

Analiza petrograficzna próbek rdzeni wiertniczych na przykładzie skał miocenu z otworu wiertniczego Bielowicko IG 1

Marta Kuberska¹, Aleksandra Kozłowska¹



M. Kuberska



A. Kozłowska

Petrographic analysis of drill core samples; a case study of Miocene rocks from the Bielowicko IG 1 borehole. *Prz. Geol.*, 73: 398–404; doi: 10.7306/2025.42

Abstract. The paper presents the results of a detailed petrographic study of rock samples from the Dębowiec Beds, obtained using a number of different analytical methods (microscopic analysis, CL, SEM, EDS ISIS, XRD). The Bielowicko IG 1 borehole, one of many located in the south-western part of the Upper Silesian Coal Basin margin, was subjected to detailed analysis due to the need for geological exploration of potential CO₂ storage sites. The samples represent fine-grained conglomerates and predominantly medium-grained sandstones classified as subarkose and sublithic arenites. The conglomerates are polymictic with a predominance of clasts of sedimentary origin. Carbonate minerals (calcite, dolomite), authigenic quartz, clay minerals (illite, chlorite, kaolinite) and iron hydroxides have been identified as cement of these rocks. There is also pseudomatrix formed from the grinding of soft clasts of clay rocks. Sandstones and conglomerates were subjected to numerous diagenetic processes, such as mechanical and chemical compaction, cementation, replacement, dissolution and alteration of unstable components. The effects of dissolution and alteration are observed as secondary intragranular and intercrystalline porosity. The sediments are characterized by modest porosity (average about 10%) and very poor permeability. The pre-selected Cieszyn–Skoczów–Czechowice reservoir, within which the Bielowicko IG 1 borehole is located, was ranked as having the highest potential for CO₂ storage in the Upper Silesian Coal Basin margin.

Keywords: sandstones, conglomerates, diagenesis, Dębowiec Beds, Miocene, Upper Silesian Coal Basin

Otwór wiertniczy Bielowicko IG 1 był jednym z wielu otworów objętych szczegółową analizą, m.in. petrologiczną, w związku z pracami prowadzonymi w ramach krajowego projektu *Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego składowania CO₂ wraz z ich programem monitorowania*, finansowanego przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej (Wójcicki i in., 2012). Celem tego projektu było dostarczenie informacji na temat możliwości składowania dwutlenku węgla i rozpoznanie geologiczne potencjalnych składowisk. Prace obejmowały m.in. analizę budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) oraz szczegółową charakterystykę zbiornika warstw dębowieckich (miocen), wykazujących największe potencjalne możliwości składowania CO₂. Wyniki dotychczasowych badań osadów warstw dębowieckich były dosyć ubogie, chociażby z powodu braku pełnego rdzeniowania. Tylko w niektórych otworach wiertniczych wykonano badania litologiczno-petrograficzne. Otwór Bielowicko IG 1 jest położony w rejonie Cieszyn–Skoczów–Czechowice, w południowo-zachodniej części GZW (ryc. 1). Otwór ten okazał się ważny, ponieważ przewiercono tu cały nadkład karbonu w jednej z najgłębszych rynnien erozyjnych w stropie karbonu w południowej części GZW. Celem badań była szczegółowa analiza petrograficzna próbek skał z wykorzystaniem różnorodnych metod mikroskopowych i rentgenowskich. Jednocześnie na przykładzie prowadzonych badań skał miocenu zaprezentowano szereg metod analitycznych, które wykorzystano do wyciągnięcia końcowych wniosków określających przydatność skał do składowania CO₂.



Ryc. 1. Mapa lokalizacyjna otworu wiertniczego Bielowicko IG 1
Fig. 1. Location map of the Bielowicko IG 1 borehole

METODY BADAŃ

Badania petrograficzne objęły 15 próbek skał w zakresie głębokości 1040,5–1224,6 m (tab. 1).

Analizę mikroskopową (PL) w świetle przechodzącym wykonano na mikroskopie Optifot 2 Pol firmy Nikon. Wybrane próbki poddano analizie katodoluminescencyjnej (CL) w luminoskopie typu CCI 820 mk³ firmy CITL z Wielkiej Brytanii. Obserwacje wykształcenia przestrzeni porowych,

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; marta.kuberska@pgi.gov.pl; aleksandra.kozlowska@pgi.gov.pl; ORCID ID: M. Kuberska – 0000-0002-3077-5718, A. Kozłowska – 0000-0002-6360-4974

Tab. 1. Zestawienie badanych próbek skał i zastosowanych metod badawczych
Table 1. The list of the rock samples studied and the research methods used

Numer próbki Sample No.	Głębokość Depth [m]	Litologia Lithology	Rodzaj badań / Type of research			
			PL	CL	SEM/EDS	XRD
1	1040,5	piaskowiec / sandstone	×			
3	1049,3	piaskowiec / sandstone	×	×	×	
6	1055,3	piaskowiec / sandstone	×			
8	1077,4	zlepieniec / conglomerate	×			
11	1085,2	piaskowiec / sandstone	×			
12	1097,5	piaskowiec / sandstone	×			
14	1102,5	piaskowiec / sandstone	×			
15	1105,4	piaskowiec / sandstone	×			×
16	1108,4	piaskowiec / sandstone	×		×	
17	1111,5	piaskowiec / sandstone	×			×
19	1130,4	zlepieniec / conglomerate	×			
21	1139,2	piaskowiec / sandstone	×	×	×	
25	1153,9	zlepieniec / conglomerate	×			
28	1167,6	zlepieniec / conglomerate	×			
29	1224,6	piaskowiec / sandstone	×			×

morfologii składników oraz mikrostruktur przeprowadzono w odłupkach skalnych i płytkach cienkich przy użyciu elektronowego mikroskopu skaningowego (SEM) typu 1430 firmy LEO, sprzężonego z mikroanalizatorem rentgenowskim z dyspersją energii (EDS ISIS). Badania składu fazowego ogólnego i składu frakcji pelitowej metodą dyfrakcji rentgenowskiej (XRD) przeprowadzono na dyfraktometrze rentgenowskim X'Pert PW 3020 firmy Philips. Skład frakcji pelitowej, wyseparowanej metodą sedymentacyjną, określono na podstawie dyfraktogramów preparatów orientowanych. Próbki były badane w stanie powietrzno-suchym, po glikolowaniu i prażonych w temperaturze 550°C. Wszystkie badania zostały wykonane w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym.

