

DIAGENEZA A ROZWÓJ PRZESTRZENI POROWEJ W PIASKOWCACH GÓRNEGO CZERWONEGO SPĄGOWCA POMORZA ZACHODNIEGO

DIAGENESIS AND DEVELOPMENT OF THE PORE SPACE IN THE UPPER ROTLIEGEND SANDSTONES OF POMERANIA

MARTA KUBERSKA¹, ANNA MALISZEWSKA¹, IZABELLA GROTEK¹

Abstrakt. Artykuł przedstawia wyniki badań piaskowców górnego czerwonego spągowca z 23 otworów wiertniczych Pomorza Zachodniego, uzyskanych za pomocą różnorodnych metod analitycznych (komputerowa analiza obrazu, CL, SEM, EDS ISIS, XRD, oznaczenia stabilnych izotopów pierwiastków lekkich, oznaczenia wieku metodą K/Ar krystalizacji włóknistego illitu, badania materii organicznej) i wyniki badań petrofizycznych. Piaskowce najczęściej są reprezentowane przez arenity sublityczne i lityczne. W spoiwie piaskowców oprócz składników detrytycznych (kwarc, skalenie, litoklasty), wyróżniono minerały autigeniczne. Są to tlenki i wodorotlenki żelaza, minerały ilaste (kaolinit, chloryty, illit), minerały węglanowe (kalcyt, dolomit, ankeryt), minerały siarczanowe i kwarc. Wyróżniono 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 mezodiagenety. Maksymalne temperatury, jakie mogły oddziaływać na osad dochodziły do około 160°C. Stwierdzono, że na kształtowanie przestrzeni porowej piaskowców zasadniczy wpływ miała cementacja, kompaktacja oraz rozpuszczanie diagenetyczne. Zamykanie przestrzeni porowej osadów górnego czerwonego spągowca dla przepływu płynów złożowych następowało we wczesnej i środkowej jurze.

Słowa kluczowe: przestrzeń porowa, procesy diagenetyczne, górny czerwony spągowiec, perm, Pomorze Zachodnie.

Abstract. The paper presents the results of studies on Upper Rotliegend sandstones from 23 boreholes of Western Pomerania, acquired by applying different analytical methods (digital image analysis of thin sections, CL, SEM, EDS ISIS, XRD, stable isotope determinations, K/Ar age determination of crystallization of fibrous illite, organic matter studies) and the results of petrophysical analyses. These sandstones are represented mainly by sublithic and lithic arenites. Apart from detrital grains (quartz, feldspars, lithoclasts), authigenic minerals were identified in the sandstones' cements. They correspond to iron oxides and hydroxides, clay minerals (kaolinite, chlorite, illite), carbonates (calcite, dolomite, ankerite), sulphates and quartz. The sandstones underwent a number of diagenetic processes. These are mechanical and chemical compaction, cementation and replacement, and dissolution and alteration of unstable components. The effects of these processes proceeded within the sediment with a different intensity being dependent on its mineral composition, degree of burial and temperature. In reference to that, two stages have been distinguished in the history of diagenesis: eo- and mesodiagenesis. The presumed maximum temperatures that affected the sediment could reach 160°C. It is suggested that the cementation, compaction and diagenetic dissolution had the main influence on the formation of the pore space in the sandstones. The closure of the pore space in the Permian sediments, preventing flow of formation fluids, occurred in the Early and Middle Jurassic.

Key words: pore space, diagenetic processes, Upper Rotliegend, Permian, Western Pomerania.

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

WSTĘP

Przyczyną podjęcia badań piaskowców czerwonego spagowca górnego w strefie Świnoujście–Kołobrzeg były trwające od lat poszukiwania złóż węglowodorów na obszarze Pomorza Zachodniego.

W artykule przedstawiono wyniki badań petrograficznych piaskowców czerwonego spagowca górnego z otworów wiertniczych: Berkanowo 1K, Ciechnowo 1, Ciechnowo 2, Ciechnowo 3, Ciechnowo 4, Ciechnowo 5, Daszewo 12, Międzyzdroje 5, Przytór 3, Resko 3, Sidłowo 1, Sławoborze 1, Sławoborze 3, Słowieńsko 1, Ślepce 3. Poza tym, wykorzystano do celów porównawczych materiały z otworów wiertniczych: Brojce IG1, Karsk 1, Moracz IG 1, Ry-

mań 1 (Maliszewska i in., 2004a, b; Kuberska i in., 2006). Wykonano badania materii organicznej z próbek piaskowców pochodzących z następujących otworów wiertniczych: Brojce IG 1, Daszewo 17, Gorzysław 2, Gorzysław 9, Międzyzdroje 5 oraz Moracz IG 1. Osady czerwonego spagowca górnego na badanym obszarze mają miąższość od ok. 30–40 do ponad 300 m. Analizowane piaskowce tworzą różnej miąższości wkładki i pakiety wśród tych osadów. Otwory wiertnicze, z których pobrano próbki piaskowców do badań petrograficznych, przedstawiono na tle mapy paleogeograficznej schyłku czerwonego spagowca górnego (fig. 1).

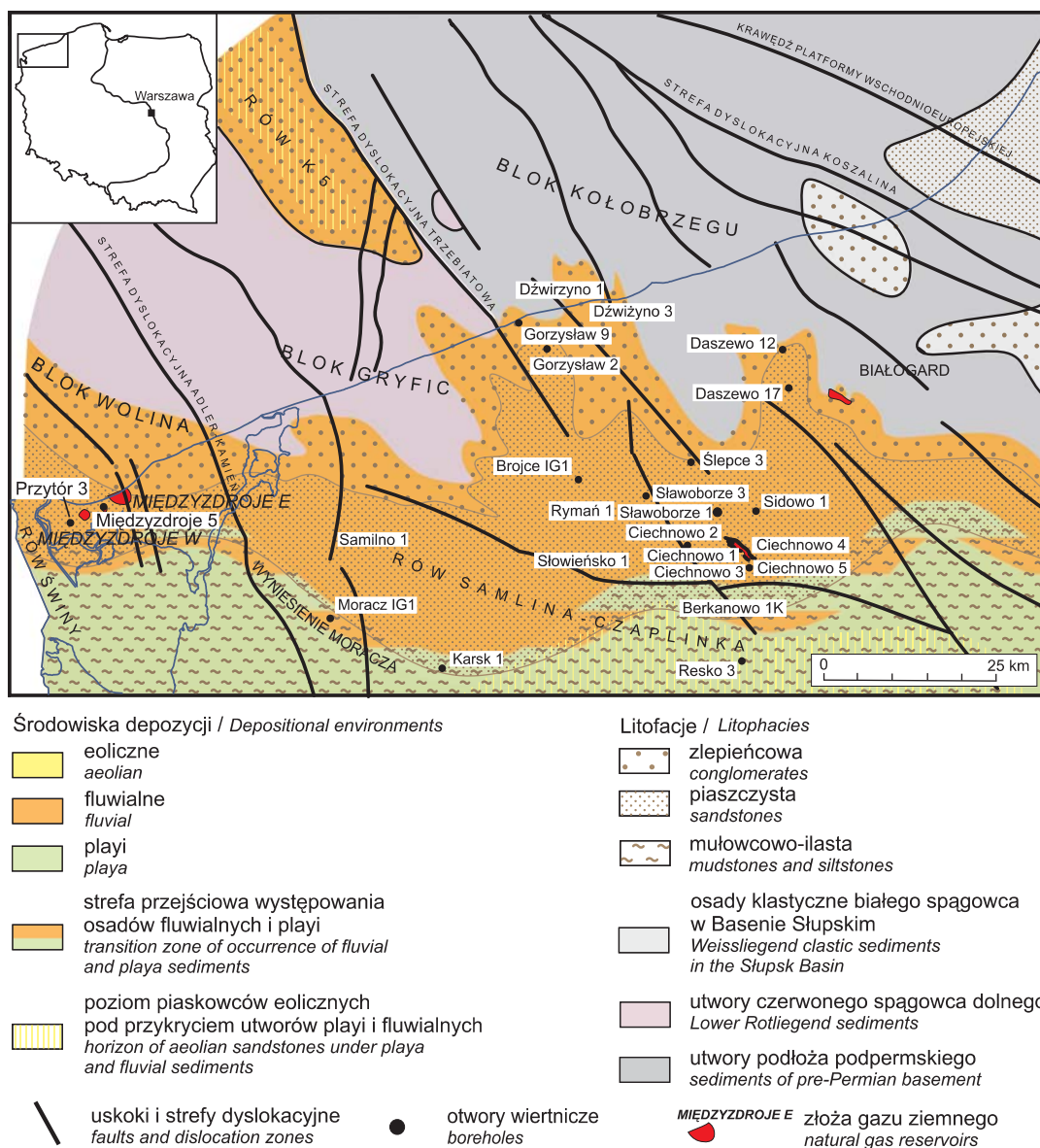


Fig. 1. Lokalizacja otworów wiertniczych na tle mapy paleogeograficznej schyłku czerwonego spagowca górnego (Buniak i in., 2005)

Location of boreholes against a background of end-Upper Rotliegend palaeogeography (Buniak *et al.*, 2005)

W celu zapoznania się ze stratygrafią, podziałami litostratygraficznymi oraz sedimentologicznymi badanymi osadów przeanalizowano szereg prac – głównie następujących autorów: Kiersnowskiego, 1997a, b, 1998; Kiersnowskiego, Buniaka, 2006; Pokorskiego, 1981, 1987, 1997. W wielu opracowaniach opisy petrograficzne skał są tylko częściowo wykorzystywane i przytaczane dla szerszej interpretacji sedimentologicznej lub litostratygraficznej (m. in. Buniak, Solarska, 2004; Mikołajewska, Mikołajewski, 2004a, b). Obserwacje przestrzeni porowej i efektów diagenезy w badanym osadach zaowocowały pracami: Kuberskiej, 1995, 1999a, b, c, 2001, 2004, 2005; Kuberskiej, Maliszewskiej, 2004; Kuberskiej i in., 2005; Maliszewskiej i in., 1998; Mikołajewskiej, Mikołajewskiego, 1999; Rusek i in., 2004, 2005; Rusek, Gauppa, 2004. Prezentowane wyniki stanowią obszernie podsumowanie dotychczasowych badań petrograficznych prowadzonych przez zespół autorski na obszarze Pomorza Zachodniego.

Basen czerwonego spągowca górnego w Polsce północno-zachodniej zlokalizowany jest pomiędzy czołem orogenu warwscyjskiego na południu i brzegiem platformy wschodnioeuropejskiej na północnym wschodzie. Podłoże budują niesfałdowane utwory dewonu środkowego i górnego, misisipu i pensylwanu oraz utwory osadowe i wylewne czer-

wonego spągowca dolnego. Czerwony spągowiec górny leży bezpośrednio na formacji wulkanogenicznej lub na osadach karbonu.

W serii osadowej czerwonego spągowca górnego występuje zróżnicowane spektrum osadów, które należy wiązać z fluwialnym i aluwialnym systemem depozycyjnym. Utwory te reprezentują proksymalną oraz pośrednią i dystalną część systemu fluwialnego. Część piaskowców w profilu otworu Międzyzdroje 5 jest pochodzenia eolicznego (Mikołajewska, Mikołajewski, 2004b). Reprezentują one osady wydymowe i międzywydymowe z wkładkami piaskowców fluwialnych. Osady systemu fluwialnego związane są z depozycją w obrębie równi aluwialnych (dystalne części stożków aluwialnych), gdzie materiał klastyczny transportowany był poprzez system okresowych rzek roztokowych. Osady tego typu reprezentowane są przede wszystkim przez piaskowce, mułowce i iłowce oraz zróżnicowanej miąższości przewarstwienia utworów zwirowych. Zlepierce i piaskowce różnoziarniste przekątnie warstwowane powstawały w licznych płytkich korytach (kanałach) rozprzeczających oraz w postaci łańcuchów śródkorytowych roztokowych rzek piaszczystych. Podczas wysokiego stanu wód na obszarze równi powodziowej dochodziło do depozycji materiału drobnoookruchowego, mułowców i iłowców (Buniak, Solarska, 2004).

METODY BADAŃ

Badaniom mikroskopowym poddano około 150 płytek cienkich, wyciętych z piaskowców czerwonego spągowca górnego. Dla większości z nich wykonano analizę planimetryczną metodą punktową, przy zastosowaniu elektronicznego urządzenia integracyjnego PRIOR Model G. Część płytek cienkich odkrytych objęto analizą barwnikową (Migaszewski, Narkiewicz, 1983), która pozwoliła na wstępne rozróżnienie rodzaju cementów węglanowych. Niektóre płytki zostały wycięte z próbek skalnych nasączonych niebiesko zabarwioną żywicą, co ułatwiło obserwacje przestrzeni porowych i stanowiło podstawowy warunek wykonania badania metodą komputerowej analizy obrazu. Ten rodzaj analizy przeprowadzono za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego Nikon, połączonego kamerą z komputerem wyposażonym w program analizy obrazu Lucia G (Kozłowska, Kuberska, 2006). Wybrane próbki skał poddano analizie katodoluminescencyjnej w lumnoskopie typu CCL 8200 mk3 firmy CITL. W analizie wykorzystano zdolność świecenia składników skalnych pod wpływem strumienia elektronów w warunkach próżni (Peryt, 1981; Marshall, 1988; Sikorska, 1994).

Badania prowadzono za pomocą dwóch elektronowych mikroskopów skaningowych: typu JSM-35 firmy JEOL i typu 1430 firmy LEO, sprzężonych z mikrosondami energetycznymi (EDS ISIS). Celem badań była identyfikacja składników spoiw oraz prześledzenie sposobu zabudowania przestrzeni porowych. Metodą elektronooptyczną zbadano odłupki skalne i płytki cienkie odkryte, w których wybrano mikroobszary do ilościowej analizy rentgenowskiej.

Badania rentgenostrukturalne zostały wykonane na dyfraktometrze rentgenowskim firmy Philips PW 3020 wyposażonym w automatyczny, komputerowy system identyfikacji APO 1877. Analizom rentgenostrukturalnym poddano frakcje ilaste wyseparowane z piaskowców zgodnie z procedurą Jacksona (1979). Frakcję ziarnową 2 μm oddzielono w wirówce Janecky'ego, a frakcję 2–10 μm wyseparowano metodą sedimentacyjną. Próbkę zawierającą włóknisty illit z frakcji <0,2; <0,3 i <2 μm były analizowane w preparatach orientowanych w stanie powietrzno-suchym, po glikolowaniu oraz po prażeniu.

Oznaczenia izotopów węgla i tlenu w kalcytach i dolomitach oraz tlenu i siarki w anhidrytach wykonano na zmodyfikowanym spektrometrze mas MI w Pracowni Spektrometrii Mas Instytutu Fizyki na Uniwersytecie im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie pod kierunkiem Hałasa (Hałas, 1979; Durakiewicz, 1996).

Oznaczenia wieku izotopowego metodą K/Ar krystalizacji włóknistego illitu przeprowadzono za pomocą metod opisanych w pracy Hałasa i Durakiewicza (1997). Materiał badawczy stanowiły wyseparowane z próbek piaskowców frakcje ilaste: <0,2 i <0,3 μm .

Analizę mikroskopową materii organicznej przeprowadzono na polerowanych fragmentach rdzeni wiertniczych przy zastosowaniu światła odbitego białego i niebieskiego (Van Gijssel, 1967; Techmüller, Wolf, 1977).

Pomiary zdolności odbicia światła przeprowadzono w imersji na polerowanych płytkach skalnych, na rozproszo-

nych w skałach osadowych ziarnach wityritu, huminitu lub bituminu o cechach optycznych wityritu. Badania wykonano pod mikroskopem Axioskop firmy Zeiss z mikrofotometrem przy użyciu wzorców ze szkła optycznego o określonej, stałej refleksyjności.

Badania właściwości petrofizycznych skał przeprowadzili: P. Such, M. Włodarczyk, B. Darłak, G. Leśniak,

M. Kyś w Instytucie Nafty i Gazu w Krakowie. Metodyka pomiarów objęła: przygotowanie próbek, badania współczynnika porowatości i gęstości szkieletowej, badania współczynnika przepuszczalności i badania porozymetryczne na porozymetrze rtęciowym AutoPore 9220.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA PIASKOWCÓW

Piaskowce są najpospolitszym typem skał w omawianych profilach czerwonego spągowca górnego. Są to skały czerwono-brunatne, szaroróżowe, niekiedy szare o teksturze bezładnej, miejscami kierunkowej. Wśród nich wyróżniono odmiany drobno- i średnioziarniste, miejscami gruboziarniste lub zlepioncowate (np. otwór wiertniczy Międzyzdroje 5). Upakowanie materiału detrytycznego jest na ogół ściśle. Wskaźnik kontaktów ziaren waha się od 2 do 4. Piaskowce reprezentowane są głównie przez arenity (spora-dycznie waki) kwarcowe, sublityczne i lityczne (fig. 2).

SZKIELET ZIARNOWY

Głównym składnikiem piaskowców są półobtoczone lub ostrokrawędziste ziarna kwarcu. Ziarna kwarcu monokrystalicznego (28,3–76,3% obj. skały) są tu znacznie częstsze od polikrystalicznych (3–22,3% obj.). Ślady tekstury równo-

ległej widoczne w niektórych ziarnach sugerują, że pochodzą one ze skał metamorficznych. Kwarc w analizie katodoluminescencyjnej wykazuje świecenie w barwach: niebieskiej, brunatnej lub niebieskofioletowej.

Skalenie (0,0–4,7% obj. skały) występujące w piaskowcach są reprezentowane przez niezblźniony skałen potasowy i polisyntetycznie zblźniony mikroklin. Ich ziarna są słabo obtoczone i częściowo zargilityzowane.

Grupa okruców skalnych (0,0–49,3% obj. skały) jest reprezentowana głównie przez okrucy skał wulkanicznych. W grupie tej rozpoznano szare i brunatne ryolity i dacyty o strukturze afirowej, rzadziej – porfirowej. Struktura ciasta skalnego bywa mikrofelsytowa lub mikropoikilitowa. Niektóre okrucy mogą reprezentować ignimbryty lub niespieczone tufy popiołowe. Najbardziej obserwowano klasty trachyandezytów i trachybazaltów, ponadto drobnoziarnistych piaskowców, mułowców i wapieni. Występujące miejscami okrucy brunatnych iłowców uznano za intraklasty.

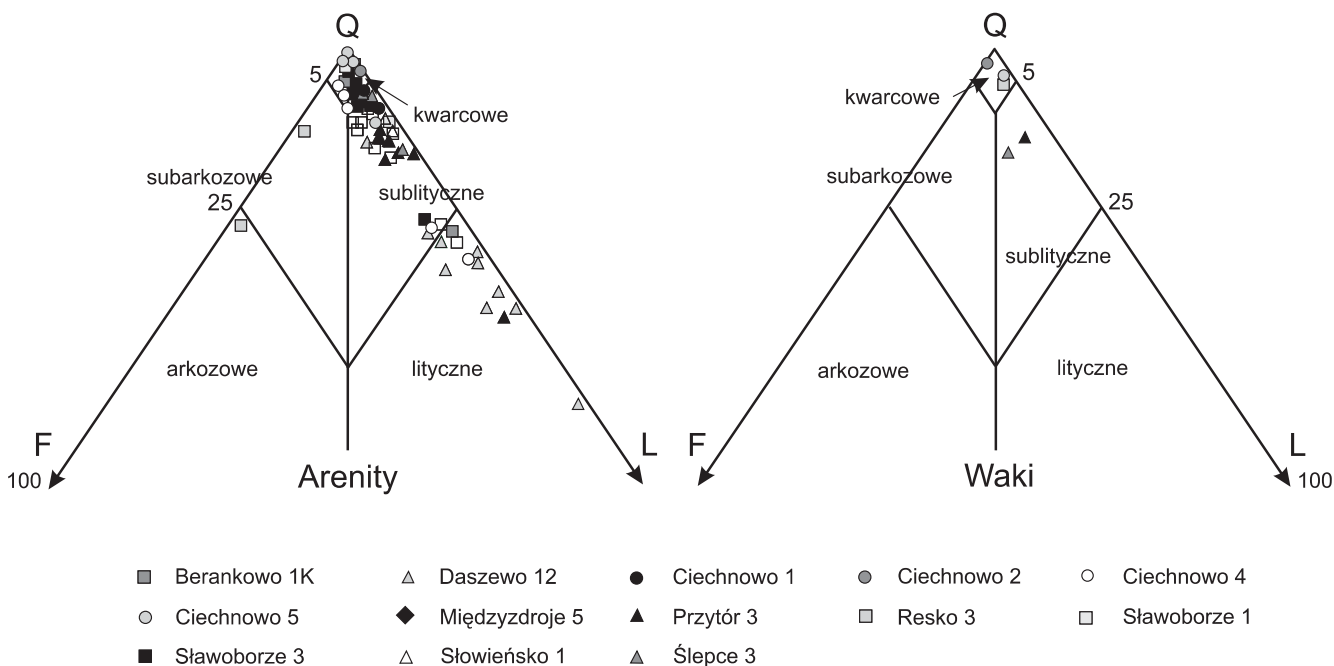


Fig. 2. Piaskowce czerwonego spągowca górnego na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijohna i in. (1972)

Upper Rotliegend sandstones classified according to classification triangles of Pettijohn *et al.* (1972)

Podrzednie w materiale detrytycznym piaskowców występują blaszki muskowitu i biotyту oraz ziarna minerałów ciężkich (cyrkonu, rutylu, turmalinu, epidotu, apatyту, anatazu i tlenków żelaza).

SKŁADNIKI SPOIW

Tlenki i wodorotlenki żelaza

Istotnym składnikiem piaskowców czerwonego spągowca są związki żelaza. Bardzo często występują one jako pył hematytowy lub pelit getytowy, barwiąc osady na kolor różowy lub czerwony. W badanych piaskowcach związki żelaza występują najczęściej w postaci afanokrystalicznej, niekiedy obserwuje się drobne kryształity o zarysach euhedralnych. Pochodzenie ich wiąże się z przeobrażeniami diagenetycznymi. Z hematytem często współwystępują brunatne wodorotlenki żelaza, utworzone na miejscu jako produkty jego hydratacji, bądź stanowiące materiał allogeniczny. Niejednokrotnie wodorotlenkom żelaza towarzyszą minerały ilaste, tworząc wspólnie cienkie otoczki na ziarnach detrytycznych (tabl. I, fig. 1). W niektórych próbkach piaskowców zauważono drobne skupienia pirytu (np. otwór wiertniczy Brojce IG 1 – Maliszewska i in., 2004a).

Minerały ilaste

Zawartość minerałów ilastych w badanych piaskowcach najczęściej wynosi około kilku procent objętościowych. Waki – zawierające powyżej 15% obj. matriksu występują

stosunkowo rzadko. Głównym składnikiem frakcji pelitowej są allogeniczne łusczki ilaste pochodzące z rozdrobnienia i redepozycji wcześniej utworzonych osadów. W obrębie autigenicznych minerałów ilastych wyróżniono: kaolinit, chloryty Fe i Fe/Mg, illit i seladonit.

Kaolinit obserwowano w płytkach cienkich piaskowców w postaci drobnokrystalicznych agregatów, wykazujących w katodoluminescencji świecenie w barwie ciemnoniebieskiej. W skaningowym mikroskopie elektronowym widoczne są pseudoheksagonalne płytki kaolinitu często tworzące robakowate skupienia o strukturze książeczkowej. Wielkość kryształitów wynosi najczęściej kilkanaście mikrometrów (fig. 3). Źródłami glinu i krzemionki dla utworzenia kaolinitu mogły być ziarna skaleni i łusczki łyszczyków.

Chloryty obserwowano w postaci drobnych blaszek, często tworzących agregaty wachlarzowe (tabl. I, fig. 2). Badania w SEM wykazały, że minerały te często tworzą agregaty o strukturze komórkowej. Analizy w mikroskondzie elektronicznej wskazują, że są to chloryty żelaziste i magnezowo-żelaziste. Chloryty obserwowane w analizowanych piaskowcach utworzyły się głównie wskutek przeobrażenia ciasta skalnego okruców wulkanicznych.

Illit występuje w postaci łusczek oraz włókien. Znaczna część łusczek może być allogeniczna – sprecyzowanie ich pochodzenia nie jest możliwe. Z większości łusczek wyrosły *in situ* cienkie włókna, tworzące często mostki między ziarnami detrytycznymi (fig. 4). Często również obserwuje się otoczki autigenicznego illitu wokół ziaren detrytycznych. Przeprowadzone badania rentgenostrukturalne pozwoliły zidentyfikować politypy illitu – 1M i 2M1 w wydzielonych uprzednio frakcjach.

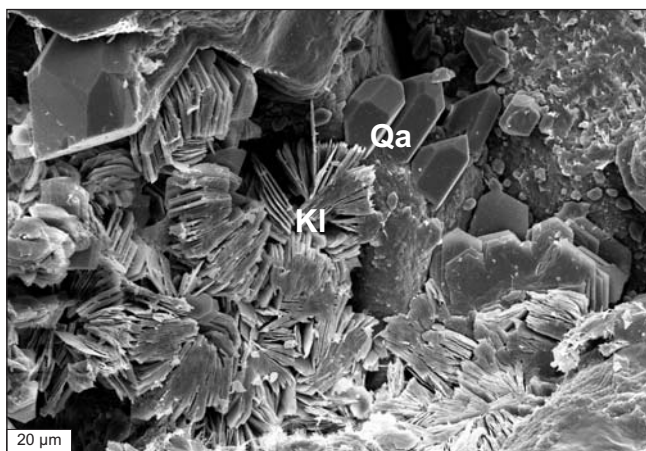


Fig. 3. Kwarc autigeniczny (Qa) współwystępujący z kaolinitem (Kl) w przestrzeni porowej piaskowca

Obraz z mikroskopu elektronowego; otwór wiertniczy Międzyzdroje 5; głębokość 3038,55 m

Authigenic quartz (Qa) co-occurring with kaolinite (Kl) in pore space of sandstone

Electron microscope image; Międzyzdroje 5 borehole; depth 3038.55 m

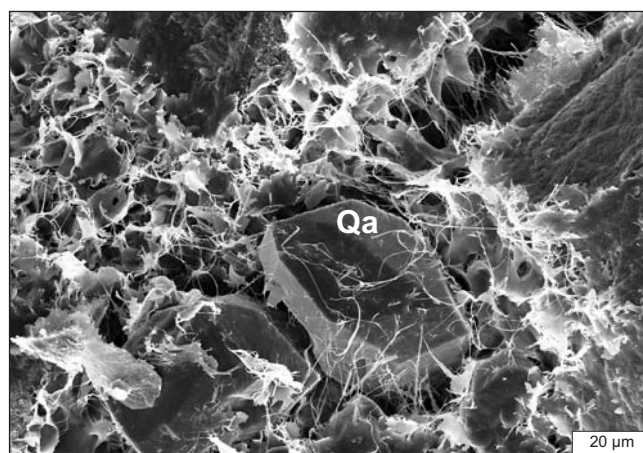


Fig. 4. Kwarc autigeniczny (Qa) współwystępujący z włóknistym illitem w przestrzeni porowej piaskowca

Obraz z mikroskopu elektronowego; otwór wiertniczy Słowieńsko 1; głębokość 3686,8 m

Authigenic quartz (Qa) co-occurring with fibrous illite in pore space of sandstone

Electron microscope image; Słowieńsko 1 borehole; depth 3686.8 m

Tabela 1

Wyniki datowania illitów włóknistych metodą K/Ar
Results of K/Ar dating of fibrous illite

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Frakcja [μm]	K [%]	Radiogeniczny ^{40}Ar [%]	Wiek $\pm\delta$ [Ma]
Ciechnowo 4	3796,8	<0,2	4,98	92,7	187,0 \pm 1,9
		<0,3	5,06	92,6	192,9 \pm 1,9
Międzyzdroje 5	3012,4	<0,2	6,38	91,4	162,0 \pm 1,6
		<0,3	5,92	91,1	175,3 \pm 1,8
Słowińsko 1	3687,8	<0,2	5,02	89,1	167,8 \pm 1,7
		<0,3	5,11	94,6	173,5 \pm 1,7

W trzech wytypowanych próbkach piaskowców z wyseparowanych frakcji ilastych oznaczono wiek wzrostu illitu metodą K/Ar (tab.1).

Wyniki oznaczeń wskazują, że krystalizacja illitu zachodziła w opisywanych piaskowcach w toarku i batonie, a więc we wczesnej i środkowej jurze. Podobne wyniki otrzymała Maliszewska (1997), gdzie oznaczenie wieku K/Ar wzrostu illitu w próbce piaskowca z otworu wiertniczego Karsk 1 wykazało, że wykrył on w jurze środkowej (aalen – 180,5 mln lat). Wydaje się, że prekursorami illitu były ziarna skaleni potasowych, lecz mógł on również krystalizować z wód formacyjnych, co w osadach czerwonego spągowca Niemiec opisali Zwingmann i in. (1998).

Seladonit dostrzeżono w arenitach litycznych, bogatych w okruchy skał wylewnych. Tworzy on drobne skupienia złożone z zielonych, silnie dwójłomnych łuseczek. Współwystępuje z minerałami illit/smektyt.

Minerały węglanowe

Minerały węglanowe są w badanych piaskowcach reprezentowane głównie przez kalcyt i dolomit, wyjątkowo przez ankeryt. Zawartość ich waha się w granicach 0,3–29,7% obj. skały. Minerały te tworzą spoiwa zarówno drobno-, jak i grubokrystaliczne.

Najstarszą generacją minerałów węglanowych jest kalcyt określany jako „czysty” (niezawierający domieszek Mn i Fe, stwierdzanych w granicach czułości stosowanej mikrosondy energetycznej). Odnacza się on brakiem luminescencji, miejscami tworzy narosty i obwódki krustyfikacyjne na okruchach skał węglanowych (tabl. I, fig. 3). Mn-kalcyt odnacza się różowym lub czerwonym kolorem w analizie barwnikowej, a w analizie CL wykazuje luminescencję żółtą lub pomarańczową (tabl. I, fig. 4). Mn/Fe- oraz Fe-kalcyt barwią się płynem Evamy’ego na kolor fioletowy i wykazują luminescencję w barwach pomarańczowo-czerwonych. Wymienione ostatnio trzy odmiany kalcytu występują w postaci kryształów anhedralnych, rzadziej w postaci romboedrów, tworząc spoiwa typu porowego. Często rozwój krystalizacji kalcytu był połączony z zastępowaniem przez niego niesta-

bilnych składników skalnych, zwłaszcza skaleni oraz szkliwa wulkanicznego w litoklastach.

Badania osobników kalcytu za pomocą mikrosondy EDS wykazały, że zawierają one (fig. 5): Ca (36,84–43,53% wag.), Mn (0,00–1,50% wag.), Mg (0,00–0,56% wag.), C (9,67–16,77% wag.), Fe (0,00–0,83% wag.), O (44,67–48,28% wag.).

Wyniki badań inkluzji w kalcytach wykonane przez Jarmołowicz-Szulc (1997) z sześciu próbek z otworów wiertniczych Brojce IG1 i Karsk 1 wskazują, że temperatury homogenizacji mieszczą się w granicach 80–110°C (otwór wiertniczy Brojce IG 1) oraz 100–130°C (otwór wiertniczy Karsk 1). Zasolenie inkluzji mierzone jako *eq.* NaCl waha się w granicach 8,0–18,8%.

W kilkunastu próbkach piaskowców zawierających powyżej 8% obj. kalcytu, oznaczono stosunki izotopów tlenu i węgla. Badane kalcyty wykazały następujące wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$, odpowiednio: od –5,31 do –13,31 ‰_{PDB} i od –0,04 do –2,99 ‰_{PDB}, wyjątkowo +0,11‰_{PDB}.

Wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, odnoszące się do kalcytu manganowego sugerują, że jest to cement krystalizujący w temperaturach wyższych niż 50°C, a nawet – w niektórych przypadkach – przekraczających 80°C (Kuberska, 2004). Wartości te są prawdopodobne dla wód porowych o nieco podwyższonym zasoleniu. Ocena pochodzenia wód krystalizacyjnych znajduje odniesienie do wyników oznaczeń stopnia zasolenia inkluzji fluidalnych w kalcytach (Jarmołowicz-Szulc, 1997). Jeżeli przyjmujemy wartość $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wody porowej równą 0‰ lub nieco dodatnią, to przedział temperatur, w których krystalizował kalcyt będzie mieścił się w granicach 40–100°C. Niewielkie różnice w określaniu temperatur krystalizacji kalcytu metodami analizy inkluzji fluidalnych i oznaczeń izotopowych mogą wynikać z tego, że badania nie obejmowały tych samych próbek.

Wartości $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ w kalcytach sugerują, że węgiel obecny w CO_2 pochodzi głównie z termicznego rozkładu skał węglanowych (Allan, Wiggins, 1993) być może również – z procesów fermentacji materii organicznej w warunkach przypowierzchniowych.

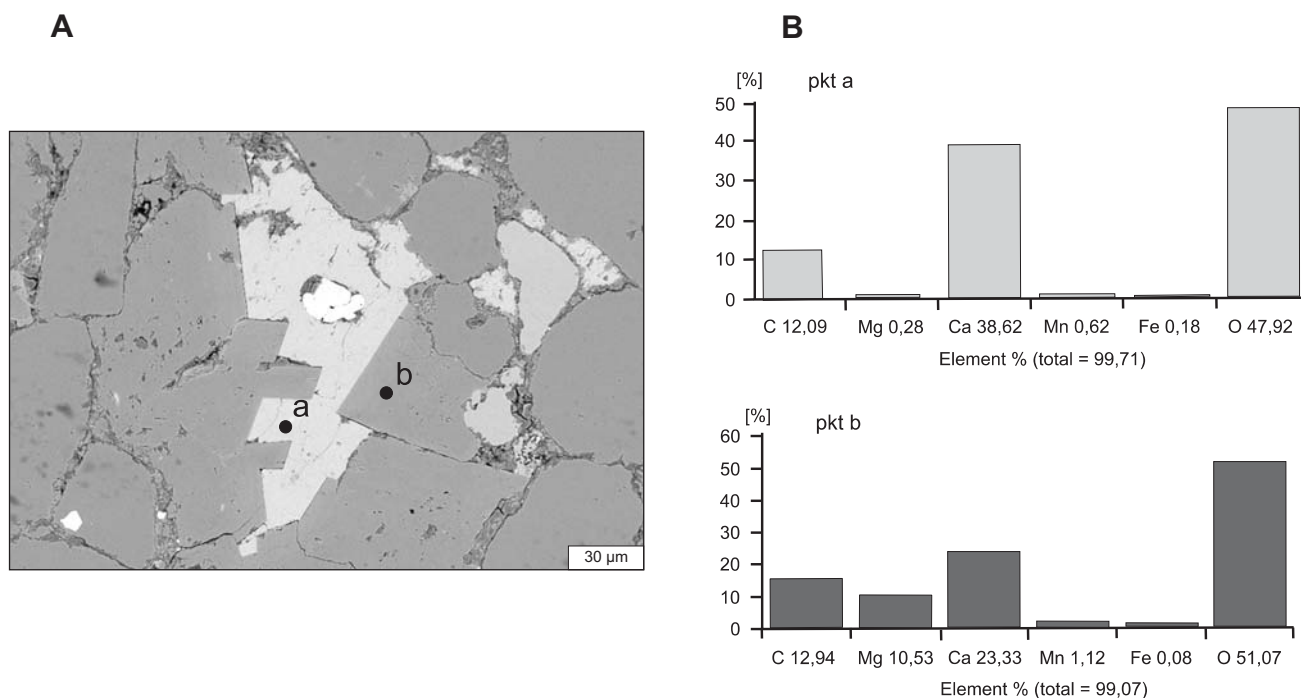


Fig. 5. A – Spiwo kalcytowe (a) i dolomitowe (b) w piaskowcu. B – wykresy składu chemicznego (EDS) w punktach a i b

Obraz (BEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiertniczy Daszewo 12; głębokość 3311,1 m

A – Calcite (a) and dolomite (b) cement in sandstone. **B** – points a and b – quantitative analysis of calcite and dolomite

Electron microspore image (BEI); Daszewo 12 borehole; depth 3311.1 m

W niektórych próbkach piaskowców zauważono obecność dolomitu (tabl. I, fig. 2). Dostrzeżono dolomit niebarwiący się płynem Evamy'ego i Fe-dolomit barwiący się na niebiesko. Obie te odmiany w analizie CL wykazują luminescencję czerwoną (tabl. I, fig. 4), z kolei dolomit zawierający więcej manganu niż żelaza świeci żółto. Dolomit najczęściej występuje w postaci romboedrów. Niekiedy zewnętrzne, przykrawędziowe części romboedrów wykazują skład chemiczny ankerytu (tabl. I, fig. 5).

Badania próbek w mikrosondzie EDS wykazały następujący skład chemiczny: dla dolomitu (fig. 5): Ca (22,17–23,34% wag.), Mn (0,21–1,12% wag.), Mg (8,69–11,50% wag.), C (12,78–13,13% wag.), Fe (0,08–2,43% wag.), O (50,85–51,84% wag.), a dla ankerytu: Ca (18,75–21,35% wag.), Mn (1,02–1,64% wag.), Mg (4,29–7,30% wag.), C (12,20–18,52% wag.), Fe (8,07–10,21% wag.), O (48,785–49,340% wag.).

Wszystkie wymienione odmiany minerałów węglanowych badane w SEM wykazują ślady rozpuszczania.

Minerały siarczanowe

Niemal wyłącznym reprezentantem tej grupy mineralnej jest w analizowanych piaskowcach anhydryt (0,0–15,7% obj. skały). Występuje on w postaci cementów porowych (tabl. I,

fig. 6), złożonych z pojedynczych tabliczek i ich skupień. Długość tabliczek anhydrytu wynosi najczęściej 0,1–0,3 mm. Miejscami notowano w piaskowcach niewielkie nodule anhydrytowe, w których minerał ten tworzy promieniste agregaty wachlarzowe. Obok anhydrytu obserwowano niekiedy tabliczki barytu.

Sądząc z uzyskanych danych izotopowych (Maliszewska i in., 2004b) można przypuszczać, że zbadane cementy anhydrytowe w opisywanych piaskowcach pochodzą z infiltracji osadów czerwonego spągowca przez solanki cechsztyńskie, podobnie jak w innych rejonach Polski.

Kwarc autigeniczny

Cementy kwarcowe w piaskowcach czerwonego spągowca górnego występują najczęściej w postaci syntaksjalnych obwódek regeneracyjnych na ziarnach kwarcu, i niekiedy zarastają przestrzenie porowe (tabl. I, fig. 7). Obwódki utworzone najwcześniej nie wykazują luminescencji, natomiast obwódki utworzone później i cementy wypełniające pory odznaczają się luminescencją w barwach ciemnobrunatnych. Badania w mikroskopie elektronowym wykazały, że autigeniczny kwarc występuje też często w postaci izolowanych słupków o symetrii heksagonalnej. Niektóre z nich narastają na powierzchni ziaren detrytycznych. Często w osobnikach kwarcu

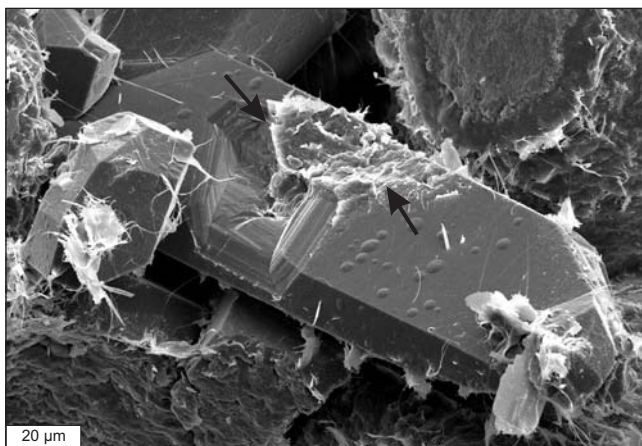


Fig. 6. Ślady rozpuszczania (strzałki) kwarcu autigenicznego

Obraz z mikroskopu elektronowego; otwór wiertniczy Ciechnowo 4; głębokość 3795,8 m

Dissolution traces (arrows) of authigenic quartz

Electron microscope image; Ciechnowo 4 borehole; depth 3795.8 m



obwódki regeneracyjnych na ziarnach z piaskowców (otwory wiertnicze: Brojce IG 1, Moracz IG 1, Wysoka Kamińska 2) wykazały temperatury homogenizacji w granicach 131–165°C oraz zasolenie *eq.* NaCl w granicach 2–9%.

Inne składniki spoiwa

W kilku próbkach z otworów wiertniczych Ciechnowo 2 i Sławoborze 1 zauważono w przestrzeni porowej piaskowców substancję czarnobrunatną, nieprzeświecającą. Przypuszcza się, że są to pozostałości po węglowodorach ciekłych, tym bardziej, że położenie wymienionych głębokich otworów wiertniczych wiąże się z obszarem złożowym.

autigenicznego obserwowane są ślady korozji i rozpuszczania (fig. 6), a także zastępowania przez węglany (tabl. I, fig. 7).

Należy wspomnieć, że niekiedy w opisywanych piaskowcach dostrzegano drobne skupienia chalcedonu o strukturze wachlarzowej (tabl. I, fig. 8). Badania inkluzji fluidalnych dostrzeżonych przez Jarmołowicz-Szulc (1995) w kwarcowych

PROCESY DIAGENETYCZNE

KOMPAKCJA MECHANICZNA I CHEMICZNA

Jednym z głównych i najdłużej działających procesów diagenetycznych jest kompaktacja mechaniczna. Ma ona negatywny wpływ na porowatość pierwotną (tabl. II, fig. 1–3), zachowaną tylko w nielicznych przypadkach i w osadzie drobnoklastycznym może ograniczyć ją o 20–40% (Füchtbauer, 1974). Nasilenie procesu kompaktacji jest zależne od tempa sedymentacji, intensywności depozycji materiału detrytycznego i od grubości nadkładu. Działanie kompaktacji mechanicznej w opisywanych piaskowcach wyraziło się ścisłym upakowaniem ziaren, zwiększeniem gęstości osadów, spękaniem niektórych ziaren mineralnych i litoklastów oraz częściowym wygięciem blaszek łuszczyków, a nawet lamin ilastych. Najsilniejszy stopień upakowania ziaren dostrzeżono w piaskowcach drobnodziarnistych, gdzie wskaźnik kontaktów wynosi ok. 3–4.

Kompaktacja chemiczna, której efektem są wklęsło-wypukłe i zazębiające się kontakty międzyziarnowe jest zauważana w mniejszym stopniu. Ograniczenie porowatości pierwotnej przez działającą kompaktację chemiczną waha się w badanych piaskowcach od ok. 5 do ok. 60,0% (fig. 7).

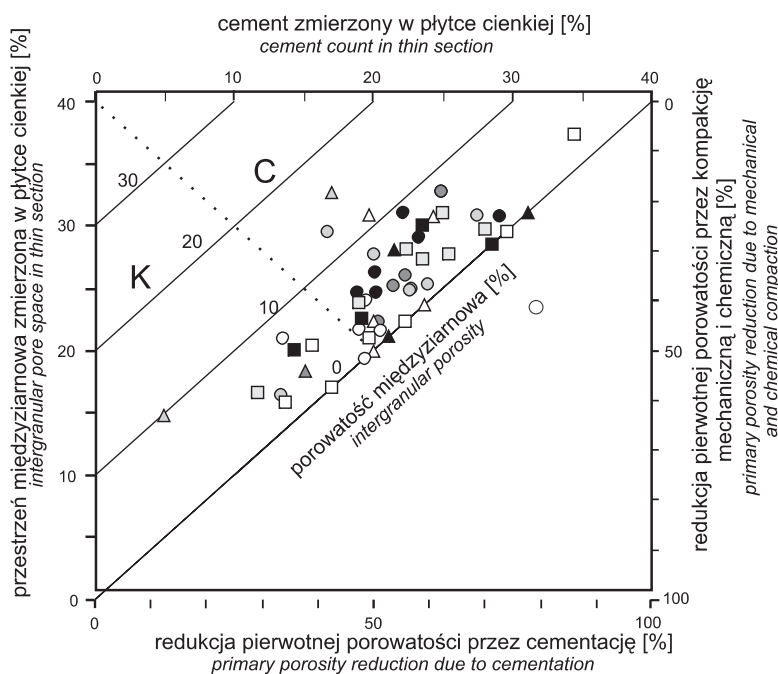
Proces ten miał podstawowe znaczenie dla osadów z otworu wiertniczego Międzyzdroje 5 i Ciechnowo 4 oraz w przypadku pojedynczych próbek z otworów wiertniczych: Ciechnowo 5, Daszewo 12, Sławoborze 1, Sławoborze 3 oraz Ślepce 1.

CEMENTACJA I ZASTĘPOWANIE

Procesy cementacyjne, szczególnie tworzenie spoiw porowych, zachodziło w piaskowcach czerwonego spągowca górnego kilkietapowo, powodując szczelne wypełnienie wolnych przestrzeni międzyziarnowych. Cementacja ograniczyła w tych osadach porowatość pierwotną od ok. 12 do 86,0% (fig. 7), a zatem w dużo większym stopniu niż kompaktacja. W obrębie procesów cementacyjnych działanie chroniące porowatość pierwotną miała tylko cementacja o charakterze akrecyjnym. Powodowała ona tworzenie obwódek kwarcowych, węglanowych, a sporadycznie chlorytowych (tabl. II, fig. 3) na ziarnach detrytycznych.

Spośród różnych cementów węglanowych najistotniejsza wydaje się impregnacja Mn/Fe-kalcytem, który jest tu najliczniejszy. Kalcyt ten występuje w postaci drobno- i średniokryształicznego spar, wypełniającego przestrzenie międzyziarnowe. Łączna zawartość wszystkich odmian kalcytu w skałach wynosi zwykle poniżej 10% obj. skały, lecz miejscami (szczególnie w przystropowych częściach profili czerwonego spągowca górnego) zawartość ta wzrasta, przekraczając nieco nawet 20% obj. skały. Z kolei dolomit pojawia się na ogół nieznacznie, występując w postaci izolowanych romboedrów.

Mniejsze znaczenie miała cementacja osadów anhydrytem, a gips i baryt dostrzegano tylko sporadycznie. W piaskowcach zaznaczyła się także cementacja kwarcem autigenicznym. Obserwowane miejscami obwódki regeneracyjne



- Ciechnowo 1 ● Ciechnowo 2
- Ciechnowo 4 ○ Ciechnowo 5
- △ Daszewo 12 □ Międzyzdroje 5
- ▲ Przytór 3 □ Sławoborze 1
- △ Słowieńsko 1 ■ Sławoborze 3
- △ Ślepce 3

Fig. 7. Diagram Houseknecht (1987) obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość pierwotną piaskowców czerwonego spągowca

C – przewaga cementacji; K – przewaga kompaktacji

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

C – cementation predominance; K – compaction predominance

na ziarnach chroniły porowatość pierwotną, podobnie jak obwódki ilasto-żelaziste. Pozostała część kwarcu autogenicznego oraz agregaty autogenicznych minerałów ilastych wypełniały przestrzenie międzyziarnowe, uszczelniając osad. Wraz z nasileniem cementacji malały porowatość i przepuszczalność. Szczególnie silnie na ograniczanie przepuszczalności wpływała krystalizacja illitu w formie spleąanych ze sobą włókien. Krystalizacja kaolinitu powstałego np. z przeobrażenia ziaren skaleni mogła spowodować powstanie porowatości śródkrystalicznej.

Z procesami cementacji związane jest zastępowanie diagenetyczne. Najczęściej obserwowano efekty zastąpienia skaleni przez kalcyt (tabl. II, fig. 4). Dotyczyło ono nie tylko ziaren skaleni w osadach, lecz także fenokryształów w okrucach skalnych. Miejscami kalcytyzacja objęła również ciało skalne w okrucach wulkanitów. Miejscami obserwowano zastępowanie kwarcu regeneracyjnego przez kalcyt (tabl. I, fig. 7). Nieco rzadziej dostrzegano zastąpienie skaleni i litoklastów przez anhydryt.

ROZPUSZCZANIE

Rozpuszczanie diagenetyczne jest efektem aktywności roztworów porowych krążących w nieskonsolidowanym całkowicie osadzie. Ślady powierzchniowego korodowania, a nawet silnego rozpuszczania obserwowano wielokrotnie na powierzchniach ziaren detrytycznych – głównie skaleni, kwarcu i litoklastów (fig. 8; tabl. II, fig. 5–6) oraz w obrębie kryształów cementów węglanowych, anhydrytowych i kwar-

cowych (fig. 6; tabl. II, fig. 7–8). Rozpuszczanie jest pierwszym z opisywanych dotąd procesów diagenetycznych, mających zasadnicze znaczenie dla wytworzenia się dobrych właściwości zbiornikowych osadów. Powoduje ono tworzenie się porowatości wtórnej, wzrost średnicy porów i rozwój kapilar.

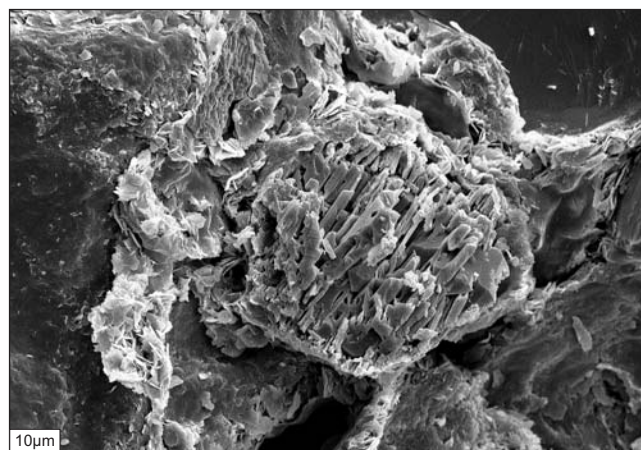


Fig. 8. Relikty skalenia potasowego pozostałe po jego rozpuszczeniu

Obraz z mikroskopu elektronowego; otwór wiertniczy Ciechnowo 1; głębokość 3799,5 m

Relics formed due to dissolution of potassium feldspar
Electron microscope image; Ciechnowo 1 borehole; depth 3799.5 m

PRZEOBRAŻANIE

Równie korzystne (choć o mniejszym zasięgu) dla rozwoju cech zbiornikowych było przeobrażanie niektórych składników mineralnych. Obserwuje się transformacje szklawa wulkanicznego, łyszczyków, minerałów maficznych oraz skaleni. Na skutek tego procesu tworzą się nowe fazy

mineralne z porowatością, na przykład, międzykrystaliczną, która przyczynia się także do wzrostu porowatości całkowitej. Bardzo często jako efekt końcowy powstaje kaolinit, chloryt, illit, bądź minerały mieszanopakietowe illit/smektyt. Jednocześnie takie transformacje ograniczają znacznie przepuszczalność osadów lub całkowicie ją redukują.

CHARAKTERYSTYKA PRZESTRZENI POROWEJ

Charakterystykę przestrzeni porowej w badaniach laboratoryjnych uzyskano poprzez pomiary krzywych ciśnień kapilarnych, a interpretacja wyników badań porozymetrycznych polegała na zinterpretowaniu wielkości liczonych z krzywych ciśnień kapilarnych oraz na analizie kształtu tych krzywych (Such, 1996). Dane te przedstawiono w tabeli 2. Wartości średnicy progowej w badanych próbkach wynoszą od 0,01 do 30,0 μm . Próbkę charakteryzującą się wielkością średnicy progowej nie przekraczającą 4 μm mają bardzo słabe właściwości filtracyjne. Pozostałe charakteryzują się dobrymi właściwościami, szczególnie te, których średnice progowe wynoszą powyżej 20 μm (np. otwór wiertniczy Słowieńsko 1, głęb. 3952,34 m i 3961,25 m). Liczbową wartością oddalenia

od siebie krzywych uzyskanych dla malejących i rosnących ciśnień jest wartość efektu histerezy. Duże różnice tych wartości (23–80%) wskazują na dosyć chaotyczne wykształcenie przestrzeni porowej. Pewną regularność obserwuje się w próbkach z otworu wiertniczego Sławoborze 1. Większość próbek wykazuje mikroporowy charakter przestrzeni porowej. Świadczy o tym wielkość średniej kapilary o wartościach od 0,05 do 0,36 μm . Procent porów o średnicach większych od 1 μm jest zróżnicowany i wynosi od 9 do 79%. Badane próbki mają zróżnicowane parametry petrofizyczne. Pojedyncze charakteryzują się dosyć dobrą porowatością, ale z reguły słabymi właściwościami filtracyjnymi (bardzo niskie wartości średnic progowych).

Tabela 2

Wyniki badań petrofizycznych z wybranych próbek piaskowców czerwonego spągowca (badania i opracowanie P. Such z zespołem)

Results of petrophysical studies from selected Rotliegend sandstones (studied and developed by P. Such and the team)

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Gęstość materiałowa [g/cm ³]	Porowatość efektywna [%]	Gęstość szkieletowa [g/cm ³]	Gęstość z porozymetru [g/cm ³]	Porowatość z porozymetru [%]	Średnia kapilarna [μm]	Powierzchnia właściwa [m ² /g]	Pory >1 μm [%]	Średnica progowa [μm]	Histereza [%]	Przep. [mD]
Ciechnowo 1	3781,70	2,67	4,25	2,63	2,52	4,07	0,08	0,86	13	1	46	1,82
Ciechnowo 2	3742,70	2,68	0,23	2,52	2,51	0,20	0,01	0,26	n.o.	n.o.	n.o.	0,78
	3774,30	2,68	11,63	2,64	2,35	11,26	0,20	0,95	57	5	61	7,80
Ciechnowo 3	3971,30	2,68	3,28	2,67	2,58	3,23	0,06	0,88	12	0,05	46	n.o.
	4015,50	2,69	8,46	2,67	2,45	8,24	0,13	1,02	38	3	62	<0,1
	4032,90	2,67	3,91	2,64	2,54	3,79	0,07	0,89	10	0,8	49	0,21
Ciechnowo 4	3854,80	2,67	2,84	2,63	2,56	2,72	0,05	0,81	21	0,6	46	n.o.
Ciechnowo 5	3779,70	2,67	4,48	2,56	2,46	4,05	0,09	0,74	15	0,8	39	<0,1
	3843,60	2,69	17,98	2,61	2,18	16,73	0,17	1,82	51	8	65	30,35
Sławoborze 1	3681,40	2,66	0,00	2,31	2,31	0,00	0,00	0,00	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	3637,30	2,68	4,78	2,63	2,51	4,55	0,10	0,70	20	0,5	52	n.o.
	3691,30	2,68	13,42	2,60	2,27	12,43	0,19	1,16	59	30; 4	46	n.o.
	3725,95	2,67	11,53	2,61	2,32	10,88	0,12	1,61	30	3	59	n.o.
Słowieńsko 1	3729,40	2,68	2,01	2,64	2,59	1,93	0,10	0,31	42	1,5; 0,01	23	n.o.
	3748,75	2,72	4,00	2,72	2,61	4,00	0,06	1,00	41	2	42	n.o.
	3952,34	2,76	22,56	2,60	2,09	19,45	0,36	1,03	79	30	80	n.o.
	3961,25	2,69	18,50	2,60	2,16	16,97	0,29	1,09	78	20	64	n.o.

Przep. – współczynnik przepuszczalności dla gazu; n.o. – nie oznaczono
Przep. – gas permeability factor; n.o. – not determined

Laboratoryjnie oznaczone wartości współczynnika porowatości wahają się od 0,00 do 22,56%.

Porowatość i cechy przestrzeni porowej zostały rozpoznane również dzięki zastosowaniu metody komputerowej analizy obrazu mikroskopowego.

Porowatość oznaczona w czternastu próbkach piaskowców metodą komputerowej analizy obrazu waha się w granicach 2,17 do 17,44% (tab. 3). Z analizy wartości minimalnych i maksymalnych między innymi takich parametrów jak: obwód, cięciwa, długość, szerokość, kolistość, wydłużenie porów, wywnioskowano, że przestrzeń porowa jest wykształcona nierównomiernie. W piaskowcach czerwonego spągowca górnego obserwuje się znikomy udział porów o długości i szerokości powyżej 0,02 mm. Dominują pory o długości 0,01 mm (ok. 99%). Jedynie w piaskowcach z otworu wiertniczego Ciechnowo 5 (głęb. 3843,6 m), zauważa się obecność porów o większych rozmiarach (>0,03 mm). Z analizy wybranych wielkości porów można także sądzić, że mają one kształt raczej izometryczny – długość i szerokość niemal zawsze mają wymiar około 0,01 mm.

Porowatość mierzona w płytkach cienkich metodą planimetryczną wynosi od 0,0 do ok. 23,5% obj. skały. Badania w mikroskopie polaryzacyjnym i w mikroskopie elektronowym usiłowano rozpoznać naturę przestrzeni porowych i ich pochodzenie. Porowatość skał utworzona w procesach sedymentacji, nazwana porowatością pierwotną, zauważana jest w analizowanych piaskowcach czerwonego spągowca sporadycznie (tabl. II, fig. 1–3). Częściej obserwuje się porowatość wtórną, powstałą na skutek działania procesów diagenetycznych, jak rozpuszczanie (tabl. II, fig. 5–8) i przeobrażanie. Powstaje wtedy porowatość międzyziarnowa, śródziarnowa oraz między- i śródkrystaliczna.

Przepuszczalność w badanych próbkach wynosi od <0,1 do ok. 30 mD (otwór wiertniczy Ciechnowo 5, głęb. 3843,6 m). Przyczyną ogólnie niskiej przepuszczalności osadów jest występowanie w ich spoiwie minerałów ilastych, detrytu ilasto-mułkowego oraz silnie rozwinięta cementacja. Również autigeniczne minerały ilaste nie sprzyjają przepuszczalności skał. Najbardziej destruktywnie działa włóknisty illit, którego spleciona sieć powoduje całkowite zamknięcie przestrzeni porowej dla przepływu płynów złożowych (Kuberska, 2000, 2001). Występowanie tej formy illitu wiąże się zwykle ze znacznym pograżeniem osadów (Maliszewska, Kuberska, 1996a, b; Such i in., 2000).

ETAPY I ROLA DIAGENEZY W TWORZENIU WŁAŚCIWOŚCI ZBIORNIKOWYCH

Procesy diagenetyczne zachodzące w osadach czerwonego spągowca górnego odniesiono do dwóch głównych etapów w historii przeobrażania osadów: eo- i mezodiagenety (fig. 9).

Procesami, które najsilniej wpłynęły na ograniczenie pierwotnej, znacznej porowatości świeżo zdeponowanych osadów były: kompakcja mechaniczna i cementacja. Wydaje się,

Tabela 3
Wyniki badań porowatości oznaczonej metodą komputerowej analizy obrazu mikroskopowego
Results of porosity studies by a computer analysis of the microscopic image

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Typ skały	Porowatość [%]
Ciechnowo 1	3799,50	arenit sublityczny	3,35
	3849,75	arenit kwarcowy	17,44
Ciechnowo 2	3757,70	waka kwarcowa	6,21
	3774,30	arenit kwarcowy	2,17
Ciechnowo 5	3806,50	waka kwarcowa	2,33
	3843,60	arenit kwarcowy	5,39
Daszewo 12	3284,10	arenit lityczny	4,78
	3337,50	arenit lityczny	2,90
Międzyzdroje 5	3008,25	arenit sublityczny	2,26
	3035,55	arenit sublityczny	3,61
Sidłowo 1	3952,34	arenit sublityczny	12,11
	3961,25	arenit kwarcowy	7,56
Słowińsko 1	3680,20	arenit kwarcowy	5,45
	3686,80	arenit sublityczny	4,29

Należy stwierdzić, że piaskowce czerwonego spągowca górnego wykazują zróżnicowane wielkości porowatości i przepuszczalności. Dobre lub bardzo dobre właściwości petrofizyczne wykazują tylko niektóre poziomy piaszczyste, tak jak w profilach otworów wiertniczych Międzyzdroje 5, Ciechnowo 5, gdzie prace poszukiwawcze doprowadziły do odkrycia złóż gazu ziemnego (Buniak, Solarska, 2004). Zróżnicowanie podstawowych parametrów jest konsekwencją wykształcenia litologiczno-facjalnego. Obserwuje się to na przykładzie utworów nawierconych w otworze wiertniczym Międzyzdroje 5, gdzie zdaniem Mikołajewskiej i Mikołajewskiego (2004a), utwory aluwialne charakteryzują się słabymi parametrami petrofizycznymi (porowatość nie przekracza 10%, a przepuszczalność 1 mD). Najwyższe wartości parametrów petrofizycznych stwierdzono natomiast w piaskowcach eolicznych (porowatość przekracza 25%, a przepuszczalność oscyluje od 1–1000 mD).

że zjawiska cementacji początkowo rozwijały się w niewielkim stopniu.

Na etapie eodiagenety mogły tworzyć się tlenki i wodorotlenki żelaza kosztem wietrzejących i przeobrażanych maficznych składników detrytu. Związki żelaza często tworzyły cienkie powłoki pokrywające ziarna mineralne (tabl. I, fig. 1).

PROCESY	EODIAGENEZA		MEZODIAGENEZA		Po	Pp
	czas		→			
Kompakcja mechaniczna	—————				-	-
Tworzenie hematytu i wodorotlenków Fe	—————				+/-	+/-
Przeobrażanie skaleni	—————				+/-	+/-
Przeobrażanie wulkanitów	-----	-----	-----	-----	+	-
Krystalizacja kaolinitu/dickitu ?	-----	-----	-----	-----	+/-	+/-
Cementacja kwarcem	-----	-----	-----	-----	+/-	+/-
Rozpuszczanie kwarcu	-----	-----	-----	-----	+	+
Cementacja kalcytem	-----	-----	-----	-----	+	-
Rozpuszczanie kalcytu	-----	-----	-----	-----	-	+
Cementacja dolomitem/ankerytem	-----	-----	-----	-----	-	-
Zastępowanie skaleni	-----	-----	-----	-----	-	-
Cementacja anhydrytem	-----	-----	-----	-----	-	-
Cementacja barytem	-----	-----	-----	-----	-	-
Krystalizacja chlorytów	-----	-----	-----	-----	+/-	+/-
Krystalizacja illitu	-----	-----	-----	-----	-	-
Kompakcja chemiczna	-----	-----	-----	-----	-	-
Migracja węglowodorów	-----	-----	-----	-----	-	-

Fig. 9. Sekwencja diagenetyczna osadów czerwonego spągowca górnego

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

The diagenetic sequence of the Upper Rotliegend sediments

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

Ze zwiertzałych, łatwo ulegających transformacjom ziaren skaleni (zapewne plagioklazów) tworzył się kaolinit, początkowo zapewne afanokrystaliczny, następnie rekrystalizujący wskutek pogażania się osadu i wzrostu temperatury. Uwalniana podczas przeobrażania minerałów niestabilnych krzemionka krystalizowała na ziarnach kwarcu, tworząc najwcześniejsze cementy regeneracyjne (tabl. I, fig. 7). Do cementów wczesnych można zaliczyć także obwódki krustyfikacyjne tworzone na ziarnach przez kalcyt niezawierający w swoim składzie domieszki Mn i Fe (tabl. I, fig. 3) oraz nodularne skupienia anhydrytu (początkowo – ?gipsu).

Na etapie mezodiagenetyzacji mógł nadal krystalizować kaolinit, tworzący często agregaty robakowate. Nie jest wykluczone, że w piaskowcach występujących obecnie na głębokościach większych niż 3000 metrów mógł on przeobrazić się w dickit.

MATERIA ORGANICZNA ROZPROSZONA W PIASKOWCACH CZERWONEGO SPĄGOWCA GÓRNEGO

Główną cechą charakterystyczną analizowanych osadów jest wyjątkowo niska zawartość materii organicznej. Badane próbki zawierają zaledwie 0,014–0,07% całkowitego węgla organicznego, co jest spowodowane silnym i bardzo silnym utlenieniem badanych osadów niesprzyjającym przetrwaniu

Na etapie mezodiagenetyzacji nastąpił rozwój cementów węglanowych o składzie Mn-, Fe- i Mn/Fe-kalcytu (tabl. I, fig. 4). Badania temperatur homogenizacji inkluzji fluidalnych wykazały, że kalcyty krystalizowały w temperaturach 80–110°C, niekiedy wyższych, ok. 115–140°C. Wyniki oznaczeń $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ sugerują z kolei, że temperatury krystalizacji kalcytów mieściły się w przedziale 50–100°C. Wyniki oznaczeń $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ wskazują głównie na nieorganiczne pochodzenie węgla budującego kalcyt.

Wydaje się, że krystalizacja dolomitu miała miejsce nieco później niż cementacja kalcytem. Pojawiający się rzadko ankeryt jest późniejszy niż dolomit (tabl. I, fig. 2, 5). Cementacja anhydrytem rozwijała się na ogół w słabym stopniu, ale mogła trwać w okresie całej mezodiagenetyzacji (tabl. I, fig. 6). Można sądzić, że źródłem jonów Ca^{2+} i SO_3^{2-} były solanki descendujące z wód morza cechsztyńskiego. Do cementów stosunkowo późnych należał zapewne baryt.

W miarę postępowania przeobrażeń skaleni, łyszczyków i szkliwa wulkanicznego obecnego w klastach skał wylewnych i tufów krystalizowały kolejne generacje cementów kwarcowych, początkowo w postaci obwódek, następnie w postaci spoiwa porowego. Temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych dostrzeżonych w kwarcu autigenicznym wskazują na jego krystalizację w temperaturach 131–165°C.

W podobnych temperaturach co późny kwarc krystalizował zapewne włóknisty illit. Wiek illitu w piaskowcu z otworu Karsk 1 określono na początek jury środkowej (aalen), natomiast w piaskowcach z otworów Ciechnowo 4, Międzyzdroje 5, Słowieńsko 1 – na wczesną jurę i początek jury środkowej. Wiek illitów z piaskowców czerwonego spągowca Wielkopolski określono na jurę środkową, późną jurę oraz wczesną kredę (Maliszewska, 1997). Prekursorem diagenetycznego illitu mogły być przeobrażone ziarna skałeni potasowych oraz allo- lub autigeniczne minerały ilaste. Istnieje także możliwość, że źródłem potasu dla illitu były krążące w osadach wody porowe pochodzenia ewaporatowego, podobnie jak w piaskowcach czerwonego spągowca Niemiec (Gaupp i in., 1993, Zwingmann i in., 1998). Częsta obecność włóknistego illitu w badanych piaskowcach jest niewątpliwie jedną z głównych przyczyn ich niskiