

DIAGENEZA A POROWATOŚĆ PIASKOWCÓW JURY DOLNEJ NA NIŻU POLSKIM

DIAGENESIS AND POROSITY OF THE LOWER JURASSIC SANDSTONES IN THE POLISH LOWLANDS

ALEKSANDRA KOZŁOWSKA¹, MARTA KUBERSKA¹

Abstrakt. Analizie petrograficznej i petrofizycznej poddano piaskowce z otworów wiertniczych położonych w strefie Szczecin–Radom. Piaskowce reprezentują głównie arenity i waki kwarcowe, od bardzo drobno- do średnioziarnistych. Głównym typem spoiwa są matriks oraz cementy, wśród których wyróżniono kwarc, węglany, minerały ilaste oraz lokalnie piryt. Największe znaczenie w piaskowcach jury dolnej odgrywa cement kwarcowy, tworzący obwódki syntaksjalne na ziarnach kwarcu. Autigeniczne minerały ilaste są głównie reprezentowane przez kaolinit robakowaty. Występowanie autigenicznego illitu oraz Fe/Mg chlorytów stwierdzono lokalnie. Cementy węglanowe są reprezentowane głównie przez wczesną i późną generację syderytu (minerał szeregu syderyt–magnezyt). Przeważa syderyt wczesnodiagenetyczny, reprezentowany przez syderyt oraz syderoplesyt. Wartości $\delta^{18}\text{C}$ syderytu mieszczą się w przedziale od $-24,50$ do $-4,56\text{‰}_{\text{PDB}}$, a wartości $\delta^{13}\text{O}$ wynoszą od $-14,37$ do $-0,33\text{‰}_{\text{PDB}}$. Miejscami występuje syderyt późny o składzie chemicznym syderoplesytu oraz pistomesytu. Ponadto występuje Fe-dolomit/ankeryt oraz sporadycznie kalcyt. Piaskowce jurajskie charakteryzują się bardzo dobrymi i dobrymi właściwościami filtracyjnymi. Dominuje w nich porowatość pierwotna, która często przekracza 20%, a przepuszczalność mieści się w przedziale od 0,001 do 1930,756 mD. Najważniejszymi procesami diagenetycznymi w piaskowcach są kompaktacja, cementacja i rozpuszczanie. Kompaktacja zredukowała porowatość pierwotną przeciętnie o około 30%, a cementacja – o około 21%.

Słowa kluczowe: piaskowce, diageneza, porowatość, jura dolna, Niż Polski.

Abstract. Sandstones from the boreholes located in Szczecin–Radom area have been subjected to petrographic and petrophysical analysis. Sandstones are represented mostly by quartz arenites and wacks, from very fine- to middle-grained. The main type of cements are matrix and cements, among which quartz, carbonates, clay minerals and locally pyrite were distinguished. Quartz cement occurring as syntaxial overgrowths developed on the quartz grains displays the greatest significance in the Lower Jurassic sandstones. Authigenic clay minerals are represented mainly by vermiform kaolinite. Authigenic illite and Fe/Mg chlorites are locally observed. Carbonate cements are represented mainly by early and late generation of siderite (mineral of series of siderite–magnesite). The early diagenetic siderite represented by siderite and sideroplesite is predominant. The siderite $\delta^{18}\text{C}$ values are in the range from -24.50 to $-4.56\text{‰}_{\text{PDB}}$ and $\delta^{13}\text{O}$ values range from -14.37 to $-0.33\text{‰}_{\text{PDB}}$. The late siderite of pistomesite and sideroplesite chemical composition also occurs, but occasionally. Furthermore, there are Fe-dolomite/ankerite and occasionally calcite. The Jurassic sandstones are characterized by very good and good filtration properties. The primary porosity is dominant, it often exceeds 20%, and permeability is in the range of 0.001 to 1930.756 mD. The most important diagenetic processes operating in the sandstones are: compaction, cementation and dissolution. Compaction reduced primary porosity on average by about 30%, and cementation by about 21%.

Key words: sandstones, diagenesis, porosity, Lower Jurassic, Polish Lowlands.

WSTĘP

Przedmiotem badań był materiał skalny pochodzący z siedmiu otworów wiertniczych umiejscowionych w różnych rejonach Niżu Polskiego (fig. 1). Otwory wiertnicze Ustronie IG 1 i Chociwel IG 1 są położone na obszarze

północno-zachodniej Polski, natomiast Cieclocinek IG 1, Gostynin IG 1/1a i Krośniewice IG 1 na Kujawach, a Białobrzegi IG 1 i Tłuszcz IG 1 w centralnej Polsce. Miąższność jury dolnej wynosi od 84,0 m (Tłuszcz IG 1) do 1171,0 m

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;
e-mail: aleksandra.kozlowska@pgi.gov.pl, marta.kuberska@pgi.gov.pl

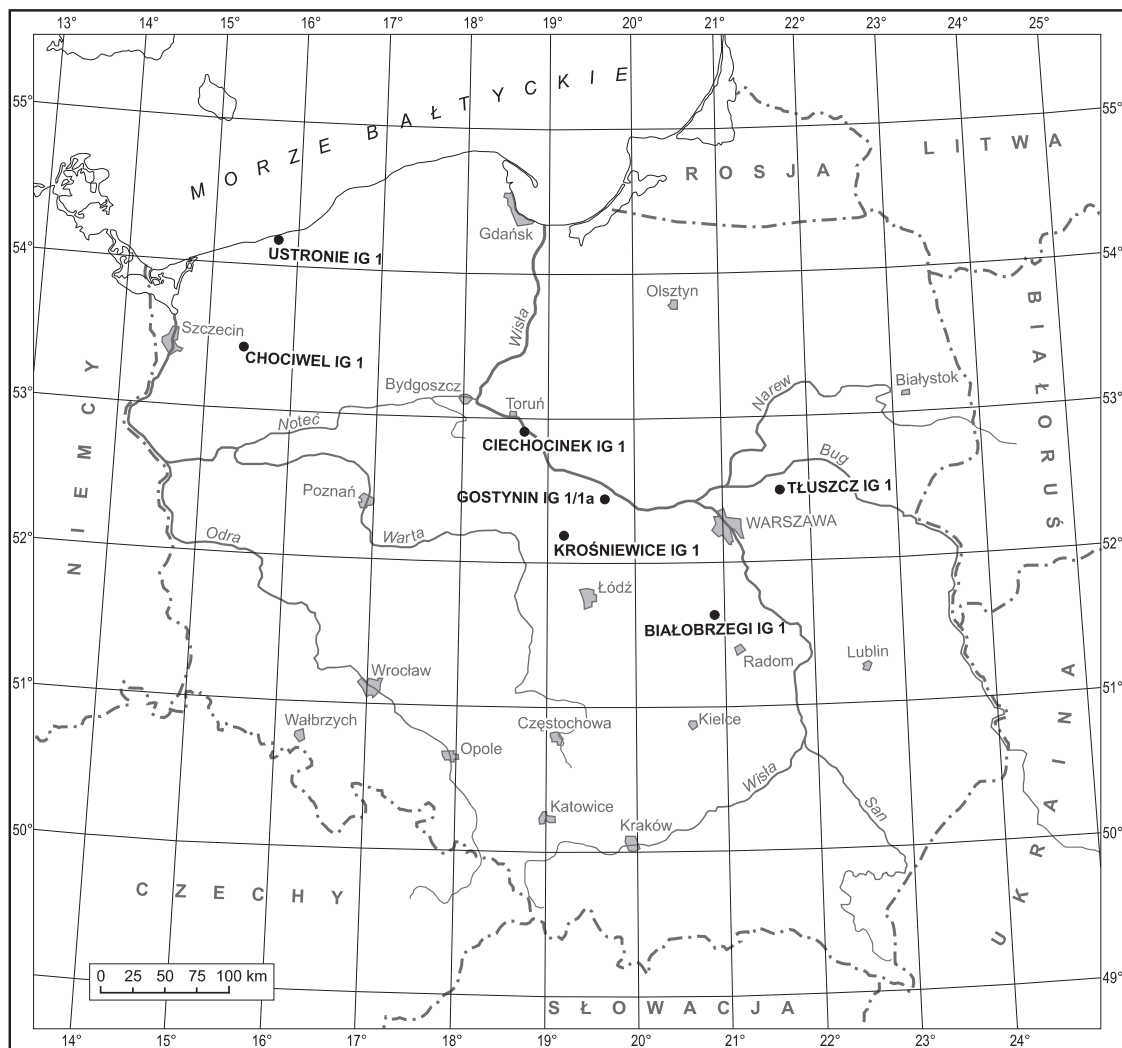


Fig. 1. Rozmieszczenie badanych otworów wiertniczych

Distribution of study boreholes

(Krośniewice IG 1). Strop utworów jury dolnej występuje najpłycej w otworze wiertniczym Ustronie IG 1 – na głębokości 423,0 m, a najgłębiej w otworze wiertniczym Chociwel IG 1 – na głębokości 2632,2 m. Badane utwory jury dolnej są wykształcone jako skały klastyczne, głównie piaskowce oraz mułowce i iłowce, tworzące często pakiety heterolitowe. Piaskowce występują najliczniej w hetangu dolnym, synemurze dolnym, plienschachu górnym i w toarku górnym. Mułowce i iłowce występują głównie w hetangu górnym, synemurze górnym, plienschachu dolnym i w toarku dolnym. W pracy przyjęto podział stratygraficzny jury dolnej Polski według Dadleza (1973, 1974, 1977a, b, 1985, 1986) i Feldman-Olszewskiej (1991).

Utwory jury dolnej w Polsce pozakarpackiej powstały w rozległym epikontynentalnym basenie (Pieńkowski, 1997, 2004), w którym osadziły się utwory terygenicznego pochodzenia lądowego, marginalno-morskiego i morskiego (Pieńkowski, 2004). Na obszarze centralnej Polski utwory jury dolnej tworzyły się w warunkach śródlądowych z lokalnymi ingresjami morskimi, docierającymi do zachodniej części

Niżu Polskiego (Dadlez, 1964, 1969) oraz do obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Karaszewski, 1962). Reprezentują one utwory jeziorne i rzeczne z wkładkami osadzonymi w środowisku deltowym, lagunowym i estuariowym (Feldman-Olszewska, 1998). W takich warunkach tworzyły się osady silikoklastyczne, zawierające podrzędnie wkładki węgla i syderytów, a w spoiwach – kalcyt i dolomit (Pieńkowski, 1997).

Celem badań była analiza przestrzeni porowej piaskowców jury dolnej na Niżu Polskim. Analizę przestrzeni porowej piaskowców jury dolnej oparto głównie na badaniach mikroskopowych. W mikroskopie polaryzacyjnym obserwowano płytki cienkie nasączone zabarwioną na niebiesko żywicą, co pozwala na wyróżnienie przestrzeni porowej skały. Dzięki komputerowej analizie obrazu uzyskano informacje o realnych wielkościach, kształtach i rozmieszczeniu badanych porów w wybranych próbkach. W skaningowym mikroskopie elektronowym badano odłupki skalne, zwracając uwagę na wykształcenie przestrzeni porowej. Ponadto próbki analizowano pod kątem zaobserwowanych efektów procesów wtórnych, takich jak: kompaktacja, cementacja, zastępowanie,

przeobrażanie i rozpuszczanie. Dodatkowo odniesiono się do wyników oznaczeń właściwości fizycznych skał zamieszczonych w dokumentacjach wynikowych badanych otworów wiertniczych (Marek, 1973; Areń, 1974; Jaskowiak-Schoeneichowa, 1977; Krassowska, 1977; Dembowska, Marek, 1985; Szyperko-Teller, 1986; Marek i in., 1991). Ponadto wykorzy-

stano wyniki badań petrofizycznych wykonanych w Instytucie Nafty i Gazu w Krakowie na potrzeby tematu „Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego składowania CO₂ wraz z ich programem monitorowania” (Wójcicki, 2012) oraz zamieszczone w opracowaniu przez Krystkiewicz (1998).

METODY BADAŃ

Analizę mikroskopową 140 płytek cienkich wykonano za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego typu Optiphot 2 firmy Nikon. 106 próbek piaskowców poddano analizie planimetrycznej metodą punktową, licząc do 300 punktów, przy użyciu stolika integracyjnego angielskiej firmy Prior (Jaworowski, Juskowiak, 1973). W preparatach wykonanych ze skał nasączonych niebieską żywicą dodatkowo oznaczono zawartość procentową porów. Wydzielenia mikrolitofacjalne piaskowców wykonano na podstawie klasyfikacji Dotta zmodyfikowanej przez Pettijohna in. (1972) z dalszymi zmianami Jaworowskiego (1987), rozszerzając podział wak na sublityczne i subarkozowe, podobnie jak w arenitach. Płytki cienkie odkryte, które zawierały węglany, barwiono roztworem Evamy'ego w celu określenia ich rodzajów (Migaszewski, Narkiewicz, 1983). Badania wykazały obecność ankerytu, barwiącego się na ciemnoniebiesko, kalcytu – na różowofioletowo i syderytu, który się nie barwi.

Analizie katodoluminescencyjnej (CL) poddano 15 próbek piaskowców. Badania wykonano na angielskiej aparaturze z zimną katodą modelu CITL Mk5-2 (firma CITL Scientific Instruments). Obserwacje w katodoluminescencji wykorzystano w rozpoznawaniu cementów kwarcowego, kaolinitowego i węglanowych oraz w badaniu materiału detrytycznego, głównie ziarn skaleni. Ponadto obserwowano pierwotne cechy teksturalne osadu, takie jak: kształt, obtoczenie czy upakowanie ziarn, a także efekty procesów tektonicznych w postaci zabliźnionych spękań.

Badania w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) wykonano za pomocą urządzenia LEO 1430, z którym współpracuje mikrosonda energetyczna EDS ISIS firmy Oxford Instruments. Zbadano 48 próbek okruchowych napyłonych węglem, a następnie złotem. Analiza odłupków skalnych w obrazach elektronów wtórnych (SEM) umożliwiła obserwacje wykształcenia przestrzeni porowej w piaskowcach. Dla części minerałów wykonano punktowe, jakościowe analizy rentgenowskie za pomocą programu VSP. Dziesięć prepara-

tów w postaci szlifów odkrytych, polerowanych, napyłonych węglem poddano analizie, uzyskując obrazy elektronów wstecznie rozproszonych (BSE). Wykonano 23 analizy składu chemicznego węglanów. Przy badaniu mikroobszarów do ilościowej analizy rentgenowskiej stosowano program SEM Quant.

Komputerową analizę obrazu wykonano w mikroskopie polaryzacyjnym Eclipse E600 firmy Nikon, połączonym za pomocą kamery z komputerem wyposażonym w program do analizy obrazu Lucia. Dla każdej z 10 płytek cienkich wybrano 15 pól widzenia, dla których przeprowadzono analizę obrazu. W celu uzyskania najlepszego uśrednienia wyników analizy obrazu dla badanej próbki obserwowane pole widzenia powiększono za pomocą łącznika optycznego $\times 0,45$. Oprócz uzyskanej wartości porowatości, wykonano pomiary następujących parametrów przestrzeni porowej: ekwiwalentna średnica porów, objętość ekwiwalentnej kuli, objętość ekwiwalentnego cylindra, obwód, średnia cięciwa, długość, szerokość, maksymalna średnica Fereta, minimalna średnica Fereta, kolistość i wydłużenie. Dla każdej pomierzonej danej przestrzeni porowej podano odchylenie standardowe, wartość minimalną i wartość maksymalną. Wyniki wszystkich pomiarów uśredniono dla każdej próbki. Liczba obiektów mierzonych w jednym obrazie wynosiła od 4346 do 16 834 w zależności od porowatości i ilości mikroporów w analizowanym preparacie.

W 10 próbkach wykonano badania izotopowe tlenu i węgla w cementach węglanowych. Pomiary przeprowadzono na gazowym CO₂ uzyskanym z próbek węglanów (McCrea, 1950) za pomocą zmodyfikowanego spektrometru MI1305 (Hałas, 1979; Durakiewicz, 1996). Dokładność oznaczeń węgla i tlenu wynosi $\pm 0,08\%$. Uzyskane wyniki $\delta^{13}\text{C}$ wyrażono w skali PDB, natomiast wyniki $\delta^{18}\text{O}$ w skali PDB przeliczono również na skalę SMOW według wzoru Friedmana i O'Neila (1977).

MIKROLITOFACJE PIASKOWCÓW

Piaskowce reprezentują arenity kwarcowe, rzadziej subarkozowe, od bardzo drobno- do gruboziarnistych oraz bardzo drobnoziarniste waki kwarcowe, lokalnie subarkozowe (fig. 2). Sporadycznie, w otworze wiertniczym Gostynin IG 1/1a, występują arenity sublityczne średnio- i gruboziarniste. Arenity charakteryzują się teksturą beładną, natomiast waki mają często teksturę kierunkową, podkreśloną ułożeniem

blaszek minerałów ilastych i łyszczyków oraz materii organicznej i syderytu.

Głównym składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc, który stanowi najczęściej około 80% obj. skały. Kwarc monokrystaliczny przeważa ilościowo nad kwarcem polikrystalicznym, którego zawartość zwykle nie przekracza 10% obj. Do grupy ziarn kwarcu polikrystalicznego

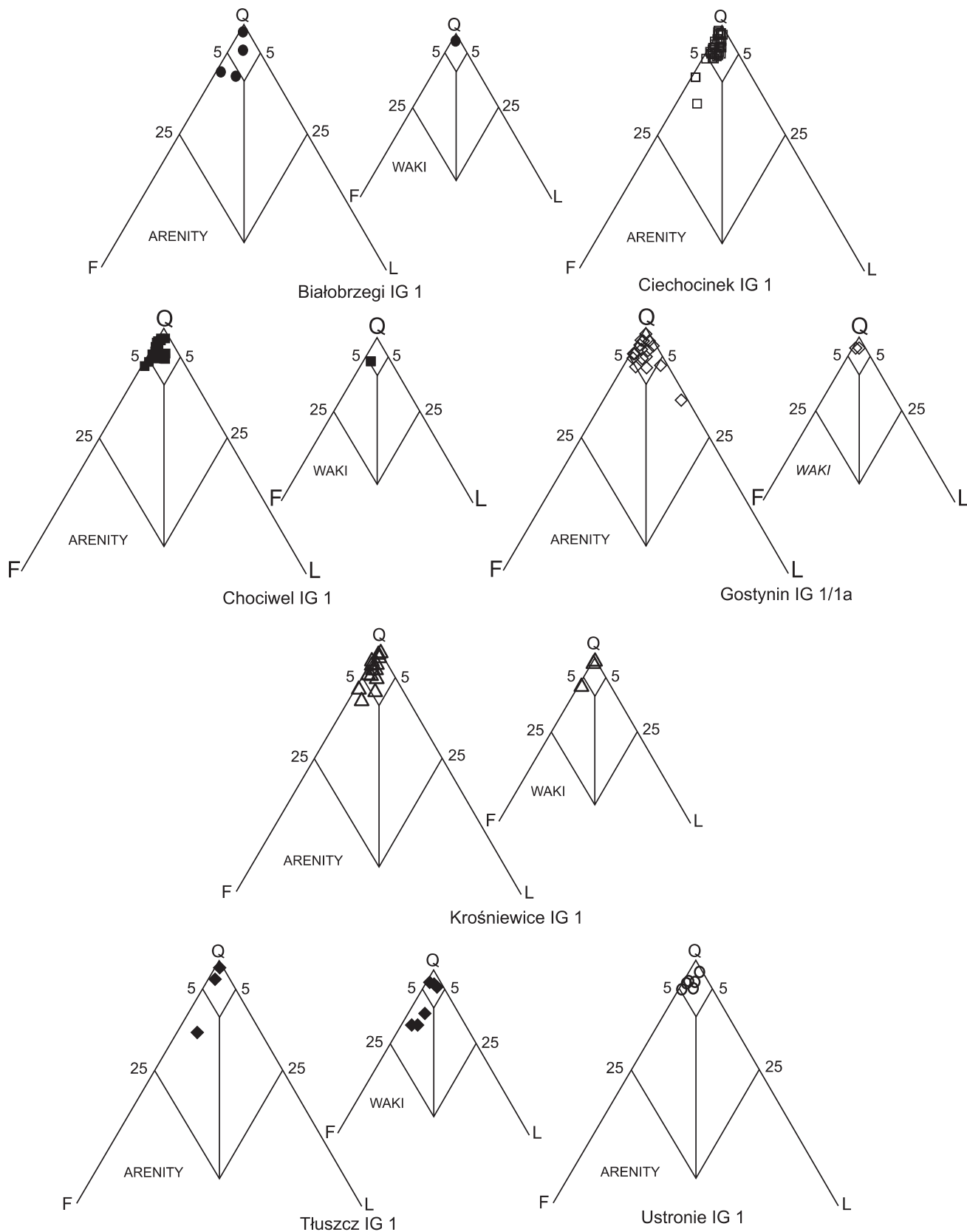


Fig. 2. Piaskowce jury dolnej na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijohna i in. (1972)

Q – kwarc, F – skalenie, L – okruchy skał

Lower Jurassic sandstones classification triangles of Pettijohn *et al.* (1972)

Q – quartz, F – feldspar, L – rock fragments

zaliczono także okruchy kwarcytów, łupków kwarcowych oraz czertów (Pettijohn i in., 1972). Wielkość ziarn kwarcu mieści się w przedziale od 0,06 do 0,82 mm i przeciętnie wynosi 0,1 mm – otwór wiertniczy Białobrzegi IG 1, 0,2 mm – Chociwel IG 1, 0,2 mm – Ciechocinek IG 1, 0,25 mm – Gostynin IG 1/1a, 0,2 mm – Krośniewice IG 1, 0,15 mm – Ustronie IG 1 i 0,08 mm – Tłuszcz IG 1. Skalenie reprezentowane przez skalenie potasowe, rzadziej plagioklasy, występują w zmiennych ilościach – od 0 do 8,3%, przeciętnie ok. 3% obj. skały. W obrazie katodoluminescencyjnym skalenie potasowe wykazują charakterystyczne świecenie w barwie niebieskiej, a plagioklasy – w zielonej. Ziarna skaleni były poddane działaniu procesów rozpuszczania i przeobrażenia (fig. 3A, B) oraz zastępowania przez minerały wtórne. Błaszki łyszczyków, głównie muskowitu, są powszechnie obserwowane w piaskowcach. W arenitach ich zawartość przeważnie nie przekracza 1% obj. skały, natomiast w wakach miejscami przekracza 20%. Często blaszki łyszczyków są powyginane, co jest skutkiem działania kompacji mechanicznej w skale. Miejscami w piaskowcach występuje materia organiczna. Z minerałów ciężkich dostrzeżono

cyrkon, rutyl i apatyt. Ponadto w otworze wiertniczym Tłuszcz IG 1 oprócz cyrkonu zidentyfikowano turmalin, staurolit i epidot (Maliszewska, 1974), a w otworze wiertniczym Ciechocinek IG 1 – turmalin i anataz (Wichrowska, 1991). W badanych piaskowcach stwierdzono również obecność litoklastów (najczęściej ok. 1% skały). Głównie są to łupki kwarcowo-łyszczykowe, okruchy granitoidów i szkliwa wulkanicznego oraz mułowców i ilowców. Lokalnie, jak w otworze wiertniczym Gostynin IG 1/1a, odnotowano występowanie większej liczby fragmentów mułowców i ilowców (do 12% obj. skały).

Materiał detrytyczny przeważnie jest dobrze wysortowany, słabo- i półobtoczony. Upakowanie ziarn w piaskowcach jest na ogół luźne. Kontakty międzyziarnowe w arenitach są punktowe lub proste, rzadko wklęsło-wypukłe, a w wakach najczęściej nie występują.

Spoivo w arenitach ma charakter porowy, natomiast w wakach występuje spoivo kontaktowe. Przestrzenie między ziarnami detrytycznymi są wypełnione matriksem i/lub cementem. W wielu badanych arenitach spoiva jest niewiele, czego efektem jest ich wysoka porowatość – lokalnie 30,9% obj. skały.

SPOIWA PIASKOWCÓW

Ważnym składnikiem spoiva jest matriks, którego zawartość wynosi od 1,0 do 42,7% obj. skały. Najczęściej tworzy go mieszanina detrytycznych minerałów ilastych, pyłu kwarcowego, wodorotlenków żelaza i materii organicznej. W matriksie minerały ilaste reprezentują illit i kaolinit, z przewagą tego pierwszego (Maliszewska, 1967, 1997). Powszechnie występuje cement w ilości od 0,3 do prawie 50,0% obj. skały. Budują go minerały diagenetyczne, wśród których wyróżniono kwarc, minerały ilaste, węglany oraz lokalnie hematyt, piryt i zeolity.

KWARC

Kwarc jest głównym cementem w piaskowcach jury dolnej (Kozłowska i in., 2010). Często stanowi on około 15% obj., a maksymalnie 21,3% obj. skały – otwory wiertnicze na obszarze Kujawa. Najniższe zawartości kwarcu autigenicznego – lokalnie powyżej 10% obj., odnotowano w otworach wiertniczych Białobrzegi IG 1, Ustronie IG 1 i Tłuszcz IG 1. Cement kwarcowy tworzy obwódki syntaksjalne na ziarnach kwarcu, które częściowo zarastają przestrzenie porowe (fig. 3C–F). W obrazie SEM są one dobrze widoczne w postaci kryształów o pokroju romboedrycznym oraz form pryzmatycznych na powierzchni ziarn kwarcu (fig. 3E). Granica między kwarcem detrytycznym a obwódką jest niekiedy podkreślona przez obecność inkluzji fluidalnych lub wodorotlenków żelaza. Bardzo dobrze jest widoczny cement kwarcowy w analizie katodoluminescencyjnej. W obrazie CL kwarc autigeniczny charakteryzuje się brakiem luminescencji (fig. 3C, D), odróżniając się wyraźnie od ziarn kwarcu,

świecących w barwach niebieskofioletowej lub niebieskobłęzowej. Badania w CL wskazują na występowanie jednej generacji obwódek kwarcowych. Jednak na podstawie obserwacji w SEM wydaje się, że możemy mieć do czynienia z dwiema generacjami (fig. 3F). Miejscami obserwowano efekty procesu rozpuszczania obwódek kwarcu autigenicznego oraz wypierania go przez węglany.

MINERAŁY ILASTE

Autigeniczne minerały ilaste są reprezentowane głównie przez kaolinit. Lokalnie odnotowano obecność illitu i chlorytu. Zawartość kaolinitu w piaskowcach jury dolnej wynosi przeciętnie około 1,0% obj., a maksymalnie 11,0% obj. skały. Największe ilości kaolinitu odnotowano w piaskowcach z otworów wiertniczych Chociwel IG 1, Gostynin IG 1/1a i Krośniewice IG 1. Obserwacje mikroskopowe wskazują na tworzenie się kaolinitu w procesie przeobrażenia skaleni (fig. 3B) oraz muskowitu. W obrazie katodoluminescencyjnym kaolinit charakteryzuje się ciemnoniebieską barwą (fig. 3D). Obserwacje mikroskopowe wskazują na występowanie kaolinitu robakowatego i blokowego (fig. 4A; Kozłowska i in., 2012). Najczęściej kaolinit występuje w formie płytkowych agregatów, które w elektronowym mikroskopie skaningowym są widoczne jako pseudoheksagonalne kryształy, tworzące charakterystyczne formy książeczkowe. Kaolinit robakowaty jest przeważnie grubokryształiczny, a płytki kryształów, charakteryzujące się nierównymi krawędziami, tworzą agregaty krzywoliniowe (fig. 4B). Kaolinit blokowy jest najczęściej drobnokryształiczny, a płytki kryształów

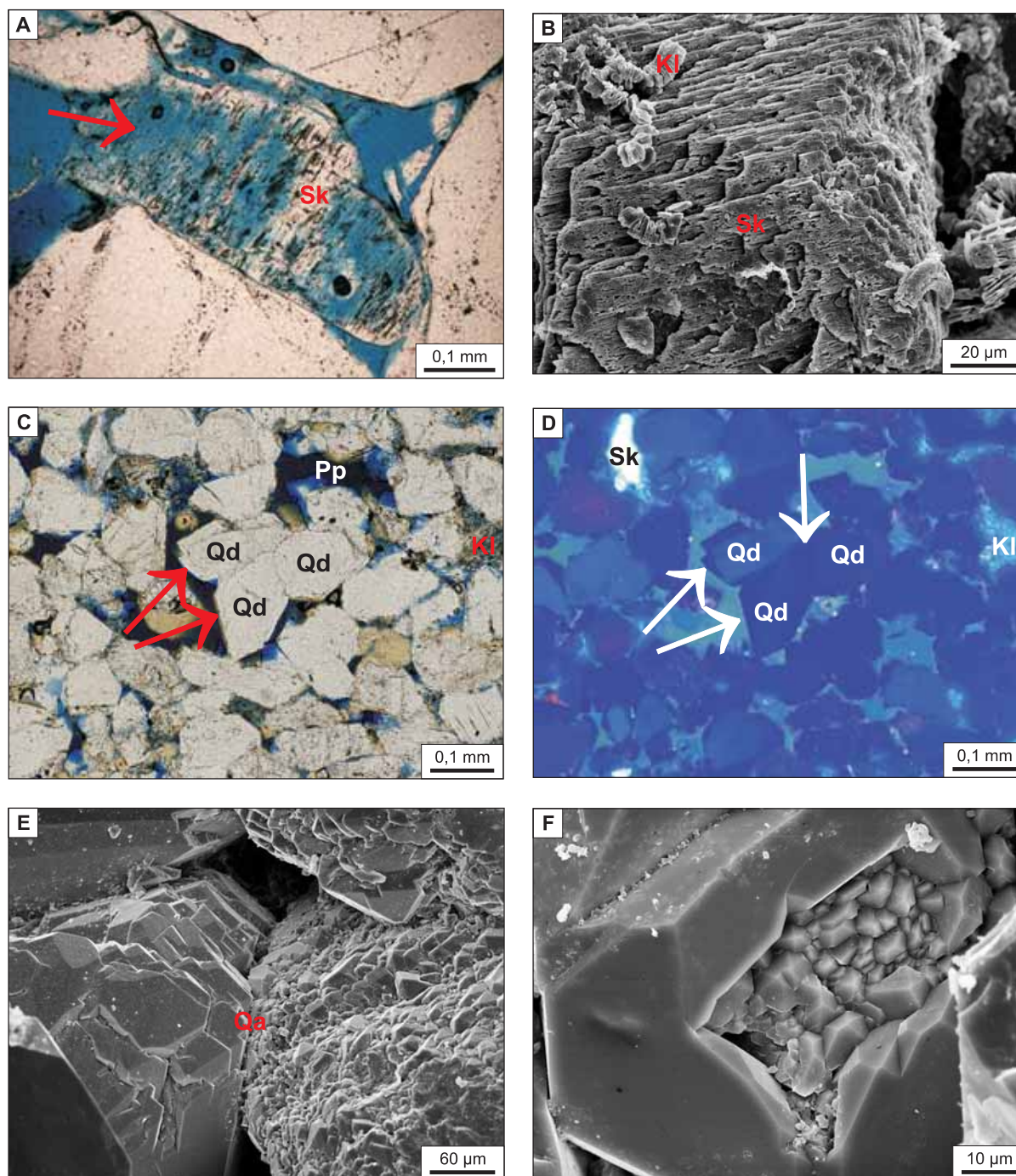


Fig. 3. Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL), katodoluminescencji (CL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM)

A – porowatość wtórna (strzałka) powstała w wyniku rozpuszczenia ziarna skalenia (Sk), próbka impregnowana niebieską żywicą; otwór wiertniczy Ciechocinek IG 1, głęb. 1119,0 m., PL – bez analizatora; **B** – ziarno skalenia (Sk) przeobrażone w kaolinit (Kl); otwór wiertniczy Ciechocinek IG 1, głęb. 1198,0 m, obraz SEM; **C** – porowatość pierwotna (Pp) pomiędzy obwódkami kwarcu autigenicznego (strzałki) na ziarnach kwarcu (Qd), widoczny kaolinit (Kl), próbka impregnowana niebieską żywicą; otwór wiertniczy Krośniewice IG 1, głęb. 1614,6 m., PL – bez analizatora; **D** – obraz w CL próbki z fig. 3C, widoczne nieświejące obwódkę kwarcu autigenicznego (strzałki) na kwarcu detrytycznym (Qd), kaolinit (Kl) wykazuje luminescencję w kolorze niebieskim, a skałen potasowy (Sk) w jasnoniebieskim; **E** – kwarc autigeniczny (Qa) wykształcony w postaci form pryzmatycznych (po lewej stronie) i romboedrycznych (po prawej stronie); otwór wiertniczy Ciechocinek IG 1, głęb. 1119,0 m, SEM; **F** – dwie generacje kwarcu autigenicznego – starsza – drobnokrystaliczna, młodsza – grubokrystaliczna; otwór wiertniczy Gostynin IG 1/1a, głęb. 2264,0 m., SEM

Photographs taken in polarizing microscope (PL), cathodoluminescence (CL) and scanning electron microscope (SEM)

A – secondary porosity (arrow) created as the results of feldspar (Sk) grain dissolution, sample impregnated with blue resin; Ciechocinek IG 1 borehole, depth 1119.0 m, PL – without analyser; **B** – feldspar (Sk) grain altered to kaolinite (Kl); Ciechocinek IG 1 borehole, depth 1198.0 m, SEM; **C** – primary porosity (Pp) between authigenic quartz overgrowths (arrows) on quartz grains (Qd), visible kaolinite (Kl), sample impregnated with blue resin; Krośniewice IG 1 borehole, depth 1614.6 m, PL – without analyser; **D** – CL image of sample show in Figure 3C, no luminescence of authigenic quartz overgrowth (arrows) on detrital quartz (Qd), blue luminescence of kaolinite (Kl) and light blue of K-feldspar; **E** – authigenic quartz (Qa) created as prismatic (left-hand) and rhombohedral (right-hand) forms; Ciechocinek IG 1 borehole, depth 1119.0 m, SEM; **F** – two generations of authigenic quartz – older – fine crystalline, younger – coarse crystalline; Gostynin IG 1/1a borehole, depth 2264.0 m, SEM

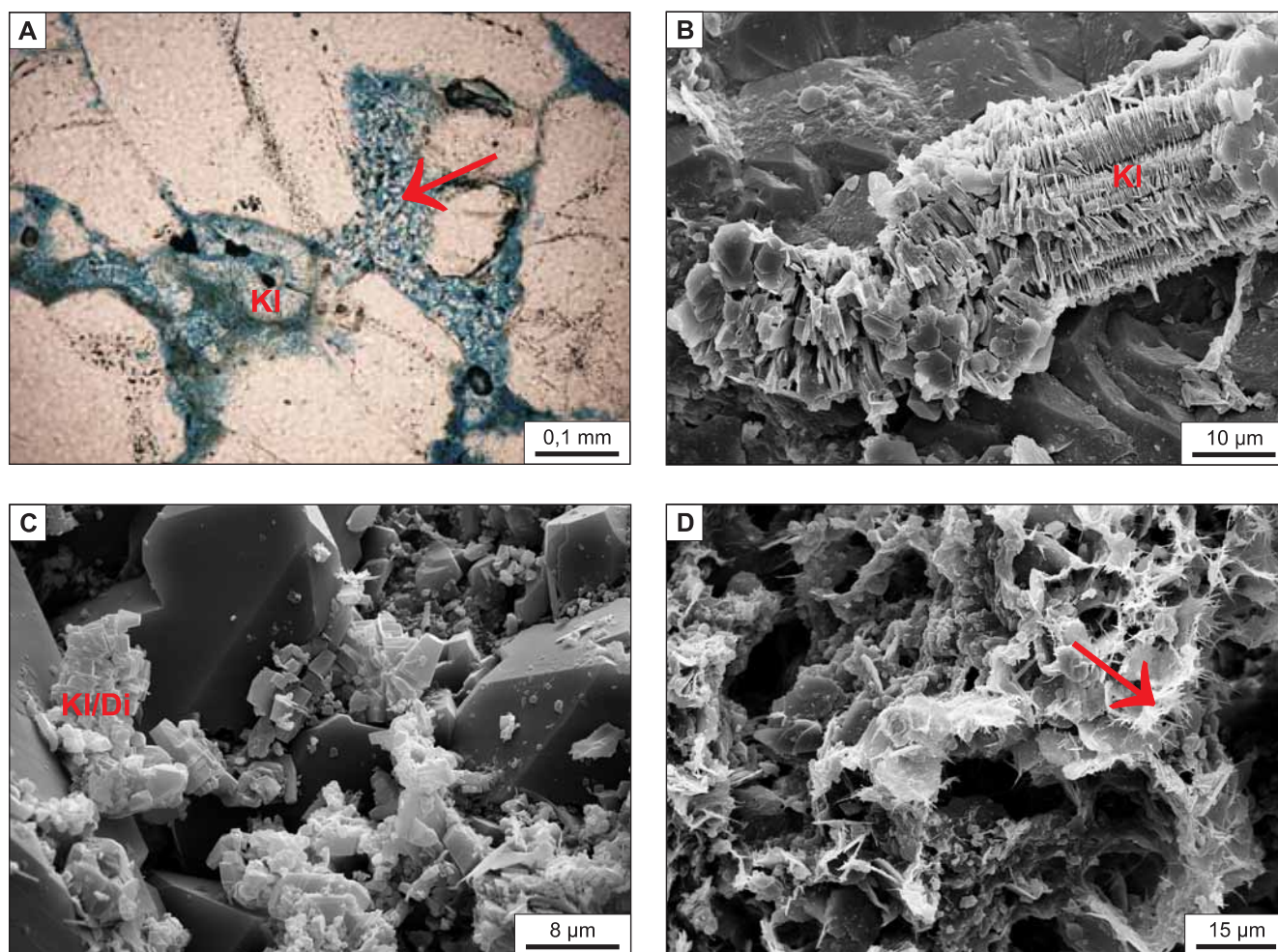


Fig. 4. Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM)

A – kaolinit robakowaty (KI) i kaolinit blokowy (strzałka) w przestrzeni porowej piaskowca, widoczna mikroporowatość pomiędzy krystalitami, próbka impregnowana niebieską żywicą; otwór wiertniczy Krośniewice IG 1, głęb. 1707,5 m, PL – bez analizatora; **B** – kaolinit robakowaty (KI); otwór wiertniczy Ciechocinek IG 1, głęb. 947,9 m, SEM; **C** – kaolinit/dickit blokowy (KI/Di); otwór wiertniczy Chociwel IG 1, głęb. 2632,5 m, SEM; **D** – illit włóknisty (strzałka) narastający na illicie blaszkowym; otwór wiertniczy Chociwel IG 1, głęb. 2853,8 m, SEM.

Photographs taken in polarizing microscope (PL) and scanning electron microscope (SEM)

A – vermiform kaolinite (KI) and blocky kaolinite (arrow) in pore space of sandstone, visible microporosity between crystals, sample impregnated with blue resin; Krośniewice IG 1 borehole, depth 1707.5 m, PL – without analyser; **B** – vermiform kaolinite (KI); Ciechocinek IG 1 borehole, depth 947.9 m, SEM; **C** – blocky kaolinite/dickite (KI/Di); Chociwel IG 1 borehole, depth 2632.5 m, SEM; **D** – fibrous illite (arrow) growing on illite flake; Chociwel IG 1 borehole, depth 2853.8 m, SEM

o gładkich krawędziach tworzą bezładne skupienia (fig. 4C). Niewykluczone, że formy blokowe kaolinitu mogą reprezentować dickit (Ehrenberg i in., 1993; McAulay i in., 1993; Osborne i in., 1994). Miejscami w piaskowcach jury dolnej obserwowano przeobrażanie kaolinitu w illit.

Występowanie autogenicznego illitu stwierdzono lokalnie, dzięki badaniom SEM, w próbkach z następujących otworów wiertniczych: Chociwel IG 1, Ciechocinek IG 1, Gostynin IG 1/1a i Krośniewice IG 1. Krystality illitu najczęściej mają postać włókien. Włóknisty illit narasta na illicie blaszkowym (fig. 4D) oraz na kaolinicie. Miejscami minerał ten zarasta przestrzeń porową w piaskowcu, zmniejszając jego przepuszczalność.

Chloryty autogeniczne obserwowano w obrazie z mikroskopu elektronowego tylko w piaskowcach z otworu wiertniczego Chociwel IG 1. Lokalne występowanie chlorytów w piaskowcach jury dolnej sygnalizowano we wcześniejszych publikacjach (Kozłowska i in., 2010, 2012). Minerale te tworzą obwódki na ziarnach kwarcu (fig. 5A) oraz wypełniają przestrzeń porową. Na podstawie analizy składu chemicznego w mikrosondzie energetycznej EDS ISIS stwierdzono, że chloryty te reprezentują odmianę żelazisto-magnezową (fig. 5B).

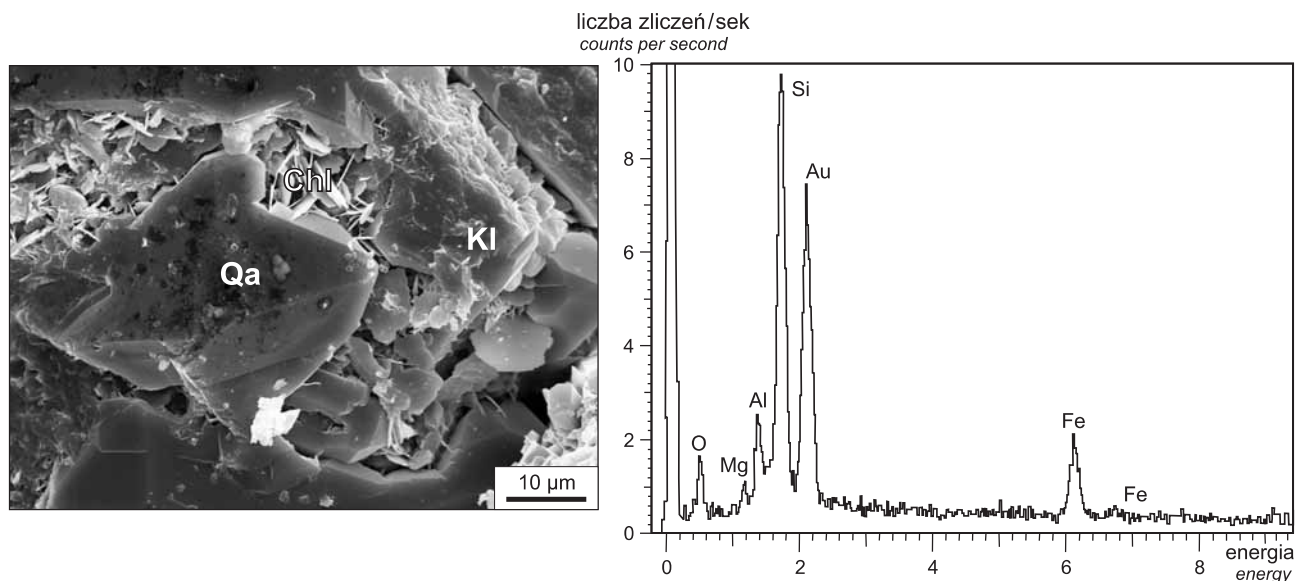


Fig. 5. A. Blaszki chlorytu (Chl) porastane kwarcem autigenicznym (Qa); otwór wiertniczy Chociwel IG 1, głębokość 2779,3 m, SEM. B. Widmo rentgenowskie (EDS) składu chemicznego Fe/Mg-chlorytu

A. Chlorite flakes (Chl) overgrown by authigenic quartz (Qa); Chociwel IG 1 borehole, depth 2779.3 m, SEM.
B. X-ray spectra (EDS) of chemical composition of Fe/Mg chlorite

WĘGLANY

Cementy węglanowe są reprezentowane głównie przez syderyt (minerał szeregu izomorficznego syderyt–magnezyt) i ankeryt oraz miejscami kalcyt (fig. 6A–H). Najczęściej węglany tworzą spoiwo typu porowego, lokalnie podstawowe.

