

PIASKOWCE Z POGRANICZA PENSYLWANU I PERMU DOLNEGO NA POMORZU ZACHODNIM: DIAGENEZA I JEJ ROLA W TWORZENIU WŁAŚCIWOŚCI ZBIORNIKOWYCH

THE SANDSTONES FROM THE PENNSYLVANIAN/LOWER PERMIAN TRANSITION IN WESTERN POMERANIA: DIAGENESIS AND ITS ROLE IN RESERVOIR QUALITY

MARTA KUBERSKA¹

Abstrakt. Artykuł przedstawia wyniki badań piaskowców występujących pomiędzy karbońską formacją Regi a utworami wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej permu dolnego na Pomorzu Zachodnim. Wyniki badań uzyskano za pomocą różnorodnych metod analitycznych (badania w mikroskopie polaryzacyjnym, CL, SEM, EDS ISIS, XRD, oznaczenia stabilnych izotopów pierwiastków lekkich, analiza w podczerwieni). Piaskowce reprezentowane są najczęściej przez arenity kwarcowe. W składzie piaskowców oprócz składników detrytycznych (kwarc, skalenie, litoklasty), wyróżniono minerały autigeniczne. Są to tlenki i wodorotlenki żelaza, minerały ilaste (kaolinit/dickit, chloryty, illit), minerały węglanowe (kalcyt, dolomit, ankeryt), minerały siarczanowe i kwarc. Rozpoznano szereg procesów, którym podlegały piaskowce, jak: kompaktacja mechaniczna i chemiczna, cementacja i zastępowanie oraz rozpuszczanie i przeobrażanie składników niestabilnych. Efekty działania tych procesów zaznaczyły się w osadach z różną intensywnością, w zależności od składu mineralnego, stopnia pograżenia i temperatury. W związku z tym wyróżniono dwa etapy przemian w historii diagenety: eo- i mezodiagenezę. Maksymalne temperatury, jakie mogły oddziaływać na osad, dochodziły do około 130°C.

Słowa kluczowe: procesy diagenetyczne, piaskowce, Pomorze Zachodnie.

Abstract. The paper presents the results of investigations of sandstones observed between the Carboniferous Rega Formation and the Lower Permian Wielkopolska Volcanogenic Formation in West Pomerania. The results have been acquired using various analytical methods (polarizing microscope, CL, SEM, EDS ISIS, XRD, light element stable isotope, infrared analysis). The sandstones are represented mostly by quartz arenites. Apart from detrital grains (quartz, feldspars, lithoclasts), authigenic minerals are observed in the sandstones. They correspond to iron oxides and hydroxides, clay minerals (kaolinite/dickite, chlorite, illite), carbonate minerals (calcite, dolomite, ankerite), sulphate minerals and quartz. A number of processes have been identified, which affected the sandstones. These are mechanical and chemical compaction, cementation, replacement, dissolution and alteration of unstable components. The effects of the processes have been variously marked within the deposits, depending on the mineral composition, burial depth and temperature. As a result, two diagenetic stages can be identified: eo- and mesodiagenesis. The deposits may have been heated to the maximum temperatures of approximately 130°C.

Key words: diagenetic processes, sandstones, Western Pomerania.

WSTĘP

Badaniami objęto piaskowce występujące pomiędzy karbońską formacją Regi a utworami wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej permu dolnego. Niższa ich część repre-

zentuje według Żelichowskiego (1987) osady westfalu D i autunu (formacja Dziwny), a wyższa odpowiada najwyższemu stefanowi i najniższej części autunu (formacja Świńca) (Dy-

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

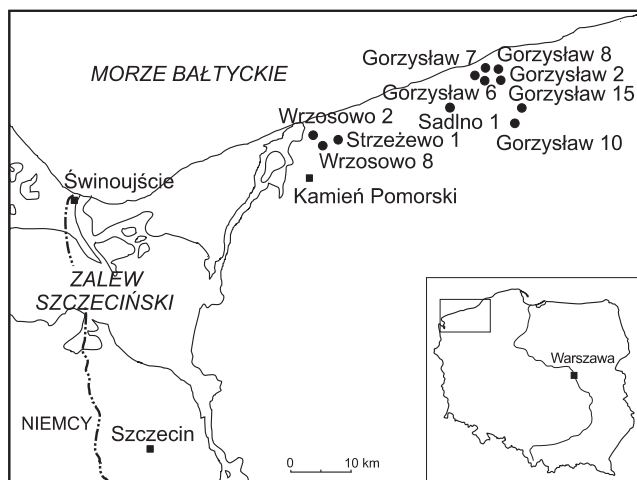


Fig. 1. Lokalizacja badanych otworów wiertniczych

Location of the boreholes studied

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

Piaskowce z pogranicza pensylwanu i czerwonego spągowca dolnego związane są z aluwialnym i fluwialnym systemem depozycyjnym. Stanowią one głównie wkładki wśród czerwono-brunatnych iłowców i mułowców. Jedynie ku stropowi formacji Dziwny w ujęciu Żelichowskiego (1987) zawartość piaskowców wzrasta. Są to skały szare, szarzielonkawe lub szarobrunatne. Występują tu odmiany średnio- i gruboziarniste, niekiedy zlepieńcowate, notowano również piaskowce drobnoziarniste. Najczęściej jednak występują odmiany różnoziarniste, o słabym wysortowaniu ma-

teriału detrytycznego. Tekstura piaskowców jest zwięzła, często kierunkowa, podkreślona równoległym ułożeniem blaszek łuszczyków lub obecnością lamin o drobniejszym lub grubszym uziarnieniu.

Większość badań (badania w mikroskopie polaryzacyjnym w świetle przechodzącym i odbitym, badania w elektronowym mikroskopie skaningowym, katodoluminescencyjne, rentgenostrukturalne) została wykonana w Państwowym Instytucie Geologicznym w Warszawie. Niektóre analizy zostały wykonane w innych ośrodkach: w Pracowni Spektrometrii Mas Instytutu Fizyki na Uniwersytecie im. M. Curie-Skłodowskiej w Lublinie (oznaczenia stabilnych izotopów węgla i tlenu w cementach węglanowych), w Instytucie Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie (analiza w podczerwieni minerałów pod grupy kaolinitu).

teriału detrytycznego. Tekstura piaskowców jest zwięzła, często kierunkowa, podkreślona równoległym ułożeniem blaszek łuszczyków lub obecnością lamin o drobniejszym lub grubszym uziarnieniu.

Wśród opisywanych piaskowców najczęściej wyróżniono arenity kwarcowe, podrzędnie waki kwarcowe (fig. 2). W dwóch otworach wiertniczych Gorzysław 10 i Wrzosowo 8 zauważono wśród wak odmiany sublityczne, ze zwiększonym udziałem (>5% obj.) okruchów skalnych, głównie pochodzenia osadowego.

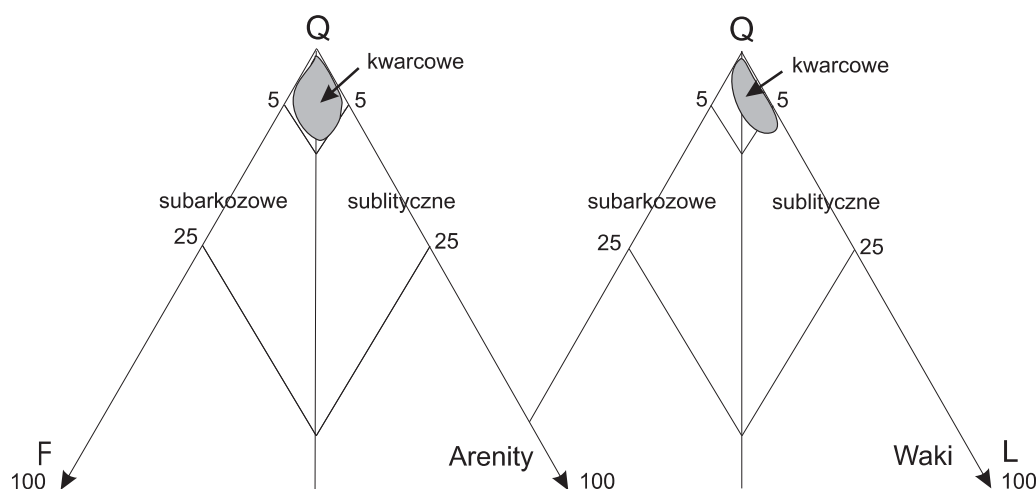


Fig. 2. Piaskowce z pogranicza pensylwanu i czerwonego spągowca dolnego na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijohna i in. (1972)

Pennsylvanian/Lower Rotliegend transition sandstones according to classification triangles of Pettijohn *et al.* (1972)

SZKIELET ZIARNOWY

Głównym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc monokrystaliczny (40–71% obj.) i polikrystaliczny (3%–25% obj.). Ziarna polikrystaliczne wykazują budowę mozaikową i są zapewne oligomiktycznymi fragmentami skał krystalicznych, jak granitoidy, gnejsy, kwarcyty, łupki krystaliczne lub mogą reprezentować skały krzemionkowe.

Skalenie potasowe (poniżej 3% obj.) reprezentowane są przez ziarna niezblźniaczone, rzadko występuje zbliźniaczony polisyntetyczny mikroklin. W badanych osadach występują także owalne pseudomorfozy robakowatego kaolinitu, być może po ziarnach plagioklazów obecnie nie dostrzeganych.

Litoklasty (0–3,3% obj.) najczęściej reprezentowane są przez niewielkie intraklasty brunatnych iłowców i mułowców żelazistych oraz przez fragmenty skał starszych, głównie szarozielonkawych iłowców. Poza tym notuje się pojedyncze okruski skał wylewnych i kwarcowo-łyszczykowych łupków krystalicznych.

Wśród łyszczyków wyróżniono muskowit częściowo przeobrażony w kaolinit oraz częściowo schlorytyzowany biotyt. Zawartość łyszczyków wzrasta w piaskowcach drobnoziarnistych w porównaniu do średnio- i gruboziarnistych.

Wśród minerałów akcesorycznych wyróżniono cyrkon, turmalin, amfibole, a także magnetyt i tytanomagnetyt.

SKŁADNIKI SPOIW

Związki żelaza w opisywanych piaskowcach reprezentowane są głównie przez hematyt. Występuje on w postaci pyłu impregnującego piaskowce – szczególnie waki – współwystępując z wodorotlenkami żelaza i z ilastym spoiwem detrytycznym. Hematyt wchodzi również w skład obwódek ilasto-żelazistych tworzących się na ziarnach detrytycznych. Jednak najbardziej charakterystyczne wystąpienia dla piaskowców z pogranicza pensylwanu i permu dolnego, to obserwowane krystalizacje hematytowe (tabl. I, fig. 1) w postaci euhedralnych blaszek, tworzące kuliste skupienia lub wypełnienia przestrzeni mikroporowych. Drobne formy konkrecyjne o charakterze cementacyjnym (fig. 3) obserwowano w profilach z otworów wiertniczych Sadlno 1, Gorzysław 6, 7, 8 i 10. Sporadycznie odnotowano także niewielkie skupienia pirytu.

Minerały ilaste w piaskowcach formacji Dziwny i Świńca są zarówno allo-, jak i autigeniczne. Allogeniczne minerały ilaste dostarczone zostały do basenu sedymentacyjnego w postaci bardzo drobnych blaszek lub okruszków skał ilastych. Na skutek roztarcia tych okruszków powstało w piaskowcach pelityczne spoiwo, określone jako matriks. W takim przypadku odróżnienie rodzajów minerałów ilastych w mikroskopie polaryzacyjnym jest mało prawdopodobne. Ilaste minerały autigeniczne reprezentowane są przez kaolinit/dickit, chloryt, rzadziej illit. Pomocne w ich identyfikacji były przeprowadzone badania rentgenostrukturalne i spek-

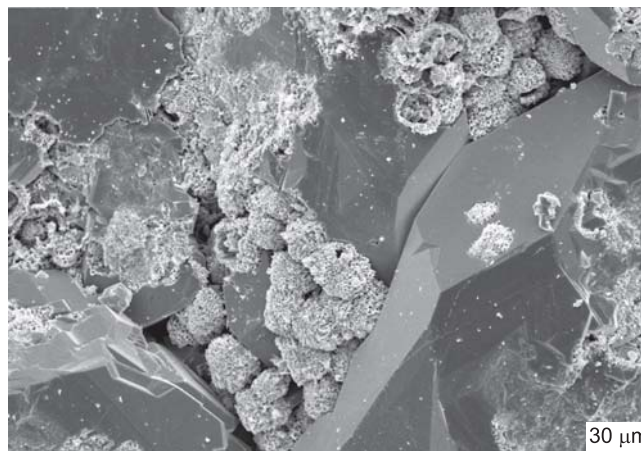


Fig. 3. Kuliste skupienia hematytu współwystępujące z kwarcem autigenicznym w spoiwie arenitu kwarcowego

Otwór wiertniczy Gorzysław 6, głębokość 2797,0 m; SEM

Spherical hematite aggregates accompanying authigenic quartz in the cement of quartz arenite

Gorzysław 6 borehole, depth 2797.0 m; SEM image

trometryczne w podczerwieni. Kaolinit najczęściej występuje w formie płytkowych skupień, wypełniających przestrzenie porowe, tworząc robakowate formy grubokrystaliczne, bądź agregaty nieregularne, przeważnie drobniej wykrystalizowane, o mniejszej rozciągłości, zwane blokowymi. Taka forma bywa charakterystyczna dla dickitu (Hassouta i in., 1999). Autigeniczne kryształy kaolinitu/dickitu o pseudoheksagonalnym pokroju płytek widoczne są już w mikroskopie polaryzacyjnym, a dokładniejsze ich obserwacje prowadzono w SEM i w katodoluminescencji (tabl. I, fig. 2). W celu identyfikacji dickitu posłużono się analizą rentgenostrukturalną wyseparowanych frakcji ilastych oraz analizą w podczerwieni. Jak wynika z dyfraktogramów kaolinit jest podstawowym składnikiem frakcji mniejszej od 2 i 2–10 μm (fig. 4). W dwóch próbkach (otw. wiertn.: Gorzysław 2, głęb. 2672,1 m i Gorzysław 10, głęb. 2850,5 m) we frakcji mniejszej od 2 μm odnotowano wyraźną obecność dickitu. Analiza w podczerwieni wykonana dla pięciu próbek piaskowców potwierdziła obecność dickitu w ilości od 20 do ok. 50%. Występuje on zarówno we frakcji 2–10, jak i <2 μm . Z analizy wykresów wynika, że we frakcjach grubszych ilość ta jest większa, nieznacznie zwiększa się również udział dickitu wraz z głębokością (fig. 5). Dickit może stanowić jeden ze wskaźników paleotemperatur, w jakich zachodziła diagenaza badanych piaskowców, ponieważ jego obecność sugeruje temperatury ok. 120°C (Ehrenberg i in., 1993). Poza tym w piaskowcach zaobserwowano owalne pseudomorfozy kaolinitowe po ziarnach detrytycznych, najprawdopodobniej po plagioklazach. Kaolinit niejednokrotnie ujawnia w SEM ślady chlorytyzacji, bądź illityzacji (fig. 6).

