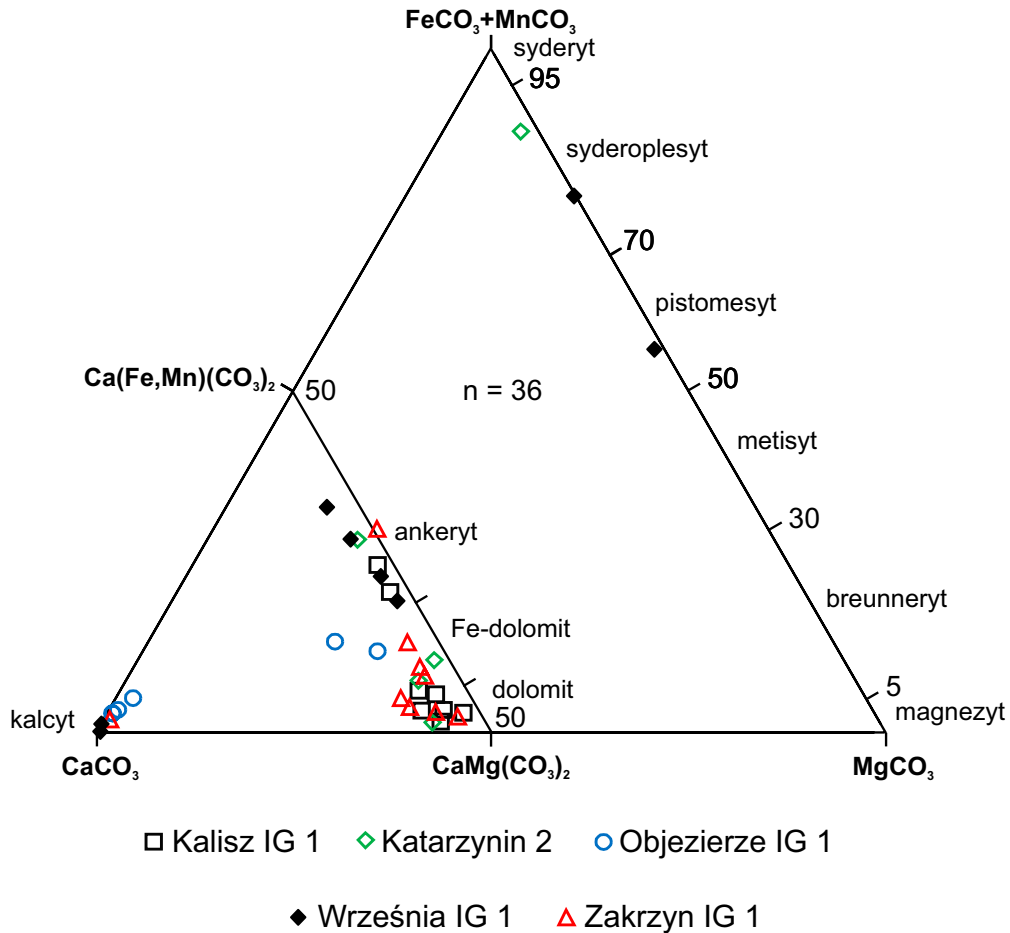


Fig. 8. Wykres trójkątny składu chemicznego węglanów w % mol

n – liczba analiz (wg Kozłowska i in., 2021, zmienione)

Ternary plot of the carbonates chemical compositions at mol %

n – analysis numer (according to Kozłowska et al., 2021, modified)

PERM

Hubert KIERSNOWSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA SKAŁ PERMU DOLNEGO

Wstęp

Wiercenie Września IG 1 jest zlokalizowane w basenie Poznania na pograniczu z basenem centralnym czerwonego spągowca (fig. 9–11). Znajduje się we wschodniej części tzw. Ergu Wschodniego (Kiersnowski, 1998, 2013), stanowiącego rozległy obszar sedymentacji piaskowców eolicznych.

Utwory czerwonego spągowca rozpoznano w otworze wiertniczym – Września IG 1 – na głębokości 4026,5–4889,5 m (Sokołowski i in., 1977). Oszczepalski i in. (ten tom) po weryfikacji miąższości białego (szarego) spągowca zaliczanego do sedymentacji morskiej cechsztynu, określili strop (osadów lądowych) czerwonego spągowca na

4025,3 m, co zostało uwzględnione w niniejszym opracowaniu. Otwór Września IG 1 przewierca w całości kompleks osadów czerwonego spągowca (864,2 m) i nawierca jego podłoże (karbon). W profilu czerwonego spągowca wydzielono utwory dolnego i górnego czerwonego spągowca.

Dolny czerwony spągowiec jest zbudowany ze zlepieńców (tufitów aglomeracyjnych), tufitów piaskowcowych i tufitów popiołowych zalegających na czerwono-brunatnych iłowcach karbonu. Są to skały zaliczane do autunu (Sokołowski i in., 1977), o miąższości wynoszącej 127,0 m (4762,5–4889,5 m).

Powyżej w profilu otworu występują skały należące do czerwonego spągowca górnego o sumarycznej miąższości 737,2 m (4025,3–4762,5 m). Są to w przewadze piaskowce

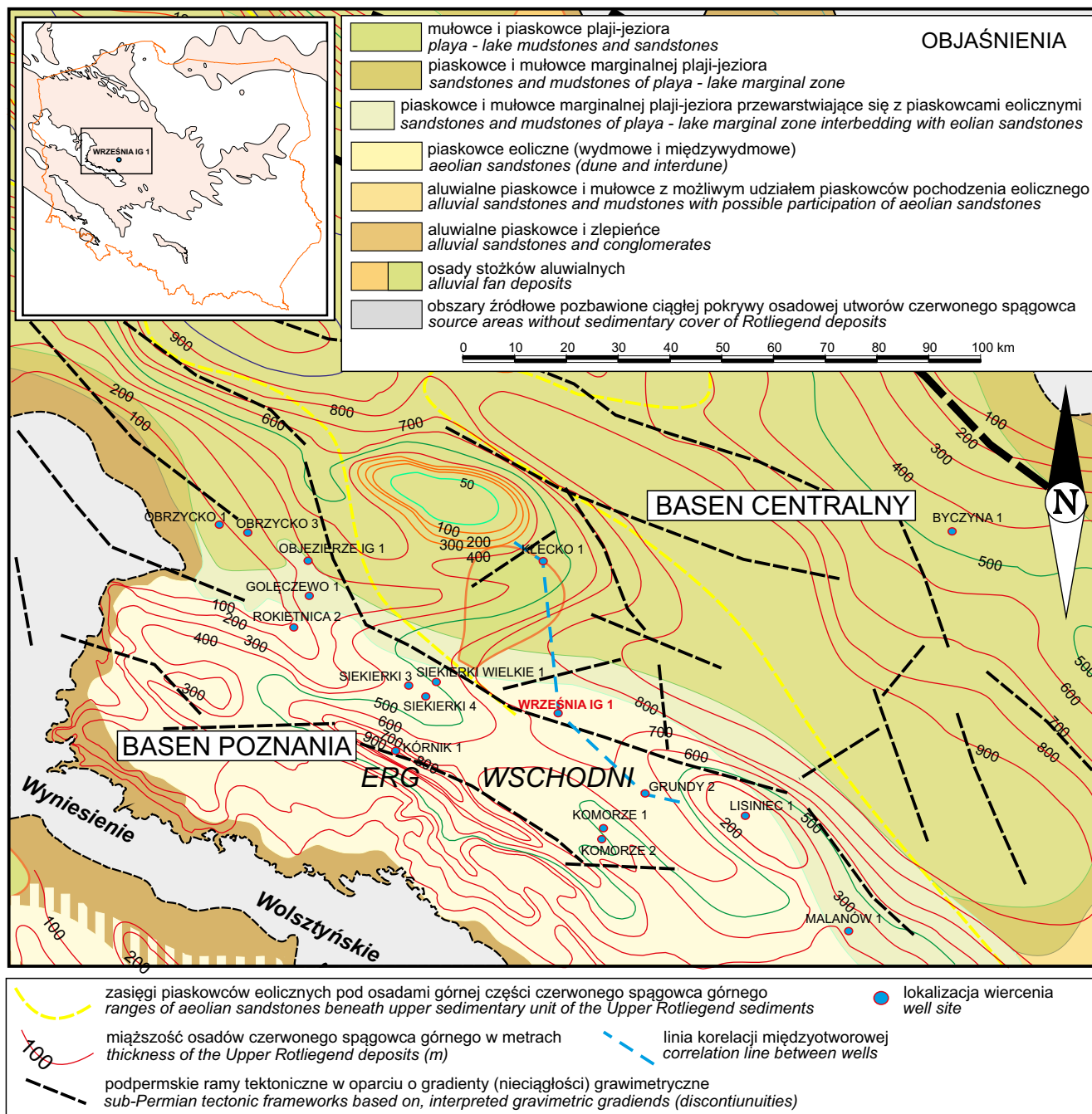


Fig. 9. Lokalizacja wiercenia Września IG 1 na tle mapy litofacji stropu osadów czerwonego spągowca górnego (Kiersnowski i in., 2020) oraz mapy miąższości osadów czerwonego spągowca górnego (interpretacja autorska – H. Kiersnowski)

Na mapie zamieszczono lokalizację geologicznej korelacji międzyotworowej (KłECKO 1 – Września IG 1 – Grundy 2) (fig. 12)

Location of Września IG 1 borehole on the background of the map of lithofacies of the Upper Rotliegend sediments (Kiersnowski *et al.*, 2020) and the map of the thickness of the Upper Rotliegend sediments (author's interpretation – H. Kiersnowski)

The map shows the location of the geological crosshole correlation (KłECKO 1 – Września IG 1 – Grundy 2) (Fig. 12)

eoliczne: wydmy i międzywydmy z podrzędnymi wkładkami osadów powstałych w środowisku fluwialnym i plaji marginalnych (fig. 12, 13; Apendyks 2) (Kiersnowski, Buniak, 2016).

Budowa geologiczna obszaru

Na potrzeby charakterystyki budowy geologicznej obszaru w rejonie otworu Września IG 1 wykorzystano infor-

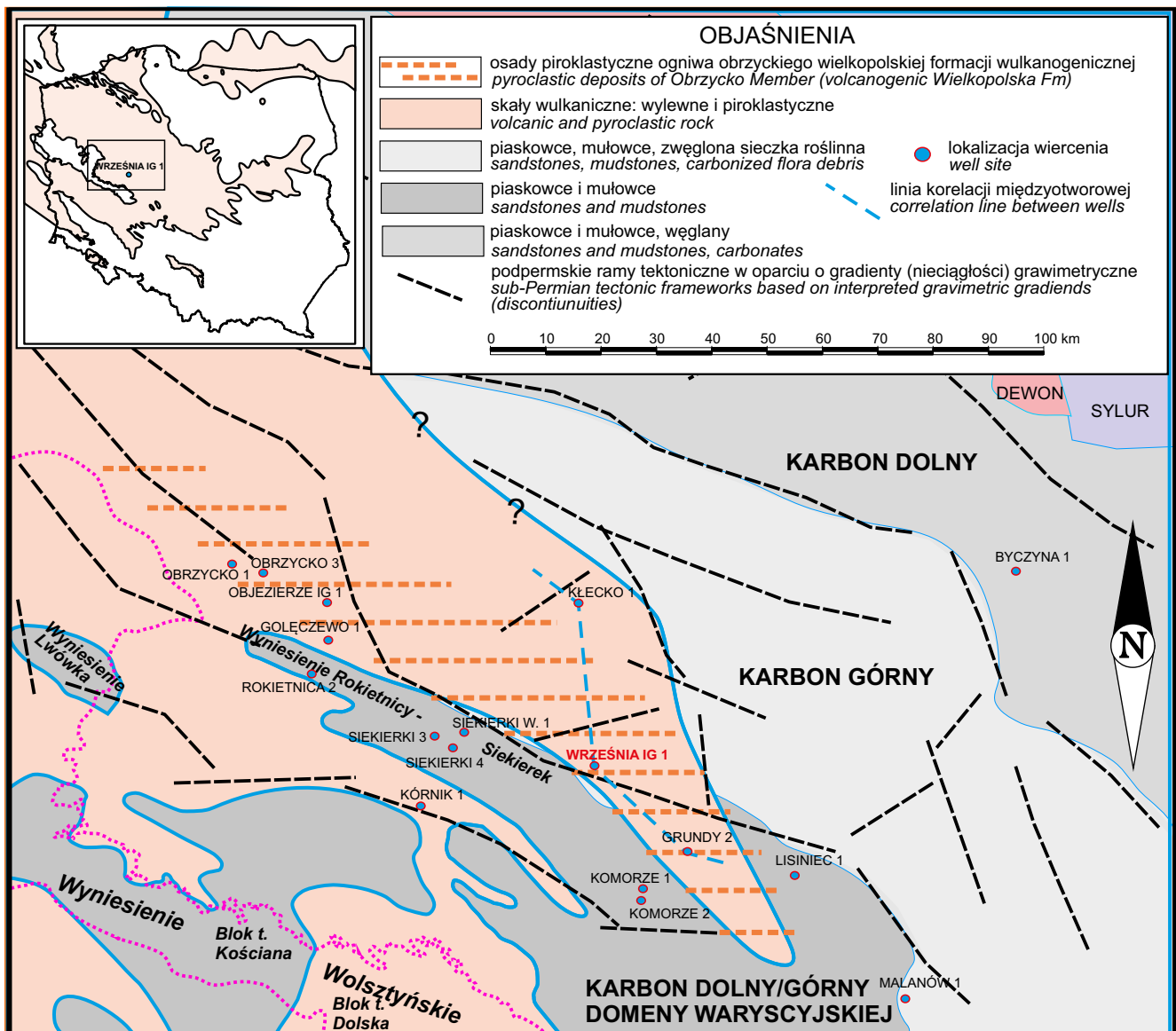


Fig. 10. Lokalizacja wiercenia Września IG 1 na tle mapy stropu podłoża osadów czerwonego spągowca górnego (konceptja autorska – H. Kiersnowski)

Na mapie zamieszczono lokalizację geologicznej korelacji międzyotworowej (KłECKO 1 – Września IG 1 – Grundy 2) (fig. 12)

Location of Września IG 1 borehole on the background of the map of the top of the substructure of the Upper Rotliegend sediments (author's concept – H. Kiersnowski)

The map shows the location of the geological crosshole correlation (KłECKO 1 – Września IG 1 – Grundy 2) (Fig. 12)

macje zebrane w monograficznym opracowaniu (Wójcicki i in., 2021).

Na obszarze w rejonie otworu Września IG 1 w podłożu basenu osadowego czerwonego spągowca występują skały wulkaniczne zaliczane do najniższego permu i najwyższego karbonu (fig. 10). Miąższość skał wulkanicznych na obszarze badań jest zmienna i może osiągać ponad 200 m. Zmienna miąższość jest wynikiem erozji w połączeniu z ruchami tektonicznymi (uskoki i bloki tektoniczne). Skały

wulkaniczne są reprezentowane przez lawy, tufy i osady piroklastyczne (Maliszewska i in., 2016). Miejscami nad skałami wulkanicznymi występują osady epiklastyczne czerwonego spągowca dolnego (autunu), zachowane w szeregu rowów tektonicznych, powstałych w obrębie eksternidów waryscyjskich (Kiersnowski, 2014). Osady te osiagają miąższość do ponad 200 m (fig. 11).

Poniżej skał wulkanicznych występują zaburzone tektonicznie (wielkopolskie pasmo fałdowo nasuwce wary-

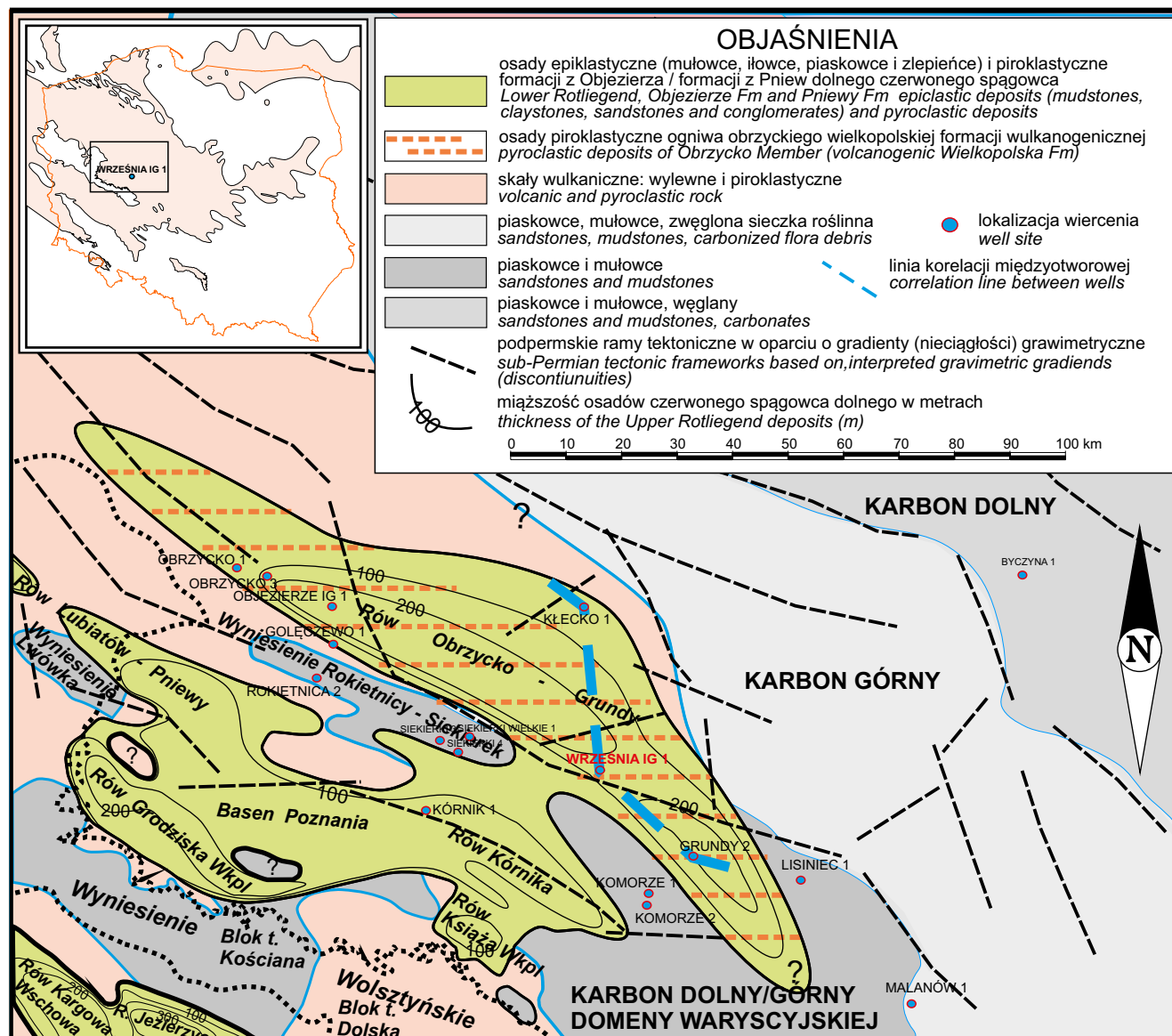


Fig. 11. Lokalizacja wiercenia Września IG 1 na tle mapy miąższości nadwulkanicznych osadów czerwonego spągowca dolnego (interpretacja autorska – H. Kiersnowski). Osady czerwonego spągowca dolnego występują w basenach (rowach tektonicznych) w obrębie warycyjskich eksternidów

Na mapie zamieszczono lokalizację geologicznej korelacji międzyotworowej (Kłęcko 1 – Września IG 1 – Grunów 2) (fig. 12)

Location of the Września IG 1 borehole on the background of the map of thickness of the overvolcanic sediments of the Lower Rotliegend (author's interpretation – H. Kiersnowski). Lower Rotliegend sediments occur in basins (tectonic troughs) within the Variscan externides

The map shows the location of the geological crosshole correlation (Kłęcko 1 – Września IG 1 – Grunów 2) (Fig. 12)

scydów zewnętrznych – Aleksandrowski, 2017) osady karbonu dolnego (turnej-wizen), fragmentarycznie osady westfalu (profil wiercenia Malanów 1) oraz westfalu A (profil wiercenia Września IG 1 – wg Góreckiej-Nowak, 2008). Badania palinologiczne wykonane przez Parke i Ślusarczyk (1988) oraz Górecką-Nowak (2008) na rdzeniach

karbonu z wiercenia Września IG 1 wskazują, że górna część profilu karbonu należy do westfalu, w pierwszym przypadku do westfalu A, a w drugim są one nie starsze od westfalu D (odcinek profilu karbonu: 4922,5–5187,3 m). Na głębokościach 4889,5–5727,5 m stwierdzono skały należące do kompleksu piaszczysto-ilastego i piaszczysto-mułowe

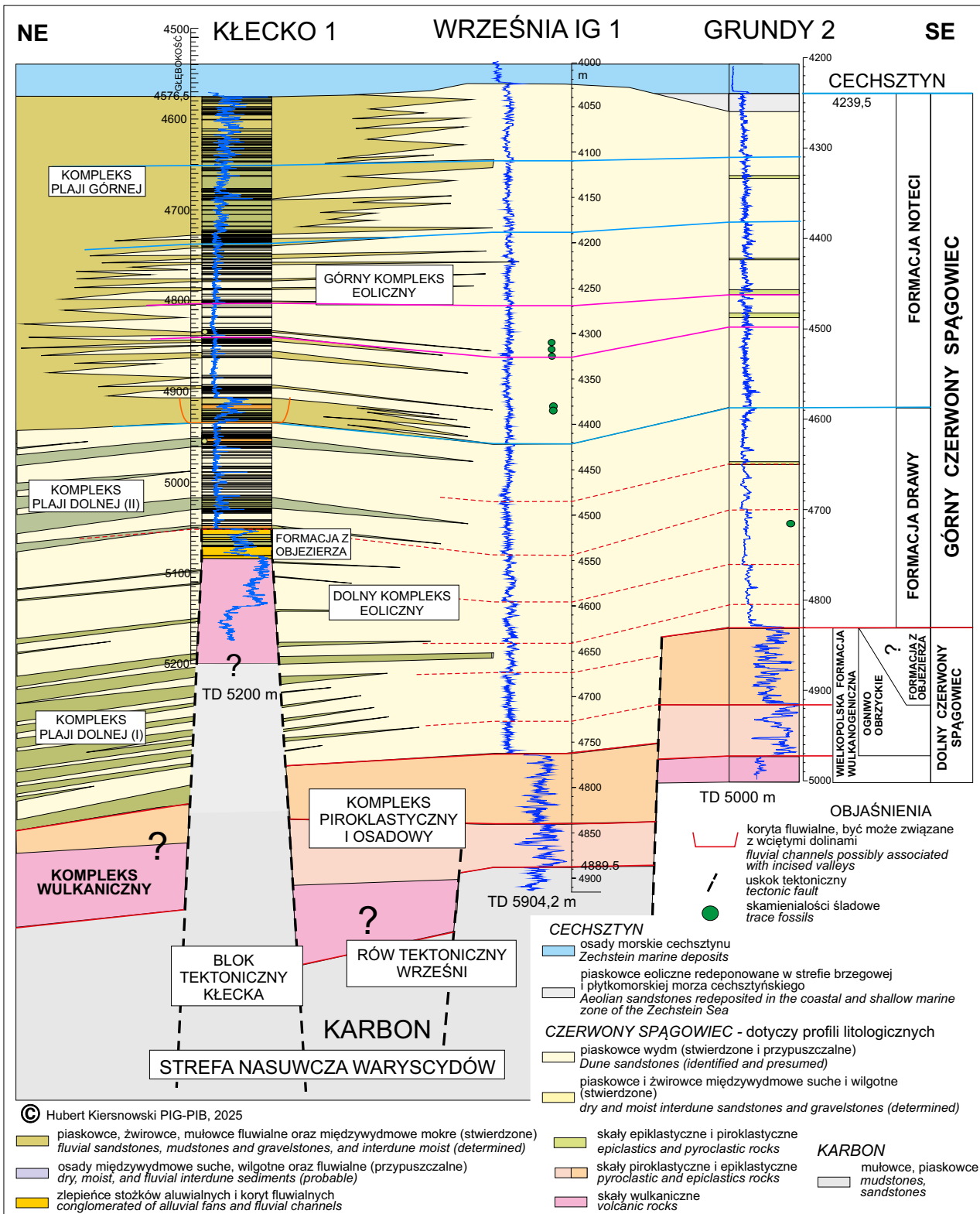


Fig. 12. Geologiczna korelacja międzyotworowa: KłECKO 1 – Września IG 1 – Grundy 2

Na figurze pokazano zróżnicowane tektonicznie podłoże osadów czerwonego spągowca oraz wpływ tektoniki synsedymantacyjnej na rozwój tych osadów

Geological crosshole correlation: KłECKO 1 – Września IG 1 – Grundy 2

Figure shows the tectonically differentiated substructure of the Rotliegend sediments and the influence of synsedimentary tectonics on the development of these sediments

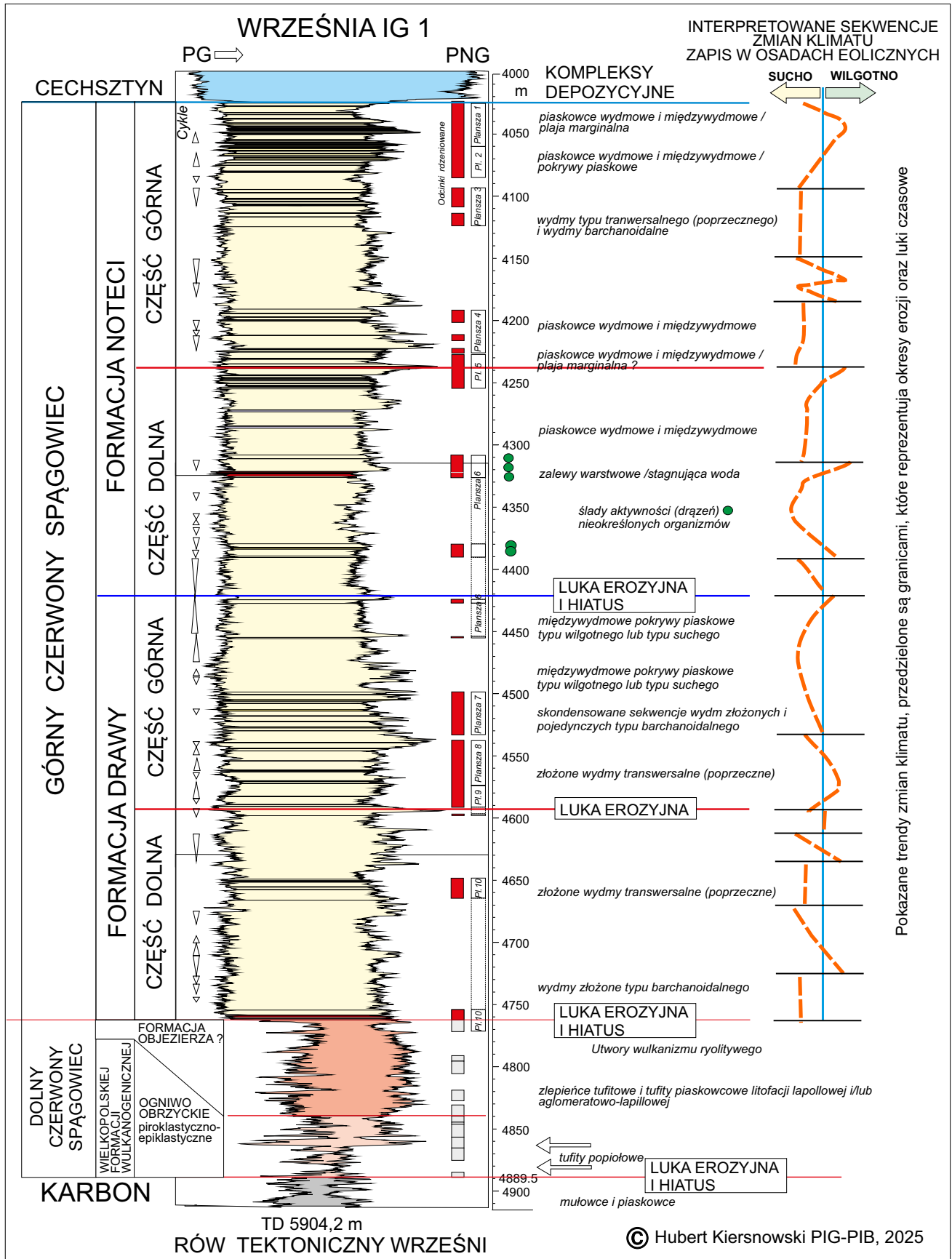


Fig. 13. Profil litostratygraficzny osadów czerwonego spągowca w wierceniu Września IG 1 wraz z interpretacją zmian klimatu
Lithostratigraphic profile of the Rotliegendes sediments in the Września IG 1 borehole, together with an interpretation of climate change

cowego, miejscami z detrytusem flory. Podobne utwory karbonu ze zwęglonym detrytusem flory stwierdzono w podłożu czerwonego spągowca w wierceniu Malanów 1 (fig. 9). Zdaniem autora, jest prawdopodobne, że rów tektoniczny Wrześni (fig. 12) zaznaczył się już w najwyższym karbonie wzdłuż strefy tektonicznej obejmujące lokalizację wiercenia Malanów 1.

W podłożu podpermskim stwierdzono szereg stref nieciągłości i związanych z tym bloków tektonicznych. Aktywność tektoniczna tych bloków miała miejsce w trakcie depozycji osadów czerwonego spągowca, co skutkowało zróżnicowaną miąższością osadów, istnieniem luk erozyjnych i hiatusów. Nieciągłości te pokazano na figurze 9 na podstawie map rozmieszczenia gradientów grawimetrycznych (Petecki – dane niepublikowane).

Osady karbonu dolnego reprezentują strukturalne piętro waryscyjskie i charakteryzują się silnym zaangażowaniem tektonicznym (nasunięcia w formie płaszczowin i fałdy) (Mazur i in., 2020; Mazur, Schulmann, 2024). Osady karbonu górnego reprezentują piętro postwaryscyjskie i nie są zaangażowane w tektonikę nasuwczą. Zalegają poziomo lub mają niewielkie nachylenie tektoniczne związane ze

strefą przedpola (*foredeep*) orogenu waryscyjskiego. Na obszarze badań, w profilu wiercenia Września IG 1, skały karbonu górnego (stefan – westfal D), miąższości 297,8 m, występują (są zachowane) na krawędzi rozległego rowu tektonicznego (fig. 12). Są one nachylone tektonicznie w różnym stopniu w zakresie od 5 do 45 stopni, co jest interpretowane oddziaływaniem bliskiej znaczącej strefy tektonicznej o osi NW–SE. Strefa ta była aktywna w trakcie sedymentacji osadów czerwonego spągowca (Szpetnar-Skierniewska i in., 2015).

Powyżej karbonu występują osady czerwonego spągowca dolnego i górnego o zmiennej miąższości wynikającej ze zróżnicowania tektonicznego podpermskiego podłoża (tab. 6).

Czerwony spągowiec dolny jest zbudowany ze zlepieńców (tufitów aglomeracyjnych), tufitów piaskowcowych i tufitów popiołowych, zalegających na czerwono-brunatnych iłowcach karbonu.

Osady czerwonego spągowca górnego (Pcs) składają się z wielu sekwencji depozycyjnych (Kiersnowski, Buniak, 2016). Są to głównie piaskowce eoliczne i podrzędnie piaskowce fluwialne. W strefach krawędziowych basenu Poznania występują zlepieńce, w przewodzie złożone z litokla-

Tabela 6

Miąższość osadów czerwonego spągowca dolnego i górnego w rejonie otworu Września IG 1 na podstawie wybranych profili wierceń (fig. 9)

Thickness of the Lower and Upper Rotliegend sediments in the study area, based on selected drillings (Fig. 9)

Wiercenie Drilling	Czerwony spągowiec dolny Lower Rotliegend		Czerwony spągowiec górny Upper Rotliegend	
	Interwał [m] Interval	Miąższość [m] Thickness	Interwał [m] Interval	Miąższość [m] Thickness
Goleńczewo 1	4088–4126	38	4385,5–4088	257,5
Grundy-2	4830–4973	143	4239,5–4830	590,5
Kłęcko-1	5051,5–5080,0	28,5	4576,5–5051,5	475
Komorze 1			3815,5–4305	489,5
Komorze 2			3729–4303	574
Kórnik 1	4468–4586	>118	3492–4586	1094
Lisinec 1			4644,5–4921,7	277,2
Malanów 1			4998–5319	321
Objezierze IG 1	4354–4421	67	4144–4354	210
Obrzycko 1				
Obrzycko 2				
Obrzycko 3				
Rokietnica 2			3547,5–3664,6	117,1
Siekierki Wielkie 1			3742–4200	458
Siekierki 3			3650,5–4085,5	435
Siekierki 4			3679–4099	420
Września IG 1	4762,5–4889,5	127	4025,3–4762,5	737,2

stów skał wulkanicznych, podrzędnie ze skał karbonu. (fig. 9). W analizowanym obszarze osady te osiągają miąższość od 50 do ponad 800 m. Generalnie w południowo-zachodniej części obszaru oraz w części południowej (Grundy 2), w stropie czerwonego spągowca występują osady eoliczne (fig. 9) (Kiersnowski, 2013). W centralnej i południowo-wschodniej części obszaru występują piaskowce i mułowce marginalnej plajl–jeziora przewarstwiające się z piaskowcami eolicznymi (Kłęcko 1). Natomiast w części północnej i północno-wschodniej występują mułowce i piaskowce plajl–jeziora. Jest to związane z obszarem o zwiększonej subsydencji.

W stropie osadów czerwonego spągowca występują osady cechsztynu. Są to łupki (T1) i węglany wapienia podstawowego (Ca1) oraz anhydryty (PZA1). Miejscami występują szare piaskowce białego spągowca reprezentujące facje płytkomorskie, związane z transgresją morza cechsztyńskiego.

Profil osadów czerwonego spągowca

W otworze Września IG 1 sumaryczna miąższość utworów czerwonego spągowca wynosi 864,2 m. Z tego górne 737,2 m (4025,3–4762,5 m) przypada na osady czerwonego spągowca górnego (saksonu). Są to piaskowce drobno- i średnioziarniste, miejscami gruboziarniste, z niewielkim udziałem osadów mułowcowych, reprezentujące osady wydymowe i międzywymowe, sporadycznie fluwialne i plajl marginalnej. Według Pokorskiego (1981, 1988a, 1997) osady czerwonego spągowca górnego są reprezentowane przez formacje Drawy i Noteci (fig. 13).

W części dolnej przewiercono 127 m (4762,5–4889,5 m) utworów czerwonego spągowca dolnego (autunu), które reprezentują ogniwo Obrzyckie w stropie Wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej (Maliszewska, Pokorski, 1978). Są to osady piroklastyczne i epiklastyczne.

Osady te dzielą się na dwie części. W części dolnej przeważa materiał piroklastyczny. Są to osady z przewagą zlepieńców (tufitów aglomeratowych), tufitów piaskowcowych i tufitów popiołowych, które spoczywają na czerwobrunatnych ilowcach karbonu (Sokołowski i in., 1977). W części górnej wzrasta udział materiału epiklastycznego w postaci piaskowców i drobnoklastycznych zlepieńców równi aluwialnej.

Osady piroklastyczne zostały datowane metodą Rb-Sr oraz metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ na próbce biotyty ze skały wulkanicznej z otworu wiertniczego Września IG 1 pobranej z interwału 4857–4866. Rezultaty obu datowań mieszczą się w przedziale 284,6 do 289,0 milionów lat (Lippolt i in., 1982).

Poglądy na temat litostratygrafii utworów czerwonego spągowca dolnego ulegały przewartościowaniu (Kiersnow-

ski, 2003). Stąd po późniejszym wydzieleniu epiklastycznej, nadwulkanicznej formacji Objezierza (Maliszewska i in., 2003a, 2016) pojawił się dylemat czy osadów czerwonego spągowca dolnego w profilu Września IG 1 nie należy w części włączyć do formacji Objezierza (fig. 12, 13).