Kalcyt w badanych piaskowcach jury dolnej występuje sporadycznie, na co zwróciła uwagę również Krystkiewicz (1999). Jego obecność odnotowano tylko w dwóch

próbkach z otworów wiertniczych Ustronie IG 1 i Tłuszcz IG 1. Kalcyt tworzy cement porowy, a jego zawartość miejscami przekracza 30% obj. skały. Skład chemiczny kalcytu przedstawia się następująco: 92,4–95,3% mol. CaCO_3 ; 2,6–5,6% mol. FeCO_3 ; 0,6–1,4% mol. MgCO_3 i 0,6–2,4% mol. MnCO_3 (tab. 1; fig. 7). Domieszki żelaza i manganu stwierdzone w kalcytcie wskazują na odmianę Fe-kalcytu w otworze wiertniczym Ustronie IG 1 oraz Fe/Mn-kalcytu w Tłuszcz IG 1. W katodoluminescencji analizowane

Fig. 6. Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL), katodoluminescencji (CL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (BSE)

A – cement kalcytowy (Ka) oraz syderyt (strzałka) w piaskowcu; otwór wiertniczy Ustronie IG 1, głęb. 684,9 m, PL – nikiel skrzyżowane; B – obraz w CL próbki z fot. A, kalcyt (Ka) wykazuje luminescencję w kolorze czerwono-brunatnym, a syderyt nie świeci, widoczne niebieskie ziarna skaleni potasowych (Sk); C – cementy kalcytowy (Ka) i ankerytowy (Ak) w piaskowcu; otwór wiertniczy Tłuszcz IG 1, głęb. 1121,1 m, PL – nikiel skrzyżowane; D – obraz w CL próbki z fig. 6 C, kalcyt (Ka) wykazuje luminescencję w kolorze pomarańczowo-żółtym, a ankeryt (Ak) nie świeci, widoczne ziarna skaleni potasowych o luminescencji niebieskiej (Sk); E – kryształy syderytu (Sy) i cement kalcytowy (Ka) w piaskowcu z punktami analiz chemicznych (EDS, tabela 1); otwór wiertniczy Ustronie IG 1, głęb. 684,9 m, BSE; F – bardzo drobnokrystaliczny syderyt (Sy) i cement kalcytowy (Ka) w piaskowcu z punktami analiz chemicznych (EDS, tabela 1); otwór wiertniczy Tłuszcz IG 1, głęb. 1121,1 m, obraz BSE; G – romboedry syderytu (Sy) i cement ankerytowy (Ak) w piaskowcu, widoczne zastępowanie kwarcu przez ankeryt (strzałka); otwór wiertniczy Chociwel IG 1, głęb. 2874,3 m, PL – nikiel skrzyżowane; H – romboedry syderytu (Sy) w przestrzeni porowej piaskowca z punktami analiz chemicznych (EDS, tabela 1), widoczna budowa pasowa minerału szeregu syderyt–magnezyt; otwór wiertniczy Gostynin IG 1/1a, głęb. 2274,4 m, obraz BSE

Photographs taken in polarizing microscope (PL), cathodoluminescence (CL) and scanning electron microscope (BSE)

A – calcite cement (Ka) and siderite (arrow) in sandstone; Ustronie IG 1 borehole, depth 684.9 m, PL – crossed nicols; B – CL image of sample show in Figure 6A, red-brown luminescence of calcite (Ka) and no luminescence of siderite, visible blue grains of K-feldspar (Sk); C – calcite (Ka) and ankerite (Ak) cements in sandstone; Tłuszcz IG 1 borehole, depth 1121.1 m, PL – crossed nicols; D – CL image of sample show in Figure 6C, orange-yellow luminescence of calcite (Ka) and no luminescence of ankerite (Ak), visible blue grains of K-feldspar (Sk); E – siderite (Sy) crystals and calcite (Ka) cement in sandstone with points of chemical analysis marked (EDS, Table 1); Ustronie IG 1 borehole, depth 684.9 m, BSE; F – very finecrystalline siderite (Sy) and calcite cement (Ka) in sandstone with points of chemical analysis marked (EDS, Table 1); Tłuszcz IG 1 borehole, depth 1121.1 m, BSE; G – rhomboedrons of siderite (Sy) and ankerite cement (Ak) in sandstone, visible replacement of quartz by ankerite (arrow); Chociwel IG 1 borehole, depth 2874.3 m, PL – crossed nicols; H – Rhomboedrons of siderite (Sy) in sandstone pore space with points of chemical analysis marked (EDS, Table 1), visible zoned structure of siderite–magnesite line mineral; Gostynin IG 1/1a borehole, depth 2274.4 m, BSE

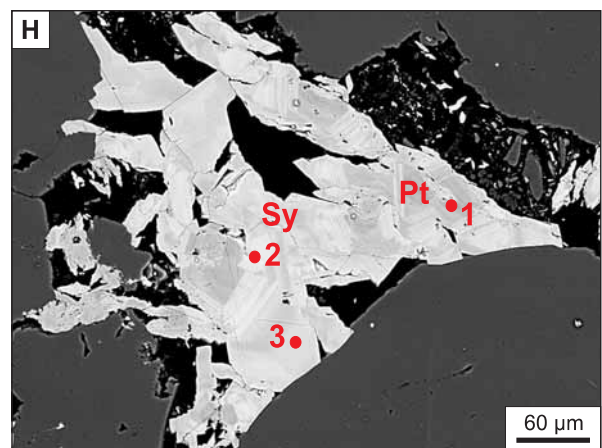
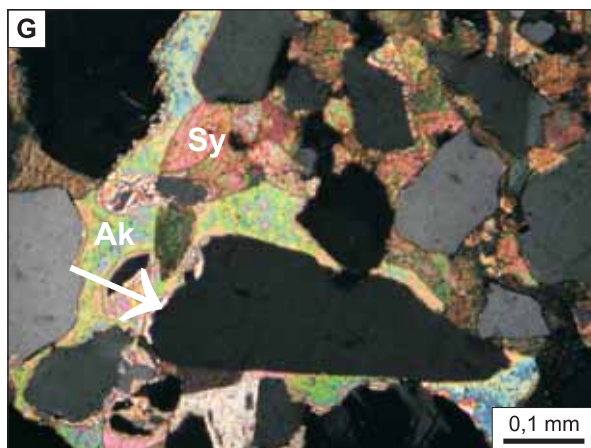
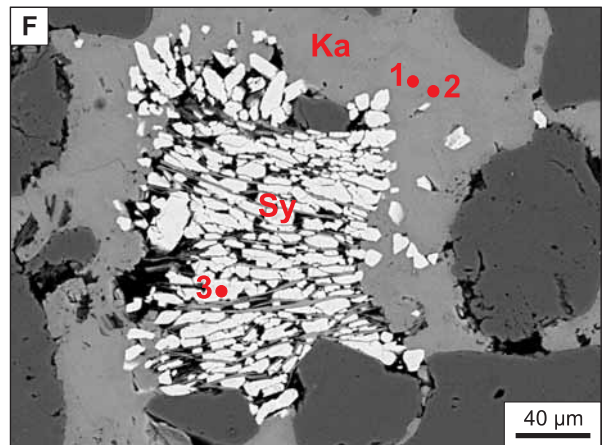
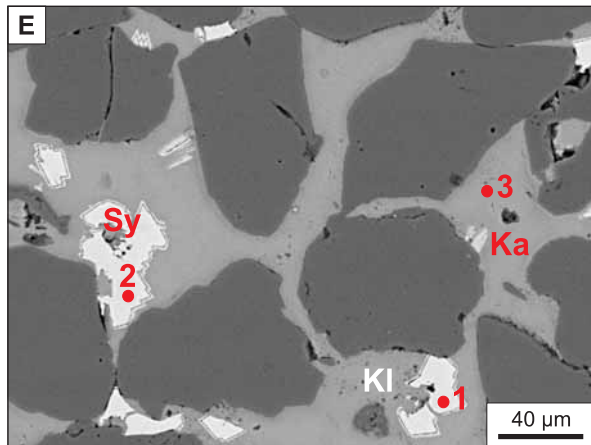
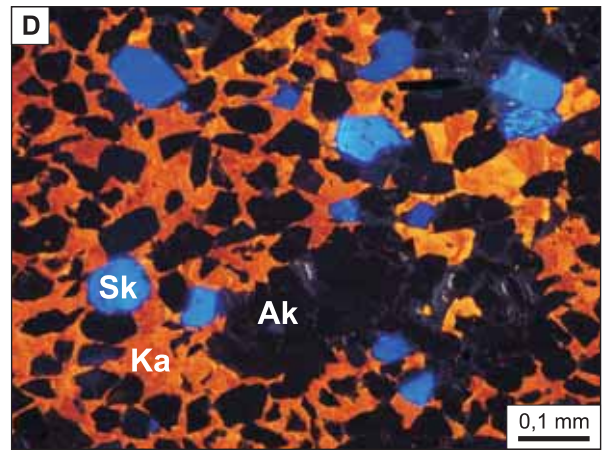
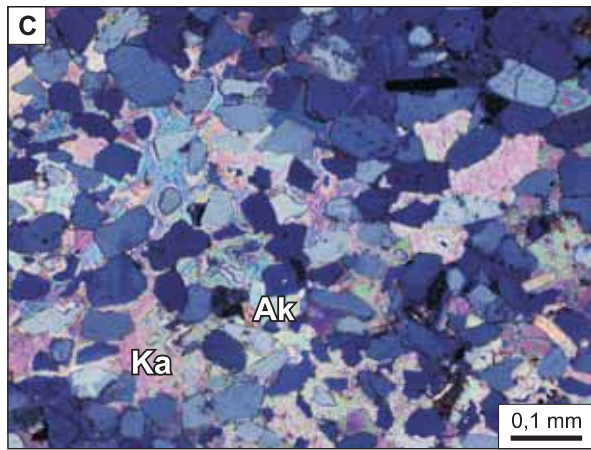
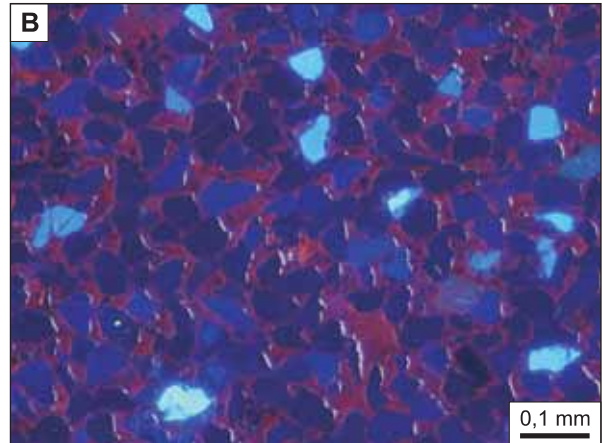
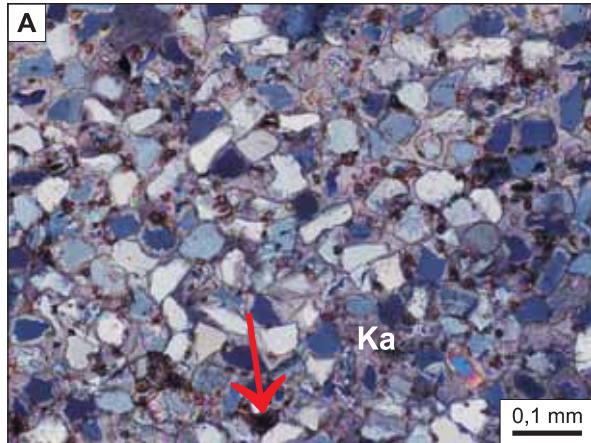


Tabela 1

Skład chemiczny (EDS) węglanów [% mol]
Chemical composition (EDS) of carbonates [mol %]

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Punkt analizy	Mg	Ca	Mn	Fe	MgCO ₃	CaCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	Rodzaj węglanu
			[% wag.]				[% mol.]				
Chociwel IG 1	2691,7	1	1,48	1,59	0,33	43,28	5,2	4,0	0,7	90,1	syderoplesyt
		2	5,79	23,58	0,86	9,52	20,1	58,5	1,8	19,6	ankeryt
		3	6,31	21,79	1,32	10,52	21,8	53,8	2,8	21,6	ankeryt
	2874,3	1	5,76	20,71	0,37	13,30	20,1	51,6	0,8	27,5	ankeryt
		2	7,98	20,17	0,52	10,10	27,8	50,2	1,1	20,9	ankeryt
		3	4,60	0,91	0,79	38,75	16,0	2,3	1,6	80,1	syderoplesyt
		4	6,25	0,07	0,21	36,78	22,2	0,2	0,4	77,2	syderoplesyt
Ciechocinek IG 1	1015,3*	1	6,43	18,81	0,69	12,50	23,1	48,6	1,5	26,8	ankeryt
Gostynin IG 1/1a	2274,4	1	8,61	1,52	1,38	29,92	30,5	3,8	2,9	62,8	pistomesyt
		2	4,52	0,07	0,60	39,65	15,9	0,2	1,2	82,7	syderoplesyt
		3	6,31	0	1,05	36,58	22,1	0	2,2	75,7	syderoplesyt
Krośniewice IG 1	1390,5*	1	4,12	0,07	0,74	36,52	15,9	0,2	1,7	82,6	syderoplesyt
	1994,2*	1	4,89	0,12	0,43	37,83	18,5	0,3	0,9	81,3	syderoplesyt
	2064,3	1	11,10	0,32	0,62	29,19	38,3	0,8	1,2	59,7	pistomesyt
		2	5,09	0,32	0,86	37,95	18,0	0,8	1,8	79,4	syderoplesyt
		3	7,04	0,12	0,52	35,82	24,6	0,3	1,0	74,1	syderoplesyt
	2064,9*	1	7,25	0,06	0,47	36,21	24,8	0,1	1,0	74,1	syderoplesyt
Tłuszcz IG 1	1121,1	1	0,16	38,58	1,14	1,39	0,6	94,2	2,4	2,8	Fe/Mn kalcyt
		2	0,40	37,60	0,32	1,23	1,4	95,3	0,7	2,6	Fe-kalcyt
		3	0	0,92	0,60	45,91	0	2,3	1,2	96,5	syderyt
Ustronie IG 1	684,9	1	2,03	5,19	0,16	37,38	7,2	13,3	0,3	79,2	syderoplesyt
		2	1,68	5,28	0,11	38,56	5,9	13,3	0,2	80,6	syderoplesyt
		3	0,39	37,09	0,28	2,68	1,4	92,4	0,6	5,6	Fe-kalcyt

* – wyniki badań z opracowania Krystkiewicz (1998)/ results from the study of Krystkiewicz (1998)

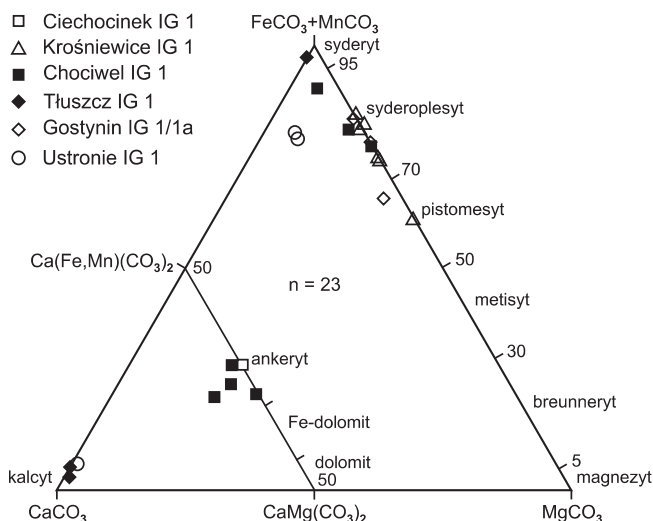


Fig. 7. Wykres trójkątny składu chemicznego węglanów [% mol]

n – liczba analiz

Triangle plot of chemical composition of carbonates
[mol %]

n – number of analyses

kalcyty charakteryzują się świeceniem w barwach od czerwono-brunatnej (fig. 6A, B) do pomarańczowo-żółtej (fig. 6C, D), w zależności od udziału domieszek żelaza i manganu. Kalcyt często zastępuje ziarna kwarcu, skaleni i litoklastów oraz cement kwarcowy i syderyt.

Ankerit jest cementem węglanowym, którego zawartość lokalnie wynosi około 20,0% obj. skały. Występowanie ankerytu stwierdzono w piaskowcach z otworów wiertniczych Chociwel IG 1, Ciechocinek IG 1 i Tłuszcz IG 1. Skład chemiczny ankerytu przedstawia się następująco: 48,6–58,5% mol. CaCO₃; 19,6–27,5% mol. FeCO₃; 20,1–27,8% mol. MgCO₃ i 0,8–2,8% mol. MnCO₃ (tab. 1; fig. 7). Ze względu na znaczną zawartość Fe⁺², ankerit w badaniach w CL nie wykazuje świecenia (fig. 6C, D). Ankerit najczęściej tworzy cement sparowy, ponadto zastępuje ziarna skaleni i kwarcu (fig. 6G) oraz składniki cementu – kwarc autogeniczny, syderyt i kaolinit. Lokalnie obserwuje się efekty procesów rozpuszczania ankerytu.