Do scharakteryzowania piaskowców zastosowano zmodyfikowaną klasyfikację Pettijohna i in. (1972), natomiast nazwy zlepieńców oparto na ich więźbie *sensu* Ryka i Maliszewska (1982), jak również składzie i uziarnieniu wg Jaworowskiego (1987).

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Formacja dębowiecka (warstwy dębowieckie i ogniwo zamarskie; Buła, Jura, 1983) występuje w obrębie GZW i jego południowego obrzeżenia. Osady warstw dębowieckich, będące głównym przedmiotem badań petrologicznych, tworzą równoleżnikowy pas o szerokości do 25 km, zalegający w spągowej części profilu miocenu. Budowę geologiczną rejonu ukształtowała nakładająca się aktywność sedymentacyjno-diastraficzna cyklu waryscyjskiego i alpejskiego. W wyniku działalności cyklu waryscyjskiego, obejmującego osady karbonu i dewonu, zostało pierwotnie ukształtowane GZW i jego bezpośrednie obrzeżenie. Górnośląskie Zagłębie Węglowe jest zbudowane z utworów węglonośnych karbonu górnego. Starsze jednostki cyklu wchodzi w strefę bezpośredniego obrzeżenia zagłębienia i są to generalnie: morsko-deltowe osady kulmu (niższa część karbonu górnego i karbon dolny), seria węglanowa (dolny karbon i dewon) i lądowe, klastyczne osady dewonu dolne-

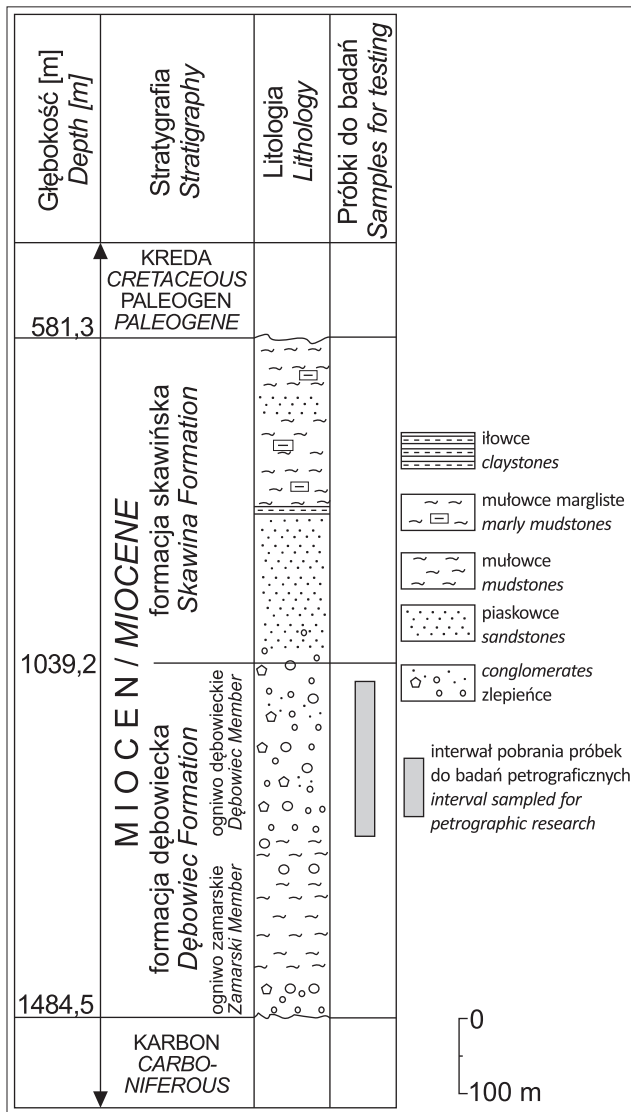
go. W trakcie cyklu alpejskiego budowa geologiczna GZW (jego obrzeżenia) uległa modyfikacjom i powstała struktura określana mianem zapadliska przedkarpackiego. Zostało ono wypełnione molasowymi osadami miocenu (ryc. 2).

W rejonie cieszyńskim jednostką molasy miocenijskiej (Buła, Jura, 1983) jest formacja dębowiecka. Wydzielono w niej dwa ogniwa: starsze – zamarskie, i młodsze – dębowieckie, będące w ujęciu tradycyjnym warstwami dębowieckimi. Utwory zdefiniowane jako ogniwo zamarskie zalegają bezpośrednio pod warstwami dębowieckimi i tworzą je spływy grawitacyjne fliszu karpackiego. Osady budujące warstwy dębowieckie na omawianym obszarze to osady gruboklastyczne, głównie zlepieńce i piaskowce. Według Buły i Jury (1983) oraz Buły i in. (1994) cechą charakterystyczną tych osadów jest brak przewarstwień mułowcowych oraz gradacyjne uziarnienie w profilu. Osady warstw dębowieckich zostały przykryte morskimi ilasto-mułowcowymi i mułowcowo-marglistymi osadami formacji skawińskiej. Na formację skawińską w końcowej fazie procesów orogenicznych Karpat zostały nasunięte jednostki fliszu karpackiego.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

Analizowane próbki reprezentują zlepieńce drobnoziarniste i piaskowce średnioziarniste, sporadycznie drobno- i gruboziarniste.

Wśród zlepieńców wyróżniono orto- i parazlepieńce polimiktyczne (ryc. 3A, B). Wykazują one teksturę lekko kierunkową, podkreśloną ułożeniem dłuższych osi litoklastów lub bezładną. Przeciętna średnica ziarn frakcji psefitowej wynosi ok. 25 mm. Ziarna są półobtoczone i obtoczone, izometryczne lub wydłużone, ziarna drobniejsze bywają nieobtoczone. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest umiarkowany. Wśród litoklastów frakcji psefitowej wyróżniono okruchy drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, często wapnistych, mułowców wapnistych, ilowców żelazistych, fragmenty wapieni –



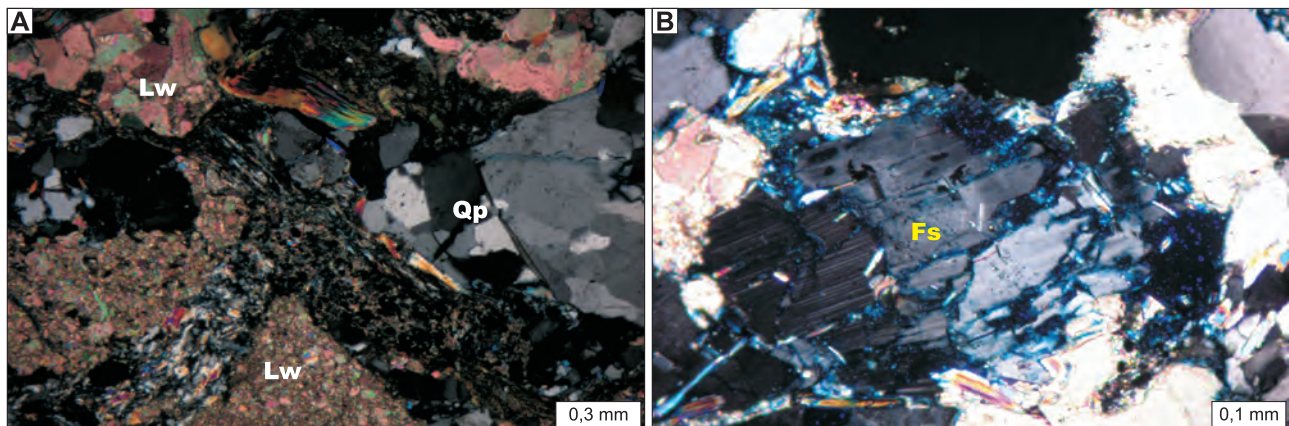
Ryc. 2. Uproszczony profil stratygraficzno-litologiczny miocenu w otworze wiertniczym Bielawicko IG 1

Fig. 3. Simplified litho-stratigraphic section of the Miocene in the Bielawicko IG 1 borehole

mikrosparytów z domieszką mułku kwarcowego lub fragmenty skał drobnosparytowych i mikrytowych, sporadycznie biomikrytowych (ryc. 3A).

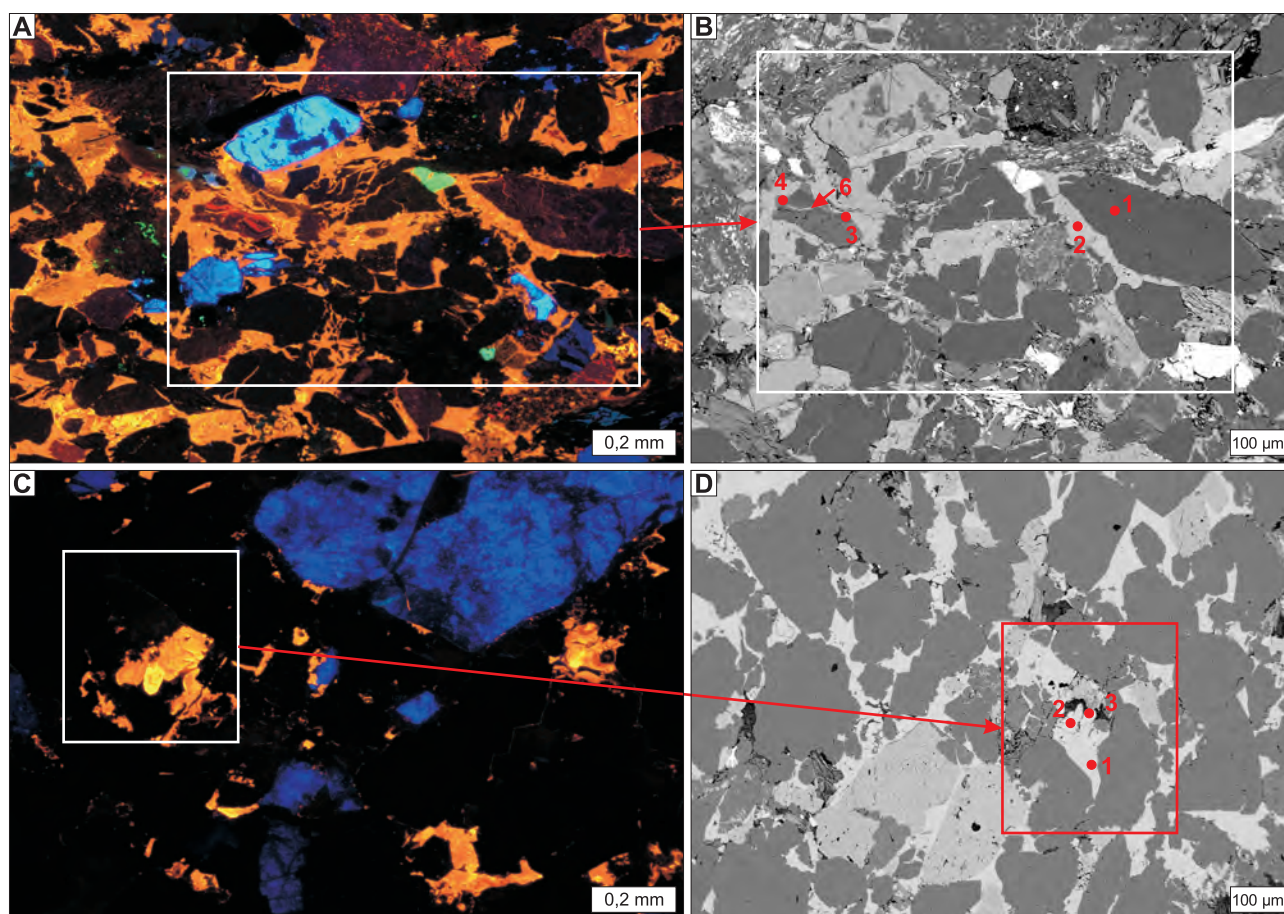
Występują także kwarcowo-łyszczkowe fragmenty łupków metamorficznych i okruchy zbudowane prawie wyłącznie z łyszczków. Zanotowano także pojedyncze kwarcowo-skalieniowe fragmenty skał granitoidowych, a także okruchy skał pochodzenia wulkanicznego o afanitowej strukturze tła skalnego. Frakcja psamitowa (ok. 5% obj. skały) jest reprezentowana przez pojedyncze, słabo obtoczone ziarna kwarcu z przewagą polikrystalicznego nad monokrystalicznym oraz skaleni (ryc. 3B). Poza tym występują litoklasty, takie jak zidentyfikowano we frakcji psefitowej. Składnikami szkieletu ziarnowego są także łyszczki. Są to głównie grubokrystaliczne blaszki biotytu i muskowitu. Bardzo często biotyt jest schlorotyżowany. Blaszki łyszczków bywają powyginane i spękane. Zlepierce są skałami słabo scementowanymi, porowatymi. Spoiwo ich jest ilaste, powstałe zapewne z roztrącia miękkich okruchów skał ilastych lub złożone z drobnych łyszczkowych łuseczek. W próbce z głębokości 1077,4 m głównym składnikiem spoiwa jest kalcyt.

Piaskowce średnioziarniste stanowią większość próbek piaskowców (ryc. 4A–D). Są to przeważnie arenity, czasami na pograniczu z wąką, sublityczne i subarkozowe. Odmiany sublityczne występują w części stropowej analizowanego profilu. Skały te wykazują teksturę bezładną. Przebieżna średnica ziarn kwarcu waha się od 0,25 do 0,48 mm, maksymalna od 0,86 do 1,40 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego wyrażony stosunkiem wielkości maksymalnego ziarna kwarcu – Qm, do najczęstszego – Qf, wynosi od 1,9 do 4,7. Materiał detrytyczny to ziarna pół-obtoczone i nieobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów punktowych i prostych, rzadko wklęsło-wypukłych. Najpospolitszym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc. Wyróżniono ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Skalenie, szczególnie w odmianach arkozowych, są także istotnym składnikiem szkieletu ziarnowego. Najczęściej występują: niezbliniaczony skałen potasowy, mikroklin, mikroperyty-



Ryc. 3. Fragment zlepierca z głębokości 1077,4 m. A – widoczne okruchy skał węglanowych (Lw) i ziarno kwarcu polikrystalicznego (Qp); B – widoczne częściowo rozpuszczone ziarno skalenia (Fs) z wtórną porowatością (niebieska barwa); próbka nasączona niebiesko zabarwioną żywicą. Obrazy PL, nikole skrzyżowane

Fig. 3. Fragment of conglomerate from a depth of 1077.4 m. A – clasts of carbonate rocks (Lw) and a grain of polycrystalline quartz (Qp) are visible; B – partly dissolved grain of feldspar (Fs) with secondary porosity (blue) is visible; sample impregnated with blue resin. PL images, crossed nicols



Ryc. 4. Obrazy CL i BSE piaskowców średnioziarnistych. **A** – spoiwo węglanowe w arenicie sublitycznym; kwarc nie wykazuje luminescencji lub świeci w barwach ciemnobrunatnych, skalenie potasowe charakteryzują się luminescencją w barwach niebieskich, apatyt w zielonkawych, kalcyt świeci żółtopomarańczowo i żółtoczerwono, dolomit – czerwobrunatno; ramką zaznaczono obszar badań; obraz w CL; głęb. 1049,3 m; **B** – obraz BSE miejsca z ryc. 4A; punkty 1–6 miejsca analiz chemicznych – tab. 2; **C** – fragment piaskowca o spoiwie kalcytowym (luminescencja w barwach żółto-pomarańczowych); skalenie świecą w barwach niebieskich, kwarc nie wykazuje luminescencji lub w barwach ciemnobrunatnych; ramką zaznaczono obszar badań; obraz w CL; głęb. 1139,2 m; **D** – obraz BSE miejsca z ryc. 4C; punkty 1–3 miejsca analiz chemicznych – tab. 2

Fig. 4. CL and BSE images of medium-grained sandstones. **A** – calcite cement in sub-lithic arenite; quartz non-luminescent or shines in dark brown colour, blue luminescent potassium feldspar, apatite in greenish colour, yellow-orange and yellow-red calcite, red-brown dolomite; frame indicates the research area; CL image; depth 1049.3 m; **B** – BSE image from Fig. 4A; points 1–6 are locations of analyses shown in Table 2; **C** – fragment of sandstone with a calcite cement (yellow-orange luminescence); blue luminescent potassium feldspar, quartz non-luminescent or shines in dark brown colour; frame indicates the research area; CL image; depth 1139.2 m; **D** – BSE image from Fig. 4C; points 1–3 are locations of analyses shown in Table 2

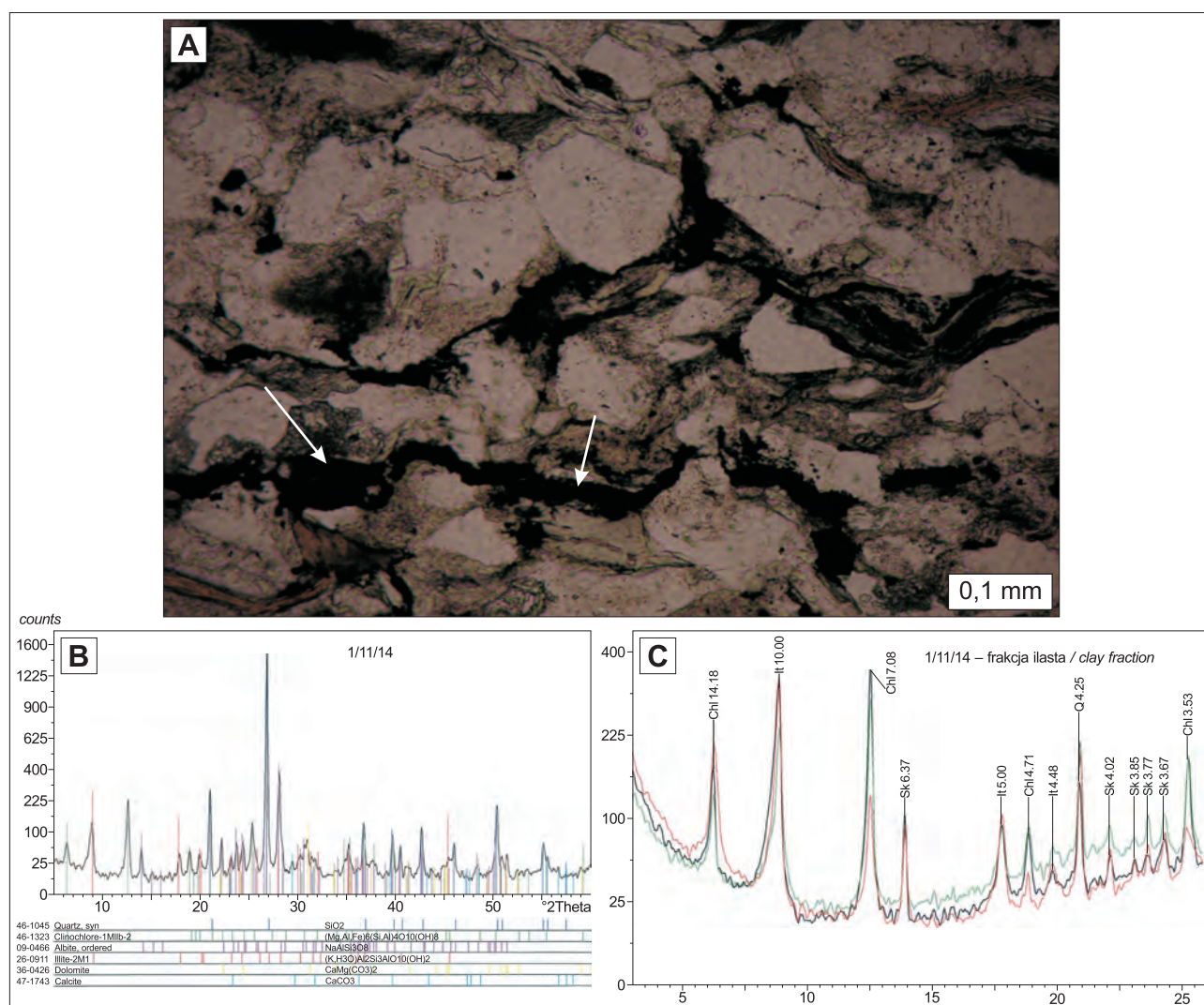
ty oraz pojedyncze ziarna plagioklazów. Skalenie często mają postać subhedralnych tabliczek lub półobtoczonych ziarn. Powszechnie obserwowano efekty ich rozpuszczania i przeobrażania w wyniku procesów diagenetycznych. Grupa litoklastów jest dosyć urozmaicona, a część kwarcu polikrystalicznego jest zapewne związana genetycznie z grupą litoklastów metamorficznych, jak mylonity, bądź fragmentami łupków kwarcowych o kierunkowej teksturze lub okruchami rogowców czy fragmentami kwarcu żyłowego. Oprócz tego wyróżniono kwarcowo-łyszczkowe fragmenty łupków metamorficznych i okruchy zbudowane prawie wyłącznie z łyszczków. Poza tym odnotowano liczne okruchy skał osadowych, do których zaliczono fragmenty drobnoziarnistych piaskowców, mułowców, skał węglanowych zarówno kalcytowych, jak i dolomitowych (biosparyty, mikrosparyty, okruchy mikrytowe). Odnotowano także kwarcowo-skalieniowe litoklasty, będące fragmentami skał granitoidowych. Pojedynczo występują fragmenty skał wylewnych. Poza wymienionymi podstawowymi składnikami szkieletu ziarnowego występują także łyszczki,

