

Utwory karbonu w otworze wiertniczym Warka IG 1 – analiza petrograficzna piaskowców

Aleksandra Kozłowska¹



A. Kozłowska

The Carboniferous deposits in the Warka IG 1 borehole – petrographic analysis of sandstones. Prz. Geol., 74: 633–640; doi: 10.7306/2026.54

Redaktor prowadzący: Bogusław Bagiński

A b s t r a c t. Carboniferous deposits in the Warka IG 1 borehole occur at depths ranging from 2425 to 2740 m and are assigned to the Viséan, Serpukhovian and Bashkirian. They are represented by sandstones, mudstones, claystones and carbonates. Based on petrographic, mineralogical, geochemical and petrophysical studies, the petrographic characteristics of sandstones were described. The diagenetic processes affecting the rocks were identified, and their impact on the reservoir properties of sandstones was assessed. From the top to a depth of approximately 2460 m, the borehole section is composed of sandstones represented by quartz arenites, sublithic arenites, and sublithic wackes. Below, volcanoclastic lithic arenites and lithic wackes were identified, containing fragments of acidic rhyolitic volcanic rocks.

The most important cements in the sandstones are authigenic quartz, authigenic kaolinite, carbonates (Fe-dolomite/ankerite, locally calcite), pyrite, and fibrous illite. The sandstones are characterized by porosity (mainly primary), which in places exceeds 12%, and permeability of 43.7 mD. Volcanoclastic sandstones have lower porosity (mainly secondary) and are most often impermeable. Compaction and cementation had the greatest impact on the reduction of porosity in Carboniferous sandstones, decreasing it by about 44% and about 18%, respectively. An important process affecting the rock porosity is dissolution, which led to the formation of secondary porosity.

Keywords: sandstones, volcanoclastic material, diagenetic processes, Bashkirian, Carboniferous, Warka IG 1, Lublin Basin

Otwór wiertniczy Warka IG 1 odwiercono w północno-wschodniej części basenu lubelskiego, na południowy wschód od uskoku Grójca (ryc. 1), w 1973 r. (Parecka i in., 1973). Utwory karbonu występują w nim na głębokości od 2425 do 2740 m (miąższość 315 m). Leżą one na osadach syluru, a są przykryte niezgodnie utworami permu górnego. W publikacji Żelichowskiego i in. (1983) zamieszczono uproszczony profil otworu Warka IG 1, w którym od spągu wydzielono formacje Huczwy i Terebina, wg podziału litostratygraficznego karbonu lubelskiego Porzyckiego i Żelichowskiego (Porzycki, 1979). Osady te wiekowo określono na wizen górny i namur A, zgodnie z podziałem regionalnym stosowanym w Europie Zachodniej. W 2005 r. Waksmundzka (2005) przeprowadziła weryfikację wieku utworów karbonu w profilu otworu Wilga IG 1, przyjmując podział globalny. Według tego podziału utwory te wiekowo należą do wizenu, serpuchowowu i baszkiru, co odpowiada trzem formacjom: Huczwy, Terebina i Dęblina (Waksmundzka, 2010, 2026). W niniejszej pracy przyjęto podział wiekowy utworów karbonu wg Waksmundzkiej (2005).

Utwory wizenu, rozpoczynające profil karbonu (od spągu), reprezentują czarne iłowce i wapienie, o miąższości 66 m. Powyżej leżą osady serpuchowu, miąższości 86 m. Występują tu czarne iłowce i wapienie z przeławiczeniami piaskowców. Największą miąższość mają osady baszkiru – 163 m, które zamykają profil karbonu. Reprezentują one piaskowce, mułowce i iłowce z cienkimi wkładkami wapieni w dolnej części profilu. Na głębokości od ok. 2465–2630 m występują skały wulkanoklastyczne. Utwory karbonu (wizen) w dolnej części profilu tworzyły się w warunkach morskich (płytki szelf). Powyżej (serpuchow i baszkir)

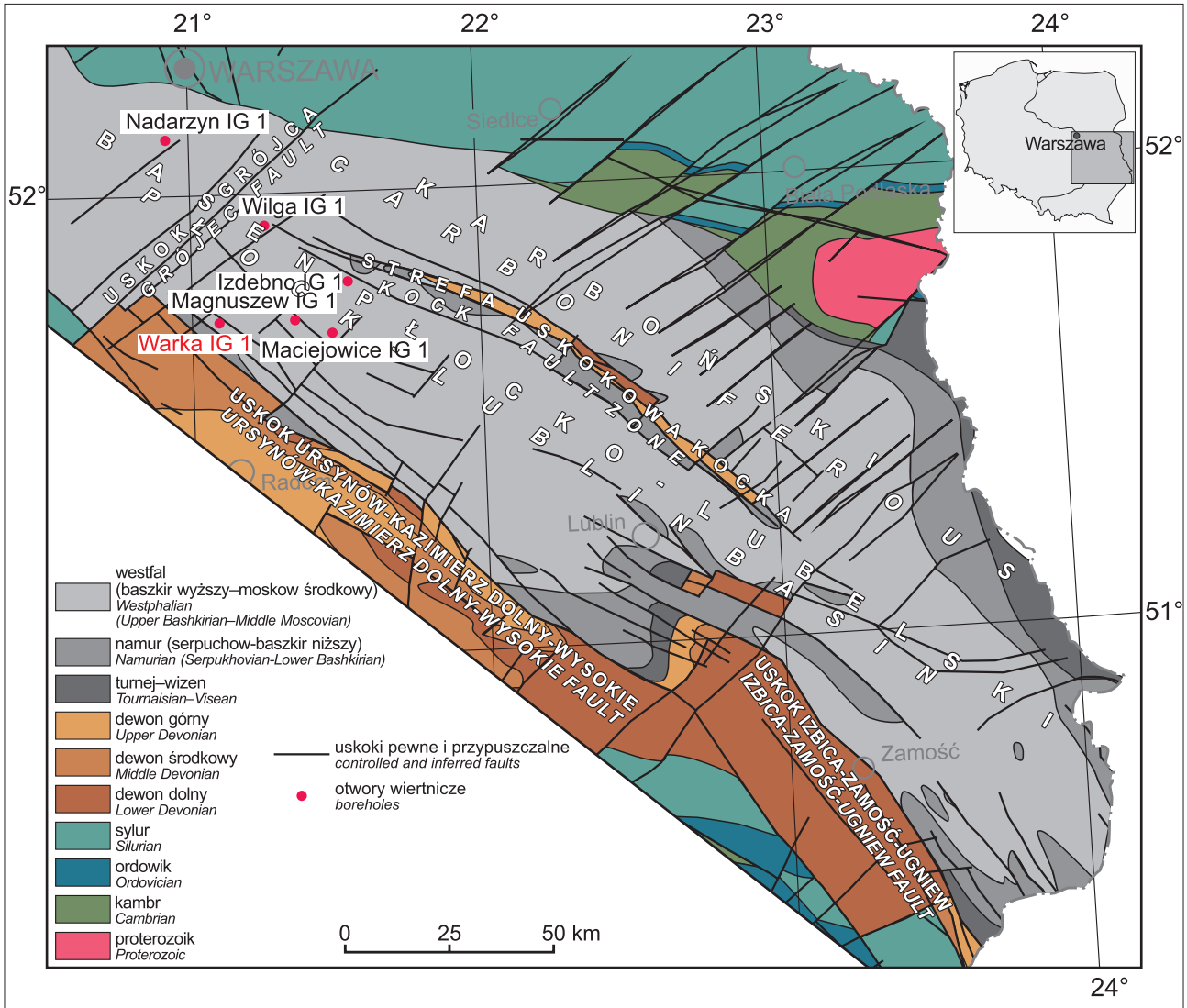
występują osady lądowe (rzeczne i deltowe) z pojedynczymi wkładkami morskimi (płytki szelf) (Waksmundzka, 2010).

Przedmiotem badań są osady klastyczne, głównie piaskowce baszkiru i serpuchowu. Celem pracy jest analiza petrograficzna utworów karbonu wg aktualnego podziału wiekowego. Przedstawiono wyniki badań petrograficznych i petrofizycznych piaskowców. Rozpoznano efekty działania procesów diagenety w skałach i oceniono ich wpływ na właściwości zbiornikowe piaskowców.

METODY BADAŃ

Przeprowadzono standardową analizę mikroskopową 31 płytek cienkich z użyciem mikroskopu polaryzacyjnego (PL) typu Optiphot 2 firmy Nikon. W celu dokonania analizy porowatości wykonano 10 preparatów z próbek impregnowanych niebieską żywicą. 19 próbek piaskowców poddano analizie planimetrycznej metodą punktową, licząc do 300 punktów, przy użyciu stolika integracyjnego angielskiej firmy Prior. W celu identyfikacji węglanów analizie barwnikowej roztworem Evamy’ego poddano 17 płytek cienkich. Analizę z użyciem katodoluminescencji (CL) wykonano w 3 płytkach cienkich na aparaturze z „zimną katodą”, zamontowanej na mikroskopie polaryzacyjnym firmy Nikon, model CCL 8200 mk 3, angielskiej firmy Cambridge Image Technology Ltd. Wykonano również badania w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) typu JSM-35 firmy JEOL wyposażonej w detektor EDS ISIS firmy Oxford Instruments. Zbadano 8 próbek okruchowych i 6 płytek cienkich. Badania rentgenowskie (XRD) 3 próbek wykonano w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG-PIB na

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; aleksandra.kozlowska@pgi.gov.pl; ORCID ID: 0000-0002-6360-4974



Ryc. 1. Mapa geologiczno-strukturalna basenu lubelskiego – fragment mapy geologicznej Polski bez utworów kenozoiku, mezozoiku i permu 1 : 2 500 000 (Waksmundzka, Buła, 2017; zmienione)
Fig. 1. Geological-structural map of the Lublin Basin – part of the geological map of Poland without Cenozoic, Mesozoic and Permian strata 1 : 2 500 000 (Waksmundzka, Buła, 2017; modified)

dyfraktometrze rentgenowskim firmy Philips PW 1840 z lampą Cu i detektorem półprzewodnikowym. Analizy izotopowe węgla i tlenu wykonano w 4 próbkach piaskowców w Pracowni Spektrometrii Mas Instytutu Fizyki na Uniwersytecie Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie. W 3 z nich wykonano oznaczenia dla Fe-dolomitu/ankerytu, a w 1 – kalcytu. Badania petrofizyczne i porozymetryczne dla 8 próbek piaskowców przeprowadzono w Instytucie Nafity i Gazu w Krakowie.

WYNIKI BADAŃ

Charakterystyka petrograficzna piaskowców

Piaskowce występujące na głębokości od ok. 2460 m do stropu profilu otworu reprezentują arenity kwarcowe i sublityczne oraz waki sublityczne, od drobno- do gruboziarnistych, często nierównoziarniste (ryc. 2, 3A–F). Poniżej występują piaskowce wulkanoklastyczne, arenity i waki lityczne, od drobno- do gruboziarnistych (ryc. 2, 3G–H). Głównym składnikiem szkieletu ziarnowego piaskowców

jest kwarc, którego zawartość waha się od 62 do 78% obj. skały. Natomiast w piaskowcach wulkanoklastycznych głównym składnikiem są litoklasty stanowiące 18–46% obj. skały. Wśród nich dominują okruchy kwaśnych skał wulkanicznych typu ryolitów. W obrębie ziaren kwarcu odmiana monokrystaliczna przeważa nad polikrystaliczną. Skalenie, reprezentowane przez skałen potasowy, występują w ilości ok. 1% obj. skały w piaskowcach, a w piaskowcach wulkanoklastycznych ich zawartość jest większa (3–10% obj. skały). W ziarnach skalenia są widoczne efekty procesów rozpuszczania, przeobrażania i zastępowania ich przez wtórne minerały. Zawartość blaszek łuszczyków, głównie muskowitu, nie przekracza 1% obj. skały. W badanych piaskowcach obecność minerałów ciężkich, głównie cyrkonu i rutilu, jest śladowa. Ziarnowy materiał detrytyczny jest spojony matriksem ilasto-krzemionkowym oraz cementem. Składnikami cementu są: autogeniczny kwarc, autogeniczne minerały ilaste, minerały węglanowe i piryt. W arenitach wyróżniono zarówno porowatość pierwotną i wtórną, powstałą w wyniku rozpuszczania ziaren i cementów, jak i porowatość międzykrystaliczną.

Cementy w piaskowcach

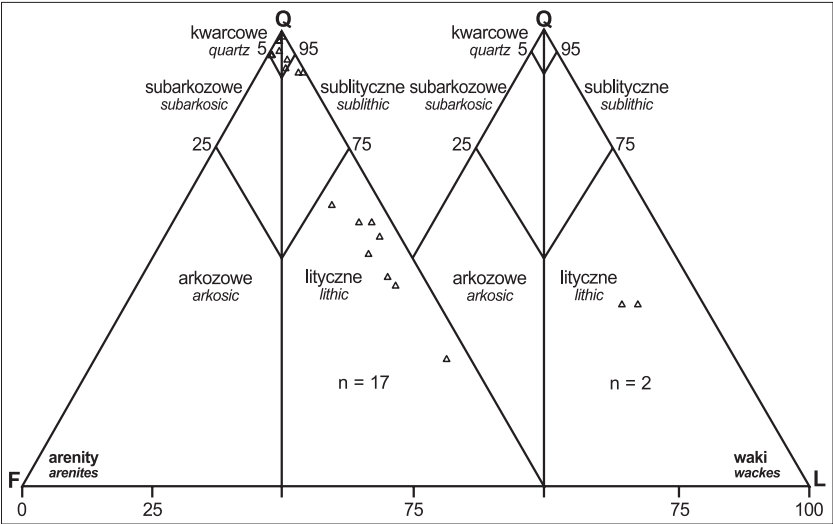
Cement kwarcowy tworzy obwódki kwarcu autigenicznego na ziarnach kwarcu, zarastając przestrzeń porową częściowo lub całkowicie (ryc. 3A–D). Zawartość cementu kwarcowego waha się od 3 do 16% obj. skały. W piaskowcach wulkanoklastycznych kwarc autigeniczny nie przekracza 1% obj. skały. W mikroskopie polaryzacyjnym granica między kwarcem detrytycznym a obwódką jest słabo widoczna, lecz niekiedy jest zaznaczona przez obecność inkluzji. Cement kwarcowy jest za to bardzo dobrze widoczny w obrazie CL. Kwarc autigeniczny wykazuje świecenie w barwie ciemnobrązowej lub nie świeci, podczas gdy kwarc detrytyczny świeci w barwach niebieskofioletowych, brązowych lub czerwonych (ryc. 3A, B).

W obrazie SEM obwódki kwarcu autigenicznego są bardzo dobrze widoczne w postaci romboedrycznych i pryzmatycznych form na powierzchni ziaren kwarcu (ryc. 3D). Cement kwarcowy jest zastępowany przez węglany i piryt.

Autigeniczne minerały ilaste są reprezentowane przez kaolinit, illit i chloryty (ryc. 3A–E, H). Kaolinit autigeniczny występuje w ilości 0,3–11,7% obj. skały; większą zawartością kaolinitu charakteryzują się piaskowce wulkanoklastyczne. Autigeniczne kryształy kaolinitu, których wielkość najczęściej wynosi 2–20 µm, bywają dobrze widoczne w płytkach cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym (ryc. 3A, C, H). W obrazie CL kaolinit wykazuje świecenie w barwie ciemnoniebieskiej (ryc. 3A, B). W obrazie SEM są widoczne pseudoheksagonalne kryształy kaolinitu, które tworzą charakterystyczne formy księżeczkowe. Wyróżniono dwa typu morfologiczne kaolinitu: robakowaty i blokowy (Kozłowska, 1998, 2004). Cement kaolinitowy najczęściej wypełnia przestrzeń międzyziarnową i wewnątrzziarnową. Zaobserwowano przerastanie się kaolinitu z kwarcem autigenicznym. Kaolinit jest wypierany przez węglany i piryt oraz przeobrażany przez illit włóknisty.

Autigeniczny illit stwierdzono na głębokości poniżej 2450 m, w badaniach SEM (ryc. 3D, E). Wykształcony jest w postaci igiełek i włókien, które zarastają przestrzeń porową. Zaobserwowano illit narastający na kaolinicie, węglanach i pirycie (ryc. 3E).

Autigeniczne kryształy chlorytu żelazisto-magnezowego obserwowano w obrazie SEM sporadycznie. Są one wykształcone w postaci płytek o kształtach idiomorficznych



Ryc. 2. Klasyfikacja piaskowców karbońskich wg Pettijohna i in. (1972)
Fig. 2. Classification of Carboniferous sandstones after Pettijohn et al. (1972)

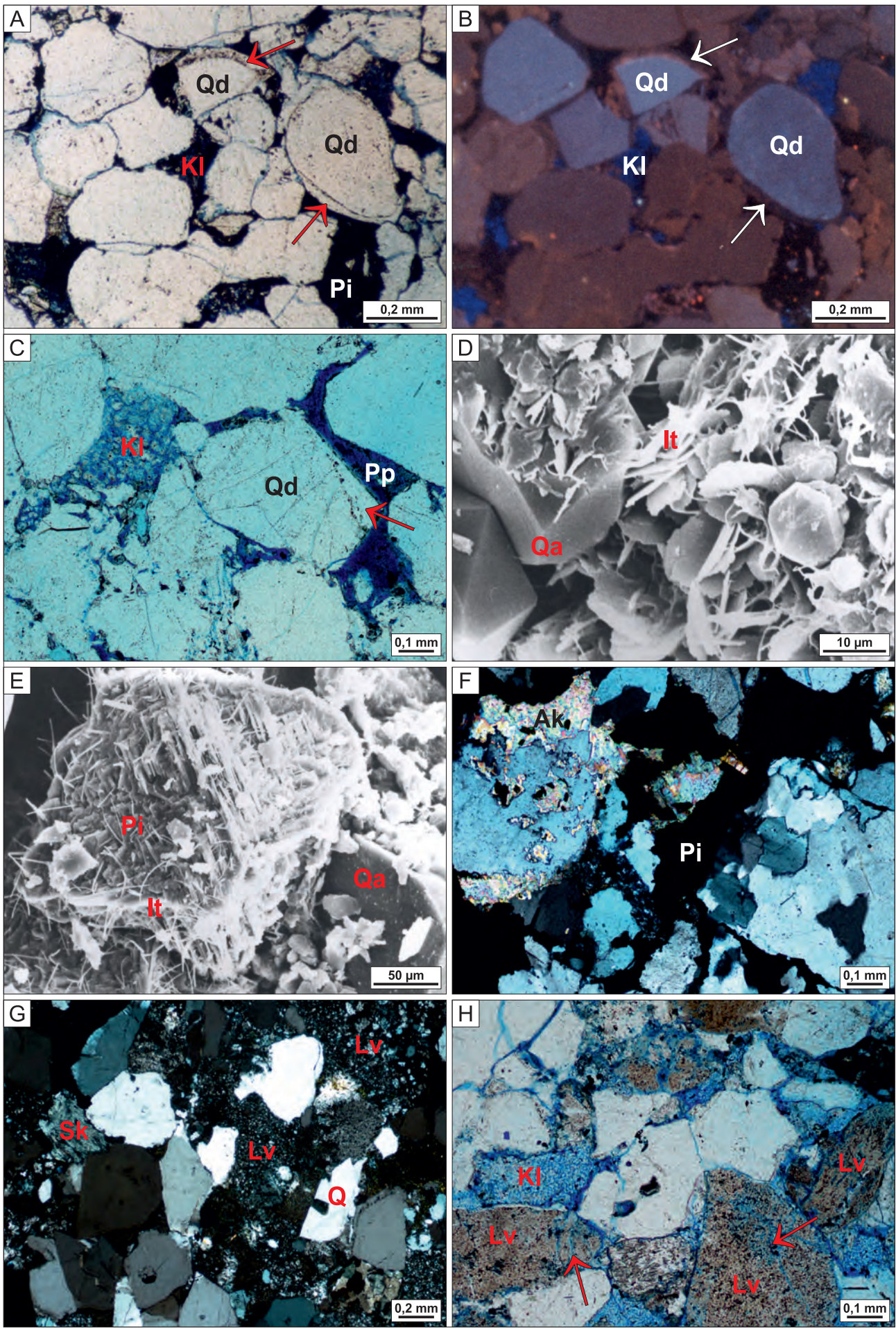
niekiedy ustawionych prostopadle do powierzchni ziaren, czy obwódek kwarcu autigenicznego.

Zawartość cementów węglanowych w piaskowcach waha się od 0 do 33% obj. skały. Węglany reprezentowane przez Fe-dolomit/ankeryt (ryc. 3F) i w jednej próbce przez kalcyt (ryc. 3H) najczęściej tworzą spoiwo typu porowego. Skład chemiczny Fe-dolomitu/ankerytu przedstawia się następująco: 5,8–24,8% FeCO₃, 23,8–43,9% MgCO₃, 48,6–50,2% CaCO₃ i 0,1–2,9% MnCO₃ (tab. 1). Ze względu na znaczną zawartość Fe⁺² ankeryt w badaniach w CL nie wykazuje świecenia. W roztworze Evamy’ego zabarwia się na ciemnoniebiesko. Ankeryt najczęściej występuje w postaci euhedralnych kryształów, które wytrącały się w przestrzeniach porowych lub tworzy cement sparytowy. Ponadto ankeryt jest produktem wtórnych procesów zastępowania ziaren detrytycznych: skaleni i litoklastów oraz składników cementu – kwarcu autigenicznego i kaolinitu. Mineral ten jest natomiast wypierany przez piryt. W obrazie SEM obserwowano występowanie włóknistego illitu na powierzchni kryształów ankerytu. Badania mikroskopowe wykazały ślady rozpuszczania cementu ankerytowego. Wartości δ¹³C w ankerycie wahają się od –5,13 do –12,67‰_{PDB}, a δ¹⁸O od –6,00 do 0,87‰_{PDB} oraz od 24,31 do 31,76‰_{SMOW} (tab. 2).

Kalcyt występuje w piaskowcu wulkanoklastycznym z głębokości 2630,0 m (serpuchow) (ryc. 3H). Skład chemiczny minerału wynosi: 99,2% CaCO₃, 0,4% FeCO₃ i 0,4% MnCO₃ (tab. 1). W roztworze Evamy’ego zabarwia się na różowo. Krystalizuje w przestrzeni porowej oraz zastępuje ziarna skaleni i litoklastów oraz kaolinit autigeniczny.

Tab. 1. Skład chemiczny (EDS) cementów węglanowych
Table 1. Chemical composition (EDS) of carbonate cements

Wiek Age	Głębokość Depth [m]	Ca [% wag.]	Mg [% wag.]	Fe [% wag.]	Mn [% wag.]	CaCO ₃ [% mol.]	MgCO ₃ [% mol.]	FeCO ₃ [% mol.]	MnCO ₃ [% mol.]	Rodzaj węglanu Type of carbonate
Baszkir Bashkirian	2424,9	20,04	11,23	5,26	0,97	49,1	38,3	10,7	2,0	ankeryt ankerite
	2430,3	20,07	9,22	9,06	0,99	48,6	31,1	18,3	2,0	
	2444,0	19,32	7,14	11,32	1,38	48,5	24,9	23,6	2,9	
	2448,0	19,04	6,53	11,08	1,03	49,8	23,8	24,8	2,3	
	2532,0	19,53	12,31	2,72	0,03	50,2	43,9	5,8	0,1	Fe-dolomit / Fe-dolomite
	2532,0	19,48	11,42	4,63	0,73	48,9	39,6	9,6	1,5	ankeryt / ankerite
Serpuchow Serpukhovian	2630,0	37,06	0,00	0,17	0,17	99,2	0,0	0,4	0,4	Fe/Mn kalcyt Fe/Mn calcit



Tab. 2. Wyniki badań izotopowych węglanów
Table 2. Results of isotopic analyses of carbonates

Wiek Age	Głębokość Depth [m]	Rodzaj węglanu Type of carbonate	$\delta^{13}\text{C}$ ‰PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰SMOW
Baszkir <i>Bashkirian</i>	2430,5	ankeryt <i>ankerite</i>	-12,67	-6,00	24,67
	2448,0		-7,44	-6,35	24,31
	2532,0		-5,13	0,87	31,76
Serpuchow <i>Serpukhovian</i>	2630,0	kalcyt <i>calcite</i>	-0,02	-6,65	24,01

Widoczne są ślady rozpuszczania kalcytu. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ w kalcycie wynoszą $-0,02\text{‰}_{\text{PDB}}$, a $\delta^{18}\text{O}$ $-6,65\text{‰}_{\text{PDB}}$ i $24,01\text{‰}_{\text{SMOW}}$ (tab. 2).

Pyrat stanowi znaczną część cementu piaskowców, a jego zawartość waha się od 0,3 do 8,0% obj., przeciętnie wynosi 1,8% obj. (ryc. 3A, E, F). Mineral ten wytrąca się w pustych przestrzeniach porowych w postaci dużych, euhedralnych kryształów lub wypełnia je całkowicie (ryc. 3A, F). Ponadto wypiera on inne cementy, takie jak: kwarc autogeniczny, kaolinit autogeniczny i ankeryt (ryc. 3F), a miejscami również ziarna detrytyczne skaleni i litoklastów. Kryształy pirytu są natomiast porastane włóknistym illitem, co jest widoczne w obrazie SEM (ryc. 3E).