Syderyt występuje powszechnie, przeważnie w ilości kilku procent obj. skały. Najwyższą zawartość syderytu, ponad 40,0% obj. stwierdzono w piaskowcu w otworze wiertniczym Chociwel IG 1. Stosowana nazwa syderyt odnosi się ogólnie do minerałów szeregu izomorficznego syderyt–mag-

Tabela 2

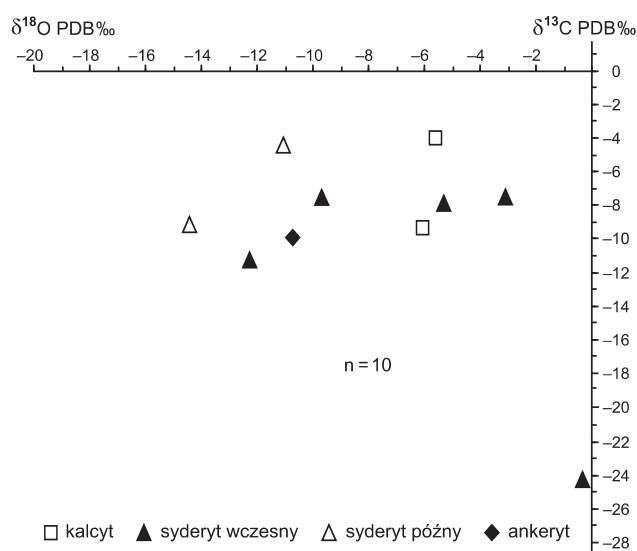
Wyniki badań izotopowych węgla i tlenu w węglanach

Results of isotopic studies of carbon and oxygen in carbonates

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Rodzaj węglanu	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$
			[‰]		
Chociwel IG 1	2653,5	syderyt	-11,34	-12,28	18,20
Ciechocinek IG 1	1015,3	ankeryt	-10,11	-10,73	19,80
Gostynin IG 1/1a	2708,7	syderyt	-7,62	-9,66	20,91
Krośniewice IG 1	1390,7	syderoplesyt	-4,56	-11,02	19,50
	2064,3	syderoplesyt	-9,20	-14,37	16,05
Płuszc IG 1	1121,1	kalcyt	-9,40	-6,12	24,55
		syderyt	-7,55	-3,08	27,69
Ustronie IG 1	684,9	kalcyt	-3,97	-5,60	25,09
		syderoplesyt	-24,50	-0,33	30,52
	921,6	syderyt	-8,03	-5,29	25,40

nezyt o zawartości 50–100% mol. FeCO_3 . Zbadane syderyty zawierają: 59,7–96,5% mol. FeCO_3 , 0–38,3% mol. MgCO_3 , 0–13,3% mol. CaCO_3 i 0,2–2,9% mol. MnCO_3 (tab. 1; fig. 7) i mieszczą się w przedziale syderyt–syderoplesyt–pistomesyt (Bolewski, 1982). Wyróżniono dwie generacje syderytów – wczesną i późną (Kozłowska, Krystkiewicz, 2012; Kozłowska i in., 2012). Generacja wczesna jest reprezentowana przez syderyt i syderoplesyt (tab. 1; fig. 7), które tworzą skupienia bardzo drobnokrystalicznych ziarn lub sferolitów. Wczesna generacja syderytu często występuje w ilastych laminach wzbogaconych w materię organiczną, jak również wypełnia pierwotną przestrzeń porową w skale (fig. 6E, F). Miejscami syderyt zastępuje ziarna łuszczaków, sam natomiast jest wypierany przez późniejszą generację syderytu, ankerytu i kalcytu. Generacja późna charakteryzuje się wyższą zawartością MgCO_3 niż wczesnodiagenetyczny syderyt i jest reprezentowana przez syderoplesyt oraz pistomesyt (tab. 1; fig. 7). Późny syderyt najczęściej jest wykształcony w postaci romboedrów (fig. 6G, H). Obrazy typu BEI z mikroskopu elektronowego ujawniły złożoność budowy syderytów (fig. 6H). W obrębie cementu syderytowego zaznaczają się obszary wyraźnie różniące się odcieniem szarości, których barwa jest związana głównie z zawartością magnezu (Kozłowska i in., 2010; tab. 1). Ciemniejsza barwa wskazuje na wzbogacenie syderytu w magnez. W analizowanych piaskowcach stwierdzono zastępowanie przez późną generację syderytu ziarn kwarcu i skaleni oraz cementów – wczesnego syderytu, kwarcu autigenicznego i kaolinitu. Późny syderyt bywa zastępowany przez ankeryt.

Uzyskane wartości $\delta^{13}\text{C}$ cementów węglanowych mieszczą się w przedziale od -24,50 do -3,97‰_{PDB} (tab. 2; fig. 8). Wskazują one na tworzenie się tych minerałów w strefie mikrobiologicznej metanogenezy. Wartości $\delta^{18}\text{O}$ dla syderytu wczesnego mieszczą się w przedziale od -12,28 do -0,33‰_{PDB}, dla syderytu późnego wynoszą -14,37 i -11,02‰_{PDB}, dla kalcytu -6,12 i -5,60‰_{PDB}, natomiast dla ankerytu uzyskano jeden wynik równy -10,73‰_{PDB}.

Fig. 8. Wykres zależności $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$ od $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$ w cementach węglanowych

n – liczba analiz

Plot of $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$ versus $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$ in carbonate cements

n – number of analyses

INNE MINERAŁY

W badanych piaskowcach stwierdzono niewielkie ilości pirytu, hematytu i zeolitów. Piryt i hematyt najczęściej występują w asocjacji z materią organiczną i syderytem w ilastych laminach. Lokalnie kryształki pirytu krystalizują w przestrzeni porowej piaskowca (fig. 9A). Zeolity zidentyfikowano w próbce piaskowca z głęb. 1119,0 m w otworze wiertniczym Ciechocinek IG 1 (fig. 9A). Wykształcone są one w formie bardzo cienkich igiełek lub włóknistej. Analiza składu chemicznego EDS ISIS wykazała zawartość wapnia, sodu, krzemu, glinu i żelaza (fig. 9B).

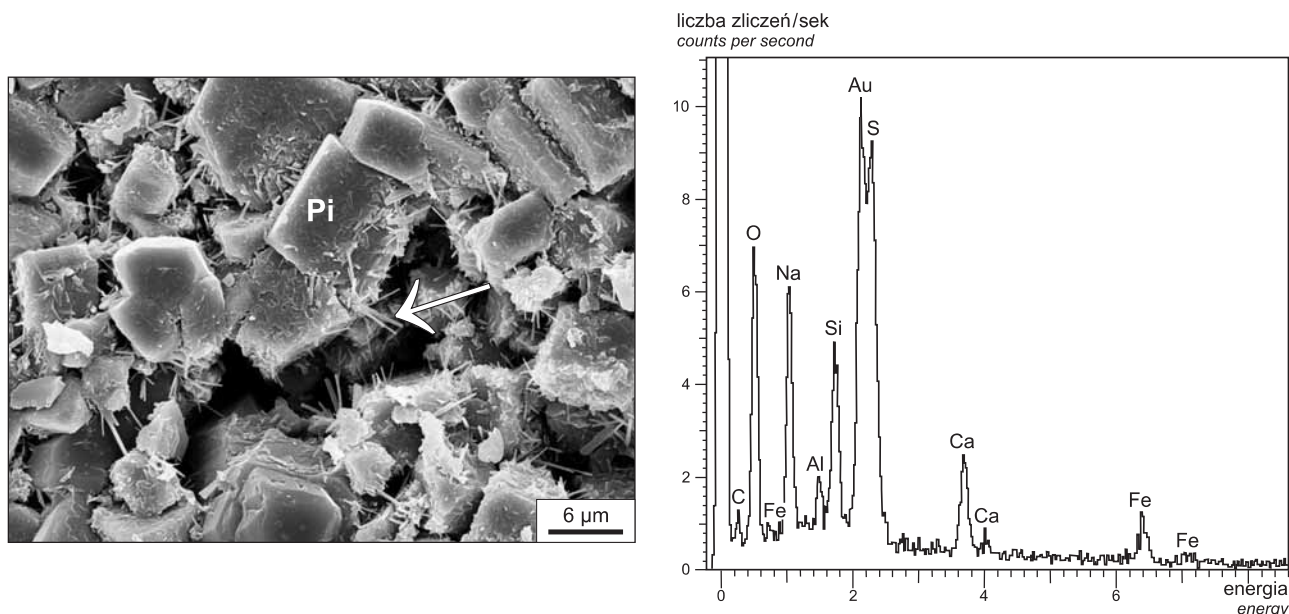


Fig. 9. A. Słupkowe formy zeolitów (strzałka) na kryształach pirytu (Pi); otwór wiertniczy Ciechocinek IG 1, głębokość 1119,0 m, SEM. B. Widmo rentgenowskie (EDS) składu chemicznego zeolitu i pirytu

A. Bar forms of zeolite (arrow) on pyrite crystals (Pi); Ciechocinek IG 1 borehole, depth 1119.0 m, SEM.
B. X-ray spectra (EDS) of chemical composition of zeolite and pyrite

PRZESTRZEŃ POROWA PIASKOWCÓW

Na podstawie analizy płytek cienkich piaskowców jury dolnej, wykonanych ze skał nasączonych niebieską żywicą, wyróżniono porowatość pierwotną oraz wtórną. Dominuje porowatość pierwotna (fig. 3C), natomiast porowatość wtórna, powstała w wyniku rozpuszczania ziarn i cementów, oraz mikroporowatość stanowią niewielki procent (fig. 3A, 4A). Porowatość pomierzona w płytkach cienkich waha się od 0,7 do 30,9% obj. skały. Przeciętnie wartości porowatości arenitów, w poszczególnych otworach wiertniczych, przedstawiają się następująco: około 15,0% obj. – Białobrzegi IG 1, około 7% obj. – Chociwel IG 1, około 18% obj. – Ciechoci-

nek IG 1, około 15% obj. – Gostynin IG 1/1a, około 10% obj. – Krośniewice IG 1, około 19% obj. – Tuszcz IG 1 i około 15% obj. – Ustronie IG 1. Z procesów diagenetycznych największy wpływ na porowatość i przepuszczalność badanych piaskowców miały kompaktacja i cementacja. Procent pierwotnej porowatości zredukowanej w piaskowcach przez kompaktację według Houseknechta (1987) wynosi przeciętnie około 30% (fig. 10). Wartość ta kształtuje się odpowiednio: Białobrzegi IG 1 – 41%, Chociwel IG 1 – 47%, Ciechocinek IG 1 – 28%, Gostynin IG 1/1a – 27%, Krośniewice IG 1 – 35%, Tuszcz IG 1 – 32% i Ustronie IG 1 – 31%.

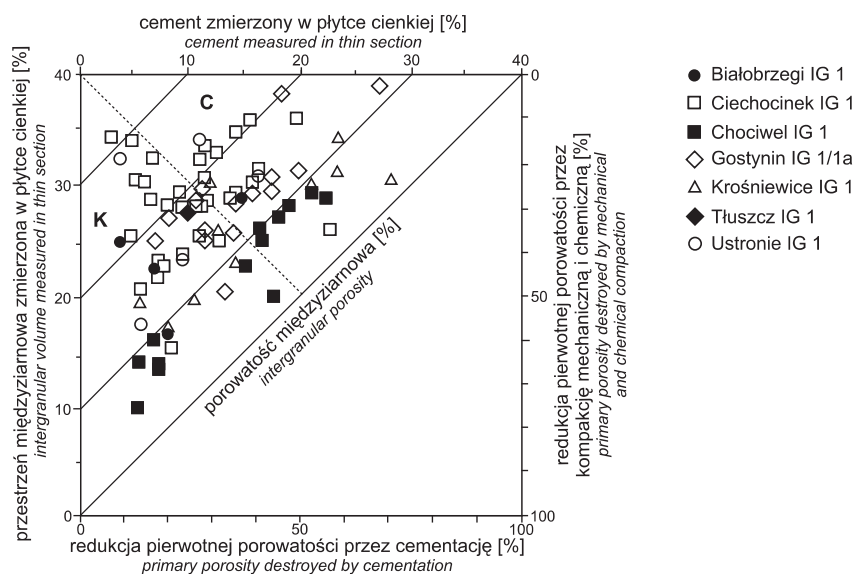


Fig. 10. Diagram Houseknechta (1987) obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na pierwotną porowatość piaskowców jury dolnej

C – przewaga cementacji, K – przewaga kompaktacji

Diagram of Houseknecht (1987) showing the effect of compaction and cementation on primary porosity of Lower Jurassic sandstone

C – cementation predominance, K – compaction predominance

Tabela 3

Statystyczne wyniki komputerowej analizy obrazu przestrzeni porowej i porowatości piaskowców

Statistical results of computer image analysis of pore space and porosity

Otwór wiertniczy głębokość	[mm]										Porowatość [%]	
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		12
I Białobrzegi IG 1 1658,2 m	0,008754	1,44E-05	2,85E-06	0,057893	0,0042652	0,02653	0,00326	0,014599	0,0080282	0,80751	1,8708	21,00
	0,016734	0,00011696	1,80E-05	0,18923	0,0047742	0,092253	0,003337	0,032239	0,018444	0,28944	1,3465	
	0,002042	4,46E-09	3,10E-09	0,004854	0,0021205	0,00181	0,001499	0,00181	0,00181	0,013798	1	
	0,21057	0,0048888	0,00092216	5,3695	0,061764	2,6729	0,043779	0,46005	0,30589	1	18	
Chociwel IG 1 2755,2 m	0,006206	2,05E-05	2,52E-06	0,045317	0,0032258	0,021081	0,002496	0,010556	0,0055709	0,84272	1,9608	13,22
	0,015188	0,0006996	4,35E-05	0,27916	0,0032923	0,13829	0,002218	0,031736	0,017867	0,26744	1,5516	
	0,002042	4,46E-09	3,10E-09	0,004854	0,0020381	0,00181	0,001499	0,00181	0,00181	0,0058684	1	
	0,52404	0,075352	0,0038238	19,14	0,058273	9,5476	0,039401	1,0958	0,67107	1	25	
Ciechoćmek IG 1 959,0 m	0,009042	3,15E-05	5,13E-06	0,068775	0,0041128	0,032128	0,003109	0,015497	0,0083992	0,80551	2,0571	22,35
	0,020677	0,00032692	3,92E-05	0,28803	0,0052185	0,14169	0,003573	0,041806	0,024195	0,29228	1,5599	
	0,002042	4,46E-09	3,10E-09	0,004854	0,0020381	0,00181	0,001499	0,00181	0,00181	0,012157	1	
	0,30948	0,01552	0,0013754	8,3261	0,069676	4,1449	0,046924	0,78513	0,58383	1	19	
Ciechoćmek IG 1 1119,0 m	0,006247	7,53E-05	9,25E-06	0,04681	0,003282	0,021836	0,002542	0,010774	0,0056478	0,87656	1,901	16,58
	0,021627	0,0025592	0,00019397	0,40361	0,004949	0,19997	0,003355	0,046095	0,025666	0,23483	1,461	
	0,002042	4,46E-09	3,10E-09	0,004854	0,0020381	0,00181	0,001499	0,00181	0,00181	0,0094834	1	
	0,74415	0,21576	0,012402	24,006	0,1098	11,967	0,075261	1,3513	0,83079	1	18	
Gostynin IG 1/1a 2188,7 m	0,006443	2,36E-05	3,07E-06	0,053029	0,0031626	0,02498	0,002439	0,011079	0,0056207	0,84004	2,2793	22,03
	0,017189	0,00030443	3,46E-05	0,29791	0,0034366	0,14742	0,00229	0,035721	0,019668	0,26452	2,0166	
	0,002042	4,46E-09	3,10E-09	0,004854	0,0021205	0,00181	0,001499	0,00181	0,00181	0,009521	1	
	0,29061	0,01285	0,0019425	8,8814	0,084471	4,4272	0,057886	0,72867	0,38839	1	34	
Gostynin IG 1/1a 2669,5 m	0,005987	2,95E-05	4,58E-06	0,042991	0,0031141	0,019951	0,002416	0,010044	0,0048539	0,83183	2,4641	17,50
	0,017292	0,00046614	6,60E-05	0,25542	0,0039951	0,12587	0,002713	0,033067	0,018193	0,26138	2,1536	
	0,002042	4,46E-09	3,10E-09	0,004854	0,0021205	0,00181	0,001499	0,00181	0,00181	0,015339	1	
	0,35406	0,02324	0,0027706	7,7364	0,1103	3,8487	0,08534	0,78873	0,42214	1	26	
Krośniewice IG 1 989,0 m	0,01186	0,00010252	1,80E-05	0,092106	0,0050792	0,043152	0,003794	0,021	0,011546	0,82932	1,8722	25,03
	0,031356	0,000928	0,00012948	0,3965	0,0083953	0,19431	0,005738	0,065339	0,036368	0,28196	1,3884	
	0,002042	4,46E-09	3,10E-09	0,004854	0,0021205	0,00181	0,001499	0,00181	0,00181	0,015229	1	
	0,39513	0,032302	0,0035804	9,035	0,091922	4,4955	0,061638	1,1399	0,55499	1	19	