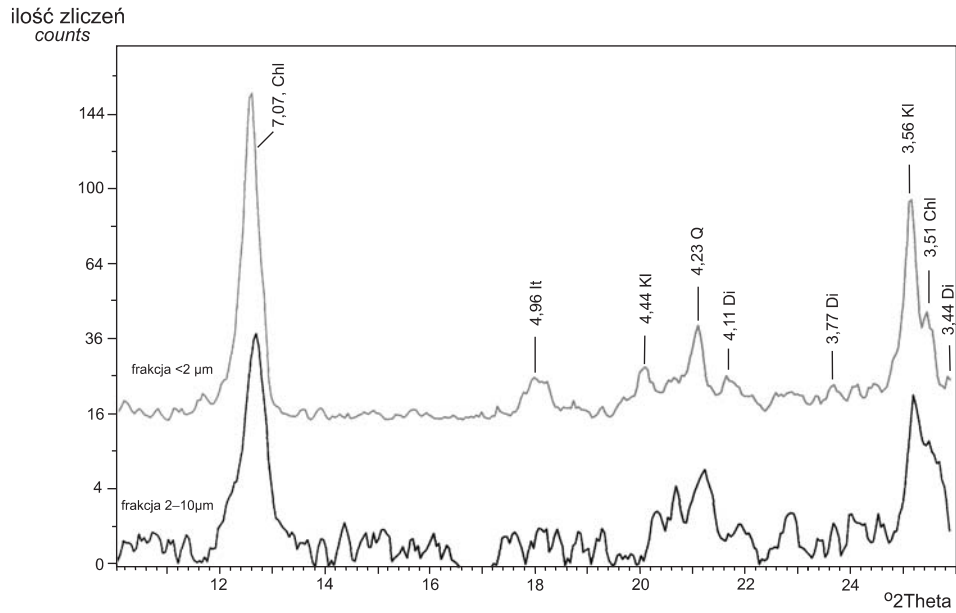
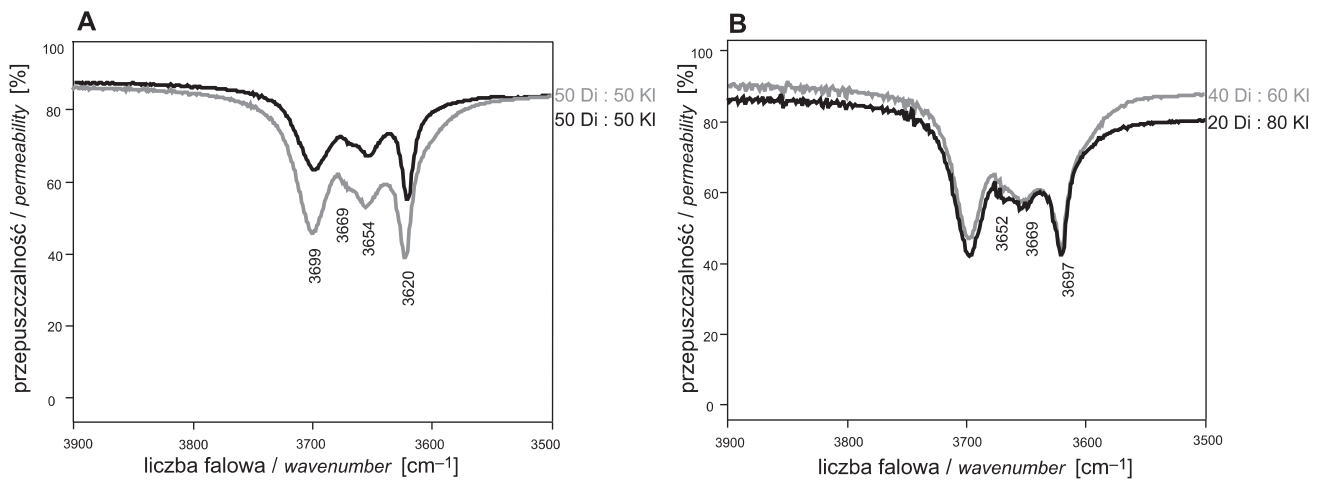


Fig. 4. Dyfraktogramy rentgenowskie z frakcji ilastych (preparaty prasowane)

Otwór wiertniczy Gorzysław 10, głębokość 2850,5 m; wartości odstępów międzypłaszczyznowych (d): kaolinitu (KI), dickitu (Di), illitu (It), chlorytu (Chl) i kwarcu (Q)

X-ray diffractograms of the clay fractions (pressed)

Gorzysław 10 borehole, depth 2850.5 m; values of interlayer spacings (d) of kaolinite (KI), dickite (Di), illite (It), chlorite (Chl) and quartz (Q)



otwór wiertniczy Gorzysław 2, głębokość 2772,1 m
Gorzysław 2 borehole, depth 2772.1 m

otwór wiertniczy Gorzysław 8, głębokość 2947,4 m
Gorzysław 8 borehole, depth 2947.4 m

Fig. 5. Widma absorcyjne kaolinitu i dickitu w podczerwieni

A – frakcja 2–10 μm; **B** – frakcja <2 μm; zawartość kaolinitu (KI) i dickitu (Di) w %

Infrared absorption spectra for kaolinite and dickite

A – fraction 2–10 μm; **B** – fraction <2 μm; kaolinite (KI) and dickite (Di) content in %

Chloryty obserwowane w spoiwie analizowanych piaskowców najczęściej występują w postaci blaszek lub łusek, tworząc różnorodne skupienia, a miejscami tworzą cienkie obwódki na ziarnach detrytycznych. Występujące tu chloryty są zapewne produktami przeobrażania minerałów maficznych, łyszczyków oraz kaolinitu. Badania w SEM i EDS ISIS wykazały, że są to głównie chloryty żelaziste.

Najrzadziej notuje się autigeniczne illity, w postaci blaszek lub włókien. Współwystępują one z kaolinitem, chlorytem lub kwarcem autigenicznym (fig. 7).

Minerały węglanowe w piaskowcach formacji Dziwny i Świńca występują na ogół w bardzo niewielkich ilościach, zazwyczaj poniżej 5% obj. Jedynie w otworach wiertniczych Wrzosowo 2 i Wrzosowo 8 zawartość tych składników wzrasta do kilkunastu procent (np. w próbce z otworu wiertniczego Wrzosowo 8, głęb. 3153,2 m wynosi 19% obj.).

Wśród minerałów węglanowych najczęściej występuje kalcyt manganowy (tabl. I, fig. 3) i żelazisty, rzadziej dolomit. W piaskowcach z otworu wiertniczego Sadlno 1 stwierdzono Fe-kalcyt, Fe-dolomit i ankeryt. Spoiwo węglanowe ma najczęściej charakter porowy, zwykle jest drobnokrystaliczne. Rzadziej występują pojedyncze romboedry, dotyczy to głównie dolomitu. Grubokrystaliczny cement węglanowy występuje w piaskowcach z otworów wiertniczych Wrzosowo 2 i Wrzosowo 8.