Powyżej, po znaczącej luce erozyjnej i rozległym czasowo hiatusie (luka pangeańska – Menning i in., 2022), występują osady czerwonego spągowca górnego należące do dolnej formacji Drawy i górnej formacji Noteci (Pokorski, 1981). Są to w przewadze piaskowce eoliczne (wydmowe) z domieszką mułowców (osady międzywymowe) o miąższości 737,2 m).

Czerwony spągowiec górny (sakson) jest wykształcony jako seria piaskowców litycznych i sublitycznych, najczęściej drobnoziarnistych, często z przewarstwieniami piaskowców średnio- i gruboziarnistych. Piaskowce czerwonego spągowca charakteryzują się barwą szarą, różową, szaroczerwoną lub brunatną. Są to skały drobno- i średnioziarniste, miejscami gruboziarniste. Cechą charakterystyczną jest ich kierunkowa tekstura podkreślona ułożeniem lamin o grubszym i drobniejszym ziarnie. Z uwagi na skład mineralny piaskowców oraz rodzaj spoiwa wyróżniono arenity, bardzo rzadko waki lityczne, miejscami sublityczne.

Osady te są dobrze rdzeniowane. Opisy sedymentologiczne rdzeni zestawiono w formie 10 plansz graficznych (Apendyks 2).

Formacje dolnego czerwonego spągowca

Ogniwo obrzyckie Wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej

Ogniwo obrzyckie (Pokorski, 1976; Maliszewska, Pokorski, 1978; Maliszewska, 1981; Kiersnowski i in., 2001; Maliszewska i in., 2003a – fig. 10, 11).

Profil referencyjny: stratotyp: profil czerwonego spągowca w wierceniu Obrzycko 1 (229,5 m), skały piroklastyczne w stropie Wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej (Pokorski, 1988a, b).

Są to skały litokrystalno-witroklastyczne w litofacji aglomeratowo-lapillowej i piaskowcowej, rzadziej skały witroklastyczne litofacji popiołowej. Wyróżniono tufy złożone wyłącznie z materiału pirogenicznego i tufity zawierające domieszkę składników terygenicznych. Są to zlityfikowane osady potoków aglomeratowych i laharów, uległe intensywnym przemianom hydrotermalnym, związanym z posteruptywną działalnością wulkanizmu autuńskiego (Maliszewska, Pokorski, 1978).

Pierwszy raz pojęcie „ogniwo obrzyckie” zostało użyte przez Pokorskiego (1976). Zostało ono ostatecznie zaproponowane jako formalne wydzielenie litostratygraficzne (Po-

korski, 1981). Ogniwu obrzyckie może być korelowane z innymi ogniwami epiklastyczno-piroklastycznymi jak: ogniwu Objezierza, ogniwu Pniew (obecnie formacja z Objezierza i formacja z Pniew).

Formacja z Objezierza

Formacja z Objezierza (pierwotnie ogniwu Objezierza w obrębie Wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej) została wydzielona jako tzw. formacja nadwulkaniczna. Generalnie są to osady epiklastyczne, z możliwym udziałem tufów pochodzących z schyłkowych etapów wulkanizmu waryscyjskiego.

Osady tej formacji występują w basenach (rowach tektonicznych) eksternidów waryscyjskich (fig. 10). Są to osady basenów formujących się w warunkach wilgotnego klimatu, z znaczącym udziałem mułwców i iłowców, często licznymi śladami po korzeniach i konkrecjach węglanowymi (paleogleby). Występują również zlepnieńce stożków aluwialnych, zbudowane z litoklastów skał wulkanicznych oraz piaskowce fluwialne.

Profil referencyjny: profil otworu Objezierze IG 1, w którym Kiersnowski (w Maliszewska i in., 2016) wyróżnił trzy kompleksy osadowe: fluwialno-jeziorny (górnny), piroklastyczny (środkowy) i fluwialno-jeziorny, być może bagienny (dolny) o sumarycznej miąższości ponad 60 m.

Formacja z Objezierza może być korelowana z formacją z Pniew, formacją z Zielonej Góry oraz w części z utworami zaliczanymi do ogniw obrzyckiego Wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej.

Interpretacja środowiska sedymentacji czerwonego spągowca górnego

Interpretacja rdzeni z otworu Września IG 1 dowodzi, że czerwony spągowiec górny budują głównie osady eoliczne z podrzędnymi wkładkami osadów środowiska fluwialnego (rzecznego) i plaji marginalnej. Osady czerwonego spągowca górnego składają się z kilku jednostek dobrze wysortowanych piaskowców wydmowych, porzeczinanych kompleksami piaskowców międzywydmowych. Występowanie tego rodzaju osadów eolicznych odpowiada stosunkowo regularnym cyklom sedymentacji związanym ze zmianami klimatu od suchego do bardziej wilgotnego oraz z tempem subsydencji i erozji obszaru (fig. 13). Charakterystyczne dla najwyższej części profilu czerwonego spągowca jest występowanie większej ilości gruboziarnistego materiału, co może wskazywać na zmiany dostaw piasku w skali regionalnej w trakcie sedymentacji tych osadów. Wskutek tego, porowatości i przepuszczalności piaskowca są raczej dobre, w przeciwieństwie do innych sekwencji z sąsiednich otworów – np. w położonym na zachód od tego otworu rejonie Siekierki – Trzek – Pławce, gdzie występują też należące do sedymentacji cechsztyńskiej miąższe kompleksy utworów białego spągowca, praktycznie nieobecne w otworze Września IG 1. W związku z hipotetycznym, relatywnie wysokim paleoreliefem obszaru, gdzie jest zlokalizowany otwór Września IG 1 (fig. 12), przeważają tam piaskowce eoliczne (Kiersnowski, 2013; Szpetnar-Skierniewska i in., 2015).

Marta KUBERSKA, Anna MALISZEWSKA

PETROGRAFIA I WŁAŚCIWOŚCI PETROFIZYCZNE SKAŁ PERMU DOLNEGO

Wstęp

Utwory permu dolnego w otworze wiertniczym Września IG 1 występują na głębokości 4025,3–4889,5 m i są reprezentowane przez skały wulkanoklastyczne i epiklastyczne czerwonego spągowca dolnego (4762,5–4889,5 m) oraz skały epiklastyczne czerwonego spągowca górnego (4025,3–4762,5 m). Badaniami petrograficznymi objęto ok. 145 próbek skał, z których wykonano 185 płytek cienkich (ze skał wulkanoklastycznych i zlepieńców wykonano 2–3 płytki cienkie). Skały wulkanoklastyczne reprezentowane są przez tufity litofacji lapillowej, grubopopiołowej i drobnopopiołowej (Maliszewska i in., 2003a). Skały epiklastyczne to przede wszystkim piaskowce, sporadycznie zlepieńce. Opisy oparto na wynikach zamieszczonych w opracowaniach archiwalnych Maliszewskiej (1977), Maliszewskiej i Kuberskiej (1993), Narkiewicz i in. (1996) oraz w publikacjach, między innymi Jackowicz (1997, 2001, 2003), Kuberskiej i in. (2008), Maliszewskiej (1978, 1997a, b), Maliszewskiej, Kuberskiej (2008, 2009), Maliszewskiej, Pokorskiego (1978), Maliszewskiej i in. (1998, 2003a, 2016).

Metody badań

Próbki skał, z których sporządzono płytki cienkie (te utrwalone żywicą bezbarwną i zaimpregnowane niebiesko zabarwioną żywicą), poddano analizie mikroskopowej polegającej, między innymi, na obserwacji struktur i tekstur piaskowców, typu kontaktów między ziarnami detrytycznymi, pomiarzeniu najczęstszej (M_f) i maksymalnej (M_{max}) średnicy ziarn kwarcu, określono stopień wysortowania materiału (S_o) na podstawie stosunku tych dwóch wielkości. Przeprowadzono obserwacje dotyczące wykształcenia spoiw w piaskowcach, charakteru przestrzeni porowej i efektów działania procesów diagenetycznych (tab. 7). Szacunkowe analizy planimetryczne wykonano dla wybranych 32 próbek autunu (tab. 8). Wybrane próbki piaskowców poddano analizie planimetrycznej metodą punktową (Jaworowski, Juskowiak, 1973; tab. 9). Oprócz zawartości ziarn detrytycznych i składników spoiw uwzględniono tu liczbę pustych porów (w % obj.). W nazewnictwie piaskowców przyjęto klasyfikację Pettijohna i in. (1972). Wyniki wszystkich analiz posłużyły też do określenia stopnia podatności materiału detrytycznego na przeobrażenia diagenetyczne. Odniesiono się tu do wprowadzonego przez Bjørlykke (1983) pojęcia potencjału diagenetycznego, który w ujęciu jego kreatora jest cechą opisową (tab. 7).

W wybranych próbkach piaskowców przeprowadzono komputerową analizę obrazów mikroskopowych płytek cienkich za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego Opti-

phot 2 połączonego kamerą z komputerem wyposażonym w program Lucia G (Leśniak, 1999). Celem badań było precyzyjne scharakteryzowanie przestrzeni porowej piaskowców poprzez pomiar wybranych cech mikroporów, jak: obwód, średnia cięciwa, długość, szerokość, maksymalna i minimalna średnica Fereta oraz innych. Cechy te są podstawą wnioskowania o zdolnościach skał do magazynowania i przewodzenia płynów złożowych.

Za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego Optiphot 2 (Nikon) z przystawką typu CCL 8200 mk3 angielskiej firmy Cambridge Image Technology Ltd. wykonano analizę katodoluminescencyjną, która okazała się pomocna w badaniu cementów ortochemicznych, ziarn kwarcu i skaleni. W interpretacji odmian świecenia minerałów posługiwano się podręcznikiem Marshalla (1988).

Przy zastosowaniu mikroskopu elektronowego JSM-35 firmy JEOL sprzężonego z mikrosondą rentgenowską (Link-ISIS), w jedenastu próbkach skał zidentyfikowano wybrane składniki (między innymi rodzaj węglanów, skaleni, itp.), ich chemizm oraz sposób zabudowy przestrzeni porowej. Szczegółowe obserwacje oraz wyniki badań posłużyły do określenia cech analizowanych skał oraz opisu efektów procesów diagenetycznych w wybranych próbkach (tab. 7), a także do obserwacji charakteru przestrzeni porowej.

Poza tym zaprezentowano wyniki analiz chemicznych (tab. 10), które przeliczono na zawartość węglanów i anhydrytu oraz powołano się na wyniki analiz rentgenowskich. Analizy zostały wykonane zgodnie z procedurami opisanymi w opracowaniu dotyczącym piaskowców eolicznych czerwonego spągowca Wielkopolski (Maliszewska i in., 2003b). W tabeli 11 zamieszczono wyniki badań petrofizycznych piaskowców przeprowadzonych w Instytucie Górnictwa Naftowego i Gazownictwa w Krakowie, na które złożyły się pomiary współczynnika porowatości, gęstości, współczynnika przepuszczalności oraz analizy porozymetryczne piaskowców. Wielkość współczynnika porowatości i gęstość szkieletową oznaczono przy pomocy piknometru helowego. Przepuszczalność mierzono w standardowej aparaturze pomiarowej wobec przepływu azotu. Pozostałe badania przeprowadzono na porozymetrze rtęciowym AutoPore 9220, rejestrującym przebieg krzywych ciśnień kapilarnych.

Charakterystyka petrograficzna skał

Czerwony spągowiec dolny (autun)

Skały odpowiadające zlepieńcom tufitowym reprezentują litofację lapillową i/lub aglomeratowo-lapillową (Maliszewska i in., 2003a; Maliszewska i in., 2016). Szczegółowe

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
pc dr/ar sa/sl	r br	kr, ma	4,0	pr,pu,ww	91,0	0,15	0,90	6,0	po,ko	9,0	7,5	3,0	3,0	1,5	1,5	1,5	0,0	0,0	0,0	średni			obwódki i laste	
pc dr/ar sa/sl	sz r br	kr, ma	3,0	pr, pu	86,0	0,15	0,40	4,0	ko,po	14,0	10,5	4,0	5,0	1,5	3,5	3,0	0,0	0,5	0,0	średni	Q, Sk			
pc dr/ar sa	sz r br	kr, ma	3,2	pr, pu	86,0	0,15	0,40	2,6	ko,po	14,0	11,0	5,0	4,0	2,0	3,0	3,0	0,0	0,0	0,0	średni	Q	Sk→It, Kl	obwódki i laste	
pc dr/ar sa/sl	sz br	kr, ma	3,5	pr,pu,ww	87,0	0,15	0,60	4,0	ko,po	13,0	11,0	5,0	4,0	2,0	2,0	2,0	0,0	0,0	0,0	średni	Q	Sk→It, Kl; L→Chl	autigeniczne obwódki skałeniowe	
pc śr/ar sl	r br	kr, ma	2,5	pr, pu	85,0	0,35	0,70	2,0	ko,po	15,0	6,0	2,0	3,5	0,5	9,0	3,5	3,5	2,0	śl Ba	średni	Q, Sk	Sk→Ca, Ah	obwódki i laste	
pc śr/ar sl	sz br	kr, ma	3,0	pr,pu,ww	90,0	0,30	0,90	3,0	ko,po	10,0	10,0	4,0	4,0	2,0		0,0	0,0	0,0	0,0	średni		Sk→It, Kl	autigeniczne obwódki skałeniowe	
pc śr/ar sl	sz br	kr, ma	3,0	pr, pu	87,5	0,30	0,50	1,6	ko,po	12,5	3,5	2,0	1,0	0,5	9,0	3,0	4,0	2,0	0,0	średni	Q	Sk→It, Kl; L→Chl	autigeniczne obwódki skałeniowe	
pc dr/ar sl	sz r br	kr, ma	2,8	pr, pu	87,3	0,25	0,45	1,8	ko,po	12,7	2,7	2,0	0,5	0,2	10,0	2,0	2,0	4,0	0,0	średni	Q, Sk	Sk→It, Kl; Sk→Ca	obwódki i laste	
pc dr/ar sl	sz r br	kr, ma	3,0	pr,pu,ww	88,8	0,20	0,35	1,7	ko,po	11,2	7,2	3,0	4,0	0,2	4,0	0,0	0,0	4,0	0,0	średni		Sk→It, Kl; L→Chl	obwódki i laste	
pc dr/ar sl	r	kr, ma	2,5	pr, pu	87,0	0,25	0,40	1,6	ko,po	13,0	3,0	1,0	2,0	0,0	10,0	3,0	2,5	4,5	0,0	średni	Q, Sk	Sk→It, Kl; Sk→Ca	obwódki i laste	
pc/ar sa	sz br	kr, ma	n.o.	pr, pu	87,3	n.o.	n.o.	n.o.	ko,po	12,7	6,9	4,1	0,0	2,8	5,8	0,0	0,0	2,0	3,8 It	średni	Q, Sk			
pc dr/ar sl	sz br	kr, ma	4,0	pr,pu,ww	92,0	0,15	0,50	3,3	ko,po	8,0	6,2	2,0	4,0	0,2	1,8	0,3	0,5	1,0	0,0	średni	Q, Sk			
pc dr/ar sa/sl	sz br	kr, ma	4,0	pr,pu,ww	91,0	0,15	0,40	2,6	ko,po	9,0	7,2	3,0	4,0	0,2	1,8	0,2	0,6	1,0	0,0	średni	Q	Sk→It, Kl		
pc dr/ar sl	sz br	kr, ma	3,8	pr, pu	86,9	0,12	0,25	2,0	ko,po	13,1	12,1	8,0	4,0	0,1	1,0	0,0	0,0	1,0	0,0	średni	Q	Sk→It		
pc dr/ar sa/sl	ez br	kr, ma	1,4	pu,bk	80,0	0,10	0,20	2,0	ps,ko	20,0	20,0	10,0	5,0	5,0		0,0	0,0	0,0	0,0	niski		L→Chl, Qa		
pc dr/ar l	sz br	kr, ma	3,0	pr, pu	83,9	0,12	1,20	10,0	ko,po	16,1	13,0	9,0	3,0	1,0	3,1	2,0	0,1	1,0	0,0	średni	L	L→Chl, Qa,L→Do		
tft agl/pa ru	br	be, ma	n.o.	pr,pu,ww	94,5	0,10	0,90	9,0	ko,po	5,5	3,5	0,0	3,0	0,5	2,0	1,0	0,0	1,0	0,0	wysoki		L→Chl, Qa,Sk→Ca		
tft lap/pa ru	ez br	be, ma	n.o.	pu, bk	89,0	0,10	0,40	4,0	ko,po	11,0	9,0	2,0	5,0	2,0	2,0	0,0	0,0	2,0	0,0	wysoki		L→Chl, Qa		
tft lap-pop/ pa ru l	ez br	be, ma	n.o.	pu, bk	74,5	0,10	0,40	4,0	ko,po	25,5	24,0	1,0	20,0	3,0	1,5	0,3	0,2	1,0	0,0	wysoki		L→Chl, Qa	przeobrażanie szklawa wulkanicznego	
tft pop/wa l	ez br	be, ma	n.o.	pu, bk	79,5	0,17	0,50	2,9	ko, ps	20,5	19,0	3,0	12,0	4,0	1,5	1,5	0,0	0,0	0,0	niski	Sk	Sk→Do	przeobrażanie szklawa wulkanicznego	
tft lap/or ru l	ez br	be, ma	n.o.	pr, pu	95,0	0,16	0,60	3,7	ko,po	5,0	4,0	0,0	3,0	1,0	1,0	1,0	śl	0,0	0,0	wysoki		Sk→It, Kl	przeobrażanie szklawa wulkanicznego	
tft lap/pa ru	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	n.o.	0,20	0,60	3,0	ko,po	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki				
pc dr/ar sl	br	be, ma	3,0	pn, pr	84,0	0,08	0,40	3,0	ko,po	16,0	13,0	5,0	7,0	1,0	3,0	1,0	0,0	2,0	0,0	wysoki	L	L→Chl, Qa,L→Do	Fe,Mn-dolomit	
tft agl/pa ru	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	92,0	0,15	0,40	2,6	ko,po	8,0	6,0	1,0	4,5	0,5	2,0	0,0	0,0	2,0	0,0	wysoki		L→Chl, Qa, Sk→It, Kl	przeobrażanie szklawa wulkanicznego	
tft lap-pop/ pa ru l	br sz z	be, ma	n.o.	pr, pu	90,5	0,20	0,60	3,0	ko,po	9,5	9,5	2,0	6,5	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	wysoki		Sk→It, Kl	przeobrażanie szklawa wulkanicznego	
tft lap-agl/ pa ru l	br	be, ma	n.o.	pr, pu	91,4	0,20	1,20	6,0	ko,po	8,8	8,0	1,0	5,0	2,0	0,8	0,6	0,0	0,2	0,0	wysoki		L→Chl, Qa	przeobrażanie szklawa wulkanicznego	
tft lap-pop/ pa ru l	br	be, ma	n.o.	pr, pu	86,0	0,20	0,80	4,0	ko,po	14,0	14,0	4,0	8,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	wysoki		Sk→It, Kl, L→Chl	przeobrażanie szklawa wulkanicznego	
tft agl/or ru l	br	be, ma	n.o.	pr, pu	n.o.	0,20	0,70	3,5	ko,po	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	niski				
tft pop/wa l	sz br	be, ma	0,6	bk, pu	78,0	0,10	0,40	4,0	ps, ko	22,0	22,0	10,0	8,0	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	wysoki		L→Chl	przeobrażanie szklawa wulkanicznego	

Tabela 7 cd.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
tft lap-pop/ pa ru l	r br	be, ma	n.o.	pr, pu	90,0	0,20	1,20	6,0	ko,po	10,0	9,0	1,0	6,0	2,0	1,0	1,0	0,0	0,0	0,0	wysoki					
tft lap-pop/ pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	90,0	0,20	1,00	5,0	ko,po	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki					
tft lap/pop/ pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	95,0	0,15	0,80	5,3	ko,po	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki					
tft pop/ar l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	82,7	0,10	0,50	5,0	ko,po	17,3	14,0	3,0	9,0	2,0	3,3	3,0	0,2	0,1	0,0	wysoki	L	L→Chl, Do; Sk→Do		przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft agl/or ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	92,3	0,20	0,80	4,0	ko,po	7,7	7,0	0,0	6,0	1,0	0,7	0,5	0,0	0,2	0,0	wysoki		L→Chl, Qa; Sk→It		przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft agl/or ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	92,5	0,15	0,70	4,6	ko,po	7,5	7,0	1,0	5,0	1,0	0,5	0,4	0,0	0,1	0,0	wysoki					
tft lap/pop/ pa ru l	sz r br	be, ma	n.o.	pr, pu	90,0	0,15	0,90	6,0	ko,po	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki					
tft agl/or ru l	r br	be, ma	n.o.	pu	91,0	0,20	0,50	2,5	ko	9,0	8,5	0,0	8,0	0,5	0,5	0,0	0,0	0,5	0,0	wysoki		L→Chl, Qa; Sk→It		przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft lap/pop/ pa ru l	r br	be, ma	n.o.	pr, pu	77,0	0,15	0,50	3,3	ko,po	23,0	15,0	0,0	14,0	1,0	8,0	8,0	0,0	0,0	0,0	wysoki	L	L→Chl, Do; Sk→It		przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft agl/pop/ pa ru l	br	be, ma	n.o.	pr, pu	90,3	0,18	0,60	3,3	ko,po	11,7	9,3	0,0	9,0	0,5	2,2	2,1	0,1	2,0	0,0	wysoki					
tft pop/wa l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	67,0	0,25	0,80	3,2	ko,po	33,0	28,0	14,0	12,0	2,0	5,0	3,0	0,0	2,0	0,0	niski		L→Chl, Qa		przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft lap/pop/ pa ru l	sz r br	be, ma	n.o.	pr, pu	n.o.	0,20	0,40	2,0	ko,po	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki					
tft agl/or ru l	br	kr, ma	n.o.	pr, pu	93,7	0,25	0,90	3,6	ko	6,3	6,3	0,0	6,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	wysoki					
tft pop/wa l	sz br	be, ma	0,6	pr, pu	85,3	0,15	0,60	4,0	ko,po	14,7	13,5	5,0	8,0	0,5	1,2	1,0	0,0	0,2	0,0	niski		L→Chl, Qa; Sk→It		przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft agl/or ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	94,5	0,20	0,70	3,5	ko,po	5,5	4,5	0,0	4,0	0,5	1,0	1,0	0,0	0,0	0,0	wysoki					
tft lap/pop/ pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	94,3	0,20	0,80	4,0	ko,po	5,7	5,2	0,0	5,0	0,2	0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	wysoki		L→Chl, Qa; Sk→It		przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft pop/ar l	sz br	be, ma	3,0	pr, pu	83,0	0,25	0,90	3,6	ko,po	17,0	11,0	6,0	4,0	1,0	6,0	6,0	0,0	0,0	0,0	wysoki					
tft lap/pop/ pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	91,2	0,20	0,70	3,5	ko,po	8,8	5,5	4,0	1,0	0,5	3,3	3,0	0,1	0,2	0,0	wysoki	L	L→Chl, Qa, L→Do		przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft lap/pop/ pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	90,0	0,20	0,80	4,0	ko,po	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki					
tft agl/or ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	90,0	0,15	0,70	4,6	ko,po	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki					
tft agl/or ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	95,0	0,25	0,60	2,4	ko,po	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki					
tft agl/or ru l	sz br	be, ma	n.o.	bk, pu	97,0	0,20	0,50	2,5	ko	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki					
tft agl/or ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	97,0	0,12	1,20	10,0	ko	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki					
tft pop/ar l	sz br	be, ma	2,8	bk, pu	86,0	0,25	0,50	2,0	ko	14,0	14,0	4,0	8,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	wysoki		L→Chl, Qa		przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft agl/or ru l	sz br	be, ma	n.o.	bk, pu	83,5	0,25	1,20	4,8	ko,po	6,5	3,5	0,0	3,0	0,5	3,0	3,0	0,0	0,0	0,0	wysoki	Sk	L→Chl, Qa, Sk→Do		przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft pop/wa l	sz br	be, ma	0,7	bk, pu	49,5	0,20	0,40	2,0	ps,ko	50,5	42,5	3,0	38,0	1,5	8,0	6,0	0,0	2,0	0,0	niski					
tft lap/pop/ pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	n.o.	0,20	0,60	3,0	po,ko	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki					
tft pop/wa l	br	be, ma	0,6	bk, pu	60,0	0,15	0,70	4,6	ps,ko	40,0	37,0	15,0	20,0	2,0	3,0	3,0	0,0	0,0	0,0	niski		L→Chl			
tft pop/wa l	br	be, ma	0,7	bk, pu	n.o.	0,15	0,40	2,6	ps,ko	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	niski				

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
tft pop-lap/ wa l	br	be, ma	0,6	bk, pu	78,0	0,15	0,70	4,6	ps,ko	22,0	22,0	15,0	15,0	2,0	śl	0,0	0,0	śl	0,0	niski	Sk	L→Chl, Qa, Sk→Do	przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft lap-pop/ pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	83,0	0,20	1,00	5,0	ps,ko	17,0	17,0	5,0	10,0	2,0	śl	0,0	0,0	śl	0,0	wysoki		L→Chl, Qa, Sk→It	przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft pop/wa l	br	be, ma	0,8	bk, pu	57,0	0,15	0,90	6,0	ps,ko	43,0	43,0	10,0	30,0	3,0	śl	0,0	0,0	śl	0,0	niski		L→Chl, Qa, Sk→It	przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft pop/wa l	br	be, ma	0,7	bk, pu	47,0	0,15	1,20	8,0	ps,ko	53,0	53,0	15,0	35,0	3,0	śl	0,0	0,0	śl	0,0	niski		L→Chl, Qa, Sk→It	przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft pop/wa l	br	be, ma	0,6	bk, pu	56,0	0,20	0,70	3,5	ps,ko	44,0	44,0	12,0	30,0	2,0	śl	0,0	0,0	śl	0,0	niski		L→Chl, Qa, Sk→It	przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft lap-pop/ pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	90,0	0,12	0,40	3,3	po,ko	10,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki				
tft lap-pop/ pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	75,0	0,20	1,20	6,0	po,ko	25,0	20,0	3,0	15,0	2,0	5,0	3,0	0,0	2,0	0,0	wysoki	Sk	L→Chl, Qa, Sk→Do	przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft pop/wa l	br	be, ma	n.o.	bk, pu	52,0	0,15	0,30	2,0	ps,ko	48,0	41,0	8,0	32,0	1,0	7,0	5,0	n.o.	2,0	n.o.	niski	L, Sk	L→Chl, Qa, Do; Sk→Do	przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft pop/wa l	br	kr, ma	n.o.	bk, pu	70,0	0,10	0,40	4,0	ps,ko	30,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	niski				
tft lap/pa ru l	br	be, ma	n.o.	pr, pu	90,0	0,20	0,40	2,0	ko,po	10,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki				
tft lap/pa ru l	br	be, ma	n.o.	pr, pu	95,0	0,20	0,60	3,0	ko,po	5,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki				
tft lap-pop/ pa ru l	br	be, ma	n.o.	pr, pu	84,0	0,18	0,60	3,3	ko,po	16,0	14,0	0,0	13,0	1,0	2,0	0,0	0,0	2,0	0,0	wysoki		L→Chl, Qa, Sk→It	przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft lap-pop/ pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	80,0	0,20	1,50	7,5	ko,po	20,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki				
tft pop/pa ru l	sz br	be, ma	3,0	pr, pu	49,0	0,17	0,90	5,2	ko,po	51,0	48,0	16,0	28,0	4,0	3,0	3,0	0,0	śl	0,0	wysoki		L→Chl, Qa, Sk→It	przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft lap-pop/ pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	90,0	0,17	0,90	5,2	ko,po	10,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki				
tft lap-pop/ pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	90,0	0,20	1,00	5,0	ko,po	10,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki				
tft pop-lap/ wa l	sz br	be, ma	0,6	pr, pu	62,0	0,15	0,90	6,0	ps,ko	38,0	13,0	2,0	10,0	1,0	25,0	2,0	0,0	23,0	0,0	wysoki	L, Sk	L→Chl, Qa, Do; Sk→Do	przeobrażanie szklawi wulkanicznego; Fe, Mn-dolomit	
tft agl/or ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr	97,0	n.o.	n.o.	n.o.	ko	3,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki				
tft lap/pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	90,0	0,25	0,50	2,0	ko	10,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki				
tft agl/or ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr	90,0	0,25	0,40	1,6	ko	5,0	3,0	0,0	3,0	śl	2,0	śl	0,0	2,0	0,0	wysoki		L→Chl, Qa, Sk→It	przeobrażanie szklawi wulkanicznego	
tft lap/or ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr	93,0	0,20	0,90	4,5	ko	3,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki	L, Sk	L→Chl, Qa, Sk→Do	przeobrażanie szklawi wulkanicznego; Mn-dolomit	
tft lap/or ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr	95,0	0,20	1,50	7,5	ko	5,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki				
tft lap-pop/ pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	90,0	0,25	1,50	6,0	ko	10,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki				
tft pop/mc;ic	br	be, ma	n.o.	bk	10,0	n.o.	n.o.	n.o.	ps	90,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki				
tft agl/or ru l	br	be, ma	n.o.	pr, pu	95,0	0,12	0,90	7,5	ko	5,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki				
tft lap/pa ru l	sz br	be, ma	n.o.	pr, pu	90,0	0,15	1,00	6,6	ko,po	10,0	7,0	0,0	6,2	0,8	3,0	0,0	0,0	3,0	0,0	wysoki		L→Chl, Qa	przeobrażanie szklawi wulkanicznego	

Tabela 7 cd.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
tft pop/wa l	br	kr, ma	0,5	bk, pu	50,0	0,07	0,70	10,0	ps	50,0	44,0	8,0	34,0	2,0	6,0	2,0	0,0	4,0	0,0	0,0	wysoki		L→Chl, Qa	przeobrażanie szklawa wulkanicznego
tft pop/wa l	br	kr, ma	0,6	bk, pu	50,0	0,07	0,80	11,4	ps	50,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	wysoki			przeobrażanie szklawa wulkanicznego
tft pop/mc:ic	br	kr, ma	n.o.	bk, pu	45,0	0,06	0,70	11,6	ps	55,0	50,0	10,0	40,0	śl	5,0	1,0	0,0	4,0	0,0	0,0	wysoki	Sk	L→Chl, Qa, L→Chl, Qa, Sk→Ca	przeobrażanie szklawa wulkanicznego
tft pop/mc:ic	br	kr, ma	n.o.	bk	30,0	0,07	0,50	7,1	ps	70,0	64,0	10,0	54,0	śl	6,0	1,0	0,0	5,0	0,0	0,0	wysoki	Sk		
zc/pa ru l	sz br	kr, ma	n.o.	pr, pu	90,0	0,15	1,20	8,0	ko, po	10,0	9,0	1,0	7,0	1,0	1,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	wysoki			

Symbole: zc – zlepieniec, pc – piaskowiec, mc – mułowiec, ic – ilowiec, tft – tuft, pa – para, or – orto, ru – rudyt, gr, śr, dr, bdr – grubo-, średnio-, drobnoziarnisty, ar – arenit, wa – waka, k – kwarcowy, sa – subarkozowy, sl – sublityczny, l – lityczny, agl – aglomeratowy, lap – lapilowy, pop – popiołowy; sz – szary, br – brunatny, r – różowy, cz – czerwony, kr – kierunkowa, be – bezładna, ma – masywna, bk – bez kontaktów, pu – kontakty punktowe, pr – kontakty proste, ww – kontakty wklęsło-wypukłe, za – kontakty zazębiające, ps – spoiwo podstawowe, po – spoiwo porowe, ko – spoiwo kontaktowe; M_Q – przeciętna średnica ziarn kwarcu, M_{max}Q – maksymalna średnica ziarn kwarcu, W_{kz} – wskaźnik kontaktów międzyziarnowych, śl – śladowe ilości, n.o. – nie oznaczono; Q – kwarc, Q autig. – kwarc autigeniczny, Sk – skalenie, Chl – chloryt, It – illit, Kl – kaolinit, Li – litoklast, Ca – kalcyt, Do – dolomit, Ah – anhydryt, wodor. Fe – wodorotlenki żelaza.
Abbreviations: zc – conglomerate, pc – sandstone, mc – mudstone, ic – claystone, tft – tuftite, pa – para, or – ortho, ru – rudite, gr, śr, dr, bdr – coarse, medium-, fine-, very fine-grained, ar – arenite, wa – wacke, k – quartz, sa – subarkosic, sl – sublithic, l – lithic, agl – agglomerate, lap – lapillous, pop – ash; sz – gray, br – brown, r – pink, cz – red, kr – directional, be – no contacts, bk – no contacts, pu – point contacts, pr – straight contacts, ww – concavo-convex contacts, za – sutured contacts, ps – basic cement, po – pore cement, ko – contact cement; M_Q – average diameter of quartz grains, M_{max}Q – maximal diameter of quartz grains, W_{kz} – index of intergranular contacts, śl – trace amounts, n.o. – not determined; Q – quartz, Q autig. – authigenic quartz, Sk – feldspars, Chl – chlorite, It – illite, Kl – kaolinite, Li – lithoclast, Ca – calcite, Do – dolomite, Ah – anhydrite, wodor. Fe – iron hydroxide.

analizy petrograficzne i geochemiczne zawarto w publikacjach Jackowicz (2001, 2003), a przykładowe obrazy skał zaprezentowano na figurze 14A–D. Tufity charakteryzują się barwą brunatną, brunatno-wiśniową, brunatnoszarą lub brunatnozieloną. Wykazują strukturę psefitową, psefitowo-psamitową, teksturę kierunkową (równoległą), rzadziej bezładną (Fig. 14A). Są to skały zwarte, twarde, makroskopowo przypominające zlepieniec wulkaniczne. Skały tej litofacji występują w postaci warstw miąższości od 1 cm do kilku metrów. Najczęściej są przewarstwione tufitami piaskowcowymi, często zawierającymi żwir skalny. Tufity aglomeratowe należą do tufitów litokrystaloklastycznych, często do litowitokrystaloklastycznych. Złożone są głównie z okruchów skał wylewnych, podrzędnie zawierają ziarna mineralne oraz spoiwo typu „matriks” lub „cement” (tab. 7, 8). Okruchy skał wylewnych mają najczęściej formy zaokrąglone, dyskooidalne, w niektórych tylko próbkach jest przewaga okruchów ostrokrawędzistych, co sugeruje nazywać je brekcją. Przeciętna średnica okruchów skał wylewnych wynosi 3,0–4,0 mm, maksymalna dochodzi do 15 cm. Zawartość frakcji psefitowej w tufitach aglomeratowych waha się w granicach 60–95%.