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	odchylenie standardowe		
													średnia	minimum	maksimum
Krośniewice IG 1 1707,5 m	0,008189	5,42E-05	7,57E-06	0,068732	0,0037407	0,032358	0,002858	0,01422	0,0073456	0,81942	2,3711	20,95			
	0,023105	0,00068046	8,24E-05	0,38562	0,00523	0,19066	0,003569	0,04699	0,026979	0,27486	2,0761				
	0,002042	4,46E-09	3,10E-09	0,004854	0,0021205	0,00181	0,001499	0,00181	0,00181	0,0094683	1				
	0,37469	0,027543	0,0038502	11,557	0,092071	5,7605	0,067867	0,88001	0,48224	1	26				
Tłuszcz IG 1 1125,9 m	0,010383	0,00068148	3,93E-05	0,16557	0,0039292	0,080706	0,002989	0,019629	0,010738	0,85237	2,1441	38,49			
	0,047955	0,010532	0,00046294	1,8354	0,0068131	0,91579	0,004572	0,10327	0,062646	0,25593	1,9197				
	0,002042	4,46E-09	3,10E-09	0,004854	0,0021205	0,00181	0,001499	0,00181	0,00181	0,0034537	1				
	0,80814	0,27635	0,010278	40,744	0,10973	20,347	0,074053	1,6324	0,99188	1	24				
Ustronie IG 1 921,6 m	0,010078	0,00013768	2,07E-05	0,083042	0,0044275	0,039101	0,003347	0,018582	0,010223	0,8485	1,7764	25,88			
	0,031285	0,001797	0,00025358	0,46948	0,007375	0,23146	0,004984	0,070853	0,040387	0,26778	1,1975				
	0,002042	4,46E-09	3,10E-09	0,004854	0,0020381	0,00181	0,001499	0,00181	0,00181	0,010065	1				
	0,49795	0,064647	0,0096376	15,024	0,11589	7,4861	0,076434	1,4512	0,72708	1	15				

Wyliczony procent pierwotnej porowatości zniszczony w piaskowcu przez cementację (Houseknecht, 1987) wynosi przeciętnie około 21% (fig. 10). Uzyskane wartości przedstawiają się następująco: Biało-brzezi IG 1 – 22%, Chociwel IG 1 – 32%, Ciechocinek IG 1 – 26%, Gostynin IG 1/1a – 36%, Krośniewice IG 1 – 42%, Tłuszcz IG 1 – 26% i Ustronie IG 1 – 21%. Przedstawione wyniki wskazują na wyraźną przewagę kompaktacji nad cementacją w osadach z otworów wiertniczych Biało-brzezi IG 1, Chociwel IG 1, Ustronie i Tłuszcz IG 1 oraz nieznaczną w Ciechocinku IG 1. Odwrotną zależność stwierdzono w otworach Gostynin IG 1/1a i Krośniewice IG 1.

W wybranych płytkach cienkich wykonano badania za pomocą komputerowej analizy obrazu. Uzyskano informacje dotyczące porowatości, wielkości, kształtu i rozkładu przestrzeni porowej piaskowców (tab. 3). W badanych piaskowcach przeważają pory o wielkości ekwiwalentnej kuli i cylindra $<0,001$ mm oraz ekwiwalentnej średnicy, obwodu, długości i szerokości $<0,01$ mm. W badanych piaskowcach około 58–66% porów stanowią pory o wielkości obwodu w przedziale 0,001–0,01 mm. W próbkach o porowatości $>20\%$, pory o obwodzie $>0,2$ mm stanowią ponad 4%. Pory o długości do 0,001 mm stanowią około 78–89%. Największą ilość porów dłuższych stwierdzono w piaskowcach o porowatości $>20\%$. Pory o szerokości $>0,001$ mm stanowią około 91–98%. Duża ilość porów o szerokości $>0,001$ mm występuje w skałach o porowatości $>20\%$, w tym piaskowce o porowatości $>25\%$ zawierają ich najwięcej – ponad 4,5%. Pory o wielkości ekwiwalentnej średnicy $>0,001$ mm stanowią od około 82 do 91% w próbkach. Pory większe od 0,001 mm stanowią ponad 10% w większości skał o porowatości $>20\%$. W piaskowcach jury dolnej ponad 99% porów charakteryzuje się wielkościami objętości ekwiwalentnej kuli i cylindra $<0,001$ mm. Zauważono, że w osadach o porowatości $>25\%$ występuje większa ilość porów o wielkości objętości ekwiwalentnej kuli $>0,001$ mm – od 1,46 do 1,96% i wielkości objętości ekwiwalentnego cylindra $>0,001$ mm – od 0,43 do 0,71%. Z uzyskanych danych pomiarowych wynika, że piaskowce o najwyższej porowatości, powyżej 25%, charakteryzują się najwyższymi wartościami średnich wielkości objętości ekwiwalentnej kuli, objętości ekwiwalentnego cylindra, obwodu i długości porów (tab. 3). Z analizy wynika, że przestrzeń porowa badanych skał jest w miarę równomiernie wykształcona. Ilościowo przeważają w niej makropory ($>0,001$ mm), które w porównaniu z mikroporami ($<0,001$ mm) wnoszą większą wartość do ogólnej porowatości skały.

W tabeli 4 zamieszczono oznaczenia właściwości petrofizycznych w próbkach piaskowców – 6 analiz z otworu wiertniczego Korabiewice IG 1 (Krystkiewicz, 1998) oraz 32 analizy, które wykonano w ramach projektu „Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego składowania CO₂ wraz z ich programem monitorowania”, realizowanego przez konsorcjum, którym kierował Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy (Wójcicki, 2012). Porowatość analizowanych piaskowców wynosi od 5,37 do 29,94%. Większość z nich charakteryzuje się dobrą porowatością – $>15\%$, a kilkanaście bardzo dobrą $>25\%$ (Jenyon,

Tabela 4

Wyniki badań właściwości petrofizycznych piaskowców
Results of petrophysical properties of sandstones

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Gęstość materiałowa [g/cm ³]	Porowatość całkowita [%]	Gęstość szkieletowa [g/cm ³]	Gęstość z porozymetru [g/cm ³]	Porowat. z porozymetru [%]	Średnia kapilarna [um]	Powierzchnia właściwa [m ² /g]	Pory >1 um [%]	Średnica progowa [um]	Histereza [%]	Przepuszczalność [mD]
Białobrzegi IG 1	1631,6	2,66	26,51	2,71	1,95	27,91	2,65	0,22	93	30	6	14,928
	1658,2	2,66	27,98	2,64	1,92	27,43	0,87	0,66	90	20	41	282,083
	1719,1	2,65	25,99	2,70	1,96	27,36	0,37	1,51	84	20	71	150,931
	1744,5	2,66	25,00	2,68	1,92	25,51	1,59	0,38	91	70	9	n.o.
	1812,3	2,64	8,94	2,58	2,36	8,43	0,04	3,46	9	0,8	42	0,001
Ciechocinek IG 1	937,3	2,66	29,14	2,59	1,88	27,23	3,92	0,15	95	100	11	679,589
	960,9	2,63	15,76	2,54	2,17	14,46	0,07	3,61	14	2	58	0,523
	1003,6	2,63	26,63	2,57	1,93	25,12	4,05	0,13	93	25	54	253,550
	1119,1	2,63	17,72	2,60	2,15	17,20	3,52	0,09	95	90	8	1118,347
	1195,1	2,64	18,53	2,64	2,15	18,53	2,80	0,12	93	20	52	179,085
	1269,3	2,65	13,93	2,59	2,25	13,14	0,68	0,34	77	20	66	93,122
	1303,2	2,65	26,91	2,59	1,93	25,39	4,53	0,12	94	100	7	1825,559
	1380,1	2,64	22,46	2,61	2,04	21,81	5,92	0,07	95	70	8	1273,867
	1451,1	2,64	27,70	2,59	1,91	26,38	3,36	0,16	93	70	8	1048,079
Gostynin IG 1/1a	2093,5	2,63	25,96	2,55	1,94	24,04	1,67	0,30	90	50	14	197,464
	2146,9	2,65	22,15	2,65	2,06	22,15	0,43	1,01	79	35	28	n.o.
	2158,3	2,62	25,49	2,60	1,95	24,99	1,73	0,30	90	50	16	512,070
	2168,5	2,67	29,94	2,67	1,87	29,94	2,66	0,24	91	40	10	304,713
	2188,7	2,64	28,38	2,61	1,89	27,55	2,98	0,20	92	35	9	512,515
	2264,0	2,68	24,23	2,68	2,03	24,23	0,64	0,74	82	15	68	160,260
	2274,4	2,66	20,37	2,59	2,10	19,04	0,67	0,54	87	60	19	122,310
	2294,3	2,66	8,94	2,55	2,34	8,05	0,08	1,66	27	2	52	1,235
	2304,3	2,67	20,70	2,63	2,11	19,90	0,72	0,52	84	20	41	154,992
	2365,8	2,64	23,85	2,64	2,01	23,85	0,62	0,77	83	18	76	25,685
	2441,7	2,65	20,91	2,58	2,08	19,54	1,70	0,22	91	40	14	1,241
	2514,8	2,64	25,47	2,58	1,96	24,03	7,94	0,06	97	90	6	n.o.
	2550,8	2,65	25,95	2,63	1,96	25,44	0,06	0,18	92	60	7	n.o.
	2598,0	2,66	21,28	2,64	2,09	20,86	1,27	0,32	94	90	16	1930,756
	2633,8	2,66	14,07	2,62	2,27	13,53	0,68	0,35	91	20	26	108,749
	2669,5	2,65	23,87	2,65	2,01	23,87	1,70	0,28	90	50	16	296,446
	2708,7	2,66	6,95	2,56	2,40	6,32	0,05	2,13	8	0,5	48	0,001
2745,7	2,62	11,03	2,58	2,31	10,61	0,67	0,28	80	60	22	460,749	
Krośniewice IG 1	989,0*	2,69	24,18	2,60	2,02	22,18	8,13	0,05	97	40,0	4	436,700
	1108,0*	2,70	14,84	2,48	2,17	12,16	1,92	0,12	90	15,0	18	54,300
	1293,0*	2,68	19,54	2,60	2,13	18,09	2,46	0,14	90	40	16	n.o.
	1486,5*	2,68	18,88	2,59	2,14	17,32	2,14	0,15	90	20	24	136,600
	1614,5*	2,68	16,34	2,61	2,21	15,27	2,44	0,11	91	20	24	n.o.
	2064,9*	2,87	5,37	2,77	2,64	4,88	0,96	0,08	75	6	55	4,300

* – wyniki badań z opracowania Krystkiewicz (1998)

* – results from the study of Krystkiewicz (1998)

nej według podziału Choquetta i Praya (1970), a jako umowną granicę między eo- a mezodiagenezą przyjęto temperaturę 50°C.

Od początku eodiagenyzy zaznacza się kompaktacja mechaniczna. W eodiagenyzie, w formie obwódek na ziarnach tworzyły się chloryty. Wczesne chloryty krystalizowały w warunkach redukcyjnych przypuszczalnie w temperaturze około 20–40°C (Grigsby, 2001). W takich samych warunkach wytrącał się wczesny syderyt w zakresie temperatur od 15 do 40°C (Baker i in., 1995). Wczesna generacja syderytu tworzyła się w niedotlenionych środowiskach, takich jak jeziorne, bagienne lub równi zalewowej, w osadach wzbogaconych w żelazo przy niskiej koncentracji rozpuszczonych siarczanów (Browne, Kingston, 1993; Morad, 1998). Podwyższona zawartość CaCO₃ w syderytach piaskowców może wskazywać na wpływ środowiska morskiego na te osady. Przyjmując temperaturę krystalizacji wczesnego syderytu w przedziale od 15 do 40°C (Baker i in., 1995) oszacowano wartości δ¹⁸O wody porowej, z której minerał ten się wytrącał. Uzyskane wartości δ¹⁸O wody porowej mieszczą się w zakresie od około -17,0 do +1,0‰_{SMOW} i wskazują na wodę o składzie wody meteorycznej silnie zubożonej w izotop ¹⁸O (fig. 12). Piryty tworzył się w miejscach, w których ilość wytworzonego H₂S przez bakterie redukujące siarczany przewyższa zawartość zredukowanego żelaza (Postma, 1982; Pye i in., 1990). Jego genezę można wiązać z jonami siarczanowymi pochodzącymi z morskiej wody porowej (de Souza i in., 1995).

W czasie eodiagenyzy silnie rozwinięte było rozpuszczanie ziarn skaleni potasowych i łuszczyków na skutek oddziaływania wody meteorycznej (Bjørlykke, 1989). Według Gilesa i de Boera (1990) woda ta jest lekko kwaśna w wyniku rozpuszczania CO₂ oraz kwasów organicznych wytwarzanych w profilu glebowym. Jony glinu i krzemu uwolnione w tych procesach były wykorzystane do krystalizacji kaolinitu robakowatego w środowisku kwaśnym, w zakresie temperatur od 25 do 50°C (Osborne i in., 1994).

Pod koniec eodiagenyzy zaczęły tworzyć się regeneracyjne obwódki kwarcowe. Najważniejszymi źródłami krzemionki dla cementu kwarcowego były porowe wody meteoryczne zawierające krzemionkę, a także ziarna skaleni rozpuszczane i przeobrażane w kaolinit.

W mezodiagenyzie był kontynuowany rozwój obwódek kwarcowych. Badania inkluzji fluidalnych w cemente kwarcowym rejonu Kujaw wskazują na temperaturę jego krystalizacji w zakresie od 84 do 104°C (Krystkiewicz, 1998; 2008). Źródłem krzemionki dla cementu kwarcowego były rozpuszczane i przeobrażane w kaolinit ziarna skaleni, natomiast na większej głębokości istotne znaczenie mogło mieć rozpuszczanie ciśnieniowe na kontaktach ziarn kwarcu, illityzacja kaolinitu lub zastępowanie kwarcu i skaleni przez węglany.