Mn-kalcyt wykazuje w CL żółtą i żółtopomarańczową luminescencję, dzięki zawartości manganu (aktywatora) w sieci krystalicznej. Rozmieszczenie manganu w osobnikach kalcytu jest homogeniczne. Kalcyt tworzy zazwyczaj formy anhedralne, rzadziej subhedralne. Mn-kalcyt często zastępuje ziarna detrytyczne, tworząc częściowe lub całkowite pseudomorfozy. Niekiedy kalcyt zawiera także do-

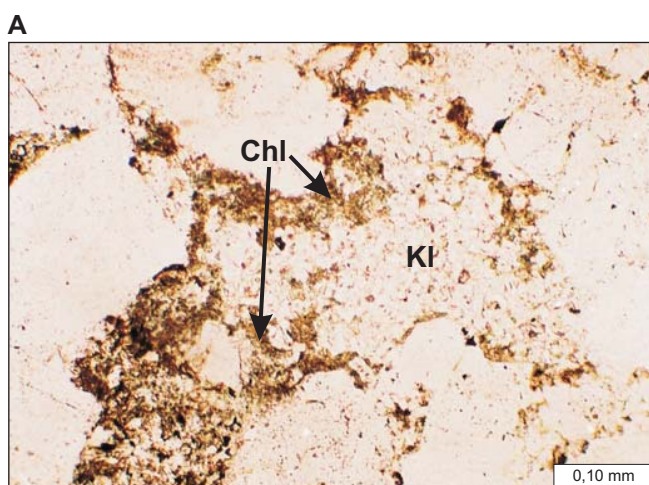


Fig. 6. Efekt częściowej chlorytyzacji kaolinitu w spoiwie piaskowca

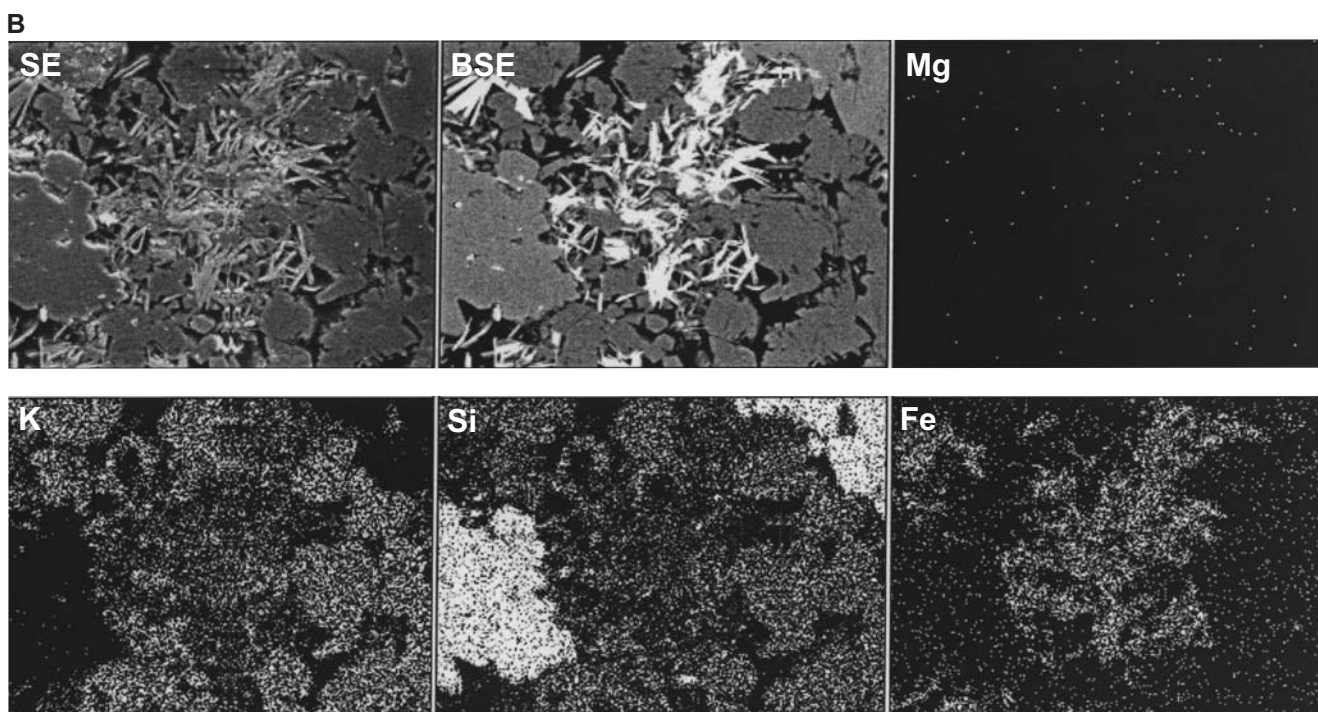
A – obraz z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora; Chl – chloryt, Kl – kaolinit

B – mapy rozkładu pierwiastków: magnezu (Mg), potasu (K), krzemu (Si) i żelaza (Fe); otwór wiertniczy Gorzysław 10, głębokość 2864,7 m; SE – obraz elektronów wtórnych; BSE – obraz elektronów odbitych

The effect of partial chloritization of kaolinite in the cement of sandstone

A – polarizing microscope image, without analyzer; Chl – chlorite, Kl – kaolinite

B – maps of the magnesium (Mg), potassium (K), silicon (Si) and iron (Fe) distribution; Gorzysław 10 borehole, depth 2864.7 m; SE – secondary electron image; BSE – backscattered electron image



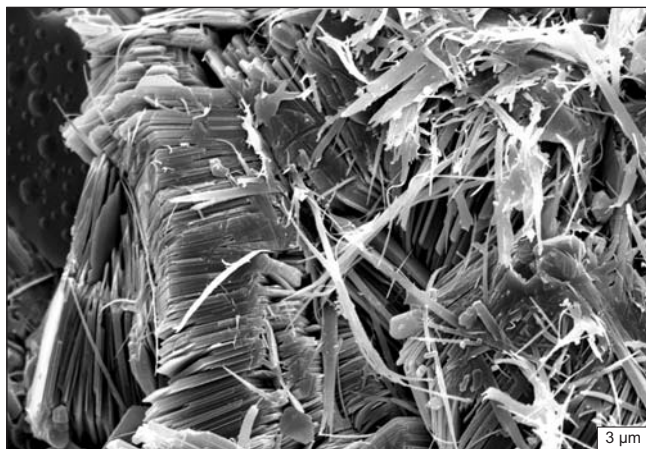


Fig. 7. Kaolinit robakowaty częściowo przeobrażony w illit

Otwór wiertniczy Gorzysław 7, głębokość 2848,3 m; SEM

Vermiform kaolinite partly altered to illite

Gorzysław 7 borehole, depth 2848.3 m; SEM image

mieszkę żelaza dwuwartościowego, a jego obecność w strukturze minerału obniża intensywność luminescencji.

Dolomit i Fe-dolomit tworzą różnej wielkości romboedry, rzadziej występują w postaciach anhedralnych i subhedralnych. Często romboedry dolomitu wykazują budowę pasową. Niekiedy ich partie brzeżne mają skład ankerytu.