Wśród okruchów skalnych frakcji psefitowej wyróżniono:

1. Ryolity czerwobrunatne o strukturze holokrystalicznej, porfirowej. Ich tło skalne jest zazwyczaj bardzo drobnokrystaliczne, złożone z mikrolitów sanidynu i kwarcu oraz pyłu uwodnionych tlenków żelaza. Tekstura tła bywa bezładna lub fluidalna, czasami perlitowa lub sferolitowa. Fenokryształy złożone są najczęściej z subhedralnie wykształconego kwarcu, rzadziej sanidynu, albitu i biotytu. Okruchy bywają zsylikowane, skalcytyzowane, niekiedy impregnowane wodorotlenkami żelaza lub anhydrytem.
2. Ryolity zielone złożone z analogicznych fenokryształów, jak czerwobrunatne. Różnica polega na tym, że tło skalne jest silnie przeobrażone i odznacza się intensywnym zielonym zabarwieniem, a w płytkach cienkich widoczne są pakiety łuseczek ilastych o wysokiej dwójłomności. Badania rentgenowskie wykazały, że jest to illit (Maliszewska, 1977). Tło skalne tych riolitów buduje również krzemionka, lecz zawartość jej nie jest zbyt duża.
3. Okruchy określone jako melafiry czarne, brunatne i beżowozielonawe. Są to skały o strukturze holokrystalicznej, rzadziej hipokrystalicznej, porfirowej, teksturze intersertalnej, niekiedy ofitowej. Fenokryształy są reprezentowane przez pseudomorfozy ilaste po plagioklazach i piroksenach. Notuje się biotyt, serpentynowe pseudomorfozy po oliwinach. Tło skalne jest złożone z listewek plagioklazów o średniej zawartości 40–52% anortytu, niekiedy zalbityzowanych. Liczne miarole wypełnione są chalcedonem i kwarcem. Najprawdopodobniej skały te swoim składem odpowiadają trachyandezytom, rzadziej trachybazaltom. Są one silnie przeobrażone, a do minerałów wtórnych zaliczono chloryt, illit, serpentyn, węglany, chalcedon, sporadycznie zeolity.
4. Piaskowce szarobrunatne, drobnoziarniste, najprawdopodobniej wieku karbońskiego. Występują one w for-

Tabela 8

Skład mineralny wybranych próbek tufitów (% obj.)
Mineral composition of the selected tuffite samples (vol. %)

Głębokość [m] Depth	Materiał detrytyczny Detrital material									Spoiwo Cement						
	frakcja >2 mm fraction >2 mm			frakcja 0,06–2 mm fraction 0.06–2 mm						%	iasto-krzemionkowe clay-silica	weganowe carbonate	anhydrytowe anhydrite	autigeniczne Q authigenic Q	kwarc detrytyczny <0,06 mm detrital quartz <0,06 mm	żelaziste ferruginous
	%	skały wylewne effusive rocks	skały osadowe sedimentary rocks	kwarc quartz	skalenie feldspars	łyżczyki mica	skały metamorficzne metamorphic rocks	skały wylewne effusive rocks	skały osadowe sedimentary rocks							
4762,2	75,0	75,0	0,0	31,0	12,0	śl	18,0	20,0	0,0	19,0	10,0	4,0	0,0	0,0	5,0	śl
4766,0	70,0	70,0	0,0	39,0	3,0	0,0	10,0	3,0	0,0	45,0	42,0	śl	1,0	0,0	3,0	śl
4780,5	90,0	90,0	0,0	30,0	4,0	śl	11,0	15,0	0,0	40,0	35,0	0,0	0,0	0,0	4,0	1,0
4785,3	70,0	70,0	0,0	33,0	3,0	śl	14,0	27,0	0,0	23,0	15,0	5,0	śl	0,0	3,0	śl
4796,3	65,0	65,0	0,0	32,0	4,0	0,0	12,0	26,0	0,0	26,0	18,0	3,0	śl	0,0	4,0	1,0
4801,8	0,0	0,0	0,0	54,0	10,0	śl	6,0	15,0	0,0	15,0	9,0	3,0	0,0	0,0	3,0	śl
4802,4	85,0	85,0	0,0	30,0	2,0	0,0	9,0	32,0	0,0	23,0	10,0	1,0	śl	0,0	10,0	2,0
4821,6	90,0	90,0	0,0	29,0	2,0	0,0	4,0	31,0	0,0	34,0	30,0	0,0	0,0	0,0	4,0	śl
4824,0	80,0	80,0	0,0	37,0	2,0	śl	6,0	31,0	0,0	24,0	14,0	2,0	śl	0,0	8,0	śl
4827,5	0,0	0,0	0,0	30,0	śl	0,0	10,0	20,0	0,0	33,0	12,0	3,0	0,0	2,0	14,0	2,0
4834,0	90,0	90,0	0,0	40,0	7,0	0,0	10,0	21,0	0,0	22,0	7,0	1,0	0,0	śl	14,0	śl
4834,7	1,0	1,0	0,0	34,0	12,0	śl	24,0	16,0	0,0	14,0	8,0	1,0	0,0	0,0	5,0	śl
4835,5	85,0	78,0	7,0	30,0	4,0	śl	20,0	32,0	1,0	13,0	8,0	1,0	0,0	0,0	4,0	śl
4838,7	3,0	3,0	0,0	38,0	9,0	śl	15,0	20,0	1,0	17,0	4,0	6,0	0,0	0,0	6,0	1,0
4839,8	70,0	66,0	4,0	35,0	6,0	śl	20,0	20,0	0,0	19,0	5,0	10,0	śl	0,0	4,0	śl
4839,9	0,0	0,0	0,0	10,0	1,0	śl	4,0	10,0	0,0	75,0	70,0	0,0	0,0	0,0	5,0	śl
4846,1	90,0	88,0	2,0	10,0	4,0	śl	10,0	48,0	2,0	22,0	10,0	10,0	0,0	0,0	2,0	śl
4848,2	2,0	2,0	0,0	19,0	5,0	śl	12,0	15,0	1,0	48,0	39,0	6,0	0,0	0,0	3,0	śl
4850,8	35,0	35,0	0,0	28,0	4,0	0,0	4,0	22,0	2,0	40,0	22,0	3,0	0,0	0,0	15,0	śl
4854,3	70,0	67,0	3,0	27,0	8,0	1,0	8,0	23,0	3,0	30,0	20,0	0,0	0,0	0,0	10,0	śl
4857,2	50,0	46,0	4,0	20,0	4,0	śl	8,0	16,0	2,0	50,0	35,0	0,0	0,0	0,0	15,0	śl
4863,0	60,0	57,0	3,0	20,0	5,0	0,0	8,0	16,0	1,0	50,0	35,0	10,0	0,0	0,0	5,0	śl
4865,7	2,0	2,0	0,0	26,0	4,0	1,0	8,0	16,0	0,0	45,0	32,0	5,0	0,0	0,0	8,0	śl
4869,4	70,0	70,0	0,0	20,0	5,0	1,0	6,0	13,0	śl	55,0	55,0	0,0	0,0	0,0	0,0	śl
4871,4	7,0	7,0	0,0	23,0	6,0	śl	0,0	18,0	0,0	50,0	31,0	3,0	0,0	0,0	16,0	1,0
4875,9	30,0	30,0	0,0	35,0	8,0	śl	śl	30,0	0,0	37,0	30,0	2,0	0,0	3,0	2,0	1,0
4881,1	90,0	88,0	2,0	25,0	5,0	śl	0,0	30,0	0,0	40,0	21,0	7,0	0,0	0,0	10,0	2,0
4884,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	77,0	0,0	0,0	0,0	15,0	8,0
4887,9	1,0	1,0	0,0	22,0	10,0	1,0	śl	17,0	0,0	50,0	38,0	2,0	0,0	0,0	8,0	2,0
4888,6	1,0	1,0	0,0	25,0	9,0	śl	0,0	9,0	2,0	35,0	41,0	1,0	0,0	0,0	11,0	2,0
4888,9	0,0	0,0	0,0	20,0	6,0	1,0	0,0	3,0	0,0	70,0	59,0	1,0	0,0	0,0	10,0	śl
4889,0	70,0	1,0	69,0	35,0	4,0	1,0	0,0	0,0	0,0	60,0	50,0	3,0	0,0	0,0	5,0	2,0

Symbole jak w tabeli 7.

Abbreviations as in Table 7.

Tabela 9

Skład mineralny wybranych próbek piaskowców (% obj.)

Mineral composition of the selected sandstone samples (% vol.)

Głębokość [m] Depth	Typ skały Rock type	Kwarc Quartz	Skalenie Feldspars	Litoklasty Lithoclasts	Łyszczyki Micas	Min. ciężkie Heavy min.	Matriks Matrix	Aut. min. il. Clay min.	Węglany Carbonates	Siarczany Sulphates	Kwarc aut. Aut. quartz	Skalenie aut. Aut. feldspar	Pory Pores
4028,0	ar sa	64,7	6,1	2,4	0,1	0,2	6,5	2,0	10,0	3,2	3,5	0,0	7,0
4031,9	ar sa	72,8	8,3	4,4	0,0	0,1	4,0	0,0	2,0	0,4	8,0	0,0	12,0
4045,6	ar sa	73,2	7,2	3,6	0,3	2,0	5,4	0,0	2,0	1,1	4,2	0,0	n.o.
4050,5	ar sl	60,3	8,4	12,6	0,4	1,5	6,6	0,0	5,3	1,5	3,4	0,0	n.o.
4058,8	ar sa	64,7	9,0	7,9	0,0	0,1	5,2	0,0	3,2	3,4	6,5	0,0	6,2
4066,2	ar sa	71,2	6,4	6,0	0,0	0,8	5,3	0,0	3,6	0,8	6,0	0,0	n.o.
4107,0	ar sa	70,9	7,0	5,1	0,3	0,6	6,8	0,0	2,0	2,8	4,5	0,0	n.o.
4195,6	ar k	76,4	3,2	3,9	0,0	0,2	1,0	0,0	2,7	0,6	12,0	0,0	0,0
4223,6	ar sa	76,4	8,2	5,2	0,0	0,8	5,2	0,3	2,8	0,0	5,6	0,0	n.o.
4229,2	ar sa	70,2	7,1	5,2	0,0	0,1	7,0	0,0	5,7	1,6	3,1	0,0	7,1
4249,7	ar sa	60,4	8,0	6,0	0,0	2,0	0,8	4,0	3,2	0,0	15,6	0,0	5,6
4322,9	ar sa	71,5	7,8	6,0	0,0	0,4	2,4	0,0	1,0	6,1	4,8	0,0	n.o.
4426,5	ar l	48,8	7,6	12,0	0,0	0,8	0,0	0,8	1,6	0,0	26,0	2,4	4,4
4537,7	ar sl	61,6	8,0	10,0	0,4	0,8	2,8	0,0	0,0	1,2	13,2	0,0	6,8
4542,3	ar sa	64,5	10,0	6,6	0,0	0,1	6,6	0,5	6,2	2,1	3,4	0,0	15,4
4564,8	ar sa	66,2	9,6	5,7	0,0	0,1	5,3	2,5	5,9	0,6	4,1	0,0	10,2
4651,0	ar sa	76,9	6,0	4,4	0,0	0,0	6,9	3,8	0,0	0,0	2,0	0,0	16,1

Symbole jak w tabeli 7.

Abbreviations as in Table 7.

mie dobrze obtoczonych okruchów o strukturze psamitowej, teksturze bezładnej, odpowiadających składem arenitom lub wakom arkozowym lub subarkozowym.

Frakcja psamitowa opisywanych tufitów zawiera liczne litoklasty, podobne jak we frakcji psefitowej, a ponadto kwarc mono- i polikrystaliczny w postaci ziarn ostrokrawędzistych. Część z nich jest pochodzenia piroklastycznego. Obtoczone ziarna kwarcu spotyka się jedynie w przystropowej partii tufitów. Poza tym występują: skalenie (mikroclin, oligoklaz, albit szachownicowy), biotyt, muskowit, pseudomorfozy żelaziste po minerałach maficznych, okruchy skał metamorficznych (gnejsy, łupki krystaliczne, kwarcyty) oraz minerały akcesoryczne (magnetyt, ilmenit, cyrkon, turmalin, sporadycznie hornblenda zwyczajna, korund, anataz, pirokseny z obwódkami opacytowymi). Opisywany materiał detrytyczny scementowany jest spoiwem typu masy wypełniającej złożonej z minerałów ilastych, bardzo drobnych ziarn kwarcu oraz rozproszonych wodorotlenków żelaza. Często widoczne są zespoły łusek minerałów ilastych, wyraźnie wtórnie przekrystalizowanych. Badania rentgenowskie wskazały na obecność pakietów mieszanych illit/smektyt (Maliszewska, 1977). Ten typ spoiwa powstał zapewne z rekrytalizacji popiołu wulkanicznego. Poza tym obserwowano w spoiwie chalcedon, kwarc autigeniczny, węglany (głównie dolomit), miejscami anhydryt.

Utworki grubopopiołowe (Maliszewska i in., 2016) reprezentowane są przez tzw. tufity piaskowcowe (fig. 14B). Skały te odznaczają się strukturą psamitowo-psefitową, teksturą najczęściej bezładną. Występują one jako wkładki wśród aglomeratów, a miąższość ich waha się od kilku milimetrów do kilku metrów. Ich skład petrograficzny jest zbliżony do składu frakcji psamitowej tufitów aglomeratowych i lapilowych. Zawierają kwarc (pirogeniczny i terygeniczny), skalenie (niezbliźniane skalenie potasowe, albit szachownicowy), łyszczyki (biotyt, muskowit), okruchy skał wylewnych (riolity, trachity, trachyandezyty), okruchy skał metamorficznych oraz minerały akcesoryczne. Spoiwo tych skał jest ilasto-krzemionkowe, powstałe w wyniku przeobrażenia szkliwa wulkanicznego, miejscami jest węglanowe lub żelaziste.

Litofacja drobnopopiołowa (Maliszewska i in., 2016) reprezentowana jest przez tzw. tufity popiołowe (fig. 14C) występujące w postaci cienkich wkładek na głębokości 4884,6 m i 4888,7 m. Są to skały o strukturze pelitowej lub pelitowo-psamitowej, teksturze równoległej, spowodowanej rekrytalizacją pakietów ilastych zgodnie z warstwowaniem. Analiza rentgenowska próbki z głębokości 4888,7 m wykazała obecność pakietów mieszanych illit/smektyt (Maliszewska, 1977). Występuje tu również bardzo drobnokrystaliczna krzemionka, kwarc piroklastyczny, skalenie, biotyt. Tufity popiołowe zawierają co najmniej 70% materiału pelitowego impregnowanego krzemionką i wo-

Tabela 10

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

Results of chemical analyses of selected rock samples and conversion to carbonate and anhydrite content in % by weight

Głębokość [m] Depth	CaO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	CO ₂	SO ₃	Części nierozpuszczalne w HCl Parts insoluble in HCl	CaCO ₃ + MgCO ₃	Kalcyt Calcite	Dolomit Dolomite	Syderyt Siderite	Anhydryt Anhydrite
4024,8	5,14	2,83	0,44	0,44	4,20	1,52	82,20	8,68	5,62	3,06	0,71	2,58
4028,4	2,95	1,98	0,16	1,14	4,20	0,26	87,00	8,64	0,55	8,09	0,26	0,44
4058,8	3,06	2,50	0,16	0,92	3,80	0,47	87,20	8,04	3,69	4,35	0,26	0,80
4079,4	1,53	1,48	0,08	1,14	1,40	0,10	91,76	2,99	2,16	0,83	0,13	0,17
4097,5	1,64	0,95	0,04	1,05	0,64	1,57	92,24	1,34	0,51	0,83	0,06	2,67
4222,8	1,73	1,33	0,16	1,75	0,91	0,03	90,04	1,84	1,84	0,00	0,26	0,05
4233,5	1,64	0,95	0,08	1,35	0,78	0,47	93,30	1,66	1,66	0,00	0,13	0,80
4310,7	1,64	1,10	0,08	1,00	1,52	0,16	87,44	3,45	1,81	1,64	0,13	0,27
4322,0	1,31	1,03	0,08	1,22	0,66	0,05	92,24	1,39	1,39	0,00	0,13	0,08
4500,0	0,66	1,05	0,04	0,57	0,10	0,06	96,92	0,18	0,18	0,00	0,06	0,10
4525,3	1,31	0,73	0,08	0,79	0,10	0,01	95,24	0,11	0,11	0,00	0,13	0,02
4546,0	1,31	0,57	0,08	1,14	0,37	0,03	93,88	0,73	0,73	0,00	0,13	0,05
4552,5	0,98	0,06	0,12	1,27	0,11	0,00	92,96	0,09	0,09	0,00	0,19	0,00
4555,4	1,09	1,34	0,04	0,96	0,58	0,36	93,16	1,27	1,27	0,00	0,06	0,61
4567,0	1,31	1,26	0,12	1,00	0,70	0,03	90,74	1,43	1,43	0,00	0,10	0,05
4578,6	1,42	1,48	0,08	0,92	1,44	0,11	90,64	3,04	1,62	1,42	0,13	0,19
4596,8	2,84	0,54	0,04	0,57	0,64	0,69	92,08	1,41	1,41	0,00	0,06	1,17
4651,0	1,09	0,63	0,12	0,92	0,08	0,01	94,16	0,02	0,02	0,00	0,19	0,02
4757,4	0,22	1,65	0,59	3,19	0,06	0,00	81,40	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00
4761,2	2,62	1,76	0,16	1,00	1,44	1,67	87,16	2,97	2,14	0,83	0,26	2,84
4771,0	2,51	3,65	0,67	1,48	3,50	0,46	81,84	6,53	0,78	5,75	1,08	0,78

dotrojenkami żelaza. Niektóre skały litofacji drobnopopiołowej w wyniku przeobrażeń hialoklastów odpowiadają swoim składem K-bentonitom (Maliszewska i in., 2003a; fig. 14D).

W czerwonym spągowcu dolnym zidentyfikowano także zlepnięc uznany jako podstawowy dla osadów autunu. Jest to skała szarobrunatna, piaszczysta, warstwowana piaszczystym zlepnięcawatym. Zlepnięc jest złożony z dobrze obtoczonych okruchów skał karbońskich o średnicy od 2 mm do 7 cm. Wśród nich wyróżniono piaszczyste ilasto-krzemionkowe, ilasto-żelaziste, mułowce ilaste, łułowce mułowcowe oraz okruchy skał wulkanicznych. Zlepnięc zawiera ok. 70% frakcji psefitowej, w tym ok. 69% to skały osadowe. Frakcja psamitowa zawiera kwarc, podrzędnie skaleni i łyszczki. Spoiwo jest złożone głównie z minerałów ilastych z krzemionką i wodorotlenkami żelaza. Zawiera także pył kwarcowy oraz węglany.

Czerwony spągowiec górny (sakson)

Czerwony spągowiec górny jest wykształcony jako seria piaszczystych (fig. 15A–H) subarkozowych, litycznych

i sublitycznych, najczęściej drobnopopiołowych, często z przewarstwieniami piaszczystych średnio- i grubopopiołowych (tab. 7, 9). Z uwagi na rodzaj spoiwa są to głównie arenity. W nazewnictwie przyjęto klasyfikację Pettijohna i in. (1972). Piaszczyste charakteryzują się barwą szarą, różową, szaroczerwoną lub brunatną. Są to skały drobno- i średnioziarniste, miejscami grubopopiołowe. Cechą charakterystyczną jest ich kierunkowa tekstura podkreślona ułożeniem lamin (miąższości od 0,5 do 2,0 mm) o grubszym i drobniejszym ziarnie. Według Kiersnowskiego (Maliszewska i in., 2003c) są to głównie piaszczyste eoliczne (asocjacji wydmowej i międzywydmowej) z różnej miąższości wkładkami piaszczystych fluwalnych. Głównymi składnikami materiału detrytycznego w piaszczystych są: kwarc mono- i polikrystaliczny (27–58% obj.), skaleni (5–16% obj.) reprezentowane przez ziarna mikroklinu, oligoklazę, albitu, antypertytu mikroklinalnego, albitu szachownicowego. Występują one w postaci ziarn o pokroju tabliczkowym lub są półobtroczone. Częściowo są skaolinityzowane, zsercytyzowane lub zastąpione dolomitami czy kwarcem. Na ziarnach skaleni obserwowano skaleniowe obwódki autogeniczne (fig. 15E). Wśród litoklastów najlicz-

Tabela 11

**Wyniki badań petrofizycznych z wybranych próbek piaskowców czerwonego spągowca górnego-
otwór Września IG 1 (Leśniak, 1996)**

Results of the petrophysical tests on selected samples of Upper Rotliegend sandstones – the Września IG 1 borehole (Leśniak, 1996)

Głębokość [m] Depth	Gęstość materiałowa [g/cm ³] Grain density	Porowatość całkowita [%] Effective porosity	Gęstość szkieletowa [g/cm ³] Bulk density	Porowatość z porozymetru [%] Porosimeter porosity	Średnia kapilarna [μm] Average capillary	Powierzchnia właściwa [m ² /g] Specific surface	Pory > 1 μm [%] Pores > 1 μm	Średnica progowa [μm] Threshold diameter	Histereza [%] Hysteresis	Przepuszczalność [mD] Permeability
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
4025,1	2,72	5,27	2,47	4,66	0,11	0,72	2	1,0	40	nieprzepuszczalny
4028,3	2,73	12,47	2,31	11,03	0,19	0,99	61	4,0	67	6,55
4031,9	2,69	12,89	2,30	11,98	0,21	1,01	61	3,0	64	13,69
4035,9	2,73	11,02	2,38	10,17	0,18	1,05	55	4,0	66	2,42
4039,7	2,71	10,28	2,35	9,08	0,14	1,11	49	3,0	61	8,50
4044,3	2,69	10,75	2,36	10,08	0,18	0,93	46	2,0	74	nie oznaczono
4045,5	2,70	6,88	2,46	6,47	0,08	1,32	6	1,0	55	nieprzepuszczalny
4048,0	2,70	10,98	2,33	9,88	0,16	1,06	56	5,0	75	nie oznaczono
4050,5	2,70	7,55	2,42	6,88	0,09	1,15	26	3,0	60	nieprzepuszczalny
4053,9	2,69	10,23	2,38	9,63	0,14	1,15	46	3,0	68	1,09
4058,3	2,70	6,44	2,45	5,91	0,08	1,25	14	2,0	52	nieprzepuszczalny
4061,9	2,71	7,24	2,41	6,35	0,10	1,02	17	2,0	55	1,38
4066,2	2,71	11,59	2,19	8,87	0,17	0,97	61	5,0	76	13,04
4070,8	2,70	4,98	2,49	4,58	0,07	1,02	14	2,0	52	nie oznaczono
4074,4	2,70	10,11	2,36	9,18	0,15	1,04	49	3,0	68	90,81
4078,8	2,68	10,76	2,31	9,58	0,17	0,97	58	4,0	75	130,44
4083,5	2,68	10,25	2,31	9,02	0,17	0,88	49	3,0	69	3,67
4095,0	2,69	11,35	2,30	10,01	0,10	1,71	20	2,0	60	nieprzepuszczalny
4098,8	2,68	12,74	2,25	11,05	0,16	1,21	57	4,0	72	nieprzepuszczalny
4102,9	2,71	7,22	2,40	6,27	0,25	0,42	68	4,0	73	nieprzepuszczalny
4107,0	2,70	5,90	2,46	5,40	0,11	0,79	24	2,0	58	nieprzepuszczalny
4116,3	2,68	6,43	2,32	5,22	0,05	1,73	11	0,6	44	2,54
4121,8	2,72	3,38	2,47	2,86	0,07	0,66	13	1,0	50	nieprzepuszczalny
4195,1	2,71	8,80	2,40	7,98	0,20	0,68	45	4,0	71	nieprzepuszczalny
4198,9	2,70	9,87	2,36	8,93	0,16	0,94	37	3,0	70	nie oznaczono
4213,5	2,68	9,16	2,39	8,62	0,26	0,56	54	3,0	77	1,29
4223,6	2,67	9,10	2,37	8,36	0,18	0,79	45	2,0	70	1,04
4229,2	2,69	7,38	2,41	6,67	0,16	0,71	28	2,0	56	nieprzepuszczalny
4233,2	2,68	6,21	2,31	5,58	0,28	0,06	55	3,0	75	9,00
4236,8	2,69	4,33	2,54	4,16	0,02	0,80	2	1,0	58	nie oznaczono
4241,3	2,70	10,17	2,32	8,79	0,23	0,65	56	4,0	73	2,56
4244,4	2,94	16,63	2,24	12,00	0,30	0,02	75	5,0	80	9,54
4249,0	2,67	11,72	2,17	9,13	0,43	0,39	66	8,0	74	14,86
4253,0	2,68	10,42	2,34	9,63	0,26	0,64	56	5,0	62	nieprzepuszczalny
4308,8	2,68	13,07	2,24	11,35	0,20	1,03	46	3,0	62	1,42
4312,9	2,66	12,65	2,27	11,84	0,24	0,91	56	3,0	73	1,88
4317,3	2,68	8,97	2,36	8,13	0,14	0,97	26	2,0	60	nieprzepuszczalny
4322,9	2,69	9,99	2,34	8,94	0,30	0,51	67	4,0	66	56,8
4380,2	2,69	11,67	2,32	10,63	0,15	1,26	32	2,0	60	27,85
4384,0	2,71	11,28	2,35	10,35	0,14	1,30	10	2,0	59	nieprzepuszczalny
4387,8	2,69	11,06	2,37	10,75	0,07	2,62	11	2,0	51	nieprzepuszczalny
4424,8	2,69	11,94	2,32	10,99	0,14	1,33	25	2,0	61	nieprzepuszczalny

Tabela 11 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
4499,2	2,67	9,47	2,37	8,88	0,28	0,53	62	3,0	77	2,14
4502,9	2,67	7,35	2,38	6,53	0,19	0,58	28	2,0	55	nie oznaczono
4507,8	2,67	9,41	2,34	8,48	0,14	1,06	41	3,0	61	nieprzepuszczalny
4511,3	2,67	12,35	2,28	11,10	0,19	1,02	50	4,0	71	5,38
4515,5	2,67	7,48	2,42	6,96	0,15	0,76	41	3,0	57	0,98
4520,2	2,66	11,06	2,32	10,31	0,12	1,44	32	3,0	60	nieprzepuszczalny
4524,3	2,67	9,32	2,36	8,51	0,10	1,39	19	2,0	51	nieprzepuszczalny
4528,4	2,66	6,15	2,44	5,73	0,17	0,56	31	2,0	57	1,28
4533,5	2,67	9,23	2,36	8,46	0,16	0,92	11	1,5	61	nieprzepuszczalny
4542,3	2,67	9,52	2,36	8,77	0,14	1,81	31	2,0	59	14,98
4547,0	2,68	8,24	2,38	7,37	0,12	1,02	15	2,0	48	nieprzepuszczalny
4552,4	2,68	11,35	2,31	10,25	0,13	1,39	30	3,0	63	nieprzepuszczalny
4556,5	2,68	9,38	2,34	8,32	0,11	1,33	11	2,0	32	1,83
4565,4	2,67	6,60	2,39	5,81	0,18	0,54	52	4,0	62	5,18
4569,5	2,71	4,83	2,51	4,47	0,07	1,00	23	2,0	45	nieprzepuszczalny
4574,5	2,67	9,33	2,39	8,91	0,11	1,41	16	1,0	54	nieprzepuszczalny
4579,1	2,67	10,74	2,37	10,52	0,18	0,98	41	2,0	41	2,55
4584,8	2,66	13,53	2,27	12,79	0,18	1,25	53	3,0	57	19,54
4589,5	2,67	3,13	2,53	2,93	0,51	0,09	41	1,0	50	nieprzepuszczalny
4649,0	2,67	10,33	2,37	9,97	0,08	2,02	35	1,5	45	4,42
4653,5	2,66	7,30	2,44	7,11	0,15	0,78	38	1,5	51	nieprzepuszczalny
4657,5	2,67	9,33	2,39	9,00	0,09	1,76	22	1,0	45	206,25
4662,8	2,69	8,04	2,36	6,97	0,06	1,95	17	3,5	50	29,53
4753,6	2,69	9,93	2,37	9,11	0,12	1,24	38	0,5	55	2,47
4761,0	2,72	12,15	2,35	11,34	0,13	1,51	50	0,9	41	2,50

niej występują okruchy skał wulkanicznych, głównie ryolitów. Poza tym występują fragmenty łupków krystalicznych kwarcowo-mikowych, granitognejsów (złożone z kwarcu i skaleni). Oprócz wymienionych głównych składników w piaskowcach występują łuszczyki (muskowit) oraz akcesorycznie – cyrkon, turmalin, hornblenda zwyczajna, korund, andaluzyt. Obecne są także tlenki żelaza w postaci ziaren detrytycznych obtoczonych, niekiedy z powłokami leukoksenu lub getytu.

Wśród głównych składników spoiw wyróżniono: tlenki i wodorotlenki żelaza, allo- i autigeniczne minerały ilaste, węglany, siarczany, kwarc i skałen autigeniczny. Tlenki i wodorotlenki żelaza są w opisywanych piaskowcach powszechne, nadając im charakterystyczną czerwonawą barwę. Występują najczęściej w postaci rozproszonego pigmentu. Rozproszony pigment żelazisty wraz z allogenicznymi minerałami ilastymi wchodzi w skład spoiwa typu matriks i często tworzą obwódki na ziarnach detrytycznych. W grupie autigenicznych minerałów ilastych wyróżniono illit, chloryty oraz kaolinit. Osobniki autigenicznego illitu (fig. 15F) występują w postaci listewek z licznymi wypustkami oraz w formie cienkich włókien, ograniczając przestrzeń porową. Diagenetyczny illit jest powszechny w osadach permu dolnego, pochodzących ze wszystkich środowisk depozycyjnych. Jego krystalizację określono tu na wczesną kredę (Maliszewska, Kuberska, 2009), a temperatury krystalizacji wyliczane z wyników oznaczeń $\delta^{18}\text{O}$ w illicie, zależnie od przyjętej wartości gradientu geoter-

micznego na danym obszarze, mogły wahać się od 126 do 173°C i należy uważać je za hipotetyczne. Stwierdzone w piaskowcach autigeniczne chloryty występują w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych lub wypełniają przestrzenie porowe, tworząc formy wachlarzowe. Chloryty tworzące obwódki mogą hamować kompaktację mechaniczną w osadzie (Rochewicz, 1980), a także powstrzymują późniejszą cementację, na przykład kwarcem autigenicznym (Hancock, 1978), nie są jednak częstą formą spotykaną w piaskowcach z otworu Września IG 1. Kaolinit występuje w postaci cienkich płytek o symetrii pseudoheksagonalnej, tworząc formy robakowate lub książeczkowe. Jego prekursorem są skalenie, a widocznym efektem są częściowe lub całkowite pseudomorfozy.

Cementy węglanowe w piaskowcach są reprezentowane głównie przez dolomit (fig. 15A, C), miejscami kalcyt (fig. 15B). W tabeli 7 zaprezentowano wyniki przeprowadzonych analiz chemicznych wybranych próbek piaskowców. Przeliczenia matematyczne wskazują także na zawyżoną ilość kalcytu oraz obecność syderytu, jednak takie przeliczanie analiz chemicznych na rzeczywisty skład ma znaczenie orientacyjne i z reguły nie odpowiada rzeczywistości (Langier-Kuźniarowa, Maliszewska, 1972). Dolomit obserwowany w próbkach piaskowców występuje w postaci drobnych romboedrów, często wykazujących budowę pasową. Centralne części romboedrów mają wtedy skład Mn/Fe-dolomitu (żółta barwa luminescencji w CL), a części bliższe krawędzi to Fe/Mn-dolomit (czerwona barwa

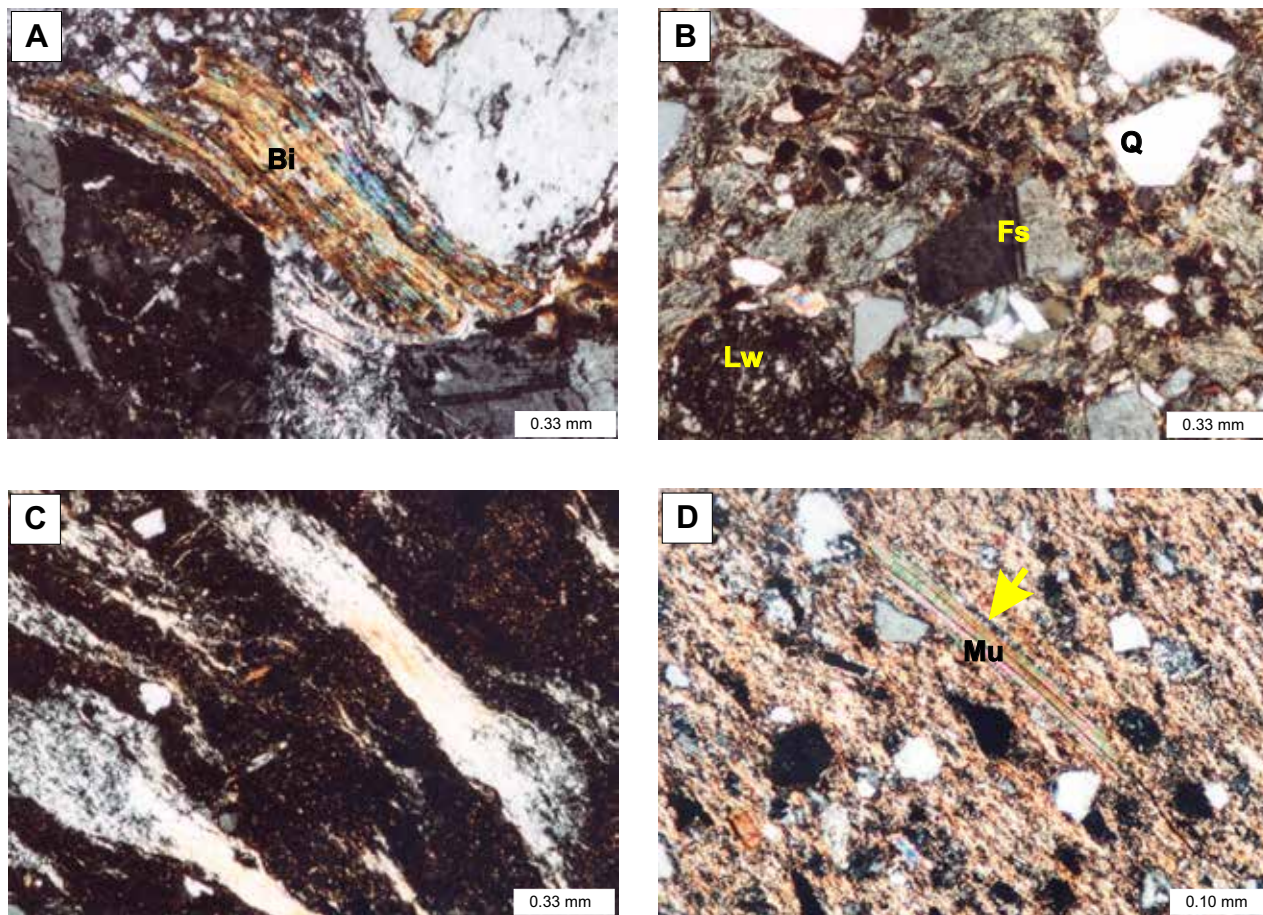


Fig. 14. Fragmenty skał obserwowane pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL)

A. Fragment zlepieńca tufitowego; widoczny częściowo przeobrażony biotyt (Bi); głęb. 4883,1 m; PL, nikole skrzyżowane. **B.** Piaskowiec tufitowy o składzie waki litycznej; widoczne ostrokrawędziste ziarna kwarcu (Q), skalenie (Fs) oraz litoklasty wulkaniczne (Lw); głęb. 4887,9 m; PL, nikole skrzyżowane. **C.** Tufit bardzo drobnopopiołowy o strukturze kierunkowej; głęb. 4884,6 m; PL, nikole skrzyżowane. **D.** K-bentonit; widoczne krustyfikacyjne narosty chalcedonu (strzałka) na blaszce muskowitu (Mu); głęb. 4888,9 m; PL, nikole skrzyżowane

The fragments of rocks in polarizing microscope (PL)