Nadal działała kompaktacja mechaniczna i rozpuszczane były ziarna skaleni potasowych. Mechanizmami odpowiedzialnymi za ten proces były kwasy organiczne i CO₂ uwalniane w czasie dojrzwania materii organicznej (Meshri, 1986; Crossey i in., 1986; Bjørlykke, 1989). Miejsce kaolinitu robakowatego zajmował kaolinit blokowy. Tworzył się on w wyniku przeobrażenia kaolinitu robakowatego w procesie

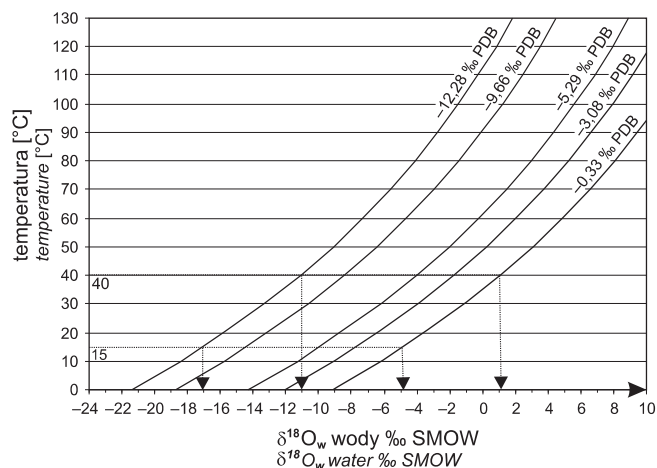


Fig. 12. Zależność temperatury krystalizacji syderytu wczesnego od δ¹⁸O_w wody porowej wg Carothersa i in. (1988)

Crystallization temperature of the early siderite versus the δ¹⁸O_w value of pore water after Carothers *et al.* (1988)

rozpuszczanie–wytrącanie (Ehrenberg i in., 1993; Beaufort i in., 1998; Hassouta i in., 1999) lub wytrącał się bezpośrednio z krążących w skale roztworów porowych wzbogaconych w jony glinu i krzemu (McAulay i in., 1993). Według Macaulaya i in. (1993) oraz Osborna i in. (1994) kaolinit blokowy tworzy się w zakresie temperatur od 50 do 80°C. W mezodiagenyzie tworzyła się późniejsza generacja Fe-chlorytu, wypełniająca przestrzenie porowe piaskowca.

Od początku mezodiagenyzy wytrącały się cementy węglanowe – późny syderyt, ankeryt i Fe-kalcyt. Powstanie późnej generacji wysokomagnezowego syderytu może mieć związek z wysoką koncentracją magnezu w wodach formacyjnych (Morad i in., 1994). Ankeryt krystalizował po syderycie w temperaturze około 75,6–79,0°C (Krystkiewicz, 1998, 2008). Fe-kalcyt krystalizował po kwarcu autigenicznym i cementie ankerytowym. Uzyskano wartości δ¹⁸O kalcytu i ankerytu wskazujące na wytrącanie się tych minerałów z wody porowej wzbogaconej w izotop ¹⁸O w porównaniu z wodą, z której wytrącał się syderyt. Wzbogacenie w izotop ¹⁸O wody porowej, o składzie wody meteorycznej, może być efektem reakcji woda–skała w czasie procesu pogrzebienia osadu (Longstaffe, Ayalon, 1987).

W czasie mezodiagenyzy kompaktacja mechaniczna była zastąpiona przez kompaktację chemiczną. Rozpuszczane były obwódki kwarcu autigenicznego, rzadziej ziarna kwarcu oraz cementy węglanowe. W ostatnim etapie mezodiagenyzy, w warunkach bliskich neutralnym (Kantorowicz, 1984; Van Keer i in., 1998), odbywała się krystalizacja illitu włóknistego. Powstanie włóknistego illitu jest związane głównie z przeobrażaniem kaolinitu oraz rekrytalizacją detrytycznych minerałów ilastych z matriksu (Amireh i in., 1994). Źródłem potasu mogły być rozpuszczane ziarna skaleni potasowych (Bjørlykke, Aagaard, 1992; Hassouta i in., 1999), a także skały ilaste poddane kompaktacji (Burley, Mac Quaker, 1992;

Berger i in., 1997). Temperaturę krystalizacji illitu włóknistego szacuje się na około 100–120°C (Kantorowicz, 1990; Ehrenberg, Nadeau, 1989).

Na skutek ruchów wypiętrzających na przełomie kredy i paleogenu część osadów jury dolnej mogła znaleźć się

ponownie w strefie oddziaływania wód meteorycznych. W telodiagenecie mogło dojść do ponownego rozpuszczania ziarn skaleni i łyszczyków oraz krystalizacji kaolinitu robakowatego.

WPLYW DIAGENEZY NA POROWATOŚĆ PIASKOWCÓW

W piaskowcach jury dolnej wyróżniono efekty działania następujących procesów diagenetycznych: kompaktacji, cementacji, rozpuszczania, zastępowania i przeobrażania. Największą rolę w kształtowaniu przestrzeni porowej piaskowców odgrywają kompaktacja, cementacja oraz rozpuszczanie.

Kompaktacja mechaniczna, w mniejszym stopniu chemiczna, są procesami, które w sposób wyraźny zmniejszają porowatość pierwotną osadów. W wyniku kompaktacji mechanicznej dochodzi do ściślejzego upakowania szkieletu ziarnowego w skale oraz wygięcia ziarn łyszczyków. Część ziarn twardych, jak kwarc i skalenie może ulec spękaniu. Do czynników, które mogły ograniczyć działanie kompaktacji mechanicznej należą: przewaga ziarn twardych nad plastycznymi oraz wytrącanie się wczesnych obwódek kwarcowych na ziarnach (de Souza i in., 1995). Efekty kompaktacji chemicznej są widoczne w postaci nielicznych kontaktów włókno-wypukłych między ziarnami, które obserwowano w obrazie z katodoluminescencji. Wydaje się, że wczesna cementacja kwarcem autigenicznym była czynnikiem, który prawdopodobnie hamował rozpuszczanie ciśnieniowe (Sommer, 1978).

Cementacja jest głównym procesem diagenetycznym, który w sposób wyraźny redukuje porowatość piaskowców. Ważną rolę w zachowaniu części pierwotnej porowatości w piaskowcach jury dolnej miały wczesne cementy obwódkowe, które ograniczały działanie kompaktacji mechanicznej. Tworzyły je głównie kwarc oraz lokalnie chloryt. Jednakże grube obwódki kwarcowe wpłynęły ujemnie na porowatość piaskowców. Tak samo, cementy węglanowe wypełniające przestrzeń porową w skale – zmniejszyły jej porowatość. Do redukcji porowatości przyczynił się również cement kaolinitowy, występujący powszechnie w porach międzyziarnowych. Jednak, kaolinit, z widoczną mikroporowatością między

kryształami, tworzący się kosztem przeobrażanych skaleni potasowych czy łyszczyków mógł zwiększyć porowatość. Włóknisty illity zarastający w piaskowcu przestrzenie międzyziarnowe, wewnątrzziarnowe i wewnątrzkrystaliczne spowodował zmniejszenie porowatości oraz przepuszczalności.

Rozpuszczanie jest procesem, który odgrywa znaczną rolę w utworach jury dolnej. Przyczynił się on do wzrostu porowatości całkowitej piaskowców jury dolnej na skutek powstania wtórnej porowatości. Proces ten jest najsilniej rozwinięty w ziarnach skaleni, słabiej w łyszczykach, okrucach skał oraz cementach. Występujące w skale ziarna charakteryzują się różnym stanem zachowania, od lekko korodowanych do prawie całkowicie rozpuszczonych. W obrębie cementów obserwujemy rozpuszczanie obwódek kwarcu autigenicznego i ankerytu.

Zastępowanie jest procesem, który przyczynia się do redukcji porowatości skały. Efekty procesu zastępowania obserwujemy w piaskowcach zawierających węglany. Wśród ziarn najczęściej zastępowane były skalenie, rzadziej łyszczyki, kwarc oraz litoklasty. W obrębie cementów jest widoczne zastępowanie kwarcu i kaolinitu. Miejscami młodszy węglan wypiera starszy.

Przeobrażanie zaliczane jest do procesów, które mogły spowodować zarówno zmniejszenie, jak i zwiększenie porowatości i przepuszczalności skały. Przejawy efektów przeobrażenia obserwujemy w ziarnach i spoiwach ilastych. Ziarna skaleni potasowych są przeobrażane w kaolinit oraz w illit (serycyt). Ponadto obserwujemy przeobrażanie muskowitu w kaolinit i kaolinitu w illit. Powszechna jest chloryzacja biotyty.

PODSUMOWANIE

Piaskowce jury dolnej, najczęściej drobno- lub średnioziarniste, reprezentują przeważnie arenity kwarcowe. Głównym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc, natomiast skalenie, okrucy skał i łyszczyki występują w niewielkiej ilości. Przestrzenie między ziarnami detrytycznymi są wypełnione matriksem oraz cementami.

Matriks jest zbudowany z illitu, kaolinitu, pyły kwarcowego, wodorotlenków żelaza oraz materii organicznej. Cementy są reprezentowane przez kwarc, minerały ilaste, węglany oraz lokalnie hematyt, piryty i zeolity. Cement kwarcowy występuje w formie obwódek syntaksjalnych na ziarnach kwarcu. Grubość obwódek jest zróżnicowana, z przewagą

cienkich. Lokalnie możemy mieć do czynienia z dwoma generacjami obwódek. Autigeniczne minerały ilaste reprezentowane są głównie przez kaolinit. Wyróżniono kaolinit robakowaty i blokowy. Lokalnie występują illit włóknisty oraz Fe/Mg-chloryty obwódkowe i wypełniające przestrzenie porowe. Wśród cementów węglanowych wyróżniono syderyt (minerał szeregu izomorficznego syderyt–magnezyt), ankeryt oraz lokalnie Fe-kalcyt. Wyróżniono dwie generacje syderytów – wczesną i późną. Generacja wczesna jest reprezentowana przez syderyt i syderoplesyt, tworzące bardzo drobnokrystaliczne skupienia lub sferolity. Do generacji późnej zaliczono syderoplesyt i pistomesyt wykształcone w postaci romboedrów.

W historii diagenazy piaskowców jury dolnej wyróżniono trzy etapy – eo-, mezo- i telodiagenazę. W eodiagenazie miała początek kompaktacja mechaniczna oraz rozpuszczanie ziarn skaleni i łyżczyków. Z tworzących się cementów do najważniejszych należą: kwarc, kaolinit oraz wczesny syderyt. W mezodiagenazie kontynuowane były procesy wcześniejsze. Dodatkowo krystalizowały inne węglany późny syderyt, Fe-kalcyt i ankeryt oraz illit włóknisty. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ cementów węglanowych mieszczą się w przedziale od $-24,50$ do $-3,97\text{‰}_{\text{PDB}}$ i wskazują na tworzenie się ich w strefie mikrobiologicznej metanogenezy. $\delta^{18}\text{O}$ syderytu wczesnego waha się od $-12,28$ do $-0,33\text{‰}_{\text{PDB}}$. Wartości $\delta^{18}\text{O}$ syderytu późnego ($-14,37$ i $-11,02\text{‰}_{\text{PDB}}$), kalcytu ($-6,12$

i $-5,60\text{‰}_{\text{PDB}}$) i ankerytu ($-10,73\text{‰}_{\text{PDB}}$) wskazują na wytrącanie się tych minerałów z wody porowej wzbogaczonej w izotop ^{18}O w porównaniu z wodą, z której wytrącał się syderyt wczesny. W telodiagenazie mogło dojść do ponownego rozpuszczania ziarn skaleni i łyżczyków oraz wytrącania się kaolinitu.

Najważniejszymi procesami diagenetycznymi w piaskowcach są kompaktacja, cementacja i rozpuszczanie. W piaskowcach jury dolnej dominuje porowatość pierwotna. Kompaktacja zredukowała porowatość pierwotną przeciętnie o około 30%, a cementacja o około 21%. Jednak tworzenie się wczesnych obwódek kwarcowych prawdopodobnie ograniczyło działanie kompaktacji mechanicznej i przyczyniło się do zachowania części porowatości pierwotnej. Rozpuszczanie, obejmujące głównie ziarna skaleni, jest procesem, w efekcie którego tworzy się porowatość wtórna. Prowadzi to do ogólnego wzrostu porowatości skały. Skały jury dolnej charakteryzują się bardzo dobrymi właściwościami filtracyjnymi. Ich porowatość często wynosi powyżej 20%, a przepuszczalność przekracza 1000 mD. Przestrzeń porowa piaskowców jest w miarę równomiernie wykształcona, z ilościową przewagą makroporów nad mikroporami. Przeciętne wartości parametrów petrofizycznych wynoszą: udział porów o wielkości $>1\ \mu\text{m}$ – 2%, wielkość średnicy progowej – $40\ \mu\text{m}$ i histereza – 28%.

LITERATURA

- AMIREH B.S., SCHNEIDER W., ABED A.M., 1994 — Diagenesis and burial history of the Cambrian–Cretaceous sandstone series in Jordan. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **192**: 151–181.
- AREŃ B., 1974 — Tuszcz IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **13**.
- BAKER J.C., KASSAN J., HAMILTON P.J., 1995 — Early diagenetic siderite as indicator of depositional environment in the Triassic Rewan Group, Southern Bowen basin, eastern Australia. *Sedimentology*, **43**, 1: 77–88.
- BEAUFORT D., CASSAGRABERE A., PETIT S., LANSON B., BERGER G., LACHARPAGNE J.C., JOHANSEN H., 1998 — Kaolinite – to – dickite reaction in sandstone reservoirs. *Clay Miner.*, **33**: 237–316.
- BERGER G., LACHARPAGNE J.C., VELDE B., BEAUFORT D., LANSON B., 1997 — Kinetic constraints on illitization reaction and the effect of organic diagenesis in sandstone/shale sequences. *Applied Geochemistry*, **12**: 23–35.
- BOLEWSKI A., 1982 — Mineralogia szczegółowa. Wyd. Geol., Warszawa.
- BJØRLYKKE K., 1989 — Sedimentology and petroleum geology. Springer Verlag, Berlin.
- BJØRLYKKE K., AAGAARD P., 1992 — Clay minerals in North Sea sandstones. *W: Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstones* (red. D.W. Huseknecht, E.D. Pittman). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.*, **47**: 65–80.
- BROWNE G.H., KINGSTON D.M., 1993 — Early diagenetic spherulitic siderites from Pennsylvanian palaeosols in the Boss Point Formation, Maritime Canada. *Sedimentology*, **40**, 3: 467–474.
- BURLEY S.D., MacQUAKER J.H.S., 1992 — Authigenic clays, diagenetic sequences and conceptual diagenetic models in contrasting basin-margin and basin-center North Sea Jurassic sandstones and mudstones. *W: Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstones* (red. D.W. Huseknecht, E.D. Pittman). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.*, **47**: 81–110.
- CAROTHERS W.W., ADAMI L.H., ROSENBAUER R.J., 1988 — Experimental oxygen isotope fractionation between siderite – water and phosphoric acid liberated CO_2 – siderite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 10: 2445–2450.
- CHOQUETTE P.W., PRAY L.C., 1970 — Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, **54**, 2: 207–220.
- CROSSEY L.J., SURDAM R.C., LAHANN R., 1986 — Application of organic/inorganic diagenesis to porosity prediction. *W: Roles of organic matter in sediment diagenesis* (red. D.L. Gautier). *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, **38**: 147–156.
- DADLEZ R., 1964 — Zarys stratygrafii liasu w Polsce zachodniej i jego korelacja z liasem Polski środkowej. *Kwart. Geol.*, **8**, 1: 122–144.
- DADLEZ R., 1969 — Stratygrafia liasu w Polsce zachodniej. *Pr. Inst. Geol.*, **57**.

- DADLEZ R., 1973 — Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny. Jura dolna. *W: Krośniewice IG 1* (red. S. Marek). *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **5**: 38–43.
- DADLEZ R., 1974 — Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny. Jura dolna. *W: Tuszcz IG 1* (red. B. Areń). *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **13**: 43–45.
- DADLEZ R., 1977a — Profil litologiczno-stratygraficzny. Jura dolna. *W: Białobrzegi IG 1* (red. A. Krassowska). *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **38**: 29–32.
- DADLEZ R., 1977b — Profil litologiczno-stratygraficzny. Jura dolna. *W: Chociwel IG 1* (red. M. Jaskowiak-Schoeneichowa). *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **41**: 33–37.
- DADLEZ R., 1985 — Profil litologiczno-stratygraficzny. Jura dolna. *W: Gostynin IG1/1a, Gostynin IG 3, Gostynin IG 4, Żychlin IG 3* (red. J. Dembowska, S. Marek). *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **60**: 64–71.
- DADLEZ R., 1986 — Profil litologiczno-stratygraficzny. Jura dolna. *W: Ustronie IG 1* (red. A. Szyperko-Teller). *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **62**: 18–21.
- DEMBOWSKA J., MAREK S., 1985 — Gostynin IG 1/1a, Gostynin IG 3, Gostynin IG 4, Żychlin IG 3. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **60**.
- 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.
- DURAKIEWICZ T., 1996 — Electron emission controller with pulsed heating of filament. *Int. J. Mass. Spectr. Ion Proc.*, **156**: 31–40.
- EHRENBERG S.N., NADEAU P.H., 1989 — Formation of diagenetic illite in sandstone of the Garn formation, Haltenbanken area, mid-Norwegian continental shelf. *Clay Miner.*, **24**, 2: 233–253.
- EHRENBERG S.N., AAGAARD P., WILSON M.J., FRASER A.R., DUTHIE D.M.L., 1993 — Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian Continental Shelf. *Clay Miner.*, **28**, 3: 325–352.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A., 1991 — Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny. Jura dolna. *W: Dokumentacja wyników otworu badawczego Ciechocinek IG 1* (red. S. Marek i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A., 1998 — Analiza sedymentologiczna. *W: Środowiska sedymentacji i diageniza jury dolnej w centralnej Polsce na podstawie wybranych otworów wiertniczych* (red. E. Krystkiewicz, A. Feldman-Olszewska). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- FRIEDMAN I., O'NEIL J., 1977 — Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *W: Data of geochemistry* (red. M. Fleischer). *U. S. Geological Survey, Professional Paper*, **440-K**: 1–12.
- GILES M.R., DE BOER R.B., 1990 — Origin and significance of redistributional secondary porosity. *Mar. Petrol. Geol.*, **7**, 4: 378–397.
- GRIGSBY J.D., 2001 — Origin and growth mechanism of authigenic chlorite in sandstones of the Lower Vickburg Formation, South Texas. *J. Sediment. Res.*, **71**: 27–36.
- HAŁAS S., 1979 — An automatic inlet system with pneumatic changeover valves for isotope ratio mass spectrometer. *J. Phys. E. Sci. Instrum.*, **18**: 417–420.
- 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 Miner.*, **47**, 3: 269–585.
- 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.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOWA M., 1977 — Chociwel IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **41**.
- JAWOROWSKI K., 1987 — Kanon petrograficzny najczęstszych skał osadowych. *Prz. Geol.*, **35**, 4: 205–209.
- JAWOROWSKI K., M. JUSKOWIAK, 1973 — Metoda punktowa analizy geometrycznej na tle podstawowych zagadnień opisu skał. *Instrukcje i Metody Badań Geologicznych*, **22**.
- JENYON M.K., 1990 — Oil and Gas Traps. Aspects of their seismostratigraphy, morphology and development. John Wiley & Sons.
- KANTOROWICZ J.D., 1984 — The nature, origin and distribution of authigenic clay minerals from Middle Jurassic Ravenscar and Brent Group sandstones. *Clay Miner.*, **19**, 3: 359–375.
- KANTOROWICZ J.D., 1990 — The influence of variations in illite morphology on the permeability of Middle Jurassic Brent Group sandstones, Cormorant Field, UK North Sea. *Mar. Petrol. Geol.*, **7**, 1: 66–74.
- KARASZEWSKI W., 1962 — Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, 3: 333–416.
- KOZŁOWSKA A., KUBERSKA M., PAŃCZYK M., SIKORSKA M., 2010 — Przestrzeń porowa piaskowców jury dolnej w rejonie Belchatowa. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **439**: 37–46.
- KOZŁOWSKA A., KRYSZKIEWICZ E., 2012 — Wyniki badań petrograficznych utworów jury dolnej. *W: Poddębice PIG 2* (red. K. Leszczyński). *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **133**: 87–94.
- KOZŁOWSKA A., KUBERSKA M., KRYSZKIEWICZ E., 2012 — Wyniki badań petrograficznych utworów jury dolnej. *W: Wojszyce IG 1/1a, IG 3, IG 4* (red. A. Feldman-Olszewska). *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **137**: 126–138.
- KRASSOWSKA A., 1977 — Białobrzegi IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **38**.
- KRYSZKIEWICZ E., 1998 — Diageniza. *W: Środowiska sedymentacji i diageniza jury dolnej w centralnej Polsce na przykładzie wybranych otworów wiertniczych* (red. E. Krystkiewicz, A. Feldman-Olszewska). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- KRYSZKIEWICZ E., 1999 — Jura dolna. *W: Diageniza osadów permu górnego i mezozoiku Kujaw*. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **167**: 64–77.
- KRYSZKIEWICZ E., 2008 — Wyniki badań petrograficznych utworów jury dolnej. *W: Brześć Kujawski IG 1, IG 2, IG 3* (red. A. Feldman-Olszewska). *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **125**: 141–149.
- LEVORSEN A.I., 1956 — Geology of petroleum. Freeman and Comp, San Francisco.
- LONGSTAFFE F. J., AYALON A., 1987 — Oxygen – isotope studies of clastic diagenesis in the Lower Cretaceous Viking Formation, Alberta: implications for the role of meteoric water. *W: Diagenesis of sedimentary sequences* (red. J.D. Marshall). *Geol. Soc. Sp. Publ.*, **36**: 277–296.
- MALISZEWSKA A., 1967 — Petrografia osadów liasu na Niżu Polskim. *Biul. Inst. Geol.*, **207**: 67–155.
- MALISZEWSKA A., 1974 — Wyniki badań petrograficznych, geochemicznych i sedymentologicznych. Jura dolna. *W: Tuszcz IG 1* (red. B. Areń). *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **13**: 251–254.
- MALISZEWSKA A., 1997 — Jura dolna – charakterystyka petrograficzna. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 206–208.
- MAREK S., 1973 — Krośniewice IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **5**.

- MAREK S., MATYJASIK B., LESZCZYŃSKI K., 1991 — Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Ciechocinek IG 1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- MARSCHALL D.J., 1988 — Cathodoluminescence of geological materials. Unwin Hyman, Boston.
- MACAULAY C.I., FALLICK A.E., HASZELDINE R.S., 1993 — Textural and isotopic variations in diagenetic kaolinite from the Magnus Oilfield sandstones. *Clay Miner.*, **28**: 625–639.
- McAULAY G.E., BURLEY S.D., JOHNES L.H., 1993 — Silicate mineral authigenesis in the Hutton and NW Hutton fields: implications for sub-surface porosity development. *W: Petroleum geology of Northwest Europe: Proceeding of the 4th Conference* (red. J.R. Parker): 1377–1394. Geological Society, London.
- Mc CREA J.M., 1950 — On the isotopic geochemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.*, **18**: 849–857.
- MESHRI I.D., 1986 — On the reactivity of carbonic and organic acids and generation of secondary porosity. *W: Roles of organic matter in sediment diagenesis* (red. D. L. Gautier). *Soc. Econ. Paleon. and Mineral. Sp. Publ.*, **38**: 123–128.
- MIGASZEWSKI Z., NARKIEWICZ M., 1983 — Identyfikacja pospolitych minerałów węglanowych przy użyciu wskaźników barwiących. *Prz. Geol.*, **31**, 4: 258–261.
- MORAD S., 1998 — Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **26**: 1–26.
- MORAD S., BEN ISMAIL H.N., DE ROS L. F., AL-AASM I.S., SHERRHINI N.E., 1994 — Diagenesis and formation water chemistry of Triassic reservoir sandstones from Southern Tunisia. *Sedimentology*, **41**, 6: 1253–1272.
- 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 Miner.*, **29**: 591–608.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R., 1972 — Sand and sandstones. Springer Verlag, New York.
- PIEŃKOWSKI G., 1997 — Sedymentologia i stratygrafia sekwencji na podstawie wybranych profilów. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 217–236.
- PIEŃKOWSKI G., 2004 — The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, **12**: 5–122.
- POSTMA D., 1982 — Pyrite and siderite formation in brackish and freshwater swamp sediments. *Amer. J. Sci.*, **282**, 8: 1151–1183.
- PYE K., DICKSON J.A.D., SCHIAVON N., COLEMAN M.L., COX M., 1990 — Formation of siderite-Mg-calcite-iron sulphide concretions in intertidal marsh and sandflat sediments, north Norfolk, England. *Sedimentology*, **37**, 2: 325–343.
- SOMMER F., 1978 — Diagenesis of Jurassic sandstones in the Viking Graben. *J. Geol. Soc. London*, **135**: 63–67.
- SZYPERKO-TELLER A., 1986 — Ustronie IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **62**.
- VAN KEER I., MUCHLES P.H., VIAENE W., 1998 — Clay mineralogical variations and evolutions in sandstones sequences near a coal seam and shales in the Westphalian of the Campine Basin (NE Belgium). *Clay Miner.*, **33**, 1: 159–169.
- WICHROWSKA M., 1991 — Ekspertyzy petrograficzne 45 próbek skał jury dolnej otworu wiertniczego Ciechocinek IG 1. *W: Dokumentacja wynikowa otworu wiertniczego Ciechocinek IG 1* (red. M. Marek i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- WORDEN R.H., BURLEY S.D., 2003 — Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. *W: Sandstone diagenesis: recent and ancient* (red. S.D. Burley, R.H. Worden): 3–44. Reprint series volume 4 of the International Association of Sedimentologists.
- WÓJCICKI A. (red.), 2012 — Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego składowania CO₂ wraz z ich programem monitorowania. Raport końcowy [<http://skladowanie.pgi.gov.pl>].

SUMMARY

Sandstones from boreholes located in the Szczecin–Radom zone have been analyzed from the petrological and petrophysical points of view (Fig. 1). The top of the Lower Jurassic deposits in the study area occurs at the depth from about 420 to 2600 m, while its thickness varies from 84 to 1171 m.

Following analytical methods have been applied: polarization microscope (PL), cathodoluminescence (CL), scanning electron microscope (SEM) and microprobe (EDS, ISIS), isotopic and petrophysical studies.

The sandstones are represented mainly by quartz arenites and wackes, from very fine- to medium grained (Fig. 2). Quartz is the main component of their fabric and it in average constitutes about 70 vol. % of the rock. Feldspars (Fig. 3A–D) and lithoclasts form about 1% vol. Flakes of mica and chlorite occur in variable amounts. The organic matter and heavy minerals are present in a small percentage. Matrix composed of a mixture of detrital clay minerals, quartz dust, iron hydroxides and the organic matter is the main type of a cement. Moreover, there occurs the cement represented by: quartz, carbonates, clay minerals and, locally, pyrite, hematite and zeolites (Figs 3C–F; 4A–D; 5; 6A–H; 9).

The quartz cement is of highest importance in the Lower Jurassic sandstones (Fig. 3C–F), the percentage of which varies from 0 to 21.3 vol. %. It forms syntaxial overgrowths on quartz grains filling in the porous space of the sandstone. CL studies point to one generation of quartz overgrowths. However, basing on SEM observations two generations seem to be possible.

The authigenic clay minerals are represented mainly by kaolinite (Fig. 4A–C), the percentage of which equals at maximum 11.0 vol. %. The microscopic observations point to a presence of vermicular and blocky kaolinites. The vermicular kaolinite is generally coarse crystalline, while crystal plates of characteristic unequal edges form curvilinear aggregates. The blocky kaolinite is fine crystalline, while crystal plates of characteristic equal edges form random aggregates. It is possible that the blocky kaolinite may be represented by dickite. Authigenic illite (Fig. 4D) was locally observed in SEM. Illite crystals are mostly fibrous (growing on kaolinite or flaky illite) which fill the porous space. Authigenic chlorites (Fig. 5A, B) were observed in SEM only in the sandstones from the Chociwel IG 1 borehole. Chlorites

represented by a ferruginous – magnesium variety form rims over quartz grains and fill in the pore space.

The carbonate cements are represented mostly by syderite (mineral of series of syderite-magnesite) and Fe-dolomite/ankerite and, sporadic, calcite (Tab. 1; Figs 6A–H; 7). Carbonates form porous type cements, only locally – basal. Their percentages vary from 0 to 40.4% vol. Syderite corresponds to syderite and syderoplesite and often forms aggregates of very fine crystalline grains. This is an early syderite generation. Coarse crystalline syderite, in forms of rhombohedrons and of chemical composition of syderoplesite or pistomesite, is occasionally present. BEI images from electron microscope have show its complicated structure. This is a late generation. Ankerite forms a spar cement, often as isolated euhedral rhomboedric crystals, the percentage of which is locally about 20% vol. Calcite is sporadic in the Lower Jurassic sandstones, its percentage, however, exceeds in places 30% of the rock volume. It is represented by Fe-calcite and Fe/Mn-calcite.

$\delta^{13}\text{C}$ values for the carbonate cements (Tab. 2; Fig. 8) lie in the interval from -24.50 to $-3.97\text{‰}_{\text{PDB}}$ and point to the formation of these cements in the zone of microbiological metanogenesis. $\delta^{18}\text{O}$ of early syderite varies from -12.28 to $-0.33\text{‰}_{\text{PDB}}$. $\delta^{18}\text{O}$ values of late syderite (-14.37 and $-11.02\text{‰}_{\text{PDB}}$), calcite (-6.12 and $-5.60\text{‰}_{\text{PDB}}$) and ankerite ($-10.73\text{‰}_{\text{PDB}}$) point to precipitation of these minerals from pore water enriched in ^{18}O isotope in comparison to the fluid responsible for the early syderite precipitation (Fig. 12).

Three stages were distinguished in the diagenetic history of the Lower Jurassic deposits: eodiagenesis, mesodiagenesis and telodiagenesis (Fig. 11). Temperature of 50°C have been accepted as the boundary between eo- and mesodiagenesis. Eodiagenesis comprised beginnings of mechanical compaction and dissolution of feldspars and micas. Quartz, kaolinite and early syderite are main cements at this stage. Earlier processes were continued in mesodiagenesis. Additionally, other carbonates, as: late syderite, Fe-calcite and ankerite as well as fibrous illite crystallized at this stage of diagenetic history. Repeated dissolution of feldspars and micas and kaolinite precipitation may have occurred in telodiagenesis.

The Jurassic sandstones display very good and good filtrations features. Their porosity often exceeds 20%, while permeability changes from 0.001 to 1930.756 mD (Tab. 4). The pore space is homogeneous, with a domination of macropores over micropores (Tab. 3). The average values of petrophysical parameters are as follows: pores $>1\ \mu\text{m}$ – 2%, threshold diameter – $40\ \mu\text{m}$ and hysteresis – 28%. Most important diagenetic processes are: compaction, cementation and dissolution. Compaction reduced the primary porosity at about 30%, while cementation at about 21%. (Fig. 10). Dissolution, mostly in the feldspar grains, is a process leading to creation of secondary porosity. The primary porosity is dominant in the sandstones, while the secondary porosity is not significant.