reprezentowane przez grubokrystaliczne (miejscami do ok. 0,9 mm długości) blaszki biotytu i muskowitu. Bardzo często biotyt jest częściowo schlorotyżowany. Blaszczyków bywają powyginane i spękane. Zauważono także liczne ziarna glaukonitu oraz sporadycznie fragmenty bioklastów, ziarna fosforanów, miejscami piryty. Spoiwo piaskowców tworzy przeważnie grubokrystaliczny cement węglanowy – kalcyt w postaci osobników anhedralnych, sporadycznie dolomit, występujący w postaci drobnych subhedralnych romboedrów, które bywają częściowo rozpuszczone. W obrazie katodoluminescencyjnym zauważono różne odmiany kalcyt, wykazujące świecenie od bardzo ciemnobrunatnego do żółtej i żółto-pomarańczowej luminescencji (ryc. 4A–D). Na zróżnicowanie tych barw wpłynęła obecność domieszek manganu, magnezu i żelaza w strukturze kalcytów (tab. 2).

W odmianach arenitów ze zwiększoną ilością matriksu spoiwo piaskowców tworzą, miejscami grubokrystaliczne, łuseczki łyszczków. Mogło ono powstać z rozdrobnienia, roztarcia fragmentów łupków mikowych lub kwarcowo-

Tab. 2. Wyniki analiz chemicznych w mikroobszarach
Table 2. Results of chemical microprobe analyses

Głębokość Depth [m]	Numer analizy Analysis No.	CaCO ₃ [% mol.]	MgCO ₃ [% mol.]	FeCO ₃ [% mol.]	MnCO ₃ [% mol.]	Rodzaj węglanu Type of carbonate
1049,3 (1-obszar)	1	99,20	0,80	0,0	0,0	kalcyt / calcite
	2	98,54	0,24	1,13	0,0	kalcyt / calcite
	3	98,78	0,72	0,0	0,50	kalcyt / calcite
	4	99,52	0,35	0,13	0,0	kalcyt / calcite
	5	54,39	45,26	0,35	0,0	dolomit (okruch) / dolomite (crumb)
	6	98,53	0,86	0,29	0,27	kalcyt / calcite
1049,3 (2-obszar)	1	56,07	43,23	0,70	0,0	dolomit / dolomite
	2	99,34	0,0	0,60	0,06	kalcyt / calcite
	3	57,34	42,30	0,15	0,21	dolomit (okruch) / dolomite (crumb)
	4	58,33	39,82	2,45	0,40	dolomit / dolomite
	6	97,28	2,02	0,54	0,26	kalcyt / calcite
	1139,2	1	97,40	0,46	2,14	0,0
2		96,58	1,08	0,24	2,10	kalcyt / calcite
3		95,66	1,55	0,0	2,79	kalcyt / calcite



Ryc. 5. A – piaskowiec drobnziarnisty z laminami materii organicznej (strzałki); obraz PL, bez analizatora; głęb. 1124,6 m; **B** – dyfraktogram rentgenowski (skład fazowy całej próbki); **C** – dyfraktogram rentgenowski preparatów orientowanych frakcji ilastej w stanie powietrzno-suchym (kolor czarny), po glikolowaniu (kolor zielony) i po prażeniu w temperaturze 550°C (kolor czerwony); zidentyfikowano: Chl – chloryt, It – illit, Sk – skalenie, Q – kwarc

Fig. 5. A – fine-grained sandstone with organic matter (arrows); PL image, without analyser; depth 1124.6 m; **B** – XRD diagram (phase composition of whole sample); **C** – XRD diagram of oriented clay fraction samples in dry-air conditions (black), after glycolization (green) and after heating at 550°C (red); minerals identified: Chl – chlorite, It – illite, Sk – feldspar, Q – quartz

-mikowych i zaliczono je pseudomatriksu. Skały takie określono obecnie jako waki, choć pierwotnie mogły być arenitami. Poza tym obserwowano autogeniczne spoiwo kwarcowe, tworzące obwódki na ziarnach kwarcu detrytycznego (głęb. 1097,5 m, 1139,2 m). W skaningowym mikroskopie elektronowym dostrzeżono także obecność kaolinitu (głęb. 1139,2 m). W próbce z głębokości 1102,5 m odnotowano nieregularne „przemazy”, materii organicznej.

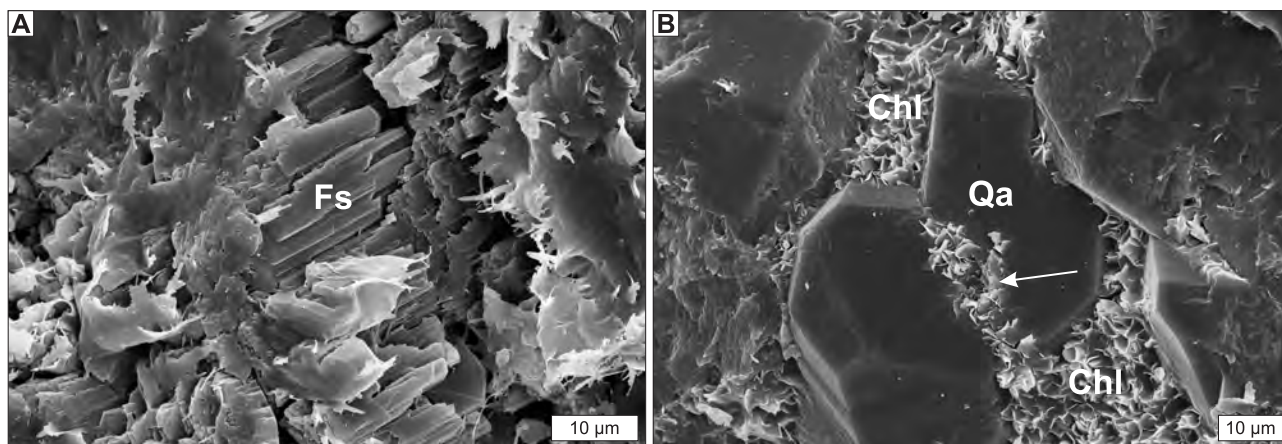
Piaskowce drobnoziarniste występują nielicznie, w formie przewarstwień w obrębie grubiej uziarnionych (ryc. 5A–C). Swoim składem odpowiadają arenitom i/lub wakom subarkozowym/sublitycznym. Wykazują one teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziarn waha się w granicach 0,16–0,20 mm, maksymalna dochodzi do 0,52 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest stosunkowo dobry i wynosi (Q_m/Q_f) od 1,4 do 3,3. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna głównie nieobtoczone i półobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów punktowych i prostych, wyjątkowo wkłęsło-wypukłych. Skład ziarnowy piaskowców drobnoziarnistych jest taki jak średnioziarnistych. Jedyne spoiwo nieco różni się składem. Tworzą je łuseczki łyszczyków, które składem odpowiadają illitowi. Analiza rentgenowska wykazała obecność illitu, minerałów mieszanopakietowych I/S o zawartości illitu powyżej 90% i chlorytu, a także kalcytu i dolomitu (ryc. 5B, C). W płycie cieniowej obserwowano osobniki cementu węglanowego, wykształcone anhedralnie, rozmieszczone nieregularnie lub tworzące gniazdowe skupienia. Poza tym występują drobne nagromadzenia pirytu i wodorotlenków żelaza oraz wtrącenia lub cienkie laminy materii organicznej, w części opisanej jako tak zwana „martwa ropa” (ryc. 5A). Spoiwo w większości zaliczono do pseudomatriksu.

Na głębokości 1108,4 m zidentyfikowano piaskowiec gruboziarnisty (ryc. 6A, B), sklasyfikowany tak na podstawie wielkości ziarn (Q_f wynosi 0,80 mm). Składniki szkieletu ziarnowego w tej próbce są analogiczne jak w piaskowcach średnioziarnistych. Spoiwo piaskowca tworzy cement węglanowy – przeważnie dolomit wykształcony w postaci drobnych romboedrów. Miejscami spoiwo jest złożone z łuszek łyszczyków. Taki rodzaj spoiwa powstał zapewne jako efekt diagenetycznego przeobrażenia łupków kwarcowo-łyszczykowych lub łyszczykowych. Poza tym występuje autogeniczne spoiwo kwarcowe, głównie w postaci

regeneracyjnych obwódek. W skaningowym mikroskopie elektronowym obserwowano także występujące w spoiwie blaszki illitu oraz chloryt (ryc. 6B). Skała jest porowata, z przewagą porowatości wtórnej, powstałej na skutek rozpuszczania lub przeobrażania skałeni (ryc. 6A), nad porowatością pierwotną.

PROCESY DIAGENETYCZNE I ROZWÓJ PRZESTRZENI POROWEJ

Szczegółowe badania mikroskopowe próbek skał należących do formacji dębowieckiej pozwoliły na zaobserwowanie efektów działania szeregu procesów diagenetycznych, takich jak kompakcja mechaniczna i chemiczna, cementacja i zastępowanie, rozpuszczanie i przeobrażanie diagenetyczne. Kompakcja mechaniczna jest odpowiedzialna za upakowanie materiału detrytycznego i zwiększenie ilości kontaktów międzyziarnowych prostych i punktowych, wygięcie blaszek minerałów łyszczykowych czy deformacje laminy ilastych lub zbudowanych z materii organicznej, co obserwowano w badanych próbkach. Kontakty wkłęsło-wypukłe (notowane rzadko) są znamionym efektem działania kompaktacji chemicznej. Cementacja i proces z nią powiązany – zastępowanie, wskutek czego tworzą się pseudomorfozy po ziarnach, np. skałeniach, są procesami powszechnymi. Wśród składników cementów wyróżniono kalcyt, dolomit, kwarc autogeniczny oraz autogeniczne minerały ilaste (illit, chloryt). Rozpuszczaniu diagenetycznemu najłatwiej ulegały skałeni, mało odporne litoklasty oraz niektóre składniki cementów. Proces przeobrażania diagenetycznego dotyczył przede wszystkim licznie występujących łyszczyków, skałeni oraz okrucichów, głównie pochodzenia wulkanicznego. Występowanie pseudomatriksu, jako diagenetycznego produktu transformacji ziarn frakcji psamitowej (Ryka, Maliszewska, 1991), jest również efektem procesu przeobrażania, a skutkiem powstania nowych faz mineralnych, jak chloryt, kaolinit czy illit. Intensywność procesów diagenetycznych i efekty ich działania ukształtowały przestrzeń międzyziarnową piaskowców i zlepieńców. Na podstawie obserwacji mikroskopowych wyróżniono porowatość pierwotną i wtórną, która dominuje w omawianych piaskowcach i zlepieńcach. Porowatość wtórna powstała wskutek rozpuszczania i przeobrażania diagenetycznego, tworząc porowatość śródziar-



Ryc. 6. Obrazy SEM; fragmenty piaskowca gruboziarnistego; głęb. 1108,4 m. **A** – reliktów skałeni potasowego (Fs) pozostałe po jego rozpuszczeniu; **B** – widoczny kwarc autogeniczny (Qa) z widocznymi śladami rozpuszczania (strzałka) oraz spoiwo chlorytowe (Chl)
Fig. 6. SEM images; fragments of coarse-grained sandstone; depth 1108.4 m. **A** – potassium feldspar (Fs) relics formed as a result of its dissolution; **B** – authigenic quartz (Qa) showing traces of dissolution (arrow), and chlorite cement (Chl)

nową, międzyziarnową i międzykrystaliczną. Transformacja niestabilnych składników powoduje rozluźnienie szkieletu ziarnowego i ogólny wzrost porowatości. Podobnie korzystny wpływ ma rozpuszczanie ziarn detrytycznych i cementów, szczególnie w odmianach arkozowych i sublitycznych piaskowców. Powiększenie przestrzeni międzyziarnowych wpływa na wzrost porowatości efektywnej i zdolności filtracyjnych. Cementacja i przeobrażenie diagenetyczne, którego skutkiem jest powstanie pseudomatriksu, wpływa destruktywnie na właściwości petrofizyczne skał. Wyniki porowatości i przepuszczalności zamieszczone w dokumentacji otworu (Kwarciański i in., 1989) wskazują, że w zakresie głębokości 1032,7–1472,2 m porowatość efektywna waha się od 0,12 do 15,3%, w tym dla piaskowców i mułowców od 0,12 do 8,98%, dla zlepieńców od 0,25 do 15,3% (przeciętnie 6,15%). Należy przyjąć, że dane dotyczące zlepieńców i w części piaskowców dotyczą warstw dębowieckich. Odpowiednio określono współczynnik przepuszczalności, który waha się od <0,1 do 2,32 mD (dla piaskowców przeciętnie <0,61 mD, dla zlepieńców przeciętnie 0,11 mD).

WNIOSKI

Szczegółowe badania petrologiczne dostarczyły nowych danych dla osadów formacji dębowieckiej. Przyczyniły się do lepszego rozpoznania osadów miocenu w południowo-zachodniej części obrzeżenia GZW.

1. Piaskowce i zlepieńce wykazują zmienne wysortowanie materiału ziarnowego i stopień obtoczenia. Skład petrograficzny materiału detrytycznego jest bardzo zróżnicowany litologicznie. Są to skały z dużym udziałem okruczków skał karbońskich budujących GZW (skały ilasto-mułowcowe, piaskowce), okruczki skał węglanowych, magmowych, krystalicznych i metamorficznych (kwarcyty, łupki mikowo-chlorytowe). Spoiwo w obrębie tych osadów jest typu kontaktowego lub porowego. Najczęściej ma ono charakter cementów ortochemicznych lub pseudomatriksu. Wśród efektów działających procesów diagenetycznych najczęściej obserwowano skutek rozpuszczania i prze-

obrażania diagenetycznego, co spowodowało powstanie wtórnej porowatości śródziarnowej, międzyziarnowej i międzykrystalicznej.

2. Skały warstw dębowieckich (miocen) w otworze Bielowicko IG 1 są średnio porowate (przeciętne ok. 10%) oraz bardzo słabo przepuszczalne. Osady te z uwagi na niską przepuszczalność, średnią porowatość, odpowiednią głębokość zalegania, wystarczającą miąższość i inne warunki geologiczne, hydrogeologiczne, geofizyczne i środowiskowe są zgodne z wymogami dotyczącymi wytypowanego zbiornika Cieszyn–Skoczów–Czechowice, mającego największy potencjał do składowania CO₂.

Autorki niniejszej pracy dziękują Recenzentowi za wnikliwą i kompetentną ocenę pracy.

LITERATURA

- BUŁA Z., JURAD. 1983 – Litostratygrafia osadów rowu przedgórskiego Karpat w rejonie Śląska Cieszyńskiego. Zeszyty Naukowe AGH, 9 (1): 5–27.
- BUŁA Z., CHMURA A., JURECZKA J., RÓŻKOWSKI A., WAGNER J. 1994 – Ocena możliwości wtlaczania słonych wód kopalnianych do zbiornika warstw dębowieckich (trzeciorzęd) w południowej części regionu górnośląskiego [W:] V Konferencja pt. „Problemy geologii i ekologii w górnictwie podziemnym”. Szczyrk, 12–14 października 1994. Wydaw. GIG, 229–241.
- JAWOROWSKI K. 1987 – Kanon petrograficzny najczęstszych skał osadowych. Przegląd Geologiczny, 35 (4): 205–209.
- KWARCIAŃSKI J., JURECZKA J., KARWASIECKA M., WAGNER J., WESTER J., WĘGRZYŃSKA-JUDA B., ZBRONSKA K. 1989 – CPBR nr 1.8. cel nr 1: Opracowanie dokumentacji geologicznych głębokich otworów wiertniczych z obszaru Górnego Zagłębia Węglowego. Punkt kontrolny nr 4. Dokumentacja wynikowa badań otworu wiertniczego Bielowicko IG 1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa, nr arch. 132768.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R. 1972 – Sand and sandstone. New York, Springer-Verlag.
- RYKA W., MALISZEWSKA A. 1991 – Słownik petrograficzny. II wyd. Wydaw. Geol., Warszawa.
- WÓJCICKI A., LUBAŚ J., MUTKE G., GÓRECKI W., NAGY S., TARKOWSKI R., BĄK T., zespół 2012 – Rozpoznanie formacji i struktury do bezpiecznego geologicznego składowania CO₂ wraz z ich programem monitorowania. Raport końcowy. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa, nr arch. 1463255.

Praca wpłynęła do redakcji 7.03.2025 r.
Akceptowano do druku 27.03.2025 r.