Oznaczenia stosunków izotopowych $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ wykonano w dwóch próbkach (Maliszewska i in., 2004). Dla kalcytu uzyskano wartości: $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} - 9,81\%$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} - 5,59\%$, dla dolomitu natomiast odpowiednio: $-14,47\%$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ i $-3,30\%$ $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$. Nasuwa się jednak spostrzeżenie, że wartości te są zbliżone do tych, które otrzymano dla osadów pensylwanu. Nie wyklucza się zatem wstępujących karbońskich roztworów porowych jako źródła dla krystalizacji opisywanych cementów. Wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ sugerują także znacznie wyższe niż 50°C temperatury krystalizacji spoiwa kalcytowego i dolomitowego.

Minerały siarczanowe w piaskowcach z pogranicza pensylwanu i czerwonego spągowca dolnego reprezentowane są głównie przez niewielkie tabliczki anhydrytu. Często obserwuje się ślady ich rozpuszczania. Poza tym miejscami pojawia się także baryt. Zawartość cementu siarczanowego w piaskowcach nie przekracza 2% obj.

Spoivo kwarcowe w badanych piaskowcach występuje powszechnie, często w ilościach powyżej 10% obj. (max. 21,4% obj.). Kwarc autigeniczny występuje w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych lub tworzy cement porowy. W przestrzeniach porowych obserwuje się także pojedyn-

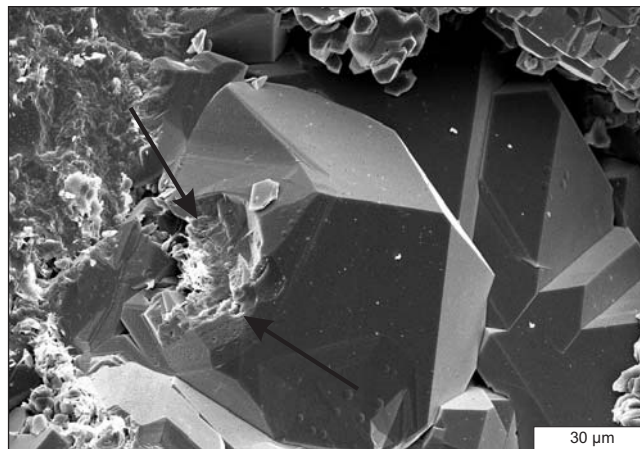


Fig. 8. Efekty rozpuszczania (strzałki) kwarcu autigenicznego w piaskowcu

Otwór wiertniczy Gorzysław 6, głębokość 2782,8 m; SEM

The effects of dissolution (arrows) of authigenic quartz in sandstone

Gorzysław 6 borehole, depth 2782.8 m; SEM image

cze, euhedralne kryształy. Miejscami syntaksjalne obwódki różnych ziaren kwarcu stykają się ze sobą, szczelnie wypełniając wolne przestrzenie w skale. Wnikliwe obserwacje cementu kwarcowego w analizie CL pozwoliły wyróżnić co najmniej dwie jego generacje. Obfitość spoiwa kwarcowego jest przyczyną powstawania bardzo zwężonych struktur, upodabniając piaskowce do kwarcytów (tabl. I, fig. 4). Niejednokrotnie odróżnienie ziaren detrytycznych od kwarcu autigenicznego możliwe jest tylko przy zastosowaniu katodoluminescencji, ujawniającej różnorodne świecenie ziaren (barwy brunatne, niebieskie) i spoiwa kwarcowego (brak luminescencji lub ciemnobrunatna). Zdarza się, że granica między ziarnem a narastającym kwarcem regeneracyjnym podkreślona jest bardzo cienką otoczką ilastą lub ilasto-żelazistą. Autigeniczne spoiwo kwarcowe zwykle współwystępuje z autigenicznymi minerałami ilastymi. W wielu próbkach piaskowców obserwuje się ślady rozpuszczania cementu kwarcowego (fig. 8).

W kwarcu autigenicznym piaskowca z otworu wiertniczego Sadlno 1 (głęb. 4392,3 m) dostrzeżono drobne igielki hematytowe, przypominające siatkę sagenitową.

Fosforan wapnia występuje akcesorycznie i nie ma szczególnego znaczenia dla cementacji piaskowców. Fosforany można było zidentyfikować tylko w katodoluminescencji (świecenie w barwach żółtozielonkawych) w obrębie cementu kaolinitowego, w postaci bardzo drobnych wprysnięć (otwór wiertniczy Wrzosowo 8).

PROCESY DIAGENETYCZNE

Kompakcja mechaniczna powoduje wzrost upakowania materiału detrytycznego w osadzie, wzrost ciężaru właściwego skały, ograniczenie jej porowatości. Wielu autorów, którzy śledzili przemiany diagenetyczne w osadach silikoklastycznych (między innymi: Glennie i in., 1978; Bjørlykke, 1989) stwierdza, że pierwotna porowatość takich skał wynosiła ponad 40%, podczas gdy obecnie waha się od kilku do kilkunastu procent. Dla oszacowania roli kompaktacji mechanicznej w procesie redukcji porowatości pierwotnej wykorzystano wzory i wykres zaproponowany przez Houseknechta (1987). Analizie poddano 32 próbki piaszkowców nasączonych niebiesko zabarwioną żywicą.

Z obliczeń wynika, że kompaktacja jest odpowiedzialna za ograniczenie pierwotnej porowatości w granicach od 0,5 do ok. 70, najczęściej do ok. 50% (fig. 9). Widocznymi skutkami działania tego procesu są: gęste upakowanie materiału detrytycznego, powyginanie blaszek minerałów łuszczykowych, odkształcenia plastyczne lamin ilastych, jak również spękanie ziaren detrytycznych. Efekty kompaktacji chemicznej w postaci kontaktów wklęsło-wypukłych lub zazębiających obserwuje się bardzo rzadko. W stosunku do kompaktacji me-

chanicznej miała ona ograniczony zasięg i była mniej rozpowszechniona. Proces ten jednak ma zawsze wyjątkowo niekorzystny wpływ na właściwości zbiornikowe skał.

W osadach z pogranicza pensylwanu i czerwonego spagowca dolnego duże znaczenie miała wczesna cementacja. Cementacja o charakterze akrecyjnym (Ryka, Maliszewska, 1991) doprowadziła do powstania obwódek ilasto-żelazistych i kwarcowych na ziarnach detrytycznych. Obwódki te mogły działać usztywniająco na osad, chroniąc porowatość pierwotną. W badanych piaszkowcach powszechne jest występowanie obwódek kwarcowych. Drugim ważnym składnikiem cementów jest kaolinit/dickit. Sposób zabudowania przestrzeni porowych przez blaszki kaolinitu powodował zachowanie porowatości międzykrystalicznej. Oprócz tego występują, choć podrzędnie, cementy węglanowe i siarczanowe. Wpływały one niekorzystnie na zachowanie porowatości w osadach, ponieważ ich kilkietapowa krystalizacja skutecznie ją niszczyła. Cementacyjny charakter ma w opisywanych osadach hematyt. Jest on powszechny, a towarzyszące mu wodorotlenki żelaza występują podrzędnie.