Przestrzeń porowa piaskowców

W piaskowcach porowatość całkowita waha się od 3,14 do 13,93%, przeciętnie jest to 9,6%, zaś efektywna od 3,05 do 12,67%, przeciętnie 8,9%. Porowatość pomierzona w płytkach cienkich wynosi od 1 do 12%, przeciętnie 6%. Wyróżniono porowatość pierwotną (ryc. 3C) i wtórną (ryc. 3H), z przewagą porowatości pierwotnej w piaskowcach w górnej części profilu. Porowatość wtórna dominuje w piaskowcach wulkanoklastycznych występujących w dolnej części profilu, od głębokości ok. 2465,0 m (ryc. 3H). Piaskowce występujące w górnej części profilu charakteryzują się przepuszczalnością od 16,8 do 43,7 mD, natomiast piaskowce wulkanoklastyczne są najczęściej nieprzepuszczalne, lokalnie z niską przepuszczalnością rzędu 1,1 mD. Na podstawie wyników badań porozymetrycznych wyli-

czono: współczynnik porowatości dynamicznej, ilość porów o wielkości $> 1\text{ }\mu\text{m}$, wielkość średnicy progowej oraz histerezę. Współczynnik porowatości dynamicznej, określający objętość porów mogących przewodzić płyny złożowe (nie obejmuje submikroporów), waha się od 0,8 do 9,9%, przeciętnie 6,8% w górnej części profilu i 1,4% w dolnej części. Średni udział porów o średnicy $>1\text{ }\mu\text{m}$ w piaskowcach kształtuje się następująco: 70% (górna część profilu) i 19% (dolna część profilu). Średnica progowa wyznacza rozmiary porów, dla których zaczyna się ciągły przepływ płynów przez próbkę. W górnej części profilu wartości te wynoszą ok. $20\text{ }\mu\text{m}$ i są wyższe w porównaniu z dolną częścią profilu – ok. $1,5\text{ }\mu\text{m}$. Histereza jest dobrym wskaźnikiem właściwości filtracyjnych i przeciętnie wynosi ona ok. 30% w górnej części profilu oraz $>50\%$ w dolnej części profilu.

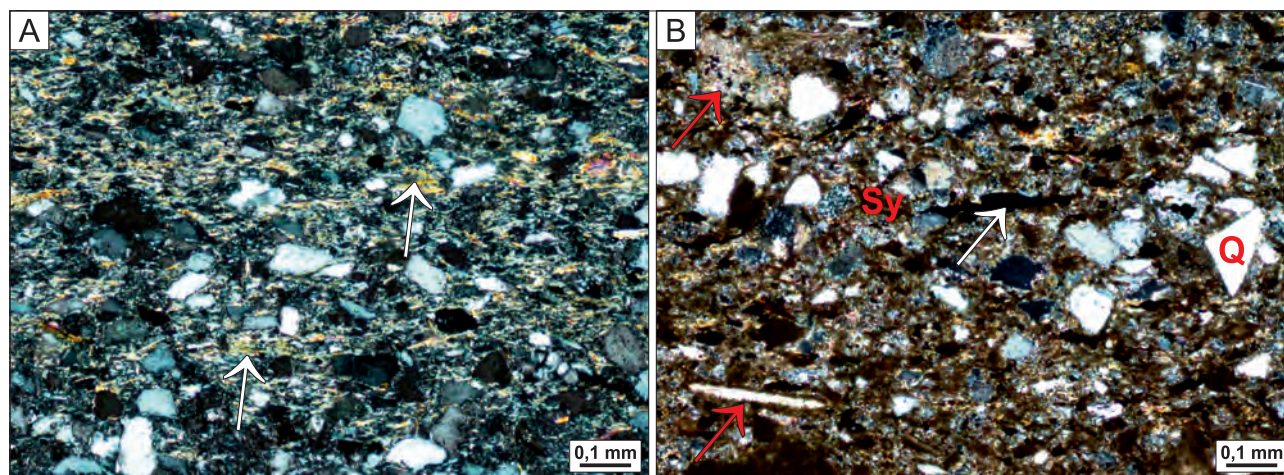
Charakterystyka petrograficzna mulowców i ilowców

Mulowce i ilowce charakteryzują się strukturą aleurytową i pelitową oraz teksturą przeważnie kierunkową, zaznaczoną równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków, którym niekiedy towarzyszą materia organiczna i syderyt (ryc. 4A, B). Skład mineralny mulowców jest analogiczny do piaskowców. Masa podstawowa mulowców i ilowców jest złożona z minerałów ilastych i pelitu kwarcowego. Analiza rentgenowska wykazała, że głównymi składnikami ilastymi są kaolinit i illit, którym towarzyszą zmienne ilości chlorytu i minerałów mieszanopakietowych.

←

Ryc. 3. Mikrofotografie piaskowców wykonane pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL), z użyciem katodoluminescencji (CL) i pod skaningowym mikroskopem elektronowym (SEI): **A** – cement kwarcowy w formie obwódek (strzałka) na ziarnach kwarcu (Qd) w piaskowcu średnioziarnistym; inkluzje fluidalne na granicy między obwódką a ziarnem; cement kaolinitowy (Kl) i pirytowy (Pi); skała impregnowana niebieską żywicą; głęb. 2460 m, PL – bez analizatora; **B** – obraz CL próbki z ryc. A; kwarc autogeniczny (strzałka) wykazuje luminescencję w barwie ciemnobrązowej, a detrytyczne ziarna kwarcu (Qd) są brązowe i niebieskobrązowe; kaolinit (Kl) świeci na ciemnoniebiesko; **C** – porowatość pierwotna (Pp) pomiędzy obwódkami kwarcu autogenicznego na ziarnach kwarcu (Qd) i mikroporowatość pomiędzy kryształami kaolinitu (Kl); skała impregnowana niebieską żywicą; głęb. 2433 m, PL – bez analizatora; **D** – illit włóknisty (It) zarastający przestrzeń porową w piaskowcu; widoczny kwarc autogeniczny (Qa); głęb. 2630 m, obraz SEI; **E** – illit włóknisty (It) na powierzchni kryształu pirytu (Pi); głęb. 2456 m, obraz SEI; **F** – cementy ankerytowe (Ak) i pirytowy (Pi) w arenicie kwarcowym; głęb. 2452 m, PL – nikiel skrzyżowane; **G** – arenit lityczny, wulkanoklastyczny; widoczne okruchy skał wulkanicznych (Lv), kwarc wulkaniczny (Q) i ziarno skalenia (Sk); głęb. 2468 m, PL, nikiel skrzyżowane; **H** – arenit lityczny, wulkanoklastyczny; widoczna porowatość wtórna w okruchach skał wulkanicznych (Lv) i mikroporowatość pomiędzy kryształami kaolinitu (Kl); głęb. 2630 m, PL, bez analizatora

Fig. 3. Microphotographs taken under the polarizing microscope (PL), cathodoluminescence (CL) and scanning electron microscope (SEI): **A** – authigenic quartz overgrowths (red arrows) on quartz grains (Qd); kaolinite (Kl) and pyrite (Pi) cements; rock impregnated with blue resin; depth 2460 m, PL, without analyser; **B** – CL image of sample shown in Fig. A; dark brown luminescence of authigenic quartz overgrowths (white arrows) and brown and bluebrown of quartz grains (Qd); kaolinite (Kl) is dark blue; **C** – primary porosity (Pp) between authigenic quartz overgrowths on quartz grains (Qd); microporosity between kaolinite (Kl) crystallites; rock impregnated with blue resin; depth 2433 m, PL, without analyser; **D** – fibrous illite (It) filling sandstone pore space; authigenic quartz (Qa); depth 2630 m, SEI image; **E** – fibrous illite (It) on pyrite (Pi) crystal; authigenic quartz (Qa); depth 2456 m, SEI image; **F** – ankerite (Ak) and pyrite (Pi) cements in quartz arenite; depth 2452 m, PL, crossed nicols; **G** – volcanoclastic lithic arenite; volcanic rock fragments (Lv), volcanic quartz (Q), feldspar (Sk); depth 2468 m, PL, crossed nicols; **H** – secondary porosity in volcanic rock fragments (Lv) and microporosity between kaolinite (Kl) crystallites in volcanoclastic lithic arenite; depth 2630 m, PL, without analyser



Ryc. 4. Mikrofotografie wykonane pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL): **A** – iłowiec piaszczysty o teksturze kierunkowej podkreślonej ułożeniem blaszek łuszczyków (strzałki); głęb. 2432 m, PL, nikole skrzyżowane; **B** – mułowiec piaszczysty o teksturze kierunkowej podkreślonej ułożeniem soczewek materii organicznej (biała strzałka) i syderytu (Sy); kwarc wulkaniczny (Q) i fragmenty bioklastów (czerwona strzałka); głęb. 2619,5 m, PL, nikole skrzyżowane

Fig. 4. Microphotographs taken under the polarizing microscope (PL): **A** – sandy claystones with directional structure underlined by mica flakes (arrows); depth 2432 m, PL – crossed nicols; **B** – sandy mudstone with directional structure underlined by organic matter lenses (white arrow); volcanic quartz (Q) and bioclast fragments (red arrows); depth 2619.5 m, PL – crossed nicols

DYSKUSJA

Procesy diagenetyczne a porowatość piaszczowców

W eodiagenecie od początku działa kompaktacja mechaniczna, która powoduje silniejsze upakowanie osadu, czego efektem jest zmniejszenie jego porowatości. Na redukcję porowatości bardzo duży wpływ ma cementacja skały. W analizowanych piaszczowcach do najwcześniejszych, znaczących ilościowo cementów należy kwarc autigeniczny w postaci obwódek regeneracyjnych na ziarnach kwarcu. Najważniejszymi źródłami krzemionki dla cementu kwarcowego są porowe wody meteoryczne zawierające krzemionkę oraz rozpuszczanie ziaren skaleni i ich przeobrażanie w kaolinit (Worden, Morad, 2000). Cement powoduje znaczną redukcję porowatości, jednak w przypadku częściowego wypełnienia przestrzeni międzyziarnowej usztywnia on skałę i hamuje kompaktację mechaniczną, zachowując pierwotną porowatość skały. Na skutek działania kwaśnych wód meteorycznych (Bjørlykke, 1989) ziarna skaleni potasowych stają się niestabilne i zaczynają ulegać przeobrażeniu w kaolinit, czego efektem jest tworzenie się wtórnej porowatości. W środowisku kwaśnym zaczyna krystalizować „kaolinit robakowaty” (Osborne i in., 1994), który wypełnia częściowo lub całkowicie przestrzenie między- i wewnątrzziarnowe. Pomiędzy kryształami kaolinitu jest widoczna mikroporowatość.

Wymienione procesy diagenetyczne zachodzą w temperaturze do ok. 50°C (Kozłowska, 2004). Wydaje się, że w eodiagenecie procesy niszczące pierwotną porowatość przeważają nad tymi, które ją podtrzymują. Oprócz kompaktacji mechanicznej, która niszczy porowatość, wytrąca się wczesny cement kwarcowy, który usztywnia skałę. Efektem tego jest ograniczenie działania kompaktacji mechanicznej i zachowanie porowatości pierwotnej.

W mezodiagenecie nadal działa kompaktacja mechaniczna oraz dodatkowo zaznacza się kompaktacja chemiczna. Kontynuowane jest tworzenie się obwódek kwarcu autigenicznego, dla którego dodatkowym źródłem krzemionki, szczególnie na większej głębokości, są illityzacja kaolinitu czy zastępo-

wanie ziaren skaleni przez węglany (Kozłowska, 2004). W miejsce tzw. kaolinitu robakowatego tworzy się kaolinit blokowy oraz nadal są rozpuszczane ziarna skaleni potasowych i litoklastów. Ziarna skaleni są ponadto przeobrażane w kaolinit. W dalszej kolejności wytrącają się cementy z udziałem Fe-dolomitu/ankerytu, lokalnie kalcytu, a następnie pirytu. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ Fe-dolomitu/ankerytu wskazują, że minerał ten krystalizuje w strefie termalnej dekarboksylacji materii organicznej, ze zmodyfikowanej wody porowej o wartości $\delta^{18}\text{O}$ ok. 2‰_{SMOW}, w zakresie temperatur 80–100°C (Kozłowska, 1998, 2004). Cementy węglanowe powodują dalszą redukcję porowatości, jednak część cementu zastępuje ziarna detrytyczne, nie zmniejszając porowatości skały. Piryt, tworzący się w późnym etapie diagenety, również wpływa na zmniejszenie porowatości piaszczowców. Jego genezę Amireh i in. (1994) wiąże z emanacją siarki w postaci H_2S z formacji bogatych w substancje organiczną, natomiast de Souza i in. (1995) – z termochemiczną redukcją siarczanową, często połączoną z migracją węglowodorów. Podobnie jednak jak cement węglanowy, część pirytu zastępuje ziarna detrytyczne oraz wcześniejsze cementy, nie zmniejszając porowatości. Pod wpływem kwaśnych roztworów porowych rozpuszczają się cementy węglanowe i tworzy się wtórna porowatość. Pod koniec mezodiagenety lokalnie powstają chloryty, kaolinit jest przeobrażany w illit, a na głębokości poniżej 2450 m krystalizuje illit włóknisty. Minerale te wypełniają przestrzenie międzyziarnowe, wewnątrzziarnowe i wewnątrzkrystaliczne w piaszczowcu, znacznie zmniejszając jego przepuszczalność. Potas potrzebny do krystalizacji illitu pochodził z rozpuszczania skaleni potasowego (Bjørlykke, Aagaard, 1992; Hassouta i in., 1999).

Przyjmuje się, że temperatura towarzysząca tym procesom wynosiła od 50 do ok. 120°C (Kozłowska, Waksmundzka, 2020). Na podstawie obserwacji można stwierdzić, że w mezodiagenecie ważną rolę odgrywają nie tylko procesy niszczące porowatość, lecz także te zwiększające ją. Wydaje się, że duże znaczenie ma rozpuszczanie ziaren skaleni potasowych i litoklastów. Mniejszą rolę odgrywa przeobrażanie skaleni w kaolinit. Natomiast znaczną redukcję porowatości i przepuszczalności powoduje tworzenie się włóknistego illitu.

Ocena właściwości zbiornikowych
piaskowców

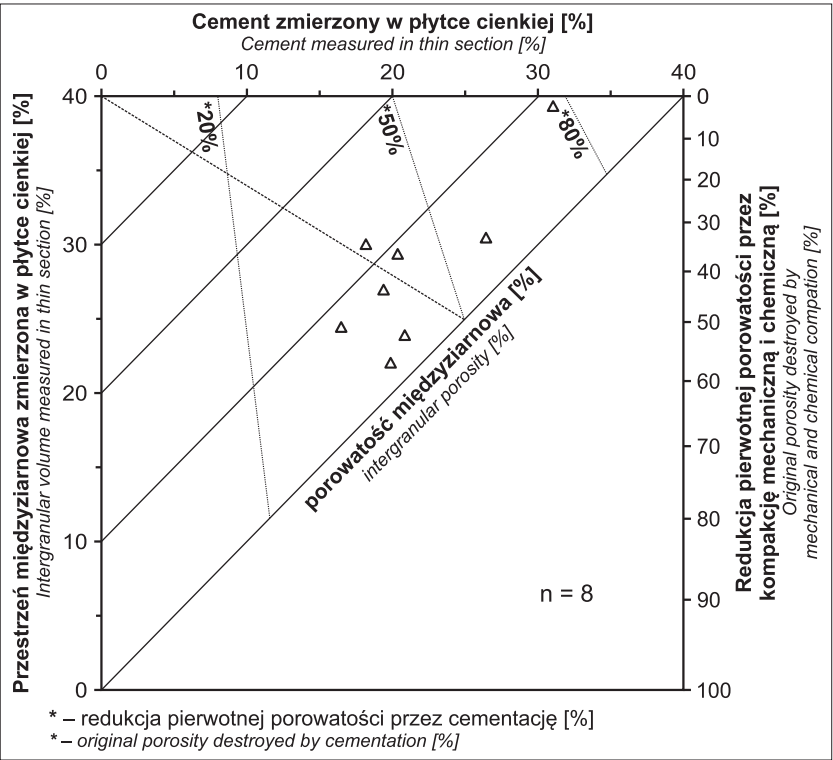
Ocenę wpływu kompaktacji i cementacji na redukcję pierwotnej porowatości piaskowców wykonano na podstawie wykresu Houseknechta (1987) i Ehrenberga (1989) (ryc. 5). Kompakcja spowodowała zmniejszenie porowatości przeciętnie o ok. 40%, a cementacja o ok. 18%.

W tabeli 3 zestawiono wyniki oznaczeń porowatości i przepuszczalności wybranych próbek piaskowców oraz główne składniki ich spoiwa. Porowatość ogólnie maleje ze wzrostem zawartości spoiwa w piaskowcach, szczególnie matriksu oraz cementu węglanowego i kaolinitu autigenicznego. Natomiast piaskowce zementowane kwarcem często są porowate, ponieważ wczesne obwódki kwarcu autigenicznego, przy niecałkowitym wypełnieniu przestrzeni porowej, usztywniają skałę, zachowując pierwotną jej porowatość.

Na podstawie wykonanych badań można powiedzieć, że kwarc autigeniczny jest głównym czynnikiem, który wpłynął na dobre właściwości zbiornikowe piaskowców z otworu Warka IG 1. Piaskowce te, będące arenitami kwarcowymi i sublitycznymi, średnio- i gruboziarnistymi, charakteryzują się porowatością miejscami >12% i przepuszczalnością do 43,7 mD. Dodatkowo w skałach tych obserwuje się rozpuszczanie ziaren skaleni potasowych, czego efektem jest powstanie wtórnej porowatości. Proces ten mógł spowodować zwiększenie porowatości i przepuszczalności. Zmniejszenie porowatości, a szczególnie przepuszczalności,

w tych piaskowcach jest związane ze wzrostem zawartości kwarcu autigenicznego i illitu włóknistego w porach oraz wytrącaniem się cementów węglanowych i pirytu.

Natomiast piaskowce wulkanoklastyczne występujące w spągowej części profilu otworu Warka IG 1 charakteryzują się przeważnie porowatością <10% i brakiem przepuszczalności. W skałach tych występuje głównie porowatość



Ryc. 5. Diagram obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość pierwotną piaskowców wg Houseknechta (1987) i Ehrenberga (1989)

Fig. 5. Diagram showing the effect of compaction and cementation on the original porosity in sandstones, from Houseknecht (1987) and Ehrenberg (1989)

Tab. 3. Oznaczenia porowatości i przepuszczalności wybranych próbek piaskowców oraz główne składniki spoiwa (w przeliczeniu na 100%)
Table 3. Porosity and permeability determinations of selected sandstone samples, and main components of cement (calculated as 100%)

Wiek i facja Age and facies	Głębokość Depth [m]	Nazwa skały* Type of rock	Porowatość Porosity [%]	Przepuszczalność Permeability [mD]	Matriks + cement ortochemiczny = 100% Matrix + orthochemical cement = 100%				
					Matriks Matrix	Cement ortochemiczny Orthochemical cement			
						Kwarc autigeniczny Authigenic quartz	Kaolinit Kaolinite	Węglany Carbonates	Inne Other
Baskir, koryto rzeczne Bashkirian, river channel	2427,5	ar sl śr	6,16	16,8	2,9	9,7	0	76,5	10,9
	2439,0	ar sl gr	4,06	nie oznaczono not determined	13,0	77,3	3,4	0	6,3
	2452,0	ar sl gr nr	12,60	nie oznaczono not determined	19,5	44,4	4,1	24,9	7,1
	2456,0	ar sl nr	11,02	43,7	26,6	45,3	6,1	4,7	17,3
	2460,0	ar sl śr	12,67	40,6	18,8	57,2	9,2	6,8	8,0
	2492,0	ar l wlk dr	9,27	0,0	54,5	8,1	18,7	18,7	0,0
Baskir, nasyp przyujściowy delta Bashkirian, estuary embankment of the delta	2532,0	ar l wlk dr nr	3,05	0,0	0	0,9	2,0	97,1	0,0
Serpuchow, koryto rzeczne Serpukhovian, river channel	2630,0	ar l wlk nr	12,46	1,0	19,1	0	47,2	33,7	0,0

* ar – arenit; k – kwarcowy; sl – sublityczny; l – lityczny; dr – drobnoziarnisty; śr – średnioziarnisty; gr – gruboziarnisty; nr – nierównoziarnisty; wlk – wulkanoklastyczny
ar – arenite; k – quartz; sl – sublithic; l – lithic; dr – fine-grained; śr – medium-grained; gr – coarse-grained; nr – inequigranular; wlk – volcanoclastic

wtórna. Bardzo silnie jest rozwinięta illityzacja, miejscami kaolinityzacja, karbonatyzacja i pirytyzacja. Produkty tych procesów oraz kompaktacji zniszczyły prawie całkowicie porowatość i przepuszczalność tych skał.

WNIOSKI

1. W profilu otworu Warka IG 1 od stropu utworów karbonu do głębokości ok. 2460,0 m występują piaskowce (arenity kwarcowe i sublityczne), a w dolnej części – mułowce i iłowce z przeławieniami skał węglanowych, wieku baszkir. Poniżej zalega seria skał wulkanoklastycznych (piaskowców, mułowców i iłowców) oraz skał węglanowych, wieku baszkir i serpuchoy.

2. W historii diagenety piaskowców karbonu, w eodiagenecie miały miejsce: kompaktacja mechaniczna, tworzenie się wczesnych cementów obwódkowych kwarcu, rozpuszczanie ziaren skałeni oraz wytrącanie się tzw. kaolinitu robakowatego. W czasie mezodiagenety kompaktacja mechaniczna przechodziła w chemiczną. Nadal były rozpuszczane ziarna skałeni, a dodatkowo również cementy. Do najważniejszych cementów zaliczono: kwarc, kaolinit blokowy, węglany (Fe-dolomit/ankeryt, lokalnie kalcyt), piryty oraz illit włóknisty.

3. Piaskowce charakteryzują się porowatością, która miejscami przekracza 12% (najczęściej wynosi ok. 10%) i przepuszczalnością do 43,7 mD. Wyróżniono porowatość pierwotną o charakterze międzyziarnowym i wtórna powstałą w wyniku rozpuszczania ziaren skałeni, litoklastów i cementów oraz mikroporowatość pomiędzy krystalitami minerałów ilastych. Piaskowce wulkanoklastyczne mają niższą porowatość (głównie wtórna) i najczęściej są nieprzepuszczalne.

4. Na redukcję porowatości piaskowców karbonu największy wpływ miały dwa procesy diagenetyczne – kompaktacja i cementacja. Kompaktacja zmniejszyła porowatość o ok. 44%, a cementacja o ok. 18%. Do najważniejszych składników cementów należą: kwarc, kaolinit i Fe-dolomit/ankeryt, piryty oraz lokalnie kalcyt i illit włóknisty. Ważnym procesem mającym wpływ na porowatość skały jest rozpuszczanie, które prowadzi do wykształcenia się porowatości wtórnej.

Autorka dziękuje recenzentowi prof. dr. hab. Bogusławowi Bagińskiemu za cenne uwagi.

LITERATURA

AMIREH B.S., SCHNEIDER W., ABED A.M. 1994 – Diagenesis and burial history of the Cambrian-Cretaceous sandstone series in Jordan. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen* Band, 192 (2): 151–181.
BJØRLYKKE K. 1989 – *Sedimentology and Petroleum Geology*. Springer Verlag, Berlin.

BJØRLYKKE K., AAGAARD P. 1992 – Clay minerals in North Sea sandstones. [W:] Hauseknecht D.W., Pittman E.D. (red), *Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstones*. SEPM Special Publication, 47: 65–80.
EHRENBERG S.N. 1989 – Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: discussion; Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California: discussion. *AAPG Bulletin*, 73: 1274–1276.
HASSOUTA L., BAUTIER M.D., POTOLEVIN J.L., LIEWIG N. 1999 – Clay diagenesis in the sandstone reservoir of the Ellon Field (Alwyn) North Sea. *Clays and Clay Minerals*, 47: 269–285.
HOUSEKNECHT D.W. 1987 – Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *AAPG Bulletin*, 71 (6): 633–642.
KOZŁOWSKA A. 1998 – Wpływ procesów diagenetycznych na własności kolektorskie piaskowców karbońskich w centralnej Polsce. *Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB*, Warszawa, nr inw. 2639/98 (118334).
KOZŁOWSKA A. 2004 – Diagenetyzacja piaskowców górnego karbonu występujących na pograniczu rowu lubelskiego i bloku warszawskiego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 411: 5–70.
KOZŁOWSKA A., WAKSMUNDZKA M.I. 2020 – Diagenesis, sequence stratigraphy and reservoir quality of the Carboniferous deposits of the southeastern Lublin Basin (SE Poland). *Geological Quarterly*, 64 (2): 422–459.
OSBORNE M., HASZELDINE R.S., FALLICK A.E. 1994 – Variation in kaolinite morphology with growth temperature in isotopically mixed pore – fluids, Brent Group, UK North Sea. *Clay Minerals*, 29 (4): 591–608.
PARECKA K., PARECKI A., BOJARSKI L. 1973 – Dokumentacja wyników otworu Warka IG 1. *Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB*, Warszawa, nr arch. 43350.
PETTJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R. 1972 – *Sand and sandstone*. New York, Springer-Verlag.
PORZYCKI J. 1979 – Litostratygrafia osadów karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. [W:] Migier T. (red), *II Sympozjum „Stratygrafia węglonośnej formacji karbońskiej w Polsce”*. Sosnowiec, 4–5 maja 1977: 19–27.
DE SOUZA R.S., DE ROS L.F., MORAD S. 1995 – Dolomite diagenesis and porosity preservation in lithic reservoirs: Carmópolis Member, Sergipe – Alagoas Basin, Northeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 79 (5): 725–748.
WAKSMUNDZKA M.I. 2005 – Architektura depozycyjna karbonu. [W:] Narkiewicz M. (red.), *Budowa geologiczna i system naftowy Rowu Lubelskiego a perspektywy poszukiawcze*. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB, Warszawa, nr inw. 856/2006 (914946).
WAKSMUNDZKA M.I. 2010 – Sequence stratigraphy of Carboniferous paralic deposits in the Lublin Basin (SE Poland). *Acta Geologica Polonica*, 60 (4): 557–597.
WAKSMUNDZKA M.I. 2026 – Reconstruction of the Carboniferous depositional architecture in the Lublin Basin (SE Poland): Sequence stratigraphy, palaeogeography and prospects for raw material deposits and CO₂ storage. *Global and Planetary Change*, 260, 105349.
WAKSMUNDZKA M.I., BUŁA Z. 2017 – Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, mezozoiku i permu 1:2 500 000. [W:] Nawrocki J., Becker A. (red.), *Atlas geologiczny Polski*. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
WORDEN R.H., MORAD S. 2000 – Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. *Special Publications of the International Association of Sedimentologists*, 29: 1–20.
ŻELICHOWSKI A., CHLEBOWSKI R., GROTEK I., KMIECIK H., KOWALSKI W., WOSZCZYŃSKA S. 1983 – Osady karbonu w strefie uskoku Grójca. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 344: 57–99.

Praca wpłynęła do redakcji 10.07.2026 r.

Akceptowano do druku 24.07.2026 r.