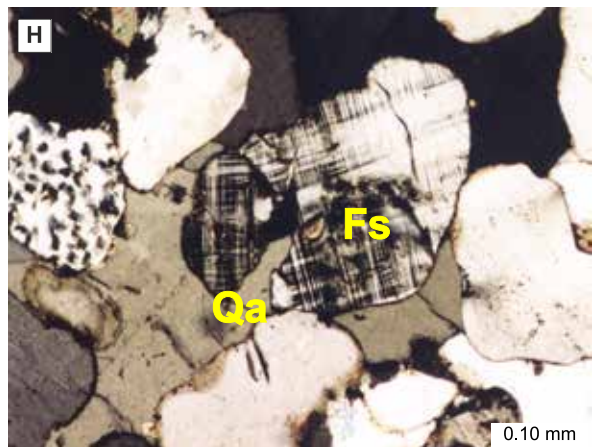
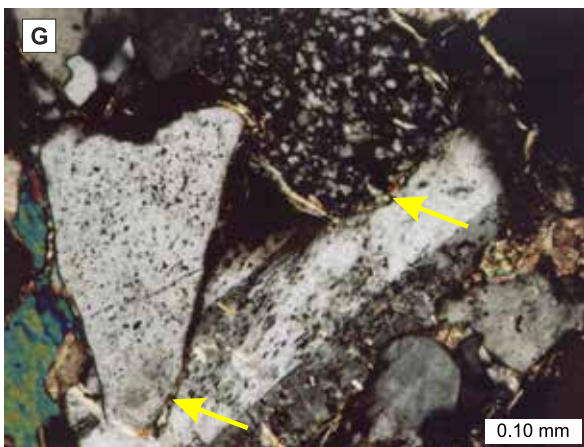
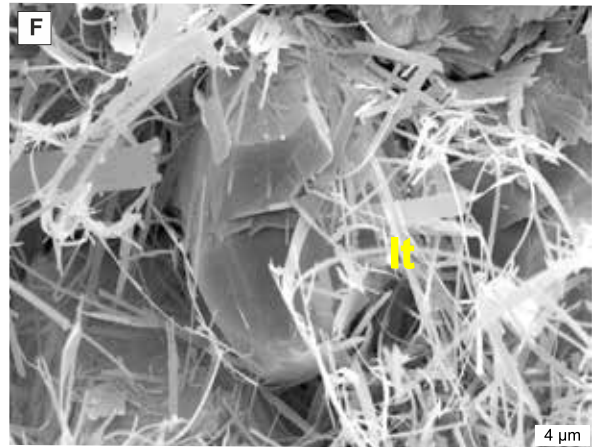
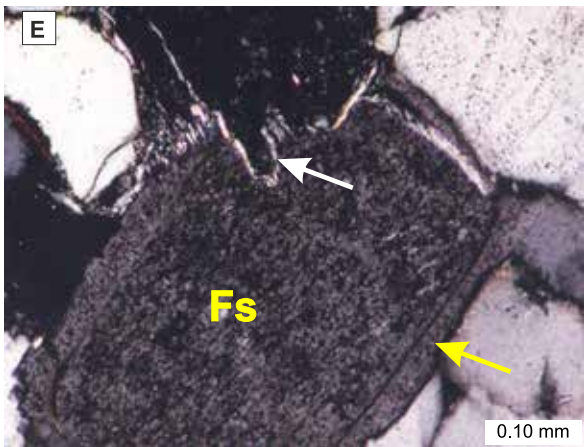
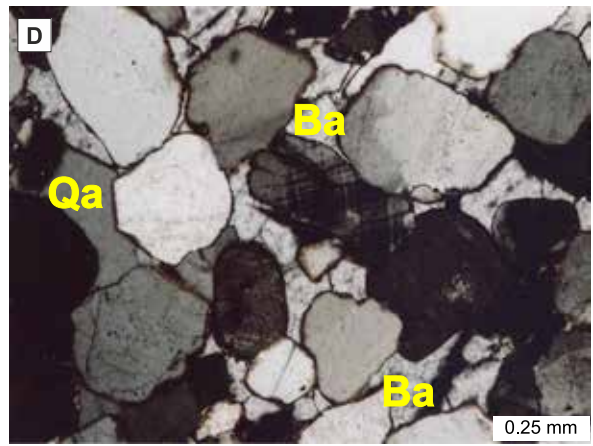
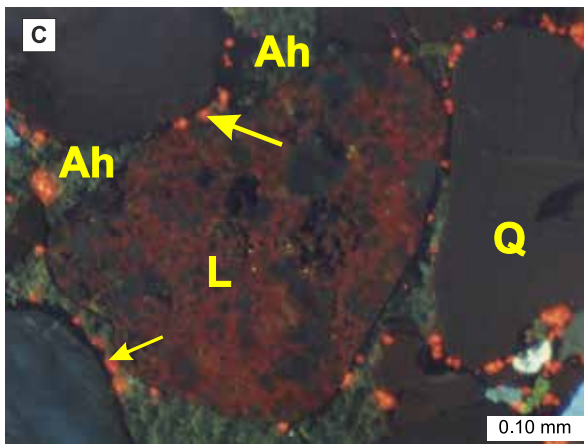
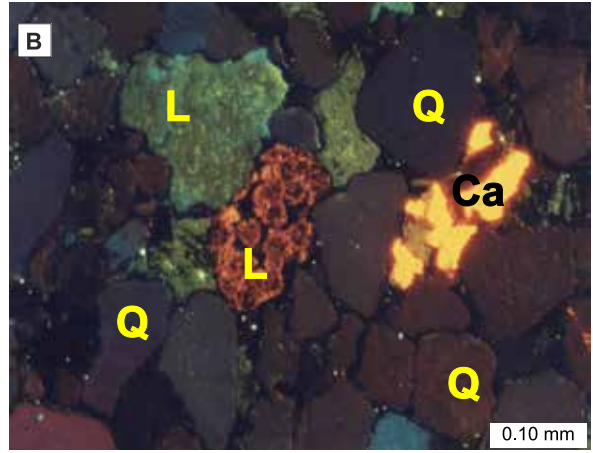
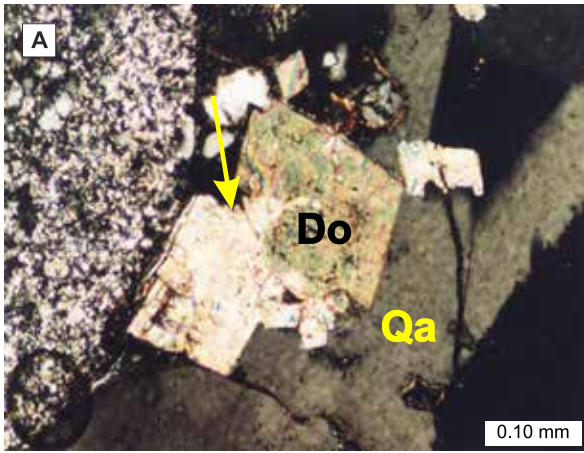
A. Fragment of tuffitic conglomerate; partially altered biotite (Bi) is visible; depth 4883.1 m; PL, crossed polars. **B.** Tuffitic sandstone of lithic wacke composition; angular quartz grains (Q), feldspars (Fs) and volcanic lithoclasts (Lw) are visible; depth 4887.9 m; PL, crossed polars. **C.** Very fine-ash tuffite with directional structure; depth 4884.6 m; PL, crossed polars. **D.** K-bentonite; crustification banding of chalcedony (arrow) on muscovite flake (Mu); depth 4888.9 m; PL, crossed polars

Fig. 15. Fragmenty piaskowców obserwowane pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL), w katodoluminescencji (CL) i w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM – obraz SI)

A. Fragment arenitu litycznego; widoczne romboedry dolomitu (Do) częściowo rozpuszczone (strzałka) oraz kwarc autogeniczny (Qa); głęb. 4195,6 m; PL, nikole skrzyżowane. **B.** Fragment arenitu subarkozowego/sublitycznego; widoczny kalcyt (Ca) w spoiwie oraz ziarna kwarcu (Q) i litoklasty (L); głęb. 4564,8 m; CL. **C.** Spoiwo anhydrytowe (Ah) i dolomitowe (strzałki) w arenicie subarkozowym; widoczne: litoklast (L) i ziarna kwarcu (Q); głęb. 4058,8 m; CL. **D.** Fragment arenitu subarkozowego o spoiwie barytowym (Ba) i kwarcowym (Qa); głęb. 4322,9 m; PL, nikole skrzyżowane. **E.** Widoczne ziarno skalenia (Fs) z obwódką autogeniczną (żółta strzałka) oraz międzyziarnowy kontakt zazębiający (biała strzałka); głęb. 4515,5 m; PL, nikole skrzyżowane. **F.** Włóknisty illit (It) w przestrzeni międzyziarnowej arenitu sublitycznego; głęb. 4314,4 m; SEM – obraz SI. **G.** Kontakty wklęsło-wypukłe (strzałki) między ziarnami w arenicie subarkozowym; głęb. 4322,9 m; PL, nikole skrzyżowane. **H.** Widoczne ziarno skalenia (Fs) częściowo zastępowane kwarcem autogenicznym (Qa); głęb. 4195,6 m; PL, nikole skrzyżowane

Fragments of sandstones in polarizing microscope (PL), in the cathodoluminescence (CL) and in the scanning electron microscope (SEM – SI image)

A. Fragment of lithic arenite; dolomite rhombohedra (Do) partially dissolved (arrow) and authigenic quartz (Qa) are visible; depth 4195.6 m; PL, crossed polars. **B.** Fragment of subarkosic/sublithic arenite; calcite (Ca) in the cement and grains of quartz (Q) and lithoclasts (L) are visible; depth 4564.8 m; CL. **C.** Anhydrite (Ah) and dolomite cement (arrows) in subarkosic arenite; lithoclast (L) and grains of quartz (Q) are visible; depth 4058.8 m; CL. **D.** Fragment of subarkosic arenite with barite (Ba) and quartz (Qa) cement; depth 4322.9 m; PL, crossed polars. **E.** Visible grain of feldspar (Fs) with authigenic overgrowth (yellow arrow) and suture contact between detrital grains (white arrow); depth 4515.5 m; PL, crossed polars. **F.** Fibrous illite (It) in the intergranular pore space of sublithic arenite; depth 4314.4 m; SEM – SI image. **G.** Concavo-convex contacts (arrows) between grains in the subarkosic arenite; depth 4322.9 m; PL, crossed polars. **H.** Grain of feldspars (Fs) partly replaced with authigenic quartz (Qa) is visible; depth 4195.6 m; PL, crossed polars



luminescencji w CL). Temperatury krystalizacji dolomitu zostały oszacowane na 60–100°C. Bardziej prawdopodobne były nieco niższe – od ok. 32 do 60°C (Maliszewska i in., 2016). Kalcyt przeważnie występuje w postaci osobników anhedralnych, a badania w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM) oraz w katodoluminescencji (CL) wskazały na obecność, oprócz wapnia, tlenu i węgla, manganu i żelaza w jego sieci krystalicznej. Wśród minerałów siarczanowych zidentyfikowano anhydryt oraz baryt, tworzące spoiwo porowe. Analizy chemiczne w mikroobszarze miejscowo wykazały obecność strontu w anhydrycie. W spoiwie piaskowców występuje także kwarc autigeniczny w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych kwarcu oraz jako wypełnienie przestrzeni porowych. W formie obwódkowej na ziarnach skaleni zidentyfikowano autigeniczny skałen.

Skład mineralny i właściwości petrofizyczne piaskowców czerwonego spągowca górnego (wyniki pomiarów laboratoryjnych i mikroskopowych)

Badaniami laboratoryjnymi (porozymetrycznymi) objęto próbki piaskowców pochodzenia eolicznego i fluwialnego z interwału 4025,1–4761,0 m (tab. 11). Są to głównie piaskowce drobnoziarniste laminowane smugami ziarn średniej i grubej frakcji psamitowej. Sporadycznie występują piaskowce średnio- i gruboziarniste. Należą one do arenitów subarkozowych, sublitycznych lub wyjątkowo do arenitów kwarcowych (tab. 9). Porowatość tych piaskowców waha się w granicach 3,1–13,1%, a przepuszczalność wynosi 0 lub 1,0–206,25 mD. Współczynnik przepuszczalności tylko w trzech próbkach przekroczył wartość 90 mD (tab. 11), natomiast w pozostałych średnio wyniósł ok. 4–5 mD. Wartość średniej kapilary wynosi tu 0,05–0,51 μm , zawartość makroporów 2–68%, wartość średnicy progowej 1–8 μm , a histerezy 40–80% (Leśniak, 1996, Maliszewska i in., 2003c).

Większość próbek reprezentuje piaskowce o strukturze mikroporowej.

Wartości porowatości pomierzone w płytkach cienkich (planimetrycznie) wahają się w granicach od 0 do ok. 16% obj. Stwierdzono, że jest to głównie porowatość wtórna – wewnątrzziarnowa i międzykrystaliczna.

Badania struktur przestrzeni porowej piaskowców metodą komputerowej analizy obrazów mikroskopowych pozwoliły określić średnie wielkości porów:

- ekwiwalentna średnica 0,014–0,022 mm,
- objętość ekwiwalentnej kuli $1,61\text{E}-05$ – $7,1\text{E}-06$ mm^3 ,
- objętość ekwiwalentnego cylindra $2,76\text{E}-06$ – $8,95\text{E}-07$ mm^3 ,
- obwód 0,115–0,176 mm,
- średnia cięciwa 0,004–0,008 mm,
- długość 0,054–0,075 mm,
- szerokość 0,003–0,006 mm,
- maksymalna średnica Fereta 0,037–0,867 mm,
- minimalna średnica Fereta 0,015–0,022 mm,
- kolistość 0,196–0,488,

– wydłużenie 2,212–2,470.

Na podstawie analiz zestawień wybranych cech składu mineralnego szkieletu ziarnowego piaskowców i ich przestrzeni porowej, stwierdzono że nie ma związku między zawartością sumy głównych składników detrytycznych (kwarc + skałenie + litoklasty), a zawartością makroporów (Maliszewska i in., 1998, 2003b). Wielkość efektu histerezy nie jest zależna od zawartości skałeni i litoklastów. Podobnie rozmiar minimalnej średnicy Fereta (mający wpływ na zdolności filtracyjne osadów) nie jest zależny od zawartości ziarn skałeni. Dostrzeżono jedynie słabo zarysowaną zależność minimalnej średnicy Fereta od zawartości litoklastów. Wymienione spostrzeżenia dowodzą, że właściwości zbiornikowe analizowanych piaskowców (w większości dobre) nie korelują się dodatnio z ich składem mineralnym, są natomiast zależne od cech depozycyjnych oraz nasilenia procesów diagenetycznych.

Działanie procesów diagenetycznych a ewolucja przestrzeni porowej piaskowców czerwonego spągowca górnego

Najważniejszym i zwykle najdłużej trwającym procesem diagenetycznym, zależnym od intensywności gromadzenia się osadów i od grubości nadkładu jest kompaktacja mechaniczna. Prowadzi ona do zwiększenia gęstości osadów, ściślejszego upakowania ziarn oraz odkształcenia blaszek łuszczyków. Najsilniejsze efekty działania kompaktacji mechanicznej stwierdzono w obrębie piaskowców drobnoziarnistych, gdzie proste kontakty dominują nad punktowymi (tab. 7). Niższy stopień upakowania materiału detrytycznego stwierdzono w obrębie lamin ziarn grubych, gdzie częste są kontakty punktowe. Kompaktacja mechaniczna bywała częściowo ograniczona przez tworzenie się obwódek wokół ziarn detrytycznych, najczęściej ilasto-żelazistych, ilastych, rzadziej kwarcowych, mających znaczenie usztywniające (Choquette, Pray, 1970; Rochewicz, 1980). Jak wynika z rozmieszczenia próbek w diagramie Houseknechta (1987), zmodyfikowanym przez Ehrenberga (1989) w większości badanych piaskowców wpływ kompaktacji był silniejszy, niż cementacji (fig. 16). Kompaktacja chemiczna ma swoje źródło w silnym działaniu kompaktacji mechanicznej i zwykle odbywa się w warunkach głębokiego pogrzebienia osadu. Proces ten został wyrażony utworzeniem międzyziarnowych kontaktów wkłęsło-wypukłych i zazębających (tab. 7; fig. 15E, G). Cementacja piaskowców, to proces powszechny w osadach czerwonego spągowca, charakteryzujący się powstaniem spoiw węglanowych, siarczanowych, kwarcowych oraz autigenicznych ilastych. Wśród cementów węglanowych zidentyfikowano dolomit, który występuje głównie w postaci drobnych romboedrow (fig. 15A, C), często wykazujących budowę pasową oraz kalcyt (fig. 15B). Cementy kwarcowe występują w omawianych piaskowcach powszechnie. Obserwowano tu cementy występujące w postaci syntaksjalnych obwódek regeneracyjnych, pojedynczych słupków narastających na ziarnach kwarcu lub izolowanych w przestrzeniach poro-

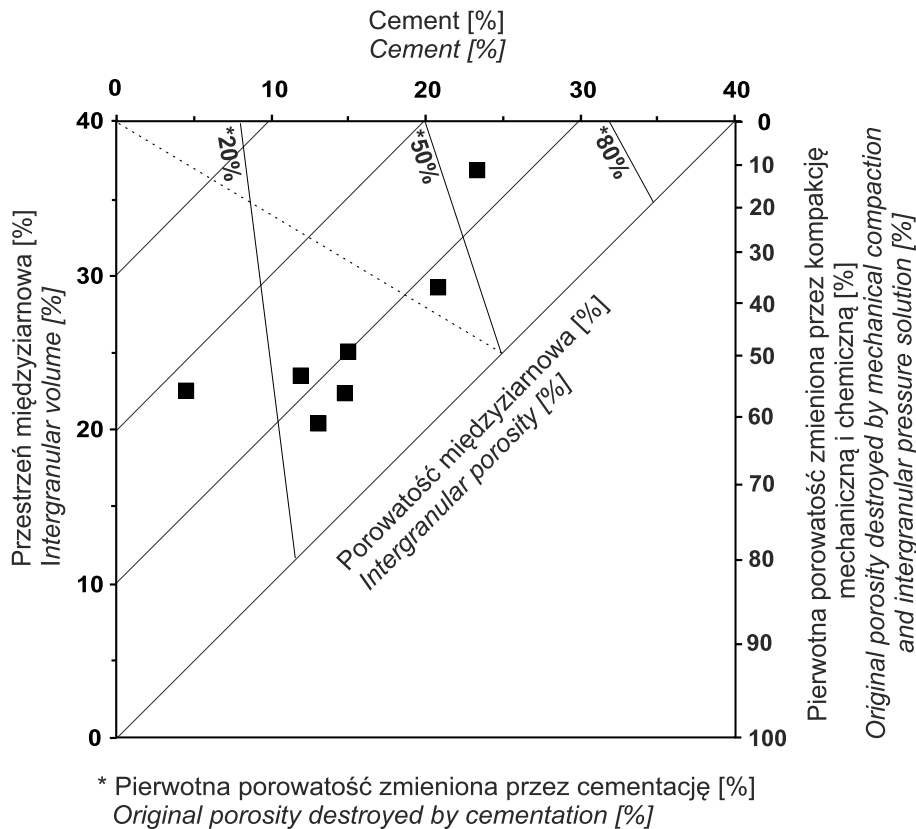


Fig. 16. Diagram obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość piaskowców (Houseknecht, 1987; Ehrenberg, 1989)

Linia przerywana oddziela próbki, w których kompaktacja ma większy wpływ niż cementacja na ograniczenie porowatości międzyziarnowej (lewy dolny róg) od próbek, w których cementacja ma większy wpływ niż kompaktacja na ograniczenie porowatości międzyziarnowej (prawy górny róg)

Diagram showing the effect of compaction and cementation on porosity of sandstones (Houseknecht, 1987; Ehrenberg, 1989)

Dashed line separates samples in which compaction has been more important than cementation (lower left side) from samples in which cementation has been more important than compaction in determining intergranular porosity (upper right side).

wych oraz jako cement porowy (fig. 2H), często zawierający wzrostki dolomitu lub anhydrytu. Cementy siarczanowe najczęściej są reprezentowane przez anhydryt, rzadziej baryt (fig. 15C, D). Anhydryt występuje w postaci drobnych tabliczek, rzadziej tworzy spoiwo podstawowe. Badania inkluzji fluidalnych zawartych w anhydrycie z piaskowca z głębokości 4531,7 m (Jarmołowicz-Szulc, 2009) wykazały, że mógł on krystalizować w temperaturze 190–192°C. Takie wartości wzbudzają jednak pewną wątpliwość, biorąc pod uwagę, temperatury krystalizacji anhydrytu w piaskowcach czerwonego spągowca w innych otworach wiertniczych Niżu Polskiego (Kuberska, 2004) i monokliny przedsudeckiej (Michalik, 2001), które wahają się w granicach 53–115°C. Do cementów skalnych zaliczono także obserwowane tu obwódki skaleniowe (fig. 15E). Są to brunatne w CL obwódki o składzie K-skalenia narośnięte na ziarnach skalenia potasowego świecącego w CL niebiesko lub brunatno. Do grupy cementów należą również autigeniczne minerały ilaste (fig. 15F) oraz drobne, euhedralne tabliczki i słupki autigenicznego hematytu. Krystalizacja wszystkich wymienionych rodzajów cementów znacznie obniżała porowatość osadów. Zastępowanie to proces powiązany z ce-

mentacją, a efektem jego jest częściowe lub niemal całkowite zastępowanie ziarn skaleni przez kalcyt, rzadziej zastąpienie skaleni i litoklastów przez anhydryt. Również składniki cementów, jak kalcyt i kwarc bywały zastępowane przez anhydryt, czy kwarc autigeniczny (fig. 15H), kwarc przez kalcyt i dolomit przez kwarc. Procesy zastępowania nie powodowały wzrostu ani obniżenia porowatości osadów. Rozpuszczanie diagenetyczne było zjawiskiem niezwykle ważnym dla tworzenia się dobrych właściwości zbiornikowych osadów. Prowadziło ono do wzrostu powierzchni porowej wskutek pojawienia się porów wtórnych, a poprzez rozwój kapilar – do wzrostu zdolności filtracyjnych. Obserwacje mikroskopowe wykazały liczne ślady trawienia powierzchni i rozpuszczania skaleni, mniej odpornych litoklastów, a także składników cementów (fig. 15A). Znaczna liczba śladów rozpuszczania składników skalnych o różnym składzie chemicznym jest dowodem wielokrotnej zmienności stopnia zasolenia, zmineralizowania i wartości pH roztworów porowych w historii diagenetyki osadów. Do najpospolitszych procesów przeobrażenia należały transformacje skaleni, łuszczyków i fragmentów skał wulkanicznych w minerały ilaste: illit, minerały

mieszanopakietowe illit/smektyt oraz w kwarc autigeniczny lub chalcedon. Przepuszczalność następowała także rozwój transformacji w obrębie minerałów ilastych, prowadzący do wzrostu zawartości illitu kosztem smektytu. Efektem wspomnianego procesu był rozwój illitu w postaci cienkich włókien, tworzących miejscami agregaty o strukturze sieci (fig. 15F). Procesy przeobrażeń mogły powodować wzrost porowatości osadów, lecz wzrost diagenetycznego illitu ograniczał zdolności filtracyjne i prowadził do zaniku przepuszczalności. Oznaczenia wieku wzrostu illitu metodą K/Ar z próbki piaskowca z głębokości 4525,3 m wykazały, że krystalizował on w hoterywie ($116,1 \pm 3,3$ mln lat; Maliszewska, 1997b).

Podsumowanie i wnioski

- Utwory permu dolnego w otworze wiertniczym Września IG 1 są reprezentowane przez skały wulkanoklastyczne i epiklastyczne czerwonego spągowca dolnego (autun) oraz skały epiklastyczne czerwonego spągowca górnego (sakson). Skały wulkanoklastyczne są reprezentowane przez tufity litofacji lapillowej, grubopopiołowej i drobnopopiołowej. Skały epiklastyczne, to przede wszystkim piaskowce, sporadycznie zlepieńce.

- W wyniku badań serii autunu stwierdzono (Maliszewska i in., 2003a), że są to skały o genezie złożonej, utworzone jednocześnie w wyniku erupcji wulkanicznych oraz denudacji i redepozycji starszych skał wylewnych i osadowych, a efekty przemian diagenetycznych obejmo-

wały procesy anhydrytyzacji, karbonatyzacji i sylikfikacji oraz bentonityzacji szkliwa wulkanicznego.

- Cechą charakterystyczną serii saksonu w otworze Września IG 1 jest występowanie mięjszego pakietu piaskowców eolicznych z wkładkami fluwialnych, reprezentowanych przez arenity (rzadko waki) lityczne, sublityczne i subarkozowe. Poza kwarcem i skaleniami zawierają one liczne okruchy skał wylewnych i metamorficznych, a fragmenty skał osadowych notuje się sporadycznie.

- Materiał okruchowy piaskowców pochodzi głównie z denudowanych pokryw skał wylewnych autunu oraz skał karbońskich (Narkiewicz i in., 1996).

- Wśród procesów diagenetycznych za najsilniej i najdłużej działający uważa się kompakcję mechaniczną. Bardziej zróżnicowane w czasie było działanie cementacji ograniczające pierwotną porowatość osadu. Największe znaczenie dla tworzenia wtórnej porowatości miał proces rozpuszczania diagenetycznego.

- Piaskowce odznaczają się właściwościami zbiornikowymi uznanymi za średnie lub słabe. Ich porowatość najczęściej wynosi ok. 9%, przepuszczalność jest bliska zeru, a wyjątkowo ok. 200 mD (Darłak i in., 1998). Za przyczynę tak słabych właściwości petrofizycznych uważa się mikroporową strukturę przestrzeni porowych oraz obecność włóknistego illitu.

- Osady infiltrowane były przez roztwory porowe o odczynach zarówno alkalicznych, jak i kwaśnych.

- Oznaczenie wieku krystalizacji illitu pozwoliło określić końcowy etap przemian diagenetycznych w piaskowcach saksonu na wczesną kredę.

Marek JASIONOWSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA CECHSZTYNU

Wstęp

Większość osadów wypełniających basen cechsztyński powstała podczas transgresywno-regresywnych cykli węglanowo-ewaporatowych, a tylko najwyższa część sekwencji (cyklotemy od PZ4a do PZ4e – fig. 17) podczas terygenicno-ewaporatowych cykli klimatycznych związanych z wahaniami klimatu od wilgotnego do suchego (Wagner, Peryt, 1997).

Utwory cechsztynu w otworze Września IG 1 osiągają miąższość 900,3 m i zostały stwierdzone na głębokości 3125,0–4025,3 m. Można w nich wyróżnić osady powstałe we wszystkich czterech cyklotemach – od PZ1 do PZ4 (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1997), odpowiadających cyklotomom Werra, Strassfurt, Leine i Aller z basenu niemieckiego (np. Richter-Bernburg, 1955) (tab. 12).

W trakcie depozycji węglanowej, rozpoczynającej trzy pierwsze cykle (PZ1–PZ3) utworzyły się odpowiednio trzy poziomy utworów węglanowych: wapień cechsztyński Ca1, dolomit główny Ca2 i dolomit płytowy Ca3. Dwa pierwsze zostały przewiercone również w otworze Września IG 1

(tab. 12). Osady węglanowe są rozdzielone utworami ewaporatowymi wykształconymi głównie w facjach siarczanych (anhydryt) i chlorkowych (sól kamienna (halit) i soli potasowych (sylwinit)).

Otwór Września IG 1 jest zlokalizowany w centralnej części basenu, gdzie miąższość ogniwi węglanowych jest niewielka, natomiast ewaporaty (w szczególności sole kamienne) osiągają bardzo duże miąższości (zob. tab. 12).

Cyklotem PZ1

Utwory cyklotemu PZ1 (Werra) w otworze Września IG 1 mają miąższość 252 m.

Osady wapienia cechsztyńskiego (Ca1) wraz łupkiem miedzionośnym (T1) osiągają miąższość 2 m. Według zamieszczonego w dokumentacji otworu (Sokołowski i in., 1977) opisu rdzenia są one wykształcone głównie jako szare wapniste dolomity i wapień dolomityczne o strukturze gruzelkowej (wyższa część profilu) i masywne z laminami ilastymi i stylolitami (niższa część profilu), zawierające

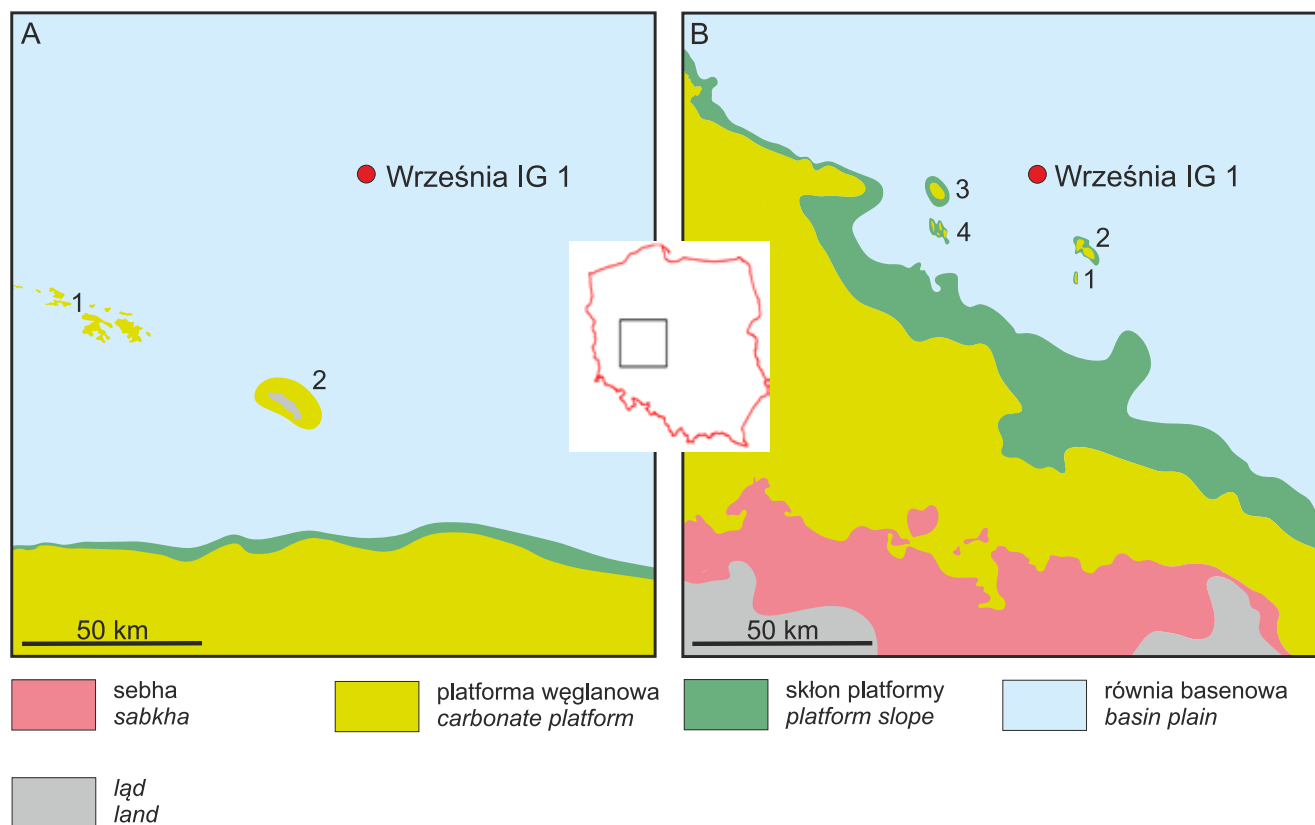


Fig. 17. Lokalizacja otworu Września IG 1 na tle basenów Ca1 (A) i Ca2 (B)

Isolowane platformy węglanowe: A: 1 – rafy wolsztyńskie, 2 – Pogorzela; B: 1 – Grundy, 2 – Grundy Górne, 3 – Siekierki, 4 – Kórnik; mapy na podstawie (zmienione): A – Buniak i in. (2007), B – Wagner i in. (2012); w centrum orientacyjna lokalizacja tych fragmentów map (Ca1 i Ca2) na tle konturu Polski

Location of Września IG 1 well against Ca1 (A) and Ca2 (B) basins

Isolated carbonate platforms: A: 1 – Wolsztyn reefs, 2 – Pogorzela; B: 1 – Grundy, 2 – Grundy Górne, 3 – Siekierki, 4 – Kórnik; maps based on (modified): A – Buniak *et al.* (2007), B – Wagner *et al.* (2012); in the centre, the approximate location of these map fragments (Ca1 and Ca2) against the outline of Poland

liczne gruzły anhydrytowe. Utwory te przypominają osady Ca1 opisane w pobliskim otworze Grundy Górne IG 1, w którym stwierdzono również ok. 2,5-metrowej miąższości dwudzielny profil Ca1 (Peryt, 1981). Utwory o strukturze opisaną jako gruzelkowa to być może, tak jak w otworze Grundy Górne IG 1, osady onkolitowe. Sedymentacja wapienia checsztyńskiego na obszarze, na którym położony jest otwór Września IG 1 zachodziła w środowisku sublitoralnym otwartego morza (Peryt, Ważny, 1978; Peryt, 1981).

Przykrywające Ca1 utwory ewaporatowe (anhydryt dolny (A1d) i górny (A1g), przewarstwione solą kamienną najstarszą (Na1), osiągają miąższość 250 m.

Cyklotem PZ2

Utwory cyklotemu PZ2 (Stassfurt) w otworze Września IG 1 mają 355 m miąższości.

Dolomit główny (Ca2) nawiercony w tym otworze ma tylko 3,5 m miąższości (z czego dolne 1,5 m było rdzenio-wane – zob. opracowanie mikrofacjalno-petrograficzne) i jest wykształcony jako ciemnoszare gęsto horyzontalnie

laminowane materiałem ilastym węglany. W dokumentacji otworu (Sokołowski i in., 1977) uznano je za dolomity, jednak analiza płytek cienkich wskazuje, że przynajmniej w najniższej 1,5-metrowej rdzeniowanej części profilu mają one mineralogię całkowicie kalcytową. Osady te powstały w środowisku równi basenowej.

Wyżej leżące utwory ewaporatowe obejmują anhydryt podstawowy A2 oraz sól kamienną starszą Na2, w górnej części zawierającą ośmiometrowej miąższości przewarstwienie soli potasowych (sól potasowa starsza K2).

Cyklotem PZ3

Utwory cyklotemu PZ3 (Leine) mają miąższość 182,5 m.

Sedymentację PZ3 rozpoczyna il solny szary T3 o miąższości 2 m (będący odpowiednikiem Ca3). Wyżej spoczywają osady anhydrytu głównego A3 o miąższości 42,5 m.

Ostatnie ogniwo PZ3 stanowi sól kamienna młodsza Na3, mająca miąższość 138 m (wraz z przewarstwieniem soli potasowej młodszej K3 – 16,5 m).

Tabela 12

Litostratygrafia cechsztynu w otworze Września IG 1 (na podstawie Wagnera, 1994 – zmienione)
 Zechstein litostratigraphy in the Września IG 1 borehole (based on Wagner, 1994 – revised)

Litostratygrafia Lithostratigraphy		Głębokość (miąższość) [m] Depth (thickness)
Cyklotem PZ4		(110,0)
Formacja rewalska [PZt]	stropowa seria [terygeniczna cechsztynu]	3125,0–3150,0 (25,0)
Na4a2	sól kamienna najmłodsza górna	3150,0–3157,0 (7,0)
A4a2	anhydryt pegmatytowy górny	3157,0–3159,0 (2,0)
Na4a1	sól kamienna najmłodsza	3159,0–3221,0 (62,0)
T4a	ił solny czerwony dolny	3221,0–3235,0 (14,0)
Cyklotem PZ3		(182,5)
Na3	sól kamienna młodsza	3235,0–3277,5 (42,5)
K3	sól potasowa młodsza	3277,5–3294,0 (16,5)
Na3	sól kamienna młodsza	3294,0–3373,0 (79,0)
A3	anhydryt główny	3373,0–3415,5 (42,5)
T3	ił solny szary	3415,5–3417,5 (2,0)
Cyklotem PZ2		355,0
A2r	anhydryt kryjący	3417,5–3419,0 (1,5)
Na2r	sól kamienna starsza kryjąca	3419,0–3420,5 (1,5)
K2	sól potasowa starsza	3420,5–3428,5 (8,0)
Na2	sól kamienna starsza	3428,5–3766,5 (338,0)
A2	anhydryt podstawowy	3766,5–3769,0 (2,5)
Ca2	dolomit główny	3769,0–3772,5 (3,5)
Cyklotem PZ1		252,0
A1g	anhydryt górny	3772,5–3811,0 (38,5)
Na1	sól kamienna najstarsza	3811,0–3941,0 (130,0)
A1d	anhydryt dolny	3941,0–4022,5 (81,5)
Ca1 + T1	wapień cechsztyński i łupek miedzionośny	4022,5–4024,5 (2,0)
Biały spągowiec [sedymencja przybrzeżna]		0,8
Zp1	biały spągowiec	4024,5–4025,3 (0,8)
Miąższość cechsztynu		900,3

Cyklotem PZ4

Osady cyklotemu PZ4 (Aller) w omawianym otworze osiągają miąższość 110 m.

Najniższą ich część stanowi czerwony ił solny T4a o miąższości 14 m, a wyżej występuje sól kamienna naj-

młodsza Na4a (wraz z przewarstwieniem anhydrytu pegmatytowego górnego (2m)), mająca 69 m miąższości.

Najwyższą część profilu cechsztynu w omawianym otworze tworzą utwory ilaste o miąższości 25 m, należące do stropowej serii terygeniczej (Pzt – formacja rewal-ska).

Sławomir OSZCZEPALSKI, Andrzej CHMIELEWSKI, Marek JASIONOWSKI

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA ORAZ ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI UTWORÓW PERMSKIEJ SERII MIEDZIONOŚNEJ

Wstęp

Opis makroskopowy rdzeni obejmujących czerwony spągowiec wykonała D. Kühn, a opisu utworów cechszty-nu, w tym łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyń-skiego dokonał T.M. Peryt w ramach opracowania *Doku-mentacji wynikowej głębokiego wiercenia Września IG 1* przez zespół pod kierunkiem J. Sokołowskiego (Sokołow-ski, 1977; Sokołowski i in., 1977). Obserwacji rdzeni do-stępnych w Archiwum Próbek Geologicznych PIG-PIB w Halinowie dokonali także S. Oszczepalski, A. Chmie-lewski i M. Jasionowski, lecz nie przyniosły one oczekiwa-nych efektów, gdyż okazało się, że rdzenie są w bardzo du-żym stopniu zdekompletowane, co nie pozwoliło na do-głębną weryfikację archiwalnych opisów. Spośród pierwot-nie obecnych pięciu skrzynek ponumerowanych od 283 do 287, brakuje skrzynki 284, a w skrzynkach o numerach 283 i 285 obecnych jest jedynie kilka drobnych fragmen-tów anhydrytów i wapieni (fig. 18). W pozostałych skrzyn-kach o numerach 286 i 287, zawierających piaskowce, stan zachowania rdzeni jest znacznie lepszy, lecz nie ma pew-ności co do prawidłowego ułożenia rdzeni. Pomimo tak znacznych ubytków, pobrano 7 próbek w celu wykonania płytek cienkich (1 z anhydrytu dolnego, 4 z wapienia cechsztyńskiego i 2 z białego spągowca). Co oczywiste, ob-serwacje pod mikroskopem optycznym niewielkiej liczby płytek cienkich nie pozwalają na pełny opis mikrofacjalny utworów serii miedzionośnej, lecz jedynie na badania punktowe.

Biały spągowiec (niem. *Weisslegend*)

W dokumentacji wynikowej Kühn (Sokołowski i in., 1977) opisała utwory występujące poniżej łupku miedzio-nośnego. W interwale 4026,5–4762,5 m (wg pomiarów geofizycznych) wydzieliła sakson, a ponad nim wyróżniła tzw. szary spągowiec o miąższości 2 m (na głębokości 4024,5–4026,5 m). Skorzystano z rzadko używanego ter-minu, zastosowanego dla szarych i jasnoszarych stropo-wych utworów czerwonego spągowca, odbarwionych bez przerobienia ich przez morze cechsztyńskie (Podemski,

1970). Częściej stosowanym terminem dla tych utworów tzw. biały spągowiec. Z opisu Kühn wynika, że utwory za-liczone do szarego spągowca są wykształcone w najwyż-szej części jako piaskowce drobnoziarniste, szare, przecho-dzące niżej w piaskowce drobno- i średnioziarniste, jasno-różowe, warstwowane przekątnie w małej skali, a jeszcze niżej w piaskowce drobnoziarniste, jasnobrunatne, z prze-warstwieniami piaskowca średnioziarnistego, ze zmiennymi warstwowaniami zarówno poziomymi, jak i skośnymi i przekątnymi w małej i średniej skali. Warstwowania pod-kreślone są smugami wzbogaconymi w materiał mułowco-wo-żelazisty o ciemniejszej barwie.

Jak wynika z obserwacji obecnie dostępnych rdzeni, możliwa jest weryfikacja dolnej granicy wyróżnionego przez Kühn szarego spągowca (obecnie zwanego białym spągowcem). Wynika z nich, że do białego spągowca po-winno zaliczyć się jedynie piaskowce w interwale o głębo-kości od 4024,5 do ok. 4025,3 m (fig. 19, 20), które cechują się ciemnoszarą lub jasnoszarą barwą z różowym odcie-niem oraz obecnością różnych typów warstwowań pozio-mych oraz przekątnych tabularnych, o płaskich powierzch-niach granicznych. Niestety, precyzyjne ustalenie głębo-kości spągu tak wyróżnionego białego spągowca nie jest możliwe ze względu na silną dezintegrację rdzeni (por. fig. 18). W utworach tych dominuje warstwowanie niskokąt-owe (kąt nachylenia lamin przekątnych jest niewielki i nie przekracza 10°). W najwyższej części białego spągowca obecne są ciemnoszare piaskowce poziomo laminowane drobnoziarnistym materiałem terygenicznym, wzbogaco-nym w materię organiczną. Pod mikroskopem widoczne jest nieregularne smugowanie. Drobną fleksura zaburza stropowy zestaw lamin. Podstawowym składnikiem jest kwarc, któremu towarzyszą sporadyczne skalenie potaso-we, plagioklasy i okruchy skał krzemionkowych. Szczegó-łowa analiza planimetryczna próbki piaskowca z białego spągowca o głębokości 4024,8 m wykazała (Maliszewska, 1977, 1978), że w jego składzie zdecydowanie dominuje kwarc (58% obj.), któremu towarzyszą litoklasty skał meta-morficznych (19% obj.) i skalenie (10% obj.), a podrzędne udziały stanowią okruchy skał wylewnych (3% obj.). Śred-nica ziaren kwarcu i litoklastów nie przekracza 0,52 mm (najczęstsza wynosi 0,21 mm). Zawartość Fe₂O₃ jest nie-



Fig. 18. Fotografia rdzeni dostępnych w Magazynie Próbek Geologicznych PIG-PIB w Halinowie obejmujących cechsztyńską serię miedzionośną w otworze Września IG 1

Ald – anhydryt dolny, Ca1 – wapień cechsztyński, Bs – biały spągowiec, Cs_{FN} – czerwony spągowiec, formacja Noteć

Photograph of cores available at the PGI-NRI Borehole and Geological Samples Archive in Halinów, covering the Zechstein copper-bearing series in the Września IG 1 borehole

Ald – Lower Anhydrite, Ca1 – Zechsteinkalk, Bs – Weissliegend, Cs_{FN} – Rotliegend, Noteć Formation

znaczna (0,44% wag.). Spoiwo węglanowe stanowi 8% obj. Dominuje dolomit, z niewielkim udziałem syderytu i anhydrytu. Z obserwacji mikroskopowych pobranych próbek wynika, że w najwyższej części białego spągowca dominuje spoiwo porowe, dolomitowe lub anhydrytowo-dolomitowe, przy czym zwraca uwagę brak błonkowego spoiwa ilasto-żelazistego wokół ziarn detrytycznych, które jest charakterystyczne dla czerwono-brunatnych utworów czerwonego spągowca.

Geneza utworów uznanych obecnie za biały spągowiec (w interwale od 4024,5 do ok. 4025,3 m) wydaje się złożona i trudna do interpretacji ze względu na brak cech jednoznacznie wskazujących na środowisko sedimentacji. Na podstawie struktur sedimentacyjnych, takich jak: poziome i przekątne warstwowanie, można sądzić, że dolna część białego spągowca powstała w warunkach dolnego reżimu przepływu, w fazie małych riplemarków, być może w środowisku równi pływowej morza cechsztyńskiego. Niewiel-



Fig. 19. Fotografia rdzeni dostępnych w Magazynie Próbek Geologicznych PIG-PIB w Halinowie obejmujących biały spągowiec w otworze Września IG 1

Photograph of cores available at the PGI-NRI Borehole and Geological Samples Archive in Halinów, covering the Weissliegend in the Września IG 1 borehole

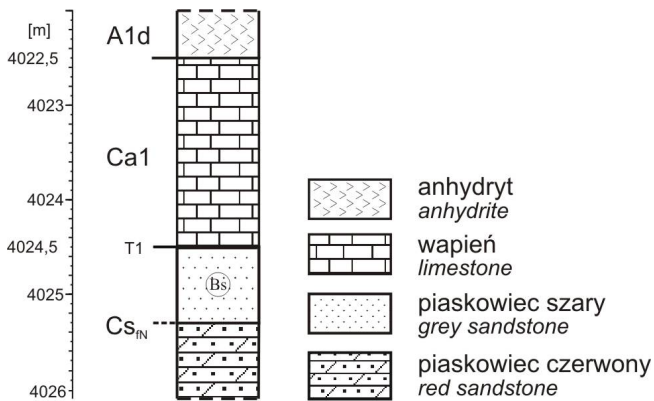


Fig. 20. Profil litologiczno-stratygraficzny serii miedzionośnej w otworze Września IG 1

A1d – anhydryt dolny, Ca1 – wapień cechsztyński, T1 – łupek miedzionośny, Bs – biały spągowiec, Cs_{IN} – czerwony spągowiec, formacja Noteci

Lithological profile of the copper-bearing series in the Września IG 1 borehole

A1d – Lower Anhydrite, Ca1 – Zechsteinkalk, T1 – Kupferschiefer, Bs – Weissliegend, Cs_{IN} – Rotliegend, Notec Formation

ka miąższość białego spągowca wskazuje, że morze cechsztyńskie przerobiło w niewielkim stopniu najwyższą część jeszcze niezdiagnozowanych osadów terygeniczych.

Górna część białego spągowca, obejmująca piaskowce ciemnoszare o poziomej laminacji drobnoziarnistym materiałem terygenicznym z materiałem organicznym, jest typowa dla piaskowców powstających wskutek resedymencji lądowych utworów czerwonego spągowca w warunkach stabilizacji środowiska morskiego i nieznacznego pogłębienia tuż po transgresji (Oszczepalski, 2007). Niewielka miąższość morskiej części białego spągowca wskazuje, że morze cechsztyńskie w niewielkim stopniu przerobiło najwyższą część jeszcze niezdiagnozowanych osadów eolicznych. Występowanie w górnej części białego spągowca utworów o bezsprzecznie morskiej genezie zostało wielokrotnie udokumentowane (np. Jerzykiewicz i in., 1976; Błaszczuk, 1981; Nemeč, Porębski, 1981), a osady te zaliczono do tzw. białego piaskowca (spągowca) cechsztyńskiego, jako ekwiwalentu zlepieńca cechsztyńskiego (Tomaszewski, 1978; Oszczepalski, Rydzewski, 1987; Peryt, Oszczepalski, 2007). Z tej interpretacji wynika wniosek, że obecnie wyznaczony w badanym otworze biały spągowiec, jest nie tylko wydzieleniem opartym na kryterium barwy, lecz także jest on prawdopodobnie w całości osadem morskim, czyli ekwiwalentem zlepieńca cechsztyńskiego.

W odróżnieniu od wyżej opisanych utworów białego spągowca, utwory niżejległe (występujące poniżej głębokości ok. 4025,3 m), są reprezentowane przez czerwone piaskowce drobnoziarniste o wielkoskalowym warstwowaniu przekątnym, charakterystycznym dla utworów o eolicznej

genezie (Pokorski, 1978, 1997; Kiersnowski, 1998; Karnkowski, 1999; Maliszewska i in., 2016). Tego typu utwory wydm eolicznych budują w omawianym otworze cały profil górnego czerwonego spągowca (Kiersnowski, 1998).

Zdecydowana większość utworów osadowych czerwonego spągowca cechuje się czerwono-brunatną barwą, którą determinuje obecność tlenków żelaza, zabarwiających osady na czerwono nawet przy niskiej ich koncentracji w osadzie. Hematyt w czerwonym spągowcu występuje głównie jako pigment i pył hematytowy rozproszony w skale lub w obrębie autigenicznych otoczek ilastych wokół ziarn detrytycznych. Proces czerwienienia zachodzi wskutek utlenienia żelazonośnych minerałów przez utleniające wody porowe, co skutkuje powstaniem uwodnionych tlenków żelaza. Po okresie wczesnej limonityzacji, w trakcie niskotemperaturowego, eodiagenetycznego dojrzewania osadu, następuje powolny proces dehydratacji i konwersji uwodnionych tlenków żelaza w hematyt, decydujący o powstaniu czerwonej barwy w osadach lądowej formacji określanej mianem redbeds (Walker, 1989).

W odróżnieniu od tych wyraźnie czerwono-brunatnych skał, utwory białego spągowca są na ogół jasnoszare lub szare. Według jednej grupy poglądów, jasnoszare zabarwienie utworów białego spągowca jest rezultatem odbarwienia czerwono-brunatnych utworów czerwonego spągowca przez descenzyjnie infiltrujące, redukcyjne wody morza cechsztyńskiego (np. Tomaszewski, 1978; Karnkowski, 1999). Według innej grupy poglądów (np. Błaszczuk, 1981; Nemeč, Porębski, 1981), ani piaskowce wydmowe zalegające w strefie aeracji (powyżej zwierciadła wód gruntowych) nie były przed transgresją cechsztyńską zabarwione na czerwono, ani tym bardziej piaskowce z materiałem organicznym utworzone podczas transgresji cechsztyńskiej. W tym świetle, enigmatyczne wydaje się pochodzenie różowej barwy w piaskowcach uznanych za morskie, jednak wyraźnie odmiennej od czerwono-brunatnego zabarwienia w niżej ległych piaskowcach czerwonego spągowca (fig. 18, 20). Jak wykazały liczne obserwacje, różowe zabarwienie piaskowców białego spągowca jest związane zazwyczaj z procesem postsedymentacyjnego utlenienia zdeponowanych osadów, w tym przede wszystkim wczesnodiagenetycznego pirytu, w wyniku wielkoskalowego przepływu roztworów utleniających z utworów podścielających cechsztyń, prowadzących do powstania tzw. utworów utlenionych *Rote Fäule* (Oszczepalski, 1989, 1999; Oszczepalski i in., 2010). Cechują się one współwystępowaniem rozproszonych tlenków żelaza i siarczków metali, reliktyw siarczków z otoczkami pigmentu hematytowego oraz strukturami zastępowania siarczków miedzi przez hematyt i getyt. W ich efekcie pojawiają się plamiste, różowe zabarwienie utworów, a kontury tych zabarwień są przeważnie niezgodne z warstwowaniem (por. fig. 20).

Łupek miedzionośny (niem. *Kupferschiefer*)

Według archiwalnego opisu Peryta (Sokołowski i in., 1977) w omawianym otworze występuje łupek miedziono-

śny, lecz o znikomej miąższości 2 cm (w skrzynkach z rdzeniami brak łupku miedzionośnego). Stwierdzono obecność łupku marglistego o ostrym, lecz nierównym kontakcie z niżej leżącymi piaskowcami. Znikoma miąższość łupku miedzionośnego świadczy o krótkotrwałym epizodzie sedimentacji utworów o anoksycznej genezie, prawdopodobnie wskutek szybkiego spłycenia środowiska sedimentacyjnego. Brak lub minimalna miąższość łupku miedzionośnego jest typowa dla śródbasenowych wyniesień (Peryt, Ważny, 1978; Oszczepalski, Rydzewski, 1987; Oszczepalski, 1988, 1989).

Wapień cechsztyński (niem. *Zechsteinkalk*)

Według pomiarów geofizycznych ma miąższość 2,0 m 4022,5–4024,5 m (Sokołowski i in., 1977). Nieco większą jego miąższość 2,2 m podają Peryt i Ważny (1978) oraz Peryt i in. (1978b). Należy podkreślić fakt, że jak dotąd nie opublikowano wykształcenia mikrofacjalnego wapienia cechsztyńskiego z tego otworu, dlatego o jego wykształceniu można dowiedzieć się jedynie z opisów makroskopowych oraz z badań mikroskopowych czterech pobranych próbek.

W profilu wapienia cechsztyńskiego Peryt (w: Sokołowski i in., 1977), poniżej anhydrytu chmurkowego z przemazami dolomitu, wyróżnił w dolnej części kolejno od dołu ku górze: dolomit wapnisty (o miąższości 20 cm), gruzełkowy, szary; wapień dolomityczny (15 cm), jasnoszary, z licznymi nodułami anhydrytowymi o średnicy do 14 mm; wapień dolomityczny (2 cm), gęsto przewarstwiany falistymi laminami ilastymi o grubości ok. 1 mm; wapień dolomityczny (20 cm), gruzełkowy, szary, ze stylolitami; wapień dolomityczny (25 cm), w górnej części z licznymi laminami ilastymi i poziomymi stylolitami; wapień dolomityczny (28 cm) gruzełkowy, szary, z licznymi nodułami anhydrytu; oraz wapień dolomityczny (15 cm) z poziomymi stylolitami. W górnej części wapienia cechsztyńskiego występuje wapień dolomityczny (30 cm), szary i ciemnoszary, z licznymi, na ogół drobnymi (maksymalnie do 6 mm średnicy) nodułami anhydrytu, wyżej wapień i dolomit wapnisty (25 cm) o teksturze bulastej, a w stropie dolomit wapnisty (20 cm) o wyraźnej strukturze gruzełkowej, przewarstwiany związłym wapieniem masywnym o grubości do kilku milimetrów (w dole z nodułami anhydrytowymi o średnicy do 9 mm). Kontakt z anhydrytem dolnym jest ostry.

Autor opisu makroskopowego nie wyjaśnił, co oznacza gruzełkowa struktura utworów wapienia cechsztyńskiego, przypuszczalnie dlatego, że nie dysponował płytkami cienkimi do obserwacji mikroskopowych. Z tego opisu można jedynie dopatrywać się, że niemal cały profil reprezentowany jest przez skały ziarniste, złożone z ziarn obleczoonych, typu ooidów i onkoidów. Stwierdzone w górnej części profilu liczne nodule anhydrytu pozwalają wysunąć przypuszczenie, że reprezentują makroonkoidy lub ooidy, rozpuszczone i wypełnione anhydrytem albo wraz z war-

stwą bulastą zredukowane sekwencje sebhya (por. Peryt, 1984). Badania mikroskopowe czterech płytek cienkich potwierdzają w znacznym stopniu powyższe przypuszczenie. Wynika z nich, że badane skały zawierają liczne ooidy/onkoidy, które zostały poddane intensywnemu neomorfizmowi oraz rozpuszczeniu i wypełnieniu anhydrytem. Dominują onkolity o zróżnicowanym składzie form onkoidowych, w tym kuliste onkoidy właściwe, drobne ziarna o mikrytowych obwódkach oraz owalne intraklasty onkolitów (fig. 21A). Materiał międzyonkoidowy składa się z licznych drobnych ziarn, głównie peloidów oraz ziarn obleczoonych z obwódkami mikrytowymi. Część ziarn o ciemnoszarej barwie można uznać za formy pochodzenia wadycznego. Miejscami obecne są liczne smużki organiczne, będące zaczątkami poziomych stylolitów. Niżej w profilu stwierdzono pelmikryty w towarzystwie różnych form onkoidowych (fig. 21B).

Taka ogólna interpretacja składu ziarn obecnych w wapieniu cechsztyńskim, oparta o opis makroskopowy oraz fragmentaryczne próbki zbadane pod mikroskopem, zgodna jest z pozycją omawianego profilu w paleogeografii wapienia cechsztyńskiego. Jak bowiem wynika z opublikowanych map, otwór Września IG 1 znajduje się w obrębie litofacji ziarnistej (Peryt, 1978; Peryt i in., 1978a), typowej dla skondensowanych profili wapienia cechsztyńskiego z obszaru śródbasenowych płycizn okresowo wynurzanych ponad poziom morza (Peryt i in., 1978b; Peryt, Ważny, 1978, 1980). Jak wynika z powyższych prac, znaczną, zwykle górną część profili skondensowanych cechuje obfitość ziarn węglanowych o różnej genezie i rozmiarach od 0,03 mm do kilku cm, dominacja pizoidów wadycznych, fragmentów struktur wadycznych, kalcytowych sferulitów poanhydrytowych, form poligenicznych (np. algowo-wadycznych), intraklastów oraz ooidów promienistych. Obecne są także stromatolity i kalkrety. Częste są sparyty poonkolitowe. W dolnej części profilu przeważają onkoidy algowe i otwornicowo-algowe, a niekiedy obecne są pelmikryty i mikryty zawierające na ogół stosunkowo niewielką ilość ziarn węglanowych. Są to: ooidy promieniste, peloidy, otwornice, małżoraczki, fragmenty muszli małżów lub ramienionogów oraz mszywiolów i szkarłupni, a także fragmenty struktur wadycznych. Zdaniem tych autorów, większość wymienionych cząstek i struktur świadczy o bardzo płytkim środowisku sedimentacji, a w przypadku osadów wadycznych oraz kongrecji anhydrytowych tkwiących w mule dolomitowym o supralitoralnym środowisku sedimentacji. Należy zauważyć, że w rejonach występowania profili skondensowanych z reguły brak łupku miedzionośnego. Peryt i Ważny (1978) konkludują, że profile skondensowane, do jakich przypuszczalnie można zaliczyć profil obecny w rejonie Wrześni, odpowiadają górnej części kompletnych profili wapienia cechsztyńskiego. Ponieważ w omawianym otworze obecna jest cienka warstewka łupku miedzionośnego, można wysunąć przypuszczenie, że omawiany otwór był usytuowany raczej na górnym skłonie śródbasenowego wyniesienia niż na szczycie płycizny. Powstanie tych płycizn jest tłumaczone wypiętrzeniem wyniesionych

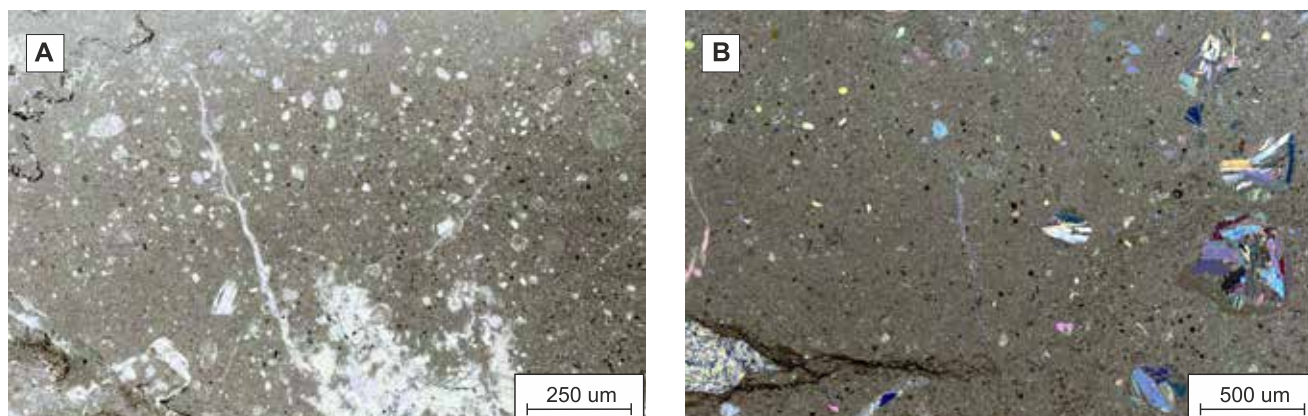


Fig. 21. Mikrofotografie utworów wapienia cechsztyńskiego w otworze Września IG 1, w świetle przechodzącym

A. Pakston onkolitowy o urozmaiconym składzie form onkoidowych z górnej części wapienia cechsztyńskiego, onkoidy rozpuszczone i wypełnione anhydrytem (nikole równoległe). **B.** Pakston/wakston peloidowy z onkoidami rozpuszczonymi i wypełnionymi anhydrytem (nikole skrzyżowane)

Photomicrographs of the Zechstein Limestone in the Września IG 1 borehole, in the transmitted light

A. Oncoid packstone from the upper part of the Zechstein Limestone composed of oncoids of various shapes, some oncoids were dissolved and filled with anhydrite (parallel polarizers). **B.** Peloid packstone/wackestone with oncoids dissolved and filled with anhydrite (crossed polarizers)

bloków podłoża (Peryt, Ważny, 1978; Peryt i in., 1978a, b), lecz obecność ekstensywnego pola wydmyowego w rejonie Wielkopolski, określanego mianem Ergu Wschodniego

(Kiersnowski, 1998), sugeruje, że w rejonie Wrześni rolę wypiętrzenia mogły pełnić paleomorfologiczne wzniesienia o genezie eolicznej.

Andrzej CHMIELEWSKI, Sławomir OSZCZEPALSKI

MINERALIZACJA KRUSZCOWA W UTWORACH CECHSZTYNY DOLNEGO I NAJWYŻSZEGO CZERWONEGO SPĄGOWCA GÓRNEGO

Wstęp

Od momentu, kiedy uznano, że śledzenie kontaktu utworów utlenionych i redukcyjnych powinno być podstawą poszukiwań rud Cu-Ag w basenie permskim (Oszczepalski, Rydzewski, 1993, 1995, 1997), systematyczna weryfikacja map występowania utworów utlenionych oraz ich uzupełnianie o coraz to nowe dane, stała się niezbędnym elementem kolejnych ocen perspektywiczności omawianej mineralizacji kruszcowej w utworach cechsztynu dolnego w SW Polsce. Okonturowanie utworów utlenionych ma zasadnicze znaczenie zarówno dla formułowania regionalnych zależności występowania mineralizacji kruszcowej od położenia w stosunku do utworów utlenionych, jak i dla oceny zasobowej wyznaczonych obszarów.

Z regionalnego rozkładu pól utlenionych wynika, że rejon otworu wiertniczego Września IG 1 znajduje się w stosunkowo dużej odległości od czeszewskiego pola utlenionego, gdzie strefa utleniona (płona w minerały rudne) znaj-

duje się poniżej stropu piaskowców białego spągowca. Lokalizację otworu wiertniczego Września IG 1 na tle występowania utworów utlenionych (*Rote Fäule*) i strefowości metalicznej przedstawiono na figurze 22.

Mineralizacja kruszcowa w utworach skalnych najniższego cechsztynu w otworze Września IG 1 nie została do tej pory zbadana. W czasie opracowywania dokumentacji wynikowej z otworu Września IG 1 (Sokołowski, 1977; Sokołowski i in., 1977) wykonano między innymi opis makroskopowy materiału rdzeniowego obejmującego utwory cechsztynu (T.M. Peryt) oraz podścielające je utwory czerwonego spągowca (D. Kühn). W niniejszym opracowaniu profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej z otworu Września IG 1 dokonano analizy mineralogiczno-petrograficznej wraz ze sporządzeniem:

- wykresu przedstawiającego skład minerałów kruszczowych i tlenkowych w profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej (fig. 23),
- zestawienia mikrofotografii minerałów kruszczowych i tlenkowych w świetle odbitym (fig. 24).

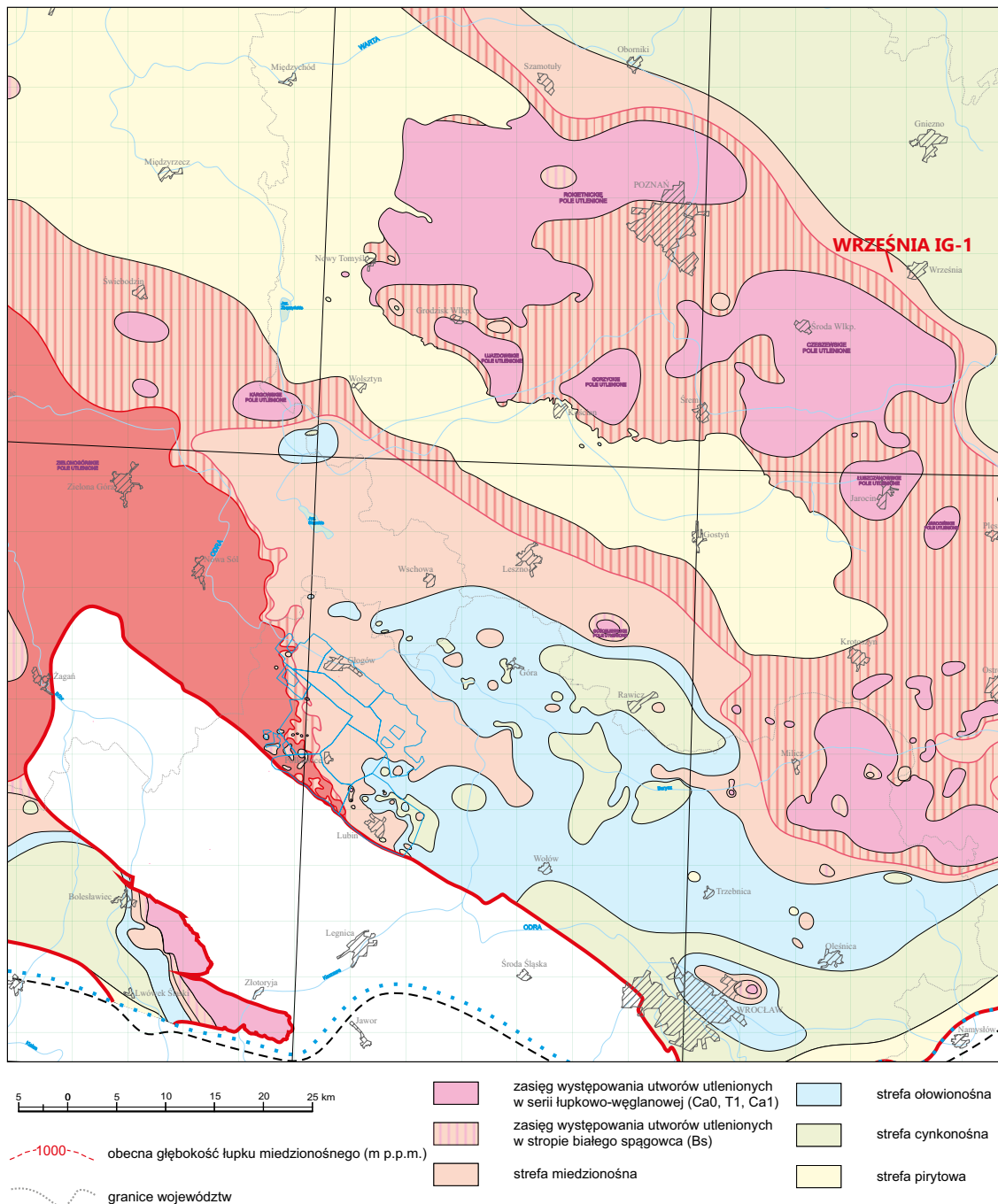


Fig. 22. Lokalizacja otworu wiertniczego Września IG 1 na tle występowania utworów utlenionych (*Rote Fäule*) i strefowości metalicznej (wg Oszczepalskiego i in., 2019, zmodyfikowana)

Location of the Września IG 1 borehole in relation to the oxidized (*Rote Fäule*) area and metal zonation (after Oszczepalski *et al.*, 2019)

Do badań mikroskopowych w świetle odbitym wykorzystano 7 próbek pobranych w czasie prac w magazynie rdzeni w Halinowie w celu wykonania płytek cienkich (1 z anhydrytu dolnego (A1d), 3 z wapienia cechsztyńskiego (Ca1), 2 z białego spągowca (Bs) oraz 1 próbka pochodząca z górnej części formacji Noteci (CsfN) reprezentowanej przez utwory piaskowca czerwonego spągowca). W czasie obserwacji mikroskopowych scharakteryzowano

mineralizację kruszcową i tlenkową w utworach białego spągowca (Bs), wapienia cechsztyńskiego (Ca1) oraz anhydrytu dolnego (A1d) (fig. 23, 24). Niestety w czasie opróbowania materiału rdzeniowego zarejestrowano brak utworów łupku miedzionośnego (T1) z powodu zdekompletowanego materiału rdzeniowego. Odnotowano jedynie 0,5 cm wkładkę utworów drobnopiaszczystych wyścielającą strop utworów białego spągowca (Bs). Ze względu na brak moż-

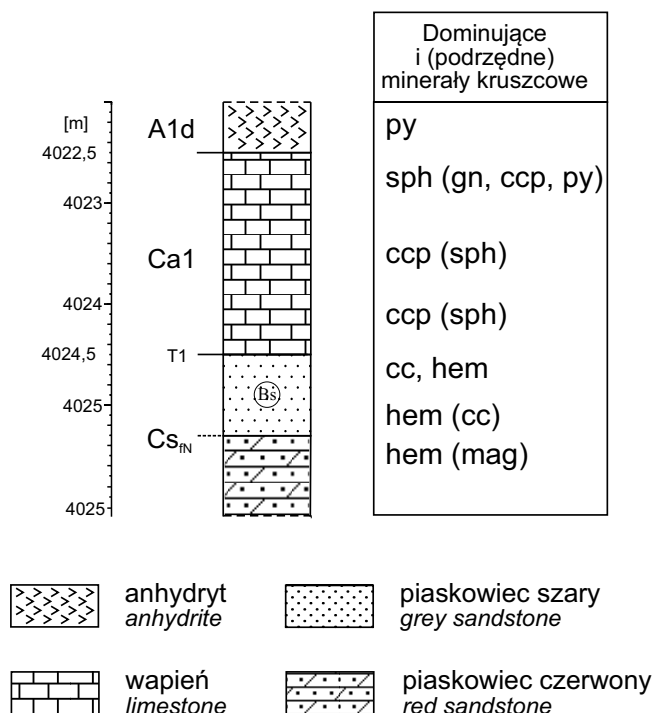


Fig. 23. Dystrybucja minerałów kruszczowych w profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej otworu Września IG 1

A1d – anhydryt dolny; Ca1 – wapień cechsztyński; T1 – łupek miedzionośny; Cs_N – czerwony spągowiec górny – formacja Noteci

Distribution of ore minerals in the Zechstein copper-bearing series in the Września IG 1 borehole

A1d – Lower Anhydrite; Ca1 – Zechstein Limestone; T1 – Kupferschiefer; Cs_N – Rotliegend, Notec formation

liwości prześledzenia kompletnego profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej w otworze Września IG 1, wyniki obserwacji mikroskopowych mają wyłącznie charakter punktowy. W związku z tym nie było możliwe określenie pełnej zmienności mineralizacji kruszczowej w otworze Września IG 1. Rezultatem przeprowadzonych badań mikroskopowych jest identyfikacja następującego zespołu minerałów kruszczowych: **chalkopiryt (CuFeS_2)**, **galena (PbS)**, **sfaleryt (ZnS)**, **chalkozyn (Cu_2S)** i **piryt (FeS_2)** oraz minerałów tlenkowych: **hematyt (Fe_2O_3)** i **magnetyt (Fe_3O_4)**. Zbiorcze zestawienie zespołu rozpoznanych minerałów w badanym otworze przedstawiono na figurze 23, natomiast ich dokumentację fotograficzną – na figurze 24.

Rozpoznane i opisane okruszcowanie utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej w otworze wiertniczym Września IG 1 jest ubogie i zdominowane siarczkami miedzi z grupy Cu-Fe-S (chalkopiryt) w górnej części profilu oraz reliktowymi siarczkami z grupy Cu-S (chalkozyn) w dolnej części profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej. Minerale rudne w badanych utworach występują w formie drobnoziarnistych rozprożeń oraz różnej wielkości gniazd. Ogólne siarczki metali są rozlokowane w badanych utworach

skalnych w sposób bezładny, niemniej jednak miejscami (zwłaszcza w dolnej części wapienia cechsztyńskiego (Ca1)) bywają skoncentrowane w postaci płasko-soczewkowych skupień lub horyzontalnie ułożonych nagromadzeń mineralnych. Minerale kruszczowe występują przeważnie w postaci kryształów o rozmiarach od kilku mikrometrów do 1 mm średnicy. Miejscami obserwowane są wypełnienia spękań w skale i minerałów skałotwórczych. Pospolicie napotymane są mikrowrostki galeny w chalkopirycie czy pirytu w sfalerycie. Ponadto, zwracają uwagę liczne przerosty siarczków metali z minerałami węglanowymi oraz impregnacje utworów węglanowych wapienia cechsztyńskiego oraz ziarn detrytycznych piaskowców białego spągowca. Oprócz tego w utworach piaskowcowych białego spągowca (Bs) odnotowano hematyt zastępujący chalkozyn oraz podrzędne skupienia magnetytu w utworach piaskowców czerwonego spągowca.

Wyniki badań

Górna część formacji Noteci (fN)

Pod utworami cechsztyńskiej serii miedzionośnej od głębokości 4025,3 m zalegają utwory czerwonego spągowca górnego formacji Noteci reprezentowane przez czerwone piaskowce drobnoziarniste. W świetle odbitym zbadano jedną próbkę (pr. 7) z piaskowców czerwonego spągowca. Utwory formacji Noteci cechuje obecność głównie mineralizacji hematytowej, której towarzyszą nagromadzenia magnetytu. Minerale tlenkowe w badanych utworach piaskowców czerwonego spągowca formacji Noteci tkwią w przestrzeniach pomiędzy ziarnami detrytycznymi piaskowca, miejscami oblekają także krawędzie ich ziarn oraz zastępują fragmenty spoiwa piaskowców czerwonego spągowca.

Biały spągowiec (Bs)

Próbki (pr. 5 i 6) z utworów zaliczonych do białego spągowca pochodzą z interwału głębokościowego od 4024,5 do 4025,3 m (fig. 24A, B). W górnych partiach biały spągowiec zawiera bardzo ubogą, reliktową mineralizację siarczkową, reprezentowaną przez nieregularne ziarna chalkozynu oraz nieliczne skupienia pirytu. Chalkozyn i pirit przeważnie są obecne w formie mikrolitów rozproszonych w spoiwie piaskowca lub zastępują fragmenty ziarn detrytycznych piaskowca. Siarczki te są miejscami korodowane i zastępowane przez hematyt; powszechne są również aureole pigmentu hematytowego wokół wskazanych ziarn minerałów kruszczowych. W dolnych partiach utworów białego spągowca obserwuje się mineralizację hematytową prawie całkowicie wypierającą kruszce reliktowe. Badane utwory piaskowca białego spągowca cechuje dość intensywna hematytyzacja, przejawiająca się obecnością pigmentu hematytowego oraz licznych grudek, skupień i kryształów hematytu, miejscami w formie zbitych, ziemistych mas, skut-

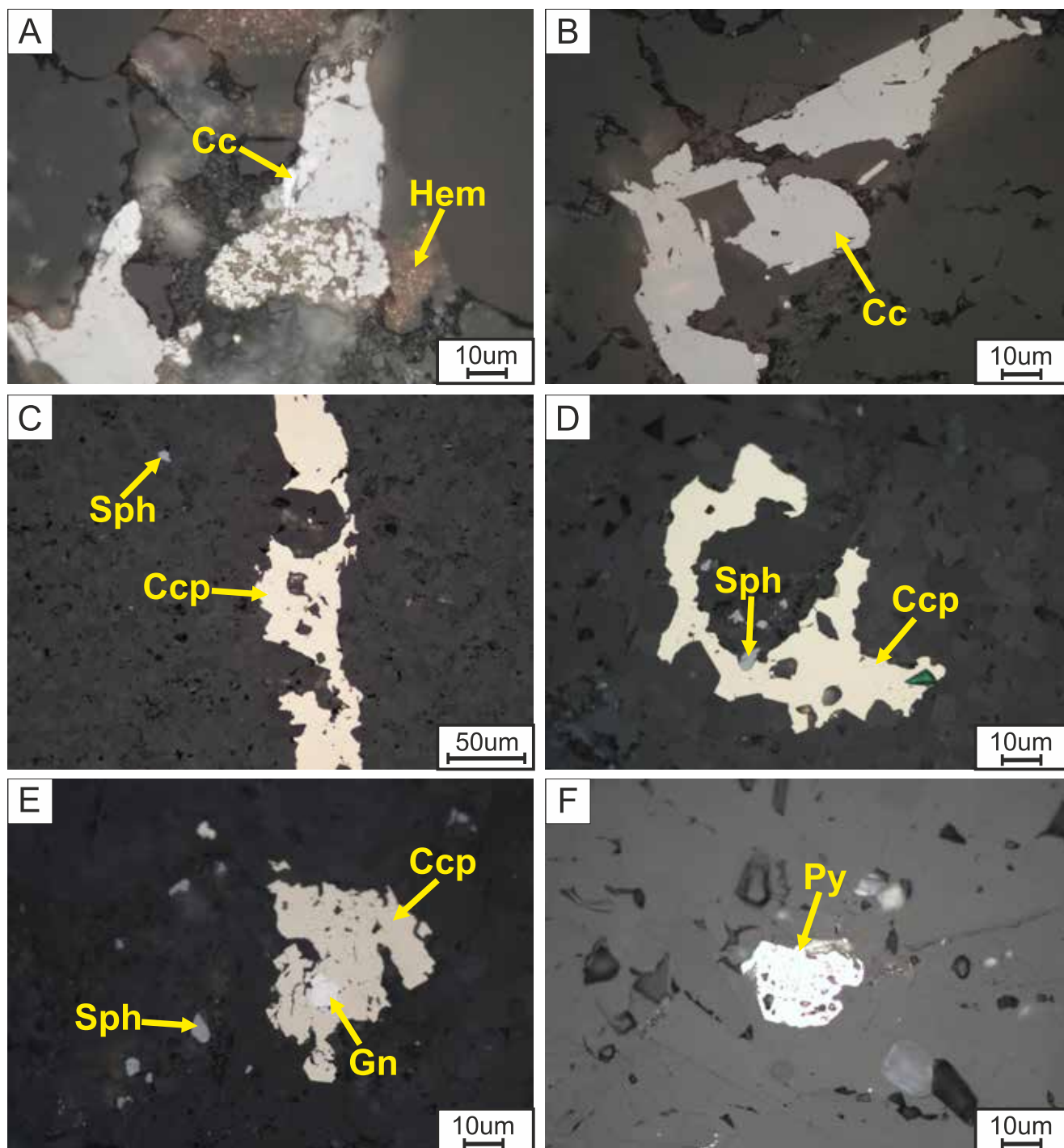


Fig. 24. Mikrofotografie mineralów kruszcowych z utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej w otworze Wrzeźnia IG 1

A. Reliktowe skupienia chalkocyzynu (Cc) zastępowane pigmentem hematytowym (Hem). **B.** Nieregularne skupienia chalkocyzynu (Cc) z aureolą hematytową (Hem) rozproszone w spoiwie piaskowca. **C.** Fragment wertykalnej żyłki chalkopirytowej (Ccp) w towarzystwie mikrolitów sfalerytu (Sph). **D.** Nieregularne skupienia chalkopirytu (Ccp) w towarzystwie sfalerytu (Sph). **E.** Chalkopiryt (Ccp) z wrostkami galeny (Gn) w towarzystwie sfalerytu (Sph) zastępujące minerały węglanowe tła skalnego. **F.** Nieregularne skupieni pirytu (Py) zastępujące minerały siarczanowe anhydrytu dolnego

Photomicrographs of ore mineralization from Kupferschiefer series in the Wrzeźnia IG 1 borehole

A. Relic chalcocite grains (Cc) replaced by hematite pigment (Hem). **B.** Irregular clusters of chalcocite (Cc) with a hematite halo (Hem) scattered in the sandstone cement. **C.** Fragment of a vertical chalcopyrite vein (Ccp) accompanied by sphalerite microlites (Sph). **D.** Irregular concentrations of chalcopyrite (Ccp) accompanied by sphalerite (Sph). **E.** Chalcopyrite (Ccp) with galena inclusions (Gn) accompanied by sphalerite (Sph) replacing the carbonate minerals of the rock background. **F.** Irregular pyrite (Py) clusters replacing sulphate minerals of the Lower Anhydrite

kującą powstaniem czerwonych plam w tle skalnym utworów białego spągowca.

Wapień cechsztyński (Ca1)

Utwory wapienia cechsztyńskiego zalegają na głębokości od 4022,5 do 4024,5 m i zostały zbadane petrograficznie trzema próbkami (pr. 2, 3, 4). W wyniku tychże badań pod względem mineralogiczno-petrograficznym utwory wapienia cechsztyńskiego podzielono na dwie części. Dolna i środkowa część wapienia cechsztyńskiego cechuje przewaga mineralizacji chalkopirytowej nad sfalerytem i pirytem (fig. 24C, D). Górne partie wapienia cechsztyńskiego charakteryzuje natomiast przewaga mineralizacji sfalerytowej nad chalkopirytem i galeną (fig. 24E) występująca w towarzystwie wszechobecnego piryty framboidalnego. Minerale kruszcowe odnotowane w utworach węglanowych wapienia cechsztyńskiego najczęściej występują jako zastąpienia materiału węglanowego zarówno tła skalnego, jak i szczątków organicznych (skorupki otwornic) oraz wypełnienia wolnych przestrzeni w tle skalnym. Występują one również w szwach stylolitowych oraz jako żyłki o różnorodnym przebiegu w stosunku do uławicenia skały węglanowej. Piryt ponadto miejscami jest selektywnie zastępowany sfalerytem, chalkopirytem i galeną. Sporadycznie notowane są zrosty galeny ze sfalerytem oraz wrostki galeny lub sfalerytu w chalkopirycie. Piryt ponadto obserwowany jest w postaci mikrolitów oraz framboidów bezładnie rozsianych w węglanowym tle skalnym.

Anhydryt dolny (A1d)

Utwory anhydrytu dolnego pod względem występowania mineralizacji kruszcowej zostały zbadane jedną próbką pochodzącą z jego spągu zalegającego na głębokości ok. 4022,45 m (pr. 1). W utworach tych (fig. 24F) jedynym zaobserwowanym minerałem kruszczowym jest piryt. Zazwyczaj piryt zastępuje minerały siarczanowe, formując miejscami wrzecionowate i romboedryczne skupienia o rozmiarach do 50 μm średnicy oraz wypełnia wolne przestrzenie w anhydrytowym tle skalnym. Poza tym dość często są spotykane drobne mikrolity piryty o rozmiarach do kilkunastu μm średnicy, nieregularnie rozproszone w tle skalnym. Lokalnie obserwowane są mikrożyłki pirytowe o przebiegu diagonalnym zastępujące spękania w skale. Miejscami napotkano na framboidy koncentrujące się w nagromadzenia o nieregularnych lub groniastych kształtach.

Podsumowanie

Rejon otworu wiertniczego Września IG 1 znajduje się w obszarze dystalnym względem czeszewskiego pola utlenionego (fig. 22), gdzie prawie cały profil cechsztyńskiej serii miedzionośnej jest wykształcony w facji redukcyjnej. W takich rejonach dominują profile o ubogiej mineralizacji miedziowej, głównie objawiającej się obecnością siarczków miedzi typu Cu-Fe-S, którym towarzyszą zazwyczaj kruszce cynku i ołowiu w wyższych partiach cechsztyńskiej serii miedzionośnej. Z przeprowadzonej powyżej oceny dystrybucji dolnocechsztyńskiej mineralizacji kruszczowej w rejonie otworu Września IG 1 zanotowano **przewagę koncentracji siarczków miedzi nad siarczkami cynku i ołowiu (Cu>Zn>Pb)**.

Poza tym w rezultacie przeprowadzonego ogólnego studium mineralogiczno-petrograficznego stwierdzono, że rejon otworu wiertniczego Września IG 1 nie jest perspektywiczny dla poszukiwań cechsztyńskich rud metali zarówno ze względu na niskie koncentracje siarczków metali, jak i ze względu na głębokość zalegania spągu utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej na głębokości 4026,5 m (spąg utworów białego spągowca). Jak wykazały powyższe badania mineralogiczno-petrograficzne, zauważalne przejawy utlenienia występują w spągowych utworach piaskowcowych białego spągowca, natomiast w górnej ich części obserwowane są utwory o cechach strefy przejściowej, gdzie pojawiają się wzbogacenia w siarczki miedzi (chalkozyn) o charakterze reliktywnym. Siarczki stanowią zwykle relikty pierwotnych nagromadzeń minerałów kruszczowych, o czym świadczą struktury korozyjne i zastępowania tlenkami żelaza (hematyt) oraz aureole pigmentu hematytowego wokół reliktyw kruszczowych. Strefa redukcyjna obejmuje utwory skalne powyżej stropu piaskowców białego spągowca – zdominowane przez ubogą mineralizację chalkopirytową z podrzędnym udziałem galeny i sfalerytu w wyższych partiach cechsztyńskiej serii miedzionośnej.

Przemieszczając się w kierunku wschodnim, w stronę miejscowości Września, można spodziewać się dominacji mineralizacji sfalerytowej i galenowej w profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej nad kruszczami miedzi, które to przemieszczają się z w coraz niższe partie cechsztyńskiej serii miedzionośnej, schodząc w dolną część piaskowców białego spągowca. Reansumując, w omawianym rejonie nie można oczekiwać ciał rudnych o potencjalnym znaczeniu ekonomicznym.

Andrzej CHMIELEWSKI, Sławomir OSZCZEPALSKI

WYNIKI POMIARÓW GEOCHEMICZNYCH WYKONANYCH PRZENOŚNYM SPEKTROMETREM XRF DLA UTWORÓW CECHSZTYŃSKIEJ SERII MIEDZIONOŚNEJ

Wstęp

W ostatnich latach nastąpił znaczny przyrost informacji o rozprzestrzenieniu mineralizacji miedziowo-srebrowej w utworach cechsztyńskiej serii miedzionośnej, nie tylko na obszarze przedsudeckim, lecz także na pozostałym obszarze polskiego cechsztynu. W rezultacie nowych badań wyznaczono obszary perspektywiczne, które na ogół występują w bezpośrednim otoczeniu pól utlenionych *Rote Fäule* (Oszczepalski, Rydzewski, 2007; Oszczepalski, Speczik, 2011; Oszczepalski, Chmielewski, 2015; Mikulski i in., 2016; Oszczepalski i in., 2016). Podstawą konstrukcji map ilościowych stały się kompilacje archiwalnych wyników oznaczeń geochemicznych oraz analiz mineralogiczno-petrograficznych wykonywanych dla profili cechsztyńskiej serii miedzionośnej z ponad 1700 otworów wiertniczych z całej polskiej części basenu permskiego.

Dotychczas nie wykonywano analiz geochemicznych utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej w otworze Września IG 1, dlatego obecnie przystąpiono do wykonania badań zawartości Cu, Zn, Pb, Ag, Co, Mo, Ni, V w próbkach rdzeni cechsztyńskiej serii miedzionośnej (bez pobierania próbek). Pomiary wykonali Andrzej Chmielewski i Sławomir Oszczepalski w Archiwum Próbek Geologicznych PIG-PIB w Halinowie. Oznaczenia geochemiczne

uzyskano przy zastosowaniu przenośnego spektrometru XRF serii DELTA firmy OLYMPUS. Pomiarom geochemicznym poddano wybrane fragmenty utworów: anhydrytu dolnego (A1d), wapienia cechsztyńskiego (Ca1), białego spągowca (Bs) i czerwonego spągowca (Cs_N). Jednak ze względu na brak kompletnego profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej, liczne i obszerne luki oraz silną dezintegrację materiału rdzeniowego w omawianym otworze, pomiary geochemiczne mają wyłącznie charakter punktowy. W szczególności luki w rdzeniu ze spągu Ca1 i brak rdzeni z łupkiem miedzionośnym uniemożliwił dokonanie pełnej analityki w interwale, który zwykle jest najmocniej okruszowany.

W otworze Września IG 1 stwierdzono zmienne koncentracje metali w poszczególnych poziomach litostratygraficznych cechsztyńskiej serii miedzionośnej (tab. 13; fig. 25). Pomiary wykonano dla 10 próbek punktowych wyznaczonych na fragmentach materiału rdzeniowego; 1 pomiar w anhydrycie, 4 pomiary w obrębie utworów węglanowych wapienia cechsztyńskiego, 4 pomiary w piaskowcach białego spągowca oraz 1 pomiar w piaskowcach czerwonego spągowca formacji Noteci. Na podstawie wyników badań geochemicznych próbek serii miedzionośnej z otworu Września IG 1 stwierdzono, że mineralizacja miedziowa koncentruje się głównie w dolnej części wapienia cechsz-

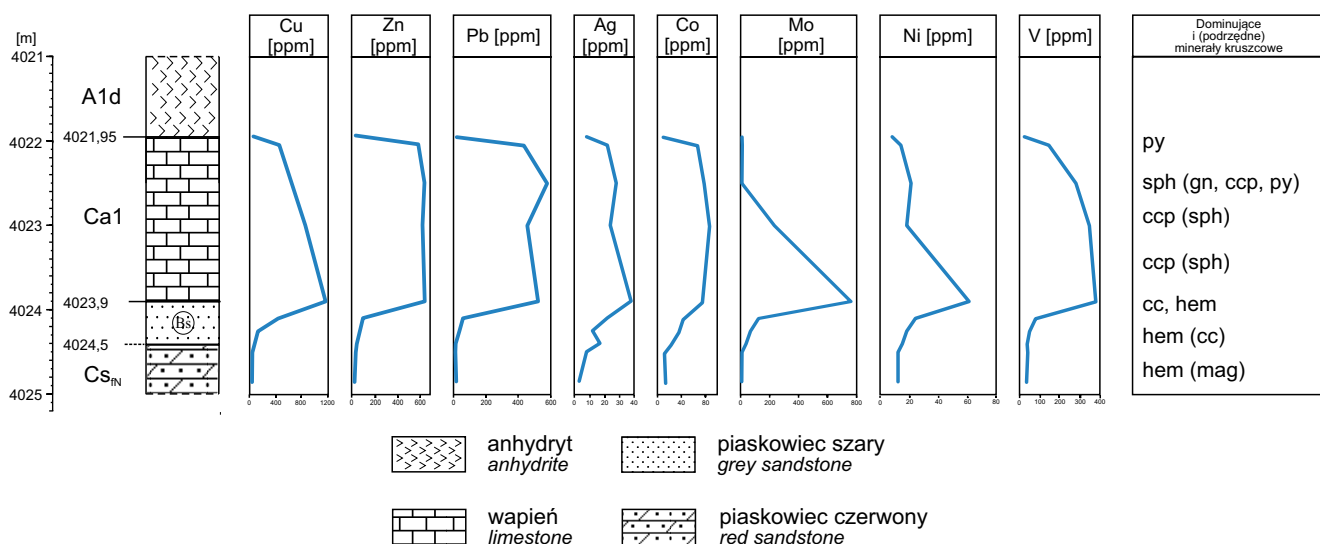


Fig. 25. Dystrybucja metali w profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej otworu Września IG 1

A1d – anhydryt dolny; Ca1 – wapień cechsztyński; Bs – biały spągowiec; Cs_N – czerwony spągowiec, formacja Noteci

Distribution of metals in the Zechstein copper-bearing series in the Września IG 1 borehole

A1d – Lower Anhydrite; Ca1 – Zechstein Limestone; Bs – Weissliegend; Cs_N – Rotliegend, Notec Formation

Tabela 13

**Koncentracje metali w utworach cechsztyńskiej serii miedzionośnej
w otworze wiertniczym Września IG 1**

Concentrations of metals in the Zechstein copper-bearing series in the Września IG 1 borehole

Nr próbki Sample No.	Litostr. Lithostr.	Strefa geochemiczna Geochemical zone	Głębokość [m] Depth	Miaższość [cm] Thickness	Cu [ppm]	Zn [ppm]	Pb [ppm]	Ag [ppm]	Co [ppm]	Mo [ppm]	Ni [ppm]	V [ppm]
1	Ald	R	4021,95	0,1	42	25	17	8	10	6	8	21
2	Ca1	R	4022,05	0,1	452	585	434	22	67	8	14	143
3	Ca1	R	4022,5	0,45	642	640	578	28	78	5	21	278
4	Ca1	R	4023,0	0,5	867	624	455	24	87	231	18	345
5	Ca1	R	4023,9	0,9	1190	642	522	38	75	762	61	377
6	Bs	TZ	4024,1	0,2	433	87	56	22	43	121	24	77
7	Bs	RF	4024,25	0,15	112	55	34	12	36	65	18	47
8	Bs	RF	4024,4	0,15	54	32	11	17	23	34	15	35
9	Bs	RF	4024,5	0,1	23	23	9	8	12	6	12	38
10	CsfN	RF	4024,85	0,35	17	12	14	3	14	4	12	32

Objaśnienia: Ald – anhydryt dolny; Ca1 – wapień cechsztyński; Bs – biały spągowiec; CsfN – czerwony spągowiec, formacja Noteci; R – strefa redukcyjna; TZ – strefa przejściowa; RF – strefa utleniona

Explanation: Ald – Lower Anhydrite; Ca1 – Zechstein limestone; Bs – Weissliegend; CsfN – Rotliegend, Noteć formation; R – reduced zone; TZ – transition zone; RF – oxidized zone

tyńskiego w interwale występującym na głębokości 4023,5–4024,4 m (tab. 13). W profilu utworów białego i czerwonego spągowca zawartość analizowanych metali jest śladowa (tab. 13). Zbliżone koncentracje badanych metali stwierdzono w utworach anhydrytu dolnego, gdzie nie przekraczają kilkudziesięciu ppm.

Wyniki badań

Czerwony spągowiec – formacja Noteci (CsfN)

Utwory czerwonego spągowca formacji Noteci, reprezentowane przez drobnoziarniste, czerwone piaskowce, zostały pomierzone na zawartość metali głównych w próbkach 11 na głębokości 4025,35 m (tab. 13).

Wyniki oznaczeń cechują znikome koncentracje analizowanych pierwiastków: 17 ppm Cu, 12 ppm Zn, 14 ppm Pb, 3 ppm Ag, 14 ppm Co, 4 ppm Mo, 12 ppm Ni, 32 ppm V.

Biały spągowiec

W piaskowcach białego spągowca zbadano 4 próbki (pr. 7–10) pochodzące z interwału głębokościowego od 4024,5 do 4025,3 m, na głębokościach: 4024,60, 4024,75, 4024,90 i 4025,00 m (tab. 13). Zawartość miedzi w utworach białego spągowca jest niska i mieści się w granicach od 23 do 433 ppm. Średnia zawartość miedzi dla interwału białego spągowca wynosi 155 ppm. Piaskowce szaro-różowe (pr. 7–9) cechują się bardzo niskimi zawartościami metali, natomiast stropowa próbka piaskowca szarego zawiera

więcej miedzi (433 ppm) i metali towarzyszących. Zawartość cynku w białym spągowcu waha się od 23 do 87 ppm, ze średnią zawartością 49 ppm. Dla ołowiu koncentracje mieszczą się w zakresie od 9 do 56 ppm (średnia 28 ppm).

Zakresy zawartości i średnie arytmetyczne dla pozostałych metali są następujące: 8–22 ppm Ag (średnia 15 ppm), 12–43 ppm Co (średnia 29 ppm), 6–121 ppm Mo (średnia 57 ppm), 22–24 ppm Ni (średnia 17 ppm), 35–77 ppm V (średnia 49).

Wapień cechsztyński

Skały węglanowe przeanalizowano punktowo w interwale od 4022,5 do 4024,5 m, z którego zbadano 4 próbki (pr. 2–6; tab. 13). Najwyższe wartości oznaczeń dla badanych metali stwierdzono w dolnych partiach utworów węglanowych (pr. 5), gdzie zawartość miedzi wynosi 1190 ppm, cynku 642 ppm i ołowiu 522 ppm. Średnia arytmetyczna zawartość dla miedzi, cynku i ołowiu w zbadanym interwale wapienia cechsztyńskiego wynosi odpowiednio: 788 ppm, 623 ppm i 427 ppm. Zakresy zawartości i średnie arytmetyczne dla metali towarzyszących są następujące: 22–38 ppm Ag (średnia 28 ppm), 67–87 ppm Co (średnia 77 ppm), 5–762 ppm Mo (średnia 252 ppm), 14–61 ppm Ni (średnia 29 ppm) i 143–377 ppm V (średnia 286 ppm).

Anhydryt dolny

Utwory anhydrytu dolnego zbadano punktowo na głębokości 4022,45 m (pr. 1; tab. 13). Dla tej próbki uzyskano znikome koncentracje analizowanych pierwiastków: Cu

42 ppm, Zn 25 pp, Pb 17 ppm, Ag 8 ppm, Co 10 ppm, Mo 6 ppm, Ni 8 ppm, V 21 ppm.

Podsumowanie

Jak wynika z regionalnego rozpoznania obszaru przyległego od północy do wyniesienia wolsztyńsko-pogorzelskiego, otwór Września IG 1 znajduje się w pobliżu północnej granicy czeszewskiego pola utlenionego, którego granice udokładniano stopniowo w miarę postępujących badań (por. Oszczepalski, Rydzewski, 1995, 1997; Oszczepalski, Speczik, 2011; Oszczepalski, Chmielewski, 2015; Oszczepalski i in., 2016). Takie położenie jest korzystne dla możliwości powstania złożowej mineralizacji miedziowo-srebrowej, dlatego regionalna analiza rozprzestrzenienia mineralizacji kruszcowej przewidywała usytuowanie rejonu otworu wiertniczego Września IG 1 w obrębie miedzionośnej strefy metalicznej. Spodziewano się tu raczej ubogiej mineralizacji miedziowej, zdominowanej przez okruszcowanie pirytowo-chalkopirytowe ze sfalerytem i galeną albo mniej prawdopodobne okruszcowanie chalkozynowo-bornitowe (Oszczepalski, Rydzewski, 1997). Potwierdzeniem tej predykcji jest przewaga zawartości miedzi nad koncentracjami ołowiu i cynku (tab. 13), a także duży udział pirytu we wszystkich fragmentach zbadanego profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej, z największymi koncentracjami w dolnych partiach wapienia cechsztyńskiego (Chmielewski, Oszczepalski, ten tom). Badania mikroskopowe wykazały także, że utwory białego spągowca zostały wtórnie utlenio-

ne, reprezentując fację utlenioną *Rote Fäule* w dolnej części białego spągowca oraz strefę przejściową do utworów redukcyjnych w stropowej partii Bs. Wskutek utlenienia, metale z tych utworów zostały wylugowane. Wapień cechsztyński jest wykształcony w facji redukcyjnej, która kumulowała miedź, a w mniejszym stopniu ołów i cynk oraz metale towarzyszące (tab. 13). Charakterystyczny jest stopniowy spadek koncentracji analizowanych metali ku stropowi profilu Ca1.

Pomimo przejawów utleniania w utworach piaskowcowych białego spągowca, nie doszło jednak w rejonie otworu Września IG 1 do powstania bogatej mineralizacji miedziowej w nadległych utworach redukcyjnych wapienia cechsztyńskiego, rejestrowanej powszechnie w podobnie wykształconych profilach, gdzie ponad utlenionym białym spągowcem występuje złożowa mineralizacja miedziowo-srebrowa. Profile takie są liczne w złożach rud Cu-Ag, a także w obszarach perspektywicznych, takich jak Kaleje i Żerków, usytuowanych w niedalekiej odległości od badanego otworu, lecz po południowej stronie czeszewskiego pola utlenionego (por. Oszczepalski i in., 2016). Na tej podstawie można przypuszczać, że procesy mineralizacyjne po północnej stronie tego pola przebiegały ze znacznie mniejszą intensywnością, nie tworząc mineralizacji o charakterze złożowym. Reasumując, ze względu na niskie koncentracje metali głównych – miedzi, srebra, ołowiu i cynku – a także z powodu znacznej głębokości zalegania spągu cechsztynu poniżej 4000 m, w rejonie otworu Września IG 1 nie należy spodziewać się obecności mineralizacji siarczkowej o wartości ekonomicznej.

Marek JASIONOWSKI, Ewelina KRZYŻAK

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH I MIKROFACJALNYCH UTWORÓW DOLOMITU GŁÓWNEGO (Ca₂) W OTWORZE WIERTNICZYM WRZEŚNIA IG 1

Badania petrograficzne i mikrofacjalne przeprowadzono na podstawie analizy w mikroskopie polaryzacyjnym 10 płytek cienkich zakrytych barwionych alizaryną pochodzących z kolekcji CAG (nr 1214/1-10a). Próbkę na szlify pobrano z interwału obejmującego jedynie 1,35 m z części przyspągowej Ca₂ (od 3775,00 do 3776,35 m wg miary wiertniczej; opisy na szlifach mają błędne głębokości: od 3575,0 do 3576,35 – nastąpiła zamiana cyfry 7 na 5 na drugim miejscu (setki metrów)); wyższa część Ca₂ nie była rdzeniowana.

Dolomit główny w otworze Września IG 1 ma miąższość ok. 3,5 m (od 3769,0 do 3772,5 m wg miary geofizycznej, a wg miary wiertniczej od ok. 3773,2 do ok. 3776,3). Badany interwał tworzą głównie mniej lub bardziej horyzontalnie laminowane madstony, budowane przez grubsze nieregularne laminy węglanowe i cienkie czarne laminy, prawdopodobnie wzbogacone w materię or-

ganiczną i minerały ilaste (fig. 26). W osadzie obserwuje się pojedyncze ziarna drobnego kwarcu. Nie zaobserwowano w nich skamieniałości czy bioklastów.

W dokumentacji otworu Września IG 1 (Sokołowski, 1977) omawiane osady Ca₂ scharakteryzowano jako dolomit mułowcowy. Analiza płytek cienkich wykazuje jednak, że mają one wyłącznie mineralogię kalcytową (alizaryna barwi je na czerwono). W większości wypadków są silnie przekryształizowane (fig. 26). Pocięte są pionowymi żyłkami kalcytowymi o różnej grubości (fig. 26); najgrubsze są wypełnione grubokrystalicznym kalcytem (fig. 26B). W jednym ze szlifów występuje cienka skośna żyłka, która uległa kompaktacji wraz z osadem, z którym współwystępuje (fig. 26A), co wskazuje na jej wczesne powstanie (na podobieństwo dajek klastycznych). Niekiedy można zauważyć drobne horyzontalne stylolity.

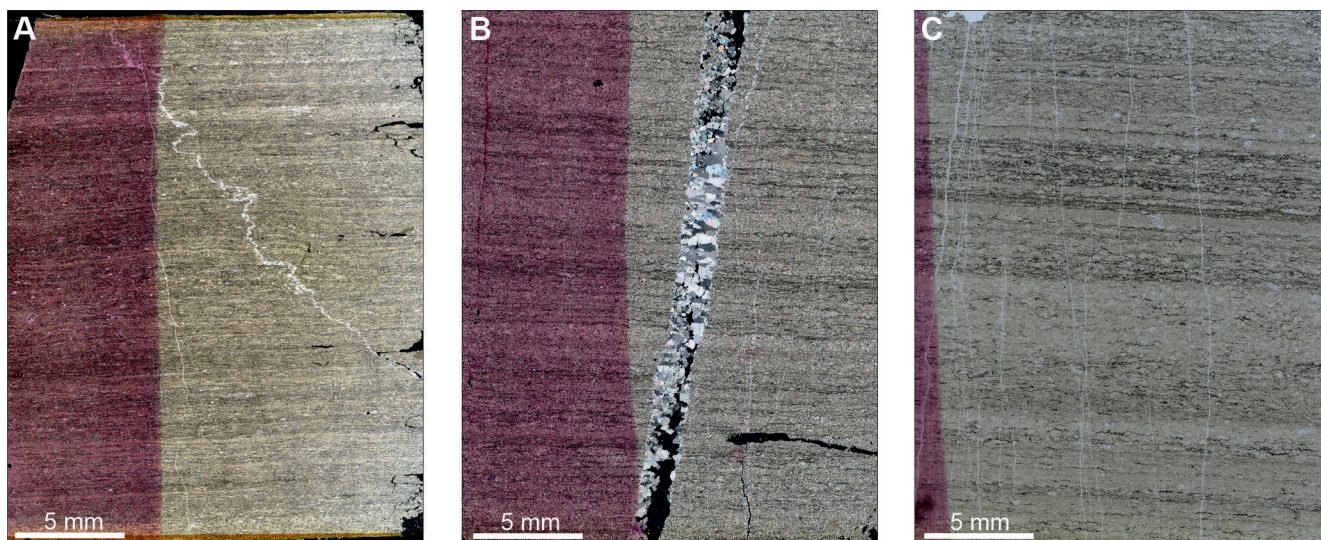


Fig. 26. Laminowane madstoni przecięte pionowymi i skośnymi żyłkami kalcytowymi w utworach dolomitu głównego w otworze Września IG 1

A. Skośna żyłka zaburzona przez kompaktację osadu, przecięta przez późniejszą cieką pionową żyłkę (szlif 1214/1, głęb. 3775,0 m). **B.** Gruba żyłka wypełniona mozaiką grubokrystalicznego kalcytu, (szlif 1214/7, głęb. 3775,9 m). **C.** Seria cienkich żyłek przecinających osad (szlif 1214/8, głęb. 3776,1 m); skrzyżowane polaryzatory

Laminated madstones cut by vertical and oblique calcite veins in the Main Dolomite rocks in the Września IG 1 borehole

A. Oblique vein disturbed by later compaction, cut by later vertical thin vein (thin section no 1214/1, depth 3775.0 m). **B.** Thick vein filled with a mosaic of coarse crystalline calcite (thin section no 1214/7, depth 3775.9 m). **C.** Series of thin veins cutting the rock (thin section no 1214/8, depth 3776.1 m); crossed polarizers

TRIAS

Anna BECKER

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA

ORAZ ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI TRIASU W REJONIE OTWORU WRZEŚNIA IG 1 WRAZ Z WYNIKAMI POMIARÓW GAMMAMETRYCZNYCH RDZENI PSTRĘGO PIASKOWCA

Wstęp

Otwór Września IG 1 jest położony, w obecnym planie struktur mezozoicznych, na pograniczu monokliny przed-sudeckiej i synklinorium szczecińsko-miechowskiego, w strefie największych miąższości triasu (Aleksandrowski, 2017; Becker, Szulc, 2017). Miąższość ta wynosi tutaj 1786,0 m. Interwał triasowy był rdzeniowany jedynie w niewielkim zakresie 9%. W skali oddziałów pobrano rdzenie z 8% triasu górnego, 5% triasu środkowego i 12% triasu dolnego. Profil litologiczno-stratygraficzny został ustalony na potrzeby dokumentacji wynikowej otworu (Sokołowski, 1977) przez Z. Deczkowskiego i I. Gajewską, głównie na podstawie analizy geofizyki otworowej i regionalnej analizy starszych otworów. Opis litologiczny oraz stratygrafia triasu przedstawione w niniejszym tomie w znacznej mierze opierają się na danych z tej dokumentacji. Niewielkie korekty, aktualizujące stratygrafię, dotyczy-

ły rezygnacji z wydzielenia retyku, o niejasnym statusie (lito- vs. chronostratygraficznym), drobnej korekty stropu piaskowca trzciniowego, zmiany spągu triasu górnego poprzez wyłączenie z niego kajpru dolnego (Wagner, 2008), a wprowadzenie triasu środkowego i dolnego, wreszcie wprowadzenia pojęć „formacji” retu, „formacji” ilastej, a także formacji pomorskiej i bałtyckiej. Dolny wapień muszlowy podzielono na warstwy margliste i faliste za CBDG (2008). Ze względu na ubóstwo przesłanek chronostratygraficznych zrezygnowano z wydzielenia pięter w profilu.

Pstry piaskowiec

Profil pstręgo piaskowca rozpoczyna **formacja bałtycka** na głęb. 2784,0–3125,0 m (miąższość 341,0 m). Tworzy ona kompletną sukcesję pstręgo piaskowca dolnego. Pobra-

no z niej cztery kontrolne rdzenie, każdy o miąższości ok. 9 m. Formację budują iłowce i mułowce ciemnoczerwono-brązowe z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców w dolnej części jednostki oraz przewarstwieniami wapieni w jej części środkowej. W pobranych rdzeniach, zwłaszcza w niższej części formacji, skała ma charakter heterolitu ilasto-mułowcowego laminowanego faliście lub soczewkowo ze szczelinami z wysychania, synerezyjnymi oraz dajkami klastycznymi. W najwyższej części formacji iłowce są głównie masywne i występują nieliczne konkracje anhydrytu. Depozycja zachodziła w płytkich warunkach i przy niskiej energii środowiska, uniemożliwiającej zasadniczo transport grubszej frakcji niż aleurytowa. Wykształcenie heterolitowe wskazuje na regularne zmiany energii, związane być może z pływami lub falowaniem. Przewarstwienia wapieni wskazują na stabilniejsze warunki pod stałym przykryciem wodą o mineralizacji umożliwiającej wytrącanie węgla wapnia. Najwyższa część formacji deponowana była w środowisku sebhya przybrzeżnej (Pieńkowski, 1991; Becker, 2005, 2014a, 2024; Feldman-Olszewska, 2014a). Leżącą wyżej **formację pomorską** (głęb. 2642,5–2784,0 m, miąższość 141,5 m) rozpoczyna charakterystyczny dla tej jednostki kompleks piaskowcowy, osiągający tu miąższość 13 m. Towarzyszy mu 8-metrowy kompleks wapieni. Oba kompleksy tworzą odcinek o obniżonym naturalnym promieniowaniu gamma, pozwalający dobrze odczytać granicę pstrego piaskowca dolnego i środkowego na krzywych karotażowych. Z kompleksów tych nie pobrano żadnego rdzenia. Powyższa zasadnicza część formacji jest zbudowana z naprzemianległych kompleksów wapieni i iłowców. Wapienie są brązowoszare lub szare, laminowane smużyście lub poprzewarstwiane iłowcami brązowo-ciemnoczerwonymi (w dolnej części formacji) lub szarymi (w górnej części formacji). ıłowce są miejscami laminowane soczewkowo piaskowcem drobnoziarnistym brązowo-szarym lub wapieniami. W wyższej części formacji występują również sporadyczne grubsze przewarstwienia piaskowców do ok. 1 m miąższości. Z formacji pobrano dwa kontrolne rdzenie ok. 9-metrowe. W niższym rdzeniu stwierdzono występowanie konkracji anhydrytowych w brązowoszarym wapieniu z przewarstwieniami ıłowca. Depozycja zachodziła w płytkiej morskiej lagunie, w nieco głębszych, stabilniejszych warunkach niż panujące podczas depozycji formacji bałtyckiej (Becker, 2005, 2014a; Feldman-Olszewska, 2014a; Szulc, 2019). Kończąca profil pstrego piaskowca środkowego, nieustanowiona formalnie tzw. **„formacja” ilasta** występuje na głęb. 2501,0–2642,5 m (141,5 m miąższości). Budują ją ıłowce i mułowce głównie brązowo-czerwone z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych. Udział piaskowców maleje ku górze profilu. W nielicznych rdzeniach, pobranych z tej formacji zauważyć można prawidłowość, że niektóre przewarstwienia piaskowców są szare i towarzyszą im szare lub szarozielone ıłowce. W jednym z takich szarych kompleksów piaskowcowo-ilastych w dolnej części formacji I. Gajewska (w: Sokołowski, 1977) opisała występowanie licznych muszloraczków (esterii). W najwyższym z pobranych rdzeni brak jest przewarstwień piaskowco-

wych, a w brązowo-czerwonych ıłowcach, miejscami plamiście odbarwionych na zielono, występują sporadycznie konkracje anhydrytowe. Depozycja odbywała się na równi piaszczysto-mułowej, początkowo o charakterze równi przybrzeżnej, a później prawdopodobnie dystalnej równi aluwialnej lub playi (Iwanow, Kiersnowski, 1998; Becker, 2005; Bachmann i in., 2010). Pstry piaskowiec górny konstituuje w otworze Września IG 1 nieustanowiona formalnie tzw. **„formacja” retu**. Stwierdzona została na głęb. 2376,5–2501,0 m, osiągając miąższość 124,5 m. Z całej formacji pobrano tylko jeden, ok. 9-metrowy rdzeń, w najwyższej części wydzielenia. Formację rozpoczyna kompleks piaskowcowo-ilasty, w którym do głęb. 2493,0 m dominują piaskowce, a do głęb. 2490,5 m – ıłowce. Kompleks ten odpowiada tzw. warstwowi podewaporatowemu, których litostratygraficzna przynależność do „formacji” retu jest dyskusyjna (Feldman-Olszewska, 2014a; Becker, 2019). Wyższa część wydzielenia jest wykształcona w typowej postaci ewaporatowo-węglanowo-ilastej. Dwa kompleksy anhydrytowe, niższy o miąższości ok. 25 m, wyższy o miąższości ok. 15 m, rozdzielone są ok. 20-metrową warstwą wapieni dolomitycznych i ıłowców. Wyżej występuje ok. 45-metrowy kompleks ıłowców ciemnoszarych z przewarstwieniami dolomitów i wapieni, przechodzący ku górze w kompleks wapieni z przewarstwieniami dolomitów i ıłowców (ok. 20 m miąższości), w których I. Gajewska (w: Sokołowski, 1977) stwierdziła występowanie małżów *Costatoria costata* Zenker oraz muszli *Lingula* sp. Osady te dokumentują uaktywnienie się połączeń z oceanem Tetydy i rozwój płytkiego szelfu ewaporatowo-ilastego (Szyperko-Teller i in., 1997; Iwanow, Kiersnowski, 1998; Szulc, 2000, 2007a, 2014).

Becker (2005) zaproponowała korelację polskich wydzieleni litostratygraficznych pstrego piaskowca dolnego i środkowego otworu Września IG 1 z wydzieleniami niemieckimi (fig. 27, 28). Formacja bałtycka koreluje się z formacjami Calvörde i Bernburg, przy czym spąg pierwszej z nich wyinterpretowany został na głęb. ok. 3110 m, a spąg drugiej na głęb. ok. 2940 m (fig. 27). Wyinterpretowano również drobne cykle litostratygraficzne wg Röhlinga (1993) oraz tzw. poziomy oolitowe oznaczane w niemieckiej stratygrafii literami greckiego alfabetu (Radziński, 1995, 1999; fig. 27). Formacje pomorska i ilasta pstrego piaskowca środkowego skorelowano z niemieckimi formacjami: Volpriehausen, Detfurth, Hardegsen i Solling (fig. 28). Spąg formacji Volpriehausen pokrywa się ze spągiem formacji pomorskiej. Położenie spągu formacji Detfurth i Hardegsen jest dyskusyjne. Przedstawiono dwie alternatywne opcje: spąg fm. Detfurth – głęb. 2695 lub 2645 m, spąg fm. Hardegsen – głęb. 2645 lub 2605 m, przychylając się raczej do drugiej opcji obu granic (Becker, 2005). Spąg formacji Solling wskazano na głęb. 2540 m. Korelację przeprowadzono na podstawie szczegółowej analizy regionalnej dostępnych danych litologicznych, biostratygraficznych i magnetostratygraficznych. Na bazie tej korelacji oraz szczegółowej interpretacji cykliczności sedymentacji zaproponowano również stratygrafię genetyczną na podstawie metodologii cykli poziomu bazowego (fig. 28).

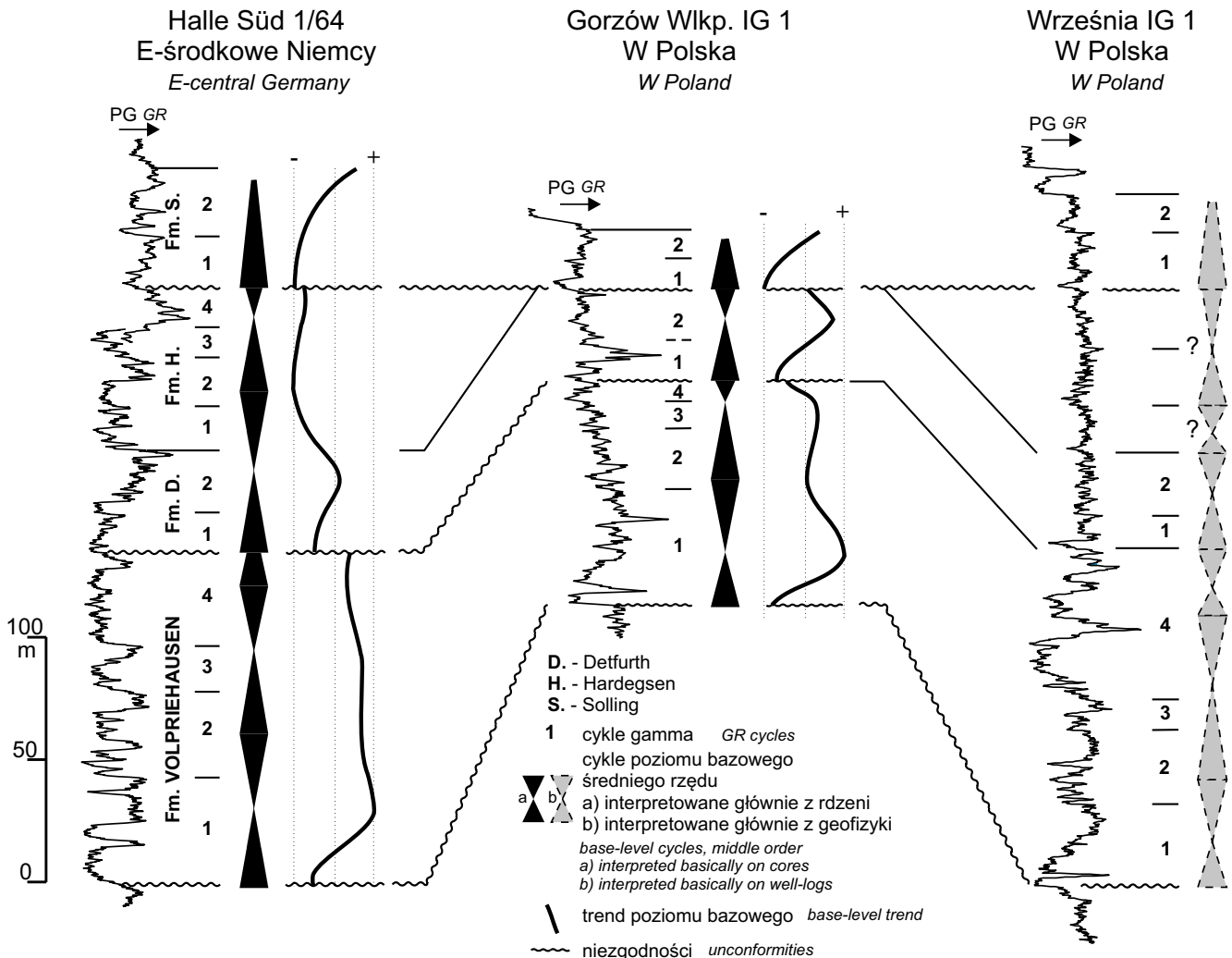


Fig. 28. Korelacja niemieckich wydzieleni stratygraficznych oraz cykli poziomu bazowego między otworami Halle Süd 1/64 (centralne Niemcy wschodnie), Gorzów Wielkopolski IG 1 oraz Września IG 1 (zachodnia Polska) na podstawie Becker (2005, 2014a); lokalizacja otworów – patrz: fig. 27

Correlation of German formations and base-level cycles between the boreholes Halle Süd 1/64 (central eastern Germany), Gorzów Wielkopolski IG 1 and Września IG 1 (western Poland) based on Becker (2005, 2014a); location of the boreholes see Fig. 27

mych horyzontów. Dodatkowych danych dostarcza położony 24 km na SW otwór Środa IG 2, gdzie Orłowska-Zwolińska (1977, 1982) w pstryim piaskowcu środkowym i górnym stwierdziła występowanie zon miosporowych: *Densosporites nejburgii* (podzony *D. nejburgii* i *C. presselensis*) oraz *Volziaceasporites heteromorpha*. Pierwsza z nich jest datowana na olenek, a druga na przełom oleneku i anizyku (Orłowska-Zwolińska, 1985; Marcinkiewicz i in., 2014).

Badania mikrofaunistyczne, prowadzone na próbkach z pstręgo piaskowca otworu Września IG 1, nie przyniosły zadowalających rezultatów stratygraficznych, które mogłyby zostać umieszczone w dokumentacji wynikowej otworu (Sokołowski, 1977). W zachowanych w zasobach archiwalnych PIG-PIB próbkach mikrofaunistycznych z głęb. 2397,3 m („formacja” retu) i 2574,0 m („formacja” ilasta) występują odpowiednio nieliczne małżoraczki i pojedyncze otwornice (J. Iwańczuk, inf. ustna).

Wapień muszlowy

Wapień muszlowy w otworze Września IG 1 zalega na głęb. 2102,5–2376,5 m, osiągając miąższość 274,0 m. Otwór jest położony w strefie największych miąższości tej jednostki. Wyróżniono wszystkie trzy podgrupy: wapień muszlowy dolny, środkowy i górny. Jeden rdzeń o miąższości 9 m pobrano z wapienia muszlowego środkowego. Opis jednostki zasadniczo w całości opiera się na analizie krzywych karotażowych.

Wapień muszlowy dolny, wydzielony na głęb. 2203,0–2376,5 m, osiąga miąższość 173,5 m i stanowi zasadniczą część profilu całej grupy. Został podzielony na część dolną, zbudowaną z margli z przewarstwieniami wapieni (warstwy margliste), oraz część górną, zbudowaną z wapieni marglistych i wapieni (warstwy faliste). Kędziński (2002) w pobliskim otworze Środa IG 3 skorelował warstwy mar-

gliste z warstwami gogolińskimi dolnymi obszaru śląsko-krakowskiego (fig. 29). W obrębie wyższych warstw fali- stych wydzielił on horyzonty odpowiadające tzw. ławicom oolitowym (niem. Oolithbänke), ławicom terebratulowym (niem. Terebratelbänke) i ławicom piankowym (niem. Schaumkalkbänke), które można prześledzić od Branden- burgii poprzez Wielkopolskę po Śląsk (Szulc, 2000; Kę- dzierski, 2002). Przeprowadził on również analizę sekwen- cyjną wapienia muszlowego dolnego wschodniej części ba- senu centralnej Europy.

Wapień muszlowy środkowy, zalegający na głęb. 2151,0–2203,0 m (miąższość 52,0 m), jest wykształcony

jako sukcesja ilasto-anhydrytowo-dolomitowa z przewar- stwieniami wapieni i margli. Wapienie, iłowce i anhydryty mają barwę szarą do ciemnoszarej, w przeciwieństwie do jasnoszaro-żółtych dolomitów. Charakterystyczne są lami- nacje smużyste iłowców i anhydrytów w dolomitach, dolo- mitów w anhydrytach oraz iłowców i margli w wapieniach. W wapieniach z najwyższej części pobranego rdzenia I. Gajewska (w: Sokołowski, 1977) zaobserwowała liczne powierzchnie rozmyć, które mogą świadczyć o występowaniu częstych epizodów sztormowych.

Sukcesja **wapienia muszlowego górnego** o miąższości 48,5 m (głęb. 2102,5–2151,0 m) wykazuje wyraźne zmniej-

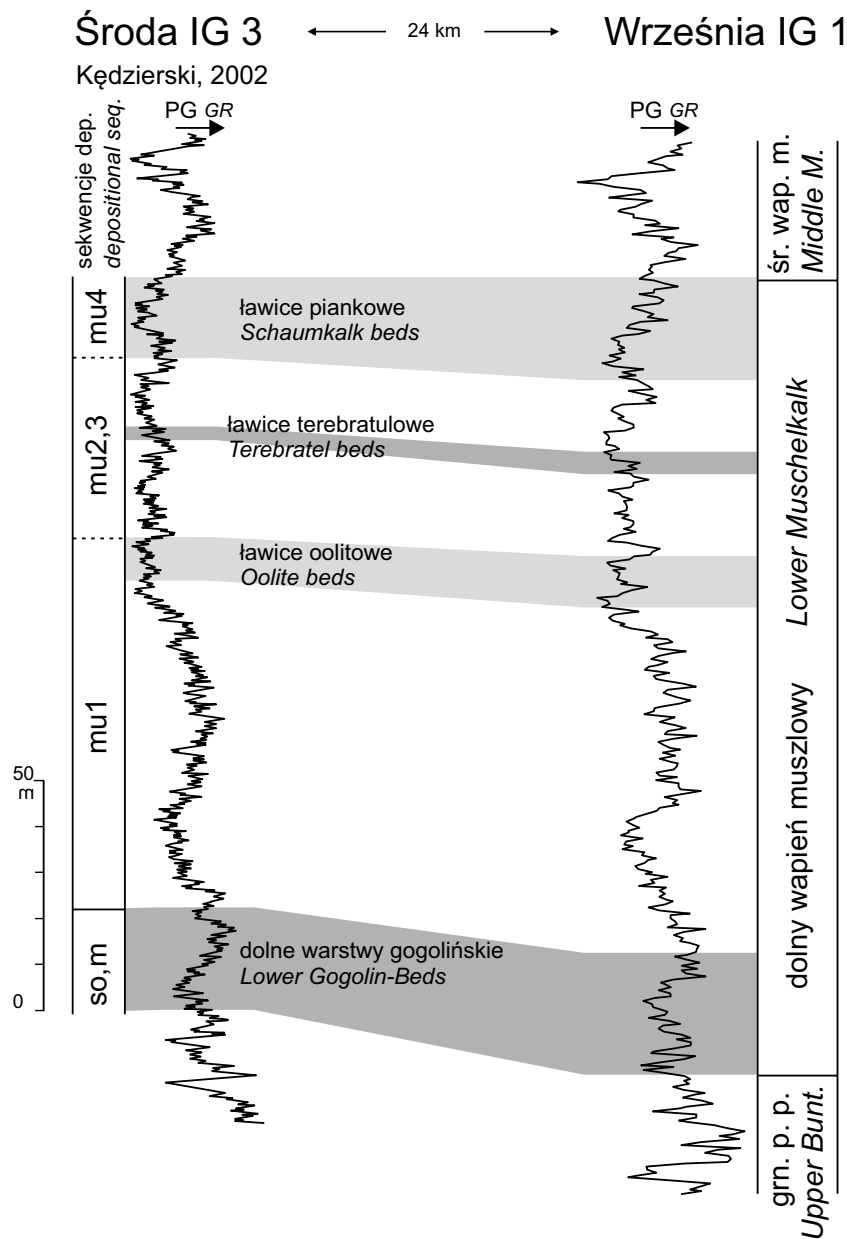


Fig. 29. Wyniki badań stratygraficznych Kędzierskiego (2002) dla wapienia muszlowego dolnego otworu Środa IG 3 wraz ze wstępną korelacją charakterystycznych poziomów litostratygraficznych między otworami Środa IG 3 i Września IG 1

Results of stratigraphic research of Kędzierski (2002) on the Lower Muschelkalk of Środa IG 3 borehole with preliminary correlation of lithostratigraphic horizons between Środa IG 3 and Września IG 1 boreholes

szanie się udziału wapieni ku górze profilu na rzecz dominacji iłowców. Przewaga wapieni w litologicznym wykształceniu tej podgrupy kończy się na głęb. 2128,0 m.

Wapień muszlowy był deponowany w płytkim morzu epikontynentalnym, połączonym z oceanem Tetydy, początkowo, głównie w anizyku, poprzez bramy wschodnio-karpacką i śląsko-morawską w południowo-wschodniej części basenu, a później, w lądynie, poprzez bramę burgundzką, w południowo-zachodniej części basenu. Z tego względu najbardziej otwartomorskie warunki w mezozoicznym basenie Niżu Polskiego panowały podczas depozycji wapienia muszlowego dolnego i nie pojawiły się już później, ze względu na dużą odległość od aktywnego połączenia z oceanem. Podczas depozycji wapienia muszlowego środkowego połączenia z oceanem były silnie ograniczone (por. Gajewska i in., 1997a; Szulc, 2000; Kędzierski, 2002).

Danych biostratygraficznych dostarcza jedynie pobliski otwór Środa IG 2, w którym Orłowska-Zwolińska (1977, 1982, 1983) stwierdziła występowanie w górnym wapieniu muszlowym poziomu VIII, określanego później jako poziom *Heliosaccus dimorphus* (podpoziom *H. dimorphus-Tasmanites*), datowanego na lądyn (Orłowska-Zwolińska, 1985).

Badania mikrofaunistyczne, prowadzone na próbkach z otworu Września IG 1, nie przyniosły rezultatów biostratygraficznych (Sokołowski, 1977). W zachowanej w archiwach PIG-PIB próbce z głęb. 2178,3 m (wapień muszlowy środkowy) występują dość liczne małżoraczki (J. Iwańczuk, inf. ustna).

Kajper

Otwór Września IG 1 charakteryzuje się pełnym wykształceniem wszystkich wydzieleni kajpru zachodniej Polski (por. Gajewska, 1978).

Profil rozpoczynają **warstwy sulechowskie** kajpru dolnego (głęb. 2012,0–2102,5 m, miąższość 90,5 m), zbudowane głównie z iłowców i mułowców z nielicznymi przewarstwieniami piaskowców. W rdzeniu pobranym z najwyższej części wydzielenia występują głównie pstre bulaste iłowce zmienione pedogenicznie oraz warstwa piaskowca mułowcowego, silnie żelazistego. Koncentracje Fe prawdopodobnie wiązały się również z procesami glebotwórczymi. Depozycja zachodziła na równi fluwialno-deltowej, obrzeżającej wycofujący się epikontynentalny zbiornik morski.

Warstwy gipsowe dolne wydzielono jedynie na podstawie pomiarów geofizyki otworowej na głęb. 1880,0–2012,0 m (132,0 m miąższości). Budują je głównie ciemnoszare iłowce z przewarstwieniami i wtrąceniami anhydrytów i dolomitów ilastych. Sądząc z zapisu krzywej naturalnego promieniowania gamma, przewarstwienia te najprawdopodobniej koncentrują się w najniższej części wydzielenia do głębokości ok. 1970 m. Interwał ten można by korelować z tzw. dolomitem granicznym (patrz Gajewska i in., 1997b). Poziom dolomitu granicznego jest interpretowany jako zapis ostatniej znaczniejszej transgresji

morskiej na obszar mezozoicznego basenu Niżu Polskiego (np. Gajewska i in., 1997b; Szulc, 2000, 2007b). Leżące wyżej iłowce były deponowane w płytkiej lagunie o podwyższonym zasoleniu, być może o charakterze sebhya przybrzeżnej (por. Iwanow, 1998; Szulc, 2000, 2007b; Bachmann i in., 2010).

Piaskowiec trzciniowy (głęb. 1804,0?–1880,0 m, miąższość 76,0 m) jest jedynym wydzieleniem triasu, które w znacznej części zostało przerzdeniowane. Najniższa, nierzdeniowana część wydzielenia jest zbudowana z naprzemianległych warstw piaskowców i iłowców. Na głębokości 1823,0–1860,0 m występuje kompleks piaskowcowy. W pobranych z niego rdzeniach występują szare, jasnoszare i zielonoszare piaskowce drobnoziarniste z przewarstwieniami ciemnoszarych iłowców. Piaskowce są miejscami warstwowane przekątnie oraz laminowane smużyście, zawierają pył kaolinowy, miejscami są dolomityczne. Kompleks jest poprzedzielany powierzchniami erozyjnymi, zaznaczającymi się nagromadzeniami otoczków ilastych w piaskowcach. Na głębokości ok. 1835 m opisano warstwę zlepieńca, zbudowanego z klastów iłowca, o miąższości ponad 5 m. Powyżej głębokości 1823,0 m dominują w profilu iłowce, głównie pstre, ciemnoczerwono-fioletowe ze śladami porzenniach oraz kongrecjami dolomitowymi. Niekiedy w iłowcach występują przewarstwienia jasnoszarych, plamistych piaskowców laminowanych faliście iłowcami. Z takiego przewarstwienia I. Gajewska (w: Sokołowski, 1977) opisała występowanie bioturbacji. Sukcesję kończy w stropie warstwa brązowego masywnego iłowca. Piaskowiec trzciniowy jest interpretowany jako osad powstały w systemie fluwialno-deltowym podczas epizodu zwilgotnienia klimatu w późnym triasie (Iwanow, 1998; Szulc, 2000, 2007b; Bachmann i in., 2010; Fijałkowska-Mader, 2015).

Strop piaskowca trzciniowego jest niepewny, gdyż leżąca wyżej sukcesja **warstw gipsowych górnych** nie była rdzeniowana, a jest wykształcona również głównie w postaci iłowców. Warstwy te, leżące na głębokości 1662,5–1804,0? m, są zbudowane w niższej części z czerwonych iłowców z wtrąceniami anhydrytów, które przechodzą w stropie (powyżej głębokości 1690,0 m) w naprzemianległe warstwy iłowców szarych i anhydrytów. Jest to typowe wykształcenie tzw. ogniwa iłowców szarych z anhydrytem stropowym (np. Gajewska, 1978). Ogniwo to wyraźnie zaznacza się na krzywych geofizyki otworowej (np. PG i PNG, patrz: fig. 3 – profil otworu).

Kajper środkowy kończą nierozdzielone w otworze Września IG 1 **warstwy zbąszyneckie i jarkowskie** (głęb. 1385,0–1662,5 m, miąższość 277,5 m). Są one zbudowane z masywnych iłowców i mułowców ilastych ciemnoczerwono-brązowych i szarzielonych, miejscami plamistych, niekiedy dolomitycznych. Miejscami występują cienkie przewarstwienia zlepieńców iłowcowo-węglanowych. Żółto-brązowe plamy w iłowcach, stwierdzone w wyższym z pobranych rdzeni, mogą świadczyć o występowaniu śladów po korzeniach.

Profil kajpru, a tym samym triasu, kończą **warstwy wielichowskie**, zaliczane do kajpru górnego (Wagner,

2008). Warstwy te wydzielono na głęb. 1339,0–1385,0 m (miąższość 46,0 m). Budują je iłowce ciemnoszare z przewarstwieniami jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych i mułowców. W wydobytych z tych warstw rdzeniu występuje ok. 3 metrów jasnoszarych piaskowców początkowo średnio- a następnie drobnoziarnistych, laminowanych smużycie i faliście szarym iłowcem ze szczątkami zwęglonej flory, soczewkami syderytów sferolitowych, skupieniami pirytu oraz miejscami domieszką kaolinitu. Wyżej w rdzeniu występują iłowce ciemnoszare i szaro-brązowe z przewarstwieniami lub soczewkami syderytów sferolitowych, kongrecjami ilasto-syderytycznymi lub pojedynczymi sferolitami syderytycznymi. Sukcesja wyższego triasu od warstw gipsowych górnych po warstwy wielichowskie dokumentuje stopniową pluwializację środowiska. Warstwy gipsowe dolne były deponowane w suchym klimacie o czym świadczy występowanie kongrecji ewaporatowych. Warstwy jarkowskie i zbąszyneckie reprezentują środowisko dystalnej równi aluwialnej klimatu półsuchego, a warstwy wielichowskie były deponowane w systemie fluwialnym, prawdopodobnie już wilgotniejszego klimatu, o wyraźnym podziale na strefy korytowe i pozakorytowe. W strefach pozakorytowych mogła się gromadzić znaczna ilość materii organicznej w lokalnych bagnach i jeziorach

Anna BECKER

POMIARY GAMMOMETRYCZNE RDZENI PSTREGO PIASKOWCA

Na próbkach rdzeniowych z 9 marszów, pobranych z pstrego piaskowca dolnego i środkowego na przełomie lat 90. i 2000., wykonano pomiary naturalnego promieniowania gamma (Roman i in., 2001). Pomiary te przeprowadzono ręczną sondą typu scytylacyjnego skonstruowaną przez G.B.-H. Elektronik (Walter Heger, Uetze), w której jako detektor promieniowania służy kryształ NaJ(Tl) o wymiarach $0,4 \times 0,5$ cm, będącej własnością Instytutu Nauk Geologicznych i Muzeum Geiselthal Uniwersytetu w Halle-Wittenberdze. Pomiary były prowadzone na metrowych odcinkach rdzeni na ogół co 5 cm, rzadziej, przy słabym stanie zachowania rdzeni, co 10 cm. Czas trwania pojedynczego pomiaru wynosił 10 sekund. W celu odizolowania rdzenia od wpływu otoczenia zastosowano ołowiany kołnierz metrowej długości o kolistym przekroju (fig. 30), w którym umieszczano rdzeń podczas pomiaru. Wyniki pomiarów, podawane w cps (ang. *counts per second* – impulsy na sekundę), były zapisywane w postaci cyfrowej w pamięci sondy, a następnie komputerowo opracowywane i graficznie przedstawiane w postaci krzywych w ogólnie dostępnych programach kalkulacyjnych i graficznych.

Pomiary prowadzono na wszystkich dostępnych rdzeniach, co pozwoliło zaobserwować sztuczne obniżenie wartości promieniowania na rdzeniu o słabym stanie zachowania oraz w skrajnych pomiarach na metrowych odcinkach rdzeni. Usunięcie regularnie co 1 m powtarzają-

(por. Szulc, 2000, 2007b; Pieńkowski i in., 2014; Fijałkowska-Mader, 2015). Charakterystyczny poziom szarych iłowców z anhydrytem stropowym świadczy o stabilnych warunkach depozycji w zbiorniku wodnym, umożliwiającym wytrącenie i zachowanie warstw ewaporatowych (por. Feldman-Olszewska, 2014b).

Kajper otworów Września IG 1 i Środa IG 2 ma znikomą dokumentację biostratygraficzną. Orłowska-Zwolińska (1982, 1983) opisuje występowanie wyższego poziomu *Heliosaccus dimorphus* (KI) w kajprze dolnym otworu Środa IG 2. Jest on datowany na lądyn (Orłowska-Zwolińska, 1985). Orłowska-Zwolińska (1982) stwierdziła również występowanie w tym otworze zespołu miosporowego charakterystycznego dla piaskowca trzciniowego, który być może odpowiada poziomowi *Aulisporites astigosus*, datowanemu na karnik, czego nie potwierdziła Orłowska-Zwolińska (1983).

Z kajpru dolnego pochodzi również próbka mikrofaunistyczna z otworu Września IG 1, głęb. 2019,5 m, zachowana w archiwum PIG-PIB, w której występują liczne małżoraczki i nieliczne charofity (J. Iwańczuk, inf. ustna). Dokumentacja wynikowa otworu nie dostarcza żadnych danych biostratygraficznych, opartych na mikrofaunie z interwału kajprowego (Sokołowski, 1977).

ych się anomalii jest proste do przeprowadzenia na potrzeby szczegółowej analizy.

Słabo urozmaicone litologicznie skały pstrego piaskowca dolnego charakteryzują się wartościami promieniowania w zakresie 50–70 cps, oscylując głównie wokół wartości 60 cps (fig. 31). Wartości te są wyraźnie wyższe niż uzyskane z pstrego piaskowca dolnego otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 (Roman i in., 2001; Becker, 2014b). Zwiększenie wartości może być spowodowane nieco większą średnicą rdzeni, wyższą zawartością ziaren łyszczyków oraz węglanowością iłowców i mułowców w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1, której brak jest w osadach z profilu Września IG 1 (Roman i in., 2001). Ze względu na brak procedury kalibracji sondy pomiarowej, należy podchodzić ostrożnie do analizy bezwzględnych wartości pomiarów. Brak charakterystycznych zmian krzywej naturalnego promieniowania gamma na całym odcinku pstrego piaskowca dolnego uniemożliwia praktycznie precyzyjną korelację uzyskanych krzywych rdzeniowych z krzywą otworową (fig. 31).

Dwa interwały rdzeniowe z pięciu objętych pomiarami z interwału pstrego piaskowca środkowego, pochodziły z formacji pomorskiej, a trzy z „formacji” ilastej (fig. 32). Niższy rdzeń pobrany z dolnej części formacji pomorskiej, wykształcony w postaci iłowców pylastych i podrzędnie wapieni, wykazuje wartości naturalnego promieniowania gamma identyczne jak uzyskane dla pstrego piaskowca

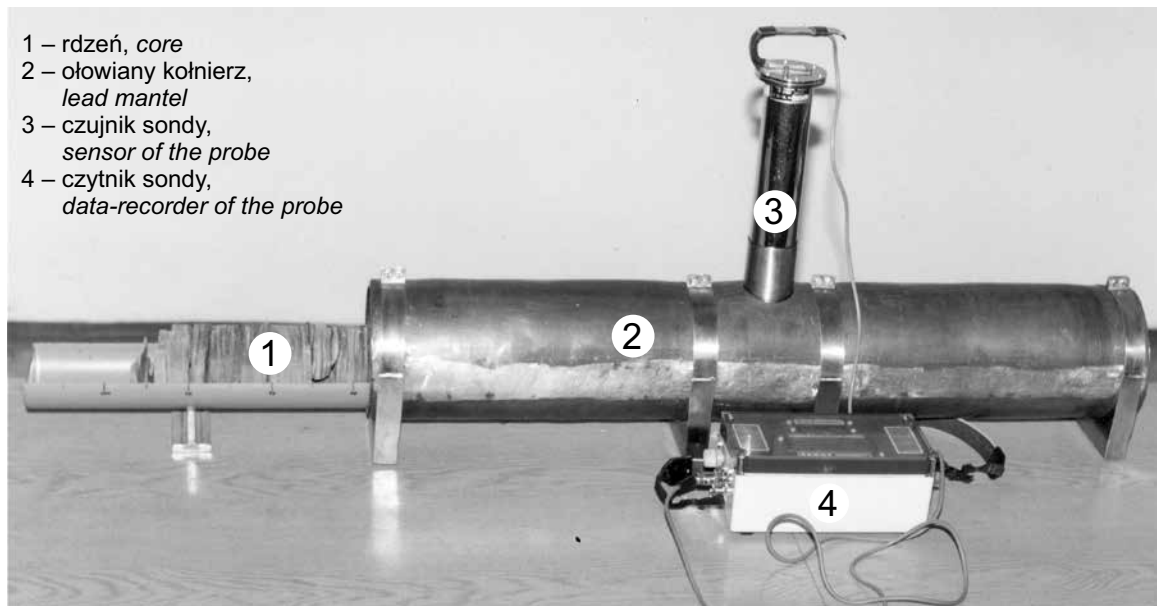


Fig. 30. Pomiar naturalnego promieniowania gamma rdzeni ręczną sondą scyntylacyjną (por. Roman i in., 2001; Becker, 2014b)

Measurement of GR activity of the core with the hand-held scintillometer (see Roman *et al.*, 2001; Becker, 2014b)

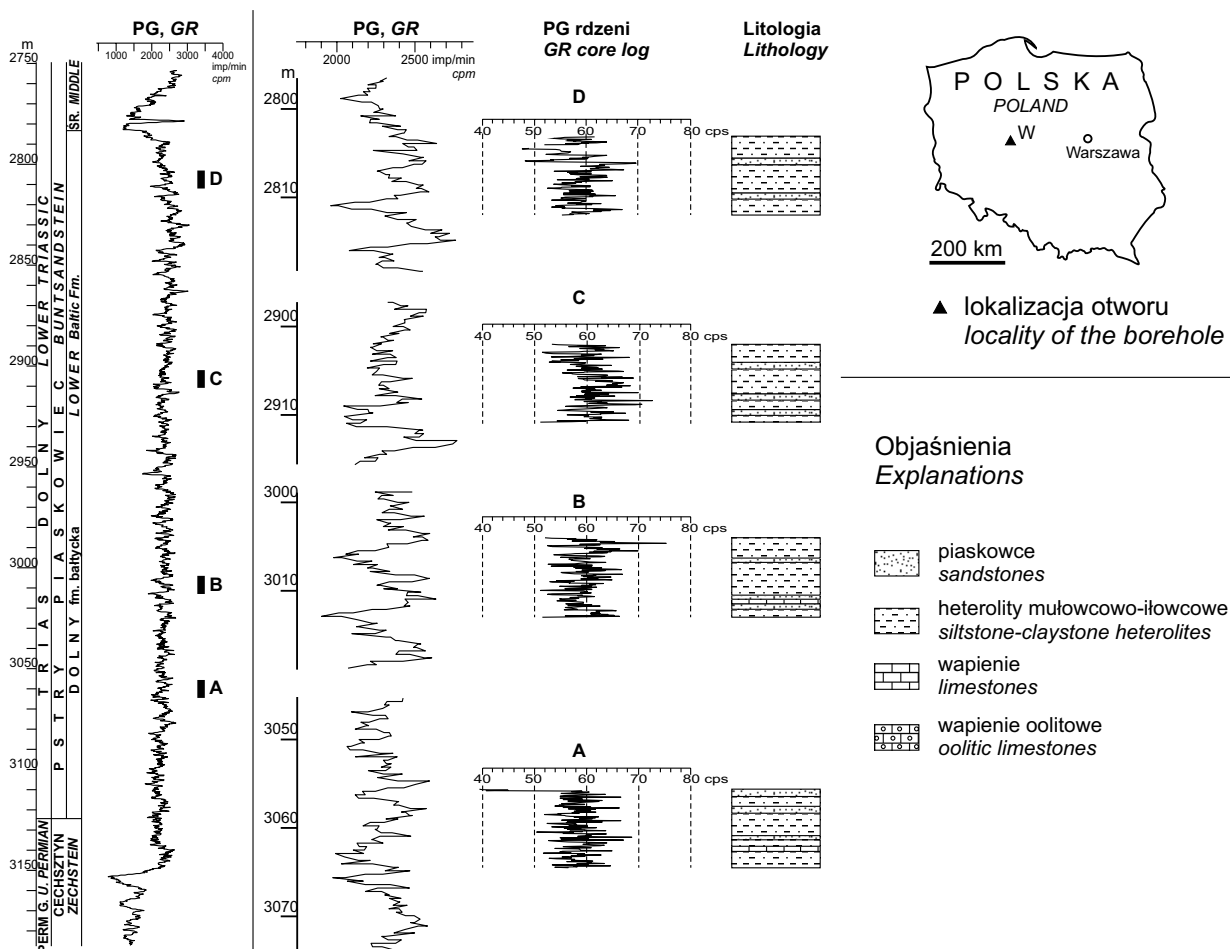


Fig. 31. Zestawienie pomiarów naturalnego promieniowania gamma wykonanych w otworze i na rdzeniach pstręgo piaskowca dolnego otworu Września IG 1 (litologia wg H. Kiersnowskiego w: Krzywiec, 2000) (z Roman i in., 2001)

Comparison of GR well log and GR core logs for the Lower Buntsandstein core intervals of Września IG 1 borehole (lithology after H. Kiersnowski in: Krzywiec, 2000) (from Roman *et al.*, 2001)

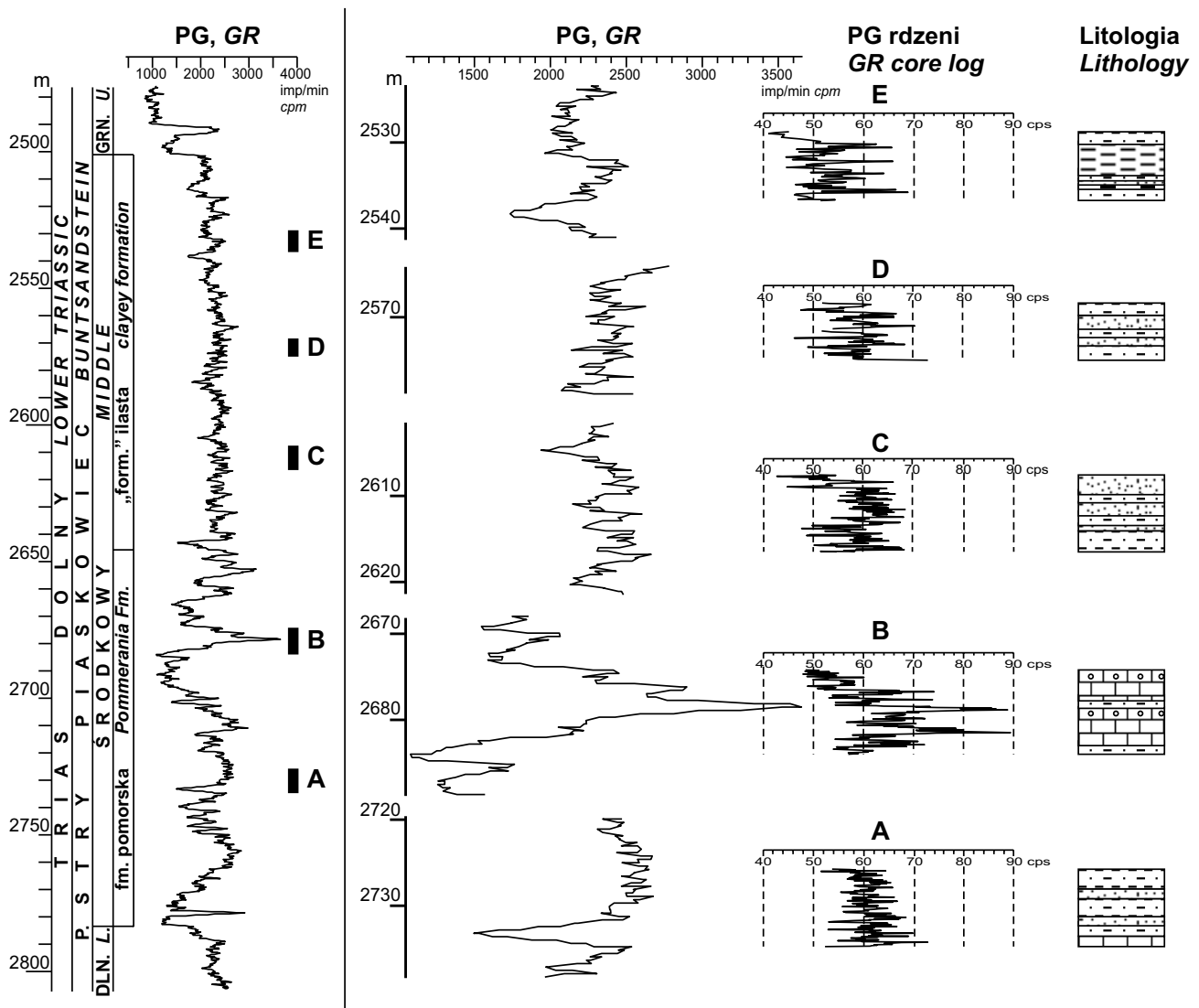


Fig. 32. Zestawienie pomiarów naturalnego promieniowania gamma wykonanych w otworze i na rdzeniach pstrego piaskowca środkowego otworu Września IG 1 (litologia wg H. Kiersnowskiego w: Krzywiec, 2000) (z Roman i in., 2001)

Comparison of GR well log and GR core logs for the Middle Buntsandstein core intervals of Września IG 1 borehole (lithology after H. Kiersnowski in: Krzywiec, 2000) (from Roman *et al.*, 2001)

dolnego, słabo zróżnicowane i oscylujące wokół wartości 60 cps. Najbardziej charakterystyczne wyniki uzyskano z rdzenia pobranego z wyższej części formacji pomorskiej (głęb. 2675,1–2684,0 m; fig. 32). Budują go głównie wapień z nielicznymi przewarstwieniami iłowców pylastych. Uzyskane wartości naturalnego promieniowania gamma wahają się w zakresie od 50 do 90 cps, przy czym najwyższe wartości uzyskano w obrębie wapieni pylastych i wapieni oolitowych ze smugami mułowcowymi oraz stylolitami. Tak wysokie wartości naturalnego promieniowania gamma są anomalne dla osadów węglanowych i wiążą się prawdopodobnie z podwyższoną zawartością uranu (Szew-

czyk, 1987; Roman i in., 2001). Dwie wyraźne pozytywne anomalie pozwalają na dokładne ustalenie przesunięcia krzywej karotażowej w stosunku do rdzenia, które wynosi tu 3 m (Roman i in., 2001). Odcinki rdzeniowe pobrane z „formacji” ilastej nie pozwalają na precyzyjną korelację z krzywą karotażową ze względu na zbyt małe zróżnicowanie wartości pomiarów. Można zaobserwować nieznaczne obniżanie się ogólnego poziomu naturalnego promieniowania gamma ku górze profilu, które jest jednak związane bardziej ze słabszym stanem zachowania rdzeni zbudowanych z iłowców i mułowców w najwyższej części formacji niż z różnicami litologicznymi (Roman i in., 2001).

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

JURA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH JURY

Wstęp

Profil jury w otworze Września IG 1 wydzielono na głęb. 210,0–1339,0 m i ma miąższość 1129,0 m. Obejmuje on utwory jury dolnej, środkowej i górnej, które leżą w ciągłości sedimentacyjnej z utworami triasu górnego w sągu, natomiast przykryte są utworami wyższej kredy dolnej w stropie.

Jura dolna

Utwory jury dolnej o miąższości 359,0 m stwierdzono na 980,0–1339,0 m. Zostały one przewiercone prawie bezrzedzeniowo, pobrano z niego tylko 1 rdzeń kontrolny 8 m długości. Profil obejmuje wszystkie jednostki chrono- i litostratygraficzne jury dolnej Polski centralnej, przy czym ich miąższość jest zredukowana w stosunku do osiowej części basenu sedimentacyjnego. W profilu zastosowano podział na formacje ustanowione przez Pieńkowskiego (2004). Na ile to było możliwe, jurę dolną skorelowano z pobliskim, pełnordzeniowym otworem Pobiedziska IGH 1, którego profil sedimentologiczny został opracowany przez Pieńkowskiego (2004, fig. 63).

Profil jury dolnej rozpoczynają utwory **formacji zagajskiej** wiekowo odpowiadającej hetangowi. Została ona wydzielona na głęb. 1265,0–1339,0 m i ma miąższość 74,0 m. W dolnej połowie (głęb. 1306,0–1339,0 m) formacja jest wykształcona głównie jako piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, z 3 m wkładką mułowca. W otworze Pobiedziska IGH 1 odpowiadają im utwory piaskowcowe kanałów rzecznych. Wyższy odcinek formacji w omawianym otworze jest wykształcony w postaci kompleksu mułowców z wkładkami piaskowców, a na głęb. 1275,0–1286,0 m iłowców. W otworze Pobiedziska IGH 1 ten odcinek formacji zagajskiej ma odmienne wykształcenie – są to piaskowce rzeczne osadzone w strefie kanałowej. Należy więc przypuszczać, że drobnoziarniste utwory wyższej części formacji zagajskiej w otworze Września IG 1 mają również genezę lądową – prawdopodobnie są to osady równi zalewowych lub/i jezioro-bagiennie.

Wydzielona powyżej, na głębokości 1205,0–1265,0 m **formacja ostrowiecka** ma miąższość 60,0 m i reprezentuje utwory synemuru. Jest ona wykształcona w postaci drobnoziarnistych piaskowców zailonych i mułowców piaszczystych w części niższej oraz piaskowców drobno- i średnioziarnistych, jasnoszarych w części wyższej. W otworze Pobiedziska IGH 1 odpowiadają im w dolnym odcinku piaskowcowe utwory płytkomorskie, w części środkowej pia-

skowce kanałów deltowych a w górnej piaskowce kanałów rzecznych (Pieńkowski, 2004, fig. 63).

W utworach plienschachu zostały wyodrębnione 2 formacje: dolny odcinek reprezentuje formacja gielniowska, górny – formacja drzewicka. **Formacja gielniowska** została wydzielona na głęb. 1170,0–1205,0 m i ma miąższość 35,0 m. Dominują w niej ciemnoszare utwory mułowcowe i iłowcowe, w części środkowej piaszczyste z wkładką piaskowca. Analiza sedimentologiczna utworów tej formacji w otworze Pobiedziska IGH 1 (Pieńkowski, *op. cit.*) wskazuje, że są to utwory o genezie płytkomorskiej i przybrzeżnej. Występująca powyżej **formacja drzewicka** została wydzielona na głęb. 1094,0–1170,0 m. Ma ona miąższość 76,0 m. W dolnej połowie jest wykształcona jako jasnoszare piaskowce drobno- i średnioziarniste. Powyżej, od głęb. 1132,5 m, występują dwa kompleksy skał mułowcowo-iłowcowych barwy szarej, rozdzielone wkładką piaskowca. Wyższy z tych kompleksów wykazuje stopniowe zmniejszanie się wielkości ziarna ku górze. W stropie ponownie występuje kompleks piaskowców o grubości 10 m. Utwory formacji drzewickiej powstały w środowisku lądowym, głównie rzeczonym a w wyższej części być może również bagienno-jeziornym.

Nadległą **formację ciechocińską**, obejmującą skały toarku dolnego, stwierdzono na głęb. 1017,0–1094,0 m (miąższość 77,0 m). Są to w zdecydowanej większości iłowce i mułowce, rozdzielone w części środkowej kilkumetrowym kompleksem skał bardziej piaszczystych. Z niższej części formacji pobrano rdzeń kontrolny, w którym stwierdzono obecność iłowca barwy szarozielonej do szarooliwkowej, o laminacji poziomej oraz 1 m grubości warstwę piaskowca drobnoziarnistego ze smugami i przerostami szrozielonego iłowca. Na płaszczyznach uławicenia licznie występuje muskowit i uwęglone szczątki flory, miejscami skupienia esterii. Z próbek z głęb. 1072,0–1080,0 m T. Marcinkiewicz oznaczyła megaspory *Paxillitriletes phyllicus* (Murray), *Erlansonisporites sparassis* (Murray) Potonié oraz *Minerisporites institus* Marcinkiewicz, wskaźnikowe dla toarku (Marcinkiewicz i in., 2014).

Profil jury dolnej kończy **formacja borucicka** toarku górnego. Występuje ona na głęb. 980,0–1017,0 m. Jest to kompleks piaskowców drobnoziarnistych, o miąższości 37,0 m, które powstały w środowisku rzeczonym.

Jura środkowa

Jura środkowa w otworze Września IG 1 wydzielona została na głęb. 875,0–980,0 m, co daje miąższość 105,0 m. Wartość ta jest zgodna z tłem regionalnym pogranicza mo-

nokliny przedsudeckiej i SW części niecki łódzkiej (Dayczak-Calikowska, 1977, 1982). W otworze Września IG 1 brak jest utworów aalenu i bajosu; profil jury środkowej rozpoczynają utwory batonu dolnego, co również jest w zgodności z tłem regionalnym. Należy przy tym zaznaczyć, że wydzielane w pobliskim otworze Środa IG 2 w najniższej części profilu jury środkowej utwory bajosu górnego, w rzeczywistości reprezentują baton dolny. Utwory te zawierają faunę amonitową przewodnią dla poziomów *ferruginea* oraz *compressa*, które według ówczesnego podziału były wydzielane jako poziomy kujawu górnego, czyli najwyższego bajosu górnego. Obecnie wydzielanie kujawu zostało zarzucone, a w aktualnym podziale stratygraficznym wspomniane poziomy amonitowe reprezentują niższy baton dolny (Kopik, 1998). Bardzo dobra korelacja geofizyczna krzywej PG otworów Września IG 1 i Środa IG 2 sugeruje znaczne podobieństwo obu profili, co pozwala na uznanie najniższego odcinka jury środkowej w otworze Września IG 1 również za baton dolny. Przy tak przyjętych założeniach profil **batonu** występuje na głęb. 876,5–980,0 m i jego miąższość wynosi 103,5 m.

Profil batonu w dolnym odcinku jest wykształcony jako łowce i mułowcowe, ciemnoszare, ze szczątkami fauny, ku górze przechodzące w mułowce (do głęb. 911,0 m). Z wyższej części tego odcinka pobrano rdzeń, w którym występują mułowce i łowce mułowcowe barwy ciemnoszarej, z bardzo liczną fauną małży oraz amonitami z rodzaju *Oecotraustes*. Obecność tych amonitów potwierdza batoński wiek badanych osadów (Kopik, 1979; Dayczak-Calikowska, 1980). Na podstawie korelacji z otworem Środa IG 2 granicę baton dolny / baton środkowy przypuszczalnie należy stawiać na głębokości 956,0 m, w miejscu gdzie skały zaczynają wykazywać większą piaszczystość. Granica baton środkowy / baton górny przypada prawdopodobnie na głębokości ok. 922,0 m. Nawiązując do otworu Środa IG 2 należy przypuszczać również, że utwory łowcowo-mułowcowe z głębokości 911,0–922,0 m stanowią dolny odcinek poziomu amonitowego *discus*, najwyższego poziomu batonu górnego, natomiast jego górny odcinek (głęb. 876,5–911,0 m) jest zbudowany z piaskowców i mułowców piaszczystych.

Profil jury środkowej kończą cienkie utwory **keloweju** o miąższości ok. 1,5 m. W otworze Września IG 1 został on przewiercony bezrdzeniowo. Na podstawie opisu tych utworów z rdzeniowanego otworu Środa IG 1 (Znosko, 1959) jest to kilkudziesięciocentymetrowa warstwa wapieni piaszczystych przykryta przez podobnej miąższości warstwę margli/mułowców marglistych z liczną fauną, reprezentujących prawdopodobnie wyższy poziom keloweju dolnego oraz ok. 20 cm warstwę bulastą stanowiącą skondensowany osad keloweju środkowego i górnego (Dayczak-Calikowska, 1982).

Jura górna

W otworze Września IG 1 stwierdzono pełny profil jury górnej o miąższości 665,0 m. Występuje on na głębokości

210,0–875,0 m. Większość profilu została przewiercona bezrdzeniowo, jednak pobrano z niego kilka rdzeni kontrolnych, pozwalających na uściślenie litologii i stratygrafii. W profilu zastosowano podział litostatystyczny według Dembowskiej (1979a).

Oksford wydzielono na głębokości 744,5–875,0 m. Jest wykształcony w większości w postaci zwięzłych wapieni gąbkowych o charakterze wapieni skalistych, z gniazdami kalcytu, wkładkami marglisto-ilastymi i nalotami chlorytowo-żelazistymi. Jedynie w 5 m części przyspągowej wapienie przechodzą w utwory ilasto-margliste. Utwory oksfordu mają miąższość 130,5 m i zostały wydzielone jako **formacja wapieni gąbkowych (I)**. Z rdzenia z głębokości 860,0–866,0 m udało się oznaczyć przewodnią mikrofaunę otwornicową (informacja na podstawie dokumentacji wynikowej), co umożliwiło postawienie granicy oksford dolny / środkowy na głęb. rdzeniowej 862,0 m. Pozostały odcinek formacji wapieni gąbkowych obejmuje oksford środkowy i górny. Górną granicę oksfordu przyjęto na głębokości 744,5 m, biorąc pod uwagę obecność mikrofauny oksfordu górnego w rdzeniu z głęb. 747,0–748,6 m. Według dokumentacji wynikowej jest to mikrofauna charakterystyczna dla dolnego odcinka oksfordu górnego. Jednak biorąc pod uwagę, że po rewizji granicy oksford/kimeryd zatwierdzonej przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną (Wierzbowski i in., 2016, 2023), dwa górne poziomy oksfordu górnego (*bimmammatum* i *planula*) zostały włączone do kimerydu, zasadnym jest uznanie opisywanych utworów za cały oksford górny. W związku z tym granicę oksford/kimeryd przesunięto w stosunku do dokumentacji wynikowej (Dembowska, 1977a) i postawiono na głębokości 744,5 m.

Kimeryd w otworze Września IG 1 wydzielony został na głęb. 269,5–744,5 m i ma miąższość 475,0 m. W dolnym odcinku jest wykształcony jako utwory wapienne i wapienno-margliste, w górnym jako margle. Na podstawie analizy regionalnej uznano, że osady wapienno-margliste reprezentują kimeryd dolny, a margle kimeryd górny (Dembowska, 1977b, 1979a, b).

Kimeryd dolny obejmuje profil na głębokości 360,5–744,5 m (miąższość 384,0 m) i został podzielony na dwie formacje: oolitową (IV) oraz wapienno-marglisto-muszlownicową (V). **Formacja oolitowa (IV)** (głęb. 580,0–744,5 m; miąższość 130,5 m) została przewiercona bezrdzeniowo i wydzielona na podstawie odrębności tego kompleksu geofizycznego od skał leżących niżej i wyżej. Według interpretacji geofizycznej są to wapienie o zmiennej porowatości, prawdopodobnie twarde, zwięzłe, z wkładkami skał bardziej przepuszczalnych. Ponad nimi występuje miąższy kompleks skał wapienno-marglistych, bardziej zwięzłych i mniej porowatych. Kompleks ten, występujący na głęb. 360,5–580,0 m (miąższość 219,5 m), został wydzielony jako **formacja wapienno-marglisto-muszlownicowa (V)**. W jej skład wchodzi występujące naprzemiennie wapienie, wapienie margliste i margle. Z tego odcinka profilu pobrano jeden rdzeń kontrolny, w którym stwierdzono wapien jasnoszary, zwięzły, o przełamie muszlowym oraz wapien marglisty barwy szarej. W obu typach litologicz-

nych występują struktury spływowe oraz wkładki muszlowców małżowych. Wiek tej formacji potwierdza obecność amonitów z rodzaju *Ataxioceras* znalezionych w pobliskich otworach Środa IG 1 i Środa IG 2 (Dembowska, Malinowska, 1982).

Wyższy odcinek profilu jury górnej występujący na głęb. 230,0–360,5 m jest wykształcony jako margle. Są to utwory **formacji pałuckiej**, której miąższość w otworze wynosi 130,5 m. Obejmuje ona **kimeryd górny, tyton dolny** oraz znaczną **część tytonu górnego**. Większość formacji została przewiercona bezrdzeniowo, pobrano tylko jeden rdzeń z górnej części formacji. Stwierdzono w nim łupki marglisty szary i ciemnoszary, z rozproszoną miką oraz licznym detrytusem fauny, a także wkładką wapienia marglistego, barwy szarooliwkowej, też z fauną. Znalezione w tych utworach przewodnie amonity *Zaraiskites* sp. (?) cf. *quenstedti* (Rouillier et Fahrenkohl) oraz *Zaraiskites scythicus* (Vischniakoff), a także mikrofauna otwornicowa jednoznacznie wskazują na niższą część tytonu górnego (Kutek, 1994). Potwierdza to wiek formacji pałuckiej określany na **kimeryd górny – dolna część tytonu górnego** (Dembowska, 1979a, b; Wierzbowski, Wierzbowski, 2019). Bardziej szczegółowy podział wiekowy formacji pałuckiej został podany za przedstawionym w dokumentacji wynikowej przez Dembowską (1977a), która dokonała interpretacji na podstawie korelacji z pobliskim, w znacznym stopniu rdzeniowanym, otworem Marzenin IG 1. Według Dembowskiej (1977b) granica między kimerydem górnym a tytonem jest możliwa do postawienia na karota-

żu tylko wtedy, gdy utwory najwyższego kimerydu wykazują większą wapnistość niż tytonu dolnego. W otworze Września IG 1 taka zależność jest obserwowana na głęb. 269,5 m. Tyton dolny w otworze Marzenin IG 1 ma miąższość 5 m i jest wykształcony jako margle ilaste z wkładkami wapienia mułowcowego. Znaleziono w tych utworach amonity z rodzaju *Subplanites*, wskazujące na tyton dolny (Dembowska, 1973). Występujący powyżej kompleks margli o miąższości 56,0 m zawiera liczne amonity z rodzaju *Zaraiskites*, m.in. *Zaraiskites scythicus* (Vischniakoff) i *Zaraiskites quenstedti* (Rouillier et Fahrenkohl) i reprezentuje niższą część tytonu górnego. Na podstawie danych z otworu Marzenin IG 1, Dembowska (1977a) dokonała wiekowego podziału formacji pałuckiej w otworze Września IG 1 na: kimeryd górny głęb. 269,5–360,5 m (miąższość 91,0 m), tyton dolny – głęb. 263,0–269,5 m (miąższość 6,5 m), tyton górny – głęb. 230,0–263,0 m (miąższość 33,0 m).

Wyższa część tytonu górnego (głęb. 210,0–230,0 m) jest wykształcona jako wapienie, miejscami z oolitami oraz z wkładkami margli. Jest to niższa część **formacji kcyńskiej**, prawdopodobnie jest to ogniwo wapieni z *Corbulomima* (dawniej nazywane ogniwo wapieni korbulowych). Utwory te kończą profil jury górnej. Przymuszczać należy, że w ich stropie występuje powierzchnia erozyjna, gdyż w profilu otworu brak jest wyższych ogniwi tej formacji, zaliczanych już do najniższej kredy. Utwory jury górnej przykrywają bezpośrednio skały wiekowo reprezentujące nieco młodszą kredę dolną (hoteryw).

Krzysztof LESZCZYŃSKI

KREDA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA KREDY

Wstęp

W otworze wiertniczym Września IG 1 utwory kredy występują na głębokości 82,0–210,0 m i mają miąższość 128,0 m. Odcinek ten nie był rdzeniowany (Sokołowski, 1977), co uniemożliwiło dokładne przeprowadzenie granic pomiędzy poszczególnymi piętrami. Stratygrafia kredy została ustalona na podstawie opisu próbek okruchowych i pomiarów geofizyki wiertniczej w porównaniu z sąsiednimi otworami wiertniczymi, w szczególności otworem Marzenin IG 1 (tab. 14), w którym z całej kredy (hoteryw dolny – tyton górny) pobrano liczne odcinki rdzeni, a w kredzie górnej oznaczono mikro- i makroskamieniałości (CBDG, 2004).

Kreda dolna

Utwory kredy dolnej o miąższości 77,5 m stwierdzono na głębokości 132,5–210,0 m. Leżą one z luką stratygra-

ficzną na skałach jury górnej. Na podstawie danych z sąsiednich otworów wiertniczych oraz ogólnego rozwoju basenu na obszarze zachodniej części niecki mogileńskiej, w otworze Września IG 1 wyróżniono formację wrocławską (prawdopodobnie transgresywne utwory hoterywu) oraz formację mogileńską (barrem – alb środkowy). Ponad formacją mogileńską leżą transgresywne utwory albu górnego. Skały kredy dolnej, bezwapienne, były deponowane na obszarze płytkiego szelfu silikoklastycznego.

Formację wrocławską (hoteryw; 201,5–210,0 m; miąższość 8,5 m) reprezentują w dolnej części (4,0 m) piaskowce z wkładkami iłowców, a w części górnej (4,5 m) mułowce.

Formacja mogileńska (barrem–alb środkowy; 137,0–201,5 m; miąższość 64,5 m) jest reprezentowana być może przez wszystkie trzy ogniwa: pagórczańskie, goplańskie i kruszwickie, lecz obecność dwu najniższych jest niepewna. Za utwory domniemanego ogniwa pagórczańskiego (barremu?) uznano warstwę piaskowców o miąższości zaledwie 2,5 m (na głębokości 199,0–201,5 m). Powyżej wy-

Tabela 14

Porównanie miąższości (w metrach) pięter kredy w otworach Września IG 1 i Marzenin IG 1
 Thickness comparison (in metres) of Cretaceous stages in the Września IG 1 and Marzenin IG 1 boreholes

Chronostratygrafia Chronostratigraphy		Litostratygrafia Lithostratigraphy		Września IG 1	Marzenin IG 1
Turon	górnny			37,0	16,6
	dolny				27,7
Cenoman				13,5	26,1
Kreda górna				50,5	70,4
Alb	górnny			4,5	2,9
Alb	środkowy-dolny	Formacja mogileńska	Ogniwo kruszwickie	57,0	75,1
Apt?			Ogniwo goplańskie	5,0	
Barrem?			Ogniwo pagórczańskie	2,5	
Hoteryw		Formacja włocławska		8,5	5,6
Kreda dolna				77,5	83,6

stępują mułowce (197,5–199,0 m) i piaskowce mułowcowe (194,0–197,5 m) o miąższości 5,0 m, zaliczone do ogniwa goplańskiego (apt?). Bardzo problematyczna jest pozycja piaskowców mułowcowych. Nie wykluczone, że należałoby włączyć je do ogniwa kruszwickiego. Niewątpliwe utwory ogniwa kruszwickiego, związane z powiększającym się zasięgiem zbiornika morskiego, mają miąższość 57,0 m i występują na głębokości 137,0–194,0 m. Są to piaski drobnoziarniste, gruboziarniste i różnoziarniste, z domieszką żwiru.

Alb górny (132,5–137,0 m; miąższość 4,5 m) budują transgresywne utwory marglisto-piaszczyste z fosforytami oraz prawdopodobnie glaukonitem.

Kreda górna

Utwory kredy górnej stwierdzono na głębokości 82,0–132,5 m. Mają one miąższość 50,5 m, obejmują interwał cenoman–turon i były deponowane na obszarze szelfu węglanowego i węglanowo-krzemionkowego na SW od bruzdy śródpolskiej.

Cenoman (119,0–132,5 m; miąższość 13,5 m) jest reprezentowany w dolnej części przez warstwę margli o miąższości 2,5 m, a wyżej przez serię o większej zawartości węgla wapnia: wapienie z przewarstwieniami wapieni marglistych na głębokościach 121,0–122,5 m i 125,0–126,4 m. Miąższość tej serii wynosi 11,0 m.

Turon (82,0–119,0 m; miąższość 37,0 m) dzieli się litologicznie na trzy części. Najniższa, o miąższości 19,0 m, to wapienie i wapienne margliste. Powyżej zalegają prawdopodobnie opoki (9,0 m), a w części najwyższej turonu występują ponownie wapienie (9,0 m).

W profilu kredowym otworu Września IG 1 nie występują wyższe piętra kredy górnej. Górna granica kredy jest erozyjna. Z rozpoznania paleogeograficzno-tektonicznego wynika, że sedymentacja w późnej kredzie trwała na tym obszarze po mastrycht włącznie, ale inwersja tektoniczna

obszaru monokliny przedsudeckiej spowodowała usunięcie zdeponowanych utworów.

Podsumowanie

W otworze wiertniczym Września IG 1 utwory kredy występują na głębokości 82,0–210,0 m i mają miąższość 128,0 m. Odcinek ten nie był rdzeniowany. Kredę dolną o miąższości 77,5 m, leżącą z luką stratygraficzną na skałach jury górnej, stwierdzono na głębokości 132,5–210,0 m. Wyróżniono formację włocławska (prawdopodobnie transgresywne utwory hoterywu, piaskowce z wkładkami ilowców i mułowce) oraz formację mogileńską (barrem – alb środkowy) reprezentowaną prawdopodobnie przez wszystkie trzy ogniwa: pagórczańskie (barrem?, piaskowce o miąższości zaledwie 2,5 m), goplańskie (mułowce i piaskowce mułowcowe o miąższości 5,0 m) i kruszwickie (piaski drobnoziarniste, gruboziarniste i różnoziarniste, z domieszką żwiru, miąższości 57,0 m). Ponad formacją mogileńską leżą transgresywne utwory marglisto-piaszczyste z fosforytami albu górnego. Skały kredy dolnej, bezwapienne, były deponowane na obszarze płytkiego szelfu sili-koklastycznego.

Utwory kredy górnej stwierdzono na głębokości 82,0–132,5 m. Mają one miąższość 50,5 m, obejmują interwał cenoman–turon i były deponowane na obszarze szelfu węglanowego i węglanowo-krzemionkowego na SW od bruzdy śródpolskiej. W cenomanie (13,5 m miąższości) są to margle i wapienie z wkładkami wapieni marglistych, a w turonie (37,0 m miąższości) wapienie, wapienie margliste, a w stropie opoki. W profilu kredowym otworu Września IG 1 nie występują wyższe piętra kredy górnej. Górna granica kredy jest erozyjna. Sedymentacja w późnej kredzie trwała na tym obszarze najprawdopodobniej po mastrycht włącznie, ale inwersja tektoniczna obszaru monokliny przedsudeckiej spowodowała usunięcie zdeponowanych utworów.

Adam WÓJCICKI

KENOZOIK

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA KENOZOIKU

Otwór Września IG 1 jest zlokalizowany na północ od miejscowości Psary Małe, w południowo-zachodniej części arkusza Psary Polskie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (SMGP), przy którego opracowaniu został on wykorzystany i oznaczony numerem 74 (fig. 33; Sydow, Machowiak, 2000, 2003). Miąższość utworów kenozoiku w tym otworze wynosi w sumie 82 m, z tego 50 m przypada na czwartorzęd, 26,5 m na neogen, a 5,5 m na paleogen.

Utwory paleogenu w rejonie otworu (Sydow, Machowiak, 2000, 2003) są reprezentowane przez drobnoziarniste piaski glaukonitowe barwy ciemno-rdzawej oraz szare mułki i brunatne iły o sumarycznej miąższości 5,5 m, w otworze Września IG 1 zaliczane do oligocenu.

Osady neogenu (miąższość 26,5 m) rozpoczynają utwory miocenu środkowego, wykształcone w rejonie otworu (Sydow, Machowiak, 2000, 2003) w postaci szarobrunatnych iłów z lignitem lub mułków ilastych w spągu, wyżej

piasków drobnoziarnistych i różnoziarnistych, szarych mułków z cienkimi wkładkami węgla brunatnego. Ponad nimi zalegają utwory miocenu górnego – pliocenu, wykształcone w tym rejonie jako iły szare, niebieskie, zielone i pstre, z przewarstwieniami piasków, mułków i z cienkimi wkładkami węgla brunatnego.

Utwory czwartorzędu (miąższość 50 m w otworze Września IG 1) obejmują w rejonie otworu (fig. 33) generalnie plejstoceńskie osady glacjałów. Rozpoczynają się utworami zlodowacenia odry, wykształconymi jako gliny zwałowe, ponad którymi występują gliny zwałowe zlodowacenia warty. Ponad nimi zalegają piaski i żwiry wodnolodowcowe wraz z glinami zwałowymi zlodowacenia wisły. Profil czwartorzędu w rejonie lokalizacji otworu Września IG 1 zamykają występujące tam na powierzchni terenu piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (sandrowe) późniejszej fazy zlodowacenia wisły (Sydow, Machowiak, 2003).

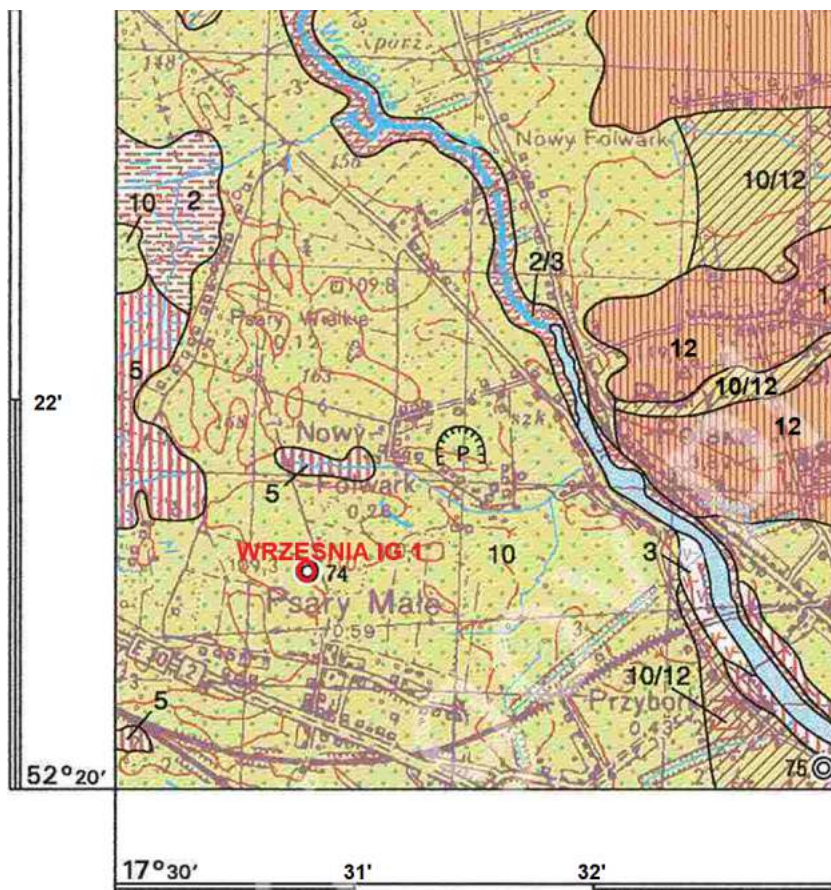


Fig. 33. SW fragment arkusza Psary Polskie SMGP 1:50 000 z zaznaczoną lokalizacją otworu Września IG 1 (za Sydow, Machowiak, 2000)

2 – torfy, 3 – gytja, 2/3 – torfy na gytjach, 5 – namuły i namuły torfiaste, 10 – piaski, piaski i żwiry wodnolodowcowe (sandrowe), 12 – gliny zwałowe, 10/12 – piaski, piaski i żwiry wodnolodowcowe (sandrowe) na glinach zwałowych

SW part of Psary Polskie sheet of 1:50 000
Geological map of Poland
with marked out location of the Września IG 1
borehole (after Sydow, Machowiak, 2000)

2 – peat, 3 – gyttja, 2/3 – peat over gyttja, 5 – mud and peaty mud, 10 – sandr sand, sand and gravel, 12 – glacial till, 10/12 – sandr sand, sand and gravel over glacial till