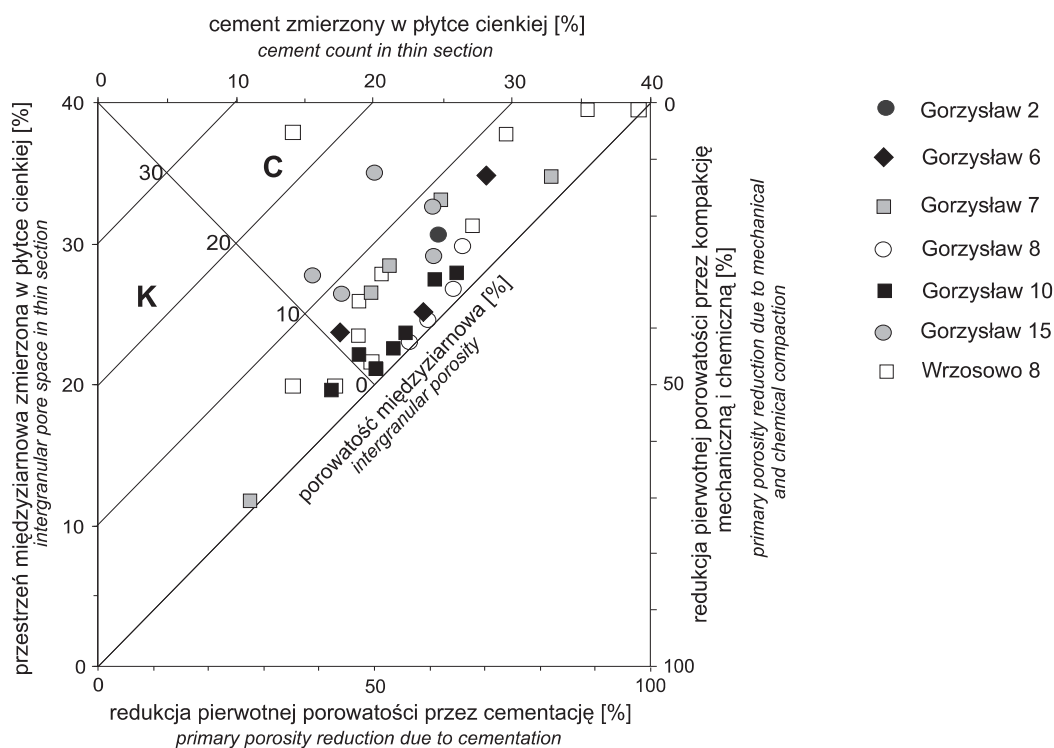


Fig. 9. Diagram Houseknechta (1987) obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość pierwotną piaszkowców

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

Diagram of Houseknecht (1987) showing the effect of compaction and cementation on primary porosity of sandstones

K – field of prevalence of compaction over cementation; C – field of prevalence of cementation over compaction

Epigenetyczny hematyt w osadach z otworu wiertniczego Wrzosowo 2 odnotowała wcześniej Maliszewska (1997a).

Podobnie, jak w przypadku określenia ubytku porowatości pierwotnej przez kompaktację mechaniczną, obliczono obniżenie tej porowatości na skutek cementacji (fig. 9). Okazało się, iż porowatość została zredukowana w granicach od ok. 25 do ok. 85% obj., co wskazuje, że proces cementacji na badanym obszarze był intensywny.

Zastępowanie diagenetyczne miało ścisły związek z cementacją. Mogło mieć różny stopień intensywności, co zależało od pierwotnego składu ziarnowego skał. W badanych osadach efektów działania tego procesu nie obserwuje się często, a są one wyrażone przez zastępowanie ziaren skaleni lub litoklastów przez kalcyt.

Rozpuszczanie diagenetyczne w przypadku badanych osadów nie odgrywało znaczącej roli w tworzeniu wtórnej porowatości. Obserwuje się tu częściowo rozpuszczane ziarna kwarcu i skaleni, widoczne są ślady wytrawień w cementach kwarcowych, węglanowych lub anhydrytowych. Rozpuszczanie tak różnych osobników mogło zachodzić tylko na skutek zmian chemizmu roztworów porowych. Ziarna

kwarcu były trawione przez alkaliczne roztwory solankowe, a osobniki węglanowe podlegały działaniu roztworów kwaśnych, być może pochodzących z osadów karbońskich.

Procesy przeobrażania to tworzenie nowych faz mineralnych kosztem innych, przy czym nowe fazy na ogół nie zachowują form swoich prekursorów. Zjawisko to odnosi się w głównej mierze do przemian skaleni i mik w minerały ilaste: kaolinit, illit, chloryt.

Powstawanie cementu kaolinitowego częściowo związane było z przeobrażeniem skaleni lub muskowitu. Transformacja elementów szkieletu ziarnowego powodowała jego rozluźnienie, a krystalizacja agregatów kaolinitowych była przyczyną utworzenia się licznych mikroporów. Na skutek przeobrażenia biotyту a także kaolinitu tworzyły się chloryty. Miejscami zauważono współwystępowanie kaolinitu z włóknistym illitem, będącym także końcowym produktem przeobrażenia (Bjørlykke, 1989). Skupienia autigenicznych minerałów ilastych wykazują niewielką międzykrystaliczną mikroporowatość, lecz mogły działać destrukcyjnie na zdolności filtracyjne skał.

ETAPY I ROLA DIAGENEZY W TWORZENIU WŁAŚCIWOŚCI ZBIORNIKOWYCH

Wyniki wykonanych badań i obserwacji pozwoliły na odniesienie procesów diagenetycznych do dwóch głównych etapów w historii przeobrażania osadów: eo- i mezodiagenety

(Choquette, Pray, 1970). Schemat taki został zaprezentowany na figurze 10 wraz z uwzględnionym wpływem na właściwości fizyczne badanych piaskowców.

Procesy eodiagenetyczne zachodziły w niskich temperaturach, na niewielkich głębokościach, głównie przy udziale wód kontynentalnych. Na tym etapie na ziarnach detrytycznych powstawały obwódki ilaste, podrzędnie ilasto-żelaziste. W trakcie rozpuszczania niestabilnych ziaren detrytycznych przez roztwory porowe uwalniane były jony Fe^{2+} , które w środowisku oksydacyjnym utleniały się do Fe^{3+} i wytrącały w postaci uwodnionych tlenków. W miarę pogrzebienia osadu następowała rekrytalizacja wodorotlenków żelaza i tworzył się hematyt. Minimalna temperatura dehydratacji i tworzenia hematytu wynosiła około $40^{\circ}C$ (Mücke, 1994). Wczesny etap diagenety, to także czas inicjowania wytrącania kwarcu autigenicznego w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych. Tworzenie cementu kwarcowego obwódkowego kolejnych generacji oraz cementu porowego mogło kontynuować się przez okres mezodiagenety. Źródłami krzemionki były zapewne rozpuszczane ziarna detrytyczne oraz przeobrażane minerały ilaste. Wczesnymi cementami mogły być także anhydryt i baryt, jednak niewielkie ilości tych minerałów nie pozwalają dokładnie prześledzić ich sukcesji w historii diagenety opisywanych piaskowców. Wspomniany już proces przeobrażania niestabilnych składników detrytycznych, między innymi skaleni, doprowadził do uwolnienia potasu, glinu i krzemionki. Sprzyjało to tworzeniu kaolinitu, który jest powszechnym składnikiem spoiw opisywanych piaskowców. Obok kaolinitu zidentyfikowano także dickit. Transformacja

PROCESY	EODIAGENEZA		MEZODIAGENEZA		Po	Pp
	czas					
Kompakcja mechaniczna	—————		—————		-	-
Tworzenie hematytu	—————		—————		+/-	+/-
Przeobrażanie skaleni	—————	—————	—————	—————	+	+
Krystalizacja kaolinitu/dickitu	—————		—————		+/-	+/-
Cementacja kwarcem	—————	—————	—————	—————	+/-	+/-
Rozpuszczanie kwarcu	—————	—————	—————	—————	+	+
Cementacja węglanami	—————		—————		-	-
Cementacja siarczanami	—————	—————	—————	—————	-	-
Rozpuszczanie węglanów i siarczanów	—————		—————		+	+
Zastępowanie	—————		—————		-	-
Krystalizacja chlorytów	—————		—————		+/-	+/-
Krystalizacja illitu	—————		—————		-	-
Kompakcja chemiczna	—————		—————		-	-
Migracja węglowodorów	—————		—————			

Fig. 10. Sekwencja diagenetyczna badanych osadów

Po – porowatość, Pp – przepuszczalność, +/- wzrost/spadek

The diagenetic sequence of the sediments

Po – porosity, Pp – permeability, +/- increase/decrease

kaolinitu w dickit zachodzi w temperaturach ok. 120°C (Ehrenberg i in., 1993). Biorąc pod uwagę, że dickit jest zawsze późniejszy w stosunku do obecnego w osadzie kaolinitu (Hartmann i in., 2000), jego powstanie należy wiązać z późnym okresem mezodiagenety. Odnotowany proces chlorytacji, który doprowadził do powstania chlorytów kosztem kaolinitu, czy proces illityzacji kaolinitu i chlorytu, prowadzący do tworzenia illitu włóknistego również wiąże się z etapem mezodiagenety. Powstanie Fe-chlorytu i włóknistego illitu w opisywanych piaskowcach jest więc związane z wyższymi temperaturami i głębszym pogrzebaniem osadu. Włókniste illity opisywane przez Maliszewską (1997b, 1999) i Kuberską, Maliszewską (2000) w piaskowcach czerwonego spągowca z innych obszarów Polski mogły krystalizować w temperaturze powyżej 120°C. Potas potrzebny do procesu illityzacji pochodził z rozpuszczania ziaren skaleni, jednak mogło to być źródło niewystarczające. Jako dodatkowe źródło przyjmuje się wody porowe pochodzenia morskiego, np. infiltrujące z ewaporatowych osadów cechsztynu (Zwingmann i in., 1998; Maliszewska, 1997b) lub roztwory wstępujące z niżej położonych skał karbońskich (Gaupp i in., 1993). Również badany przez Grotek (Kuberska i in., 2006) materiał organiczny z osadów formacji Dziwny i Świńca wykazuje znaczną dojrzałość termiczną odpowiadającą późnej fazie generacji ropy naftowej, co wskazuje na warunki paleotermiczne w granicach 120–130°C.

Mezodiagenetyza, to także etap tworzenia kolejnych generacji cementu kwarcowego, głównie porowego. Zdaniem Gauppa i in. (1993) źródłem krzemionki w skałach o zwiększonym udziale cementu kwarcowego, przy jednoczesnym rozwoju ilastych minerałów autigenicznych również mogą być roztwory infiltrujące z osadów karbonu, szczególnie, że opisywane piaskowce leżą w strefie bezpośredniego kontaktu ze skałami karbońskimi. Cementy węglanowe, do których zaliczono Mn-kalcyt, Fe-kalcyt, dolomit, Fe-dolomit i ankeryt związane są z procesami cementacji mezodiagenetycznej. Wyniki oznaczeń stosunków izotopowych $\delta^{18}\text{O}$ w kalcycie i dolomicie mogą wskazywać, choć tylko w dużym przybliże-

niu, na temperatury ich krystalizacji powyżej 50°C. Mn-kalcyty stwierdzone, między innymi we fluwialnych piaskowcach triasowych (Strong, Milodowski, 1987), czy w piaskowcach czerwonego spągowca (Kuberska, 2004), krystalizowały w temperaturze powyżej 70°C, a miejscami w temperaturze ok. 90°C. Wydaje się, że proces cementacji węglanami z różnym jej natężeniem rozwijał się w czasie trwania całego etapu mezodiagenety.

Ciekawym problemem do rozwiązania pozostaje obecność fosforanów. Jedną z wielu hipotez może sugerować, że jest to pozostałość po częściowo sfosfatyzowanych skałeniach, które później uległy kaolinityzacji. Fosfatyzacja skałeni jest zjawiskiem często opisywanym, na przykład w piaskowcach kambryjskich (Sikorska, 1998).

Jak już wcześniej wspomniano, kompaktacja, której działanie zaczęło się już we wczesnej eodiagenecie miała niekorzystny wpływ na zachowanie porowatości pierwotnej. Podobnie destruktywnie działała kompaktacja chemiczna. Intensywność kompaktacji była ograniczona przez wczesną cementację. Szczególnie obwódki kwarcu autigenicznego na ziarnach detrytycznych działały usztywniająco na osad, chroniąc porowatość pierwotną. Cementy porowe – kwarcowe i węglanowe wpływały niekorzystnie na zachowanie tej porowatości. Zauważono, że ich krystalizacja mogła być kilkuetapowa. Podobnie niekorzystny wpływ miał proces zastępowania diagenetycznego, działający na osad uszczelniająco. Rozluźniająco na szkielet ziarnowy działał natomiast proces przeobrażenia diagenetycznego. Powstające po ziarnach skaleni bądź łuszczyków agregaty ilaste zawierały liczne mikropory międzykrystaliczne. Dopiero powstanie włóknistego illitu, jako końcowego produktu przeobrażenia, np. kaolinitu, mogło powodować całkowite zniszczenie zdolności filtracyjnych skały. Odpowiedzialny za powstanie wtórnej porowatości był proces rozpuszczania diagenetycznego składników detrytycznych lub składników cementów. Jednak dla piaskowców pogranicza karbonu i permu proces ten miał minimalne znaczenie, a efekty jego działania obserwuje się sporadycznie.

PODSUMOWANIE

Piaskowce pogranicza pensylwanu i permu dolnego najczęściej zaliczane są do arenitów kwarcowych, rzadziej do wak kwarcowych. Głównymi składnikami ich spoiw są minerały ilaste (illit, kaolinit, dickit) i kwarc autigeniczny, natomiast węglany i siarczany występują podrzędnie. Wszystkie piaskowce poddane były procesom diagenetycznym, które zachodziły w różnych warunkach pogrzebienia osadu, w dwóch etapach – eo- i mezodiagenety. Piaskowce te, na podstawie dostępnych danych, poddane były temperaturom przekraczającym nieco 100°C, natomiast analiza materiału

organicznego wskazuje na warunki paleotermiczne w granicach 120–130°C.

Dobre i bardzo dobre właściwości petrofizyczne wykazują tylko niektóre poziomy piaskowcowe. Głównymi procesami, jakie miały wpływ na ograniczenie porowatości we wszystkich badanych piaskowcach były kompaktacja i cementacja. Piaskowce z pogranicza karbonu i permu charakteryzują się zarówno porowatością pierwotną, międzyziarnową, jak i wtórną porowatością międzykrystaliczną.

LITERATURA

- BJØRLYKKE K., 1989 — Sedimentology and petroleum geology. Springer-Verlag, Berlin.
- CHOQUETTE P.W., PRAY L.C., 1970 — Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.*, **54**, 2: 207–220.
- DYBOVA-JACHOWICZ S., POKORSKI J., 1984 — Stratygrafia karbonu i dolnego permu w otworze wiertniczym Strzeżewo 1. *Kwart. Geol.*, **28**, 3/4: 589–616.
- 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.
- GAUPP R., MATTER A., PLATT J., RAMSEYER K., WALZBUCK J., 1993 — Diagenesis and fluid evolution of deeply buried Permian/Rotliegende/ gas reservoirs, Northwest Germany. *AAPG Bull.*, **77**, 7: 1111–1128.
- GLENNIE K.W., MUDD G.C., NAGTEGAAL P.J.C., 1978 — Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegende sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea. *J. Geol. Soc. Lond.*, **135**: 25–34.
- HARTMANN B.H., RAMSEYER K., MATTER A., 2000 — Diagenesis and pore-water evolution in Permian sandstones, Ghafir Formation, Sultanate of Oman. *J. Sedim. Res.*, **70**, 3: 533–544.
- 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: 269–285.
- HOUSEKNECHT D.W., 1987 — Assessing the relative importance of compaction processes and cementation reduction of porosity in sandstones. *AAPG Bull.*, **71**, 6: 633–642.
- KUBERSKA M., 2004 — Diagenеза осадков красного спягавца в стrefie Szczecinek–Bydgoszcz (Pomorze Zachodnie). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **411**: 87–168.
- KUBERSKA M., KOZŁOWSKA A., MALISZEWSKA A., GROTEK I., 2006 — Rola diagenезы в творzeniu własności збиорниковых пясковцов гóрного карбону и долного перму з надбаўтыцкай чэсци Поморза Zachodniego. Arch. MNiSW, Warszawa.
- KUBERSKA M., MALISZEWSKA A., 2000 — Diagenesis of the Rotliegend at the margins of the Wolsztyn ridge. *Pr. Spec. PT-MiN*, **17**: 208–209.
- MALISZEWSKA A., 1997a — Charakterystyka petrograficzna – skały осадowe czerwonego спягавца в Polsce на obszarach platformowych. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik в Polsce (red. S. Marek, M. Pajchłowa). Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 38–42.
- MALISZEWSKA A., 1997b — Wiek K/Ar włóknistego illitu z пясковцов czerwonego спягавца Wielkopolski. *W: Datowanie minerałów i skał. IV Ogólnopolska Sesja Naukowa, Lublin*: 50–55.
- MALISZEWSKA A., 1999 — O znaczeniu badań izotopowych diagenetycznego illitu z пясковцов czerwonego спягавца. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 476.
- MALISZEWSKA A., GROTEK I., KOZŁOWSKA A., KUBERSKA M., POŁOŃSKA M., 2004b — Cementy в пясковцах карбону i czerwonego спягавца Pomorza Zachodniego. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- MÜCKE A., 1994 — Postdiagenetic ferruginization of rocks (sandstones, oolitic ironstones, kaolins and bauxites) – Including a comparative study of the reddening of red beds (red. K.H. Wolf, G.V. Chilingarian). *W: Diagenesis IV. Develop. Sediment.*, **51**: 361–423.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R., 1972 — Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York.
- POKORSKI J., 1987 — Czerwony спягавец. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. Pr. Państw. Inst. Geol.*, **119**: 51–64.
- RYKA W., MALISZEWSKA A., 1991 — Słownik petrograficzny. Wyd. Geol., Warszawa.
- SIKORSKA M., 1998 — Rola diagenезы в kształtowaniu przestrzeni porowej пясковцов камбру з polskiej чэсци platformy wschodnioeuropejskiej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **164**.
- STRONG G.E., MIŁODOWSKI A.E., 1987 — Aspects of the diagenesis the Sherwood Sandstones of the Wessex Basin and their influence on reservoir characteristics. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **36**: 325–337.
- ZWINGMANN H., CLAUER., GAUPP R., 1998 — Timing of fluid in a sandstone reservoir of the north German Rotliegend (Permian) by K/Ar dating of related hydrothermal illite. *W: Dating and duration of fluid flow and fluid rock interaction (red. J. Parnell). Geol. Soc. Spec. Publ.*, **144**: 91–106.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1987 — Karbon. Paleozoik podpermski. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (red. A. Raczyńska). Pr. Inst. Geol.*, **119**: 26–51.

SUMMARY

The paper presents the results of petrographical investigations of sandstones from between the Carboniferous Rega Formation and the Lower Permian Wielkopolska Volcanogenic Formation in West Pomerania. Detailed microscopic and X-ray structural analyses were performed. Carbon and oxygen isotopic determinations in carbonate cements were made by a team of specialists headed by S. Hałas from the

Institute of Physics, Maria Curie-Skłodowska University, Lublin. Infrared analyses of kaolinite subgroup minerals were carried out at the Institute of Geological Sciences of Jagiellonian University, Kraków.

The sandstones accumulated within the alluvial and fluvial depositional system and include medium-grained and coarse-grained or conglomeratic, locally fine-grained,

varieties. The sandstones are represented largely by quartz arenites (sporadic wackes). The main components are mono- and polycrystalline quartz grains, feldspars and rock clasts. The cement constituents are commonly represented by iron oxides and hydroxides, authigenic clay minerals (kaolinite/dickite, chlorite, rare illite), carbonate minerals (calcite, dolomite, ankerite), sulphate minerals (anhydrite, barite) and authigenic quartz.

All of the sandstones underwent diagenetic processes that proceeded under different burial conditions in two stages: eodiagenesis and mesodiagenesis. Cementation and

mechanical compaction were the processes that most significantly reduced the primary porosity of the deposits.

The deposits might have been heated to the maximum temperatures of approximately 130°C, as indicated by interpretation of isotopic analyses of carbon and oxygen in the carbonate cements, and by the presence of dickite in the sandstones.

This report includes the results of detailed petrological and petrophysical analyses performed within the Research Project No 2 PO4D 020 26.

TABLICA I

Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i w katodoluminescencji (CL)
Polarizing microscope (PL) and cathodoluminescence (CL) photographs

- Fig. 1. Krystality czerwono przeświecającego hematytu (strzałki) w spoiwie piaskowca (PL – bez analizatora); otwór wiertniczy Gorzysław 10, głębokość 2871,5 m
Red translucent hematite crystallites (arrowed) in cement of sandstone (plain light); Gorzysław 10 borehole, depth 2871.5 m
- Fig. 2. Kaolinit (Kl) w przestrzeni porowej piaskowca; widoczna ciemnoniebieska barwa luminescencji (CL) kaolinitu oraz brązowa i niebieskofioletowa barwa kwarcu detrytycznego; otwór wiertniczy Gorzysław 8, głębokość 2838,7 m
Kaolinite (Kl) in the pore space of sandstone; dark blue luminescent kaolinite and brown and blue-violet luminescent detrital quartz; Gorzysław 8 borehole, depth 2838.7 m
- Fig. 3. Cement węglanowy wypełniający przestrzeń porową w piaskowcu; widoczny Mn-kalcyt (Mn-Ka) o żółtopomarańczowej luminescencji i relikty skalenia potasowego (Sk) wykazującego świecenie w barwach niebieskich; otwór wiertniczy Wrzosowo 8, głębokość 3153,2 m
Carbonate cement in the pore space of sandstone; Mn-calcite (Mn-Ka) with yellow-orange luminescence and relics of blue luminescent potassium feldspar (Sk); Wrzosowo 8 borehole, depth 3153.2 m
- Fig. 4. Efekt zasklepienia przestrzeni porowej w piaskowcu przez rozrastające się obwódki kwarcu autogenicznego (Qa) powstałe na ziarnach kwarcu detrytycznego (Qd); otwór wiertniczy Gorzysław 8, głębokość 2930,5 m
The effect of filling the pore space of sandstone by growing authigenic quartz overgrowths (Qa) developed on detrital quartz grains (Qd); Gorzysław 8 borehole, depth 2930.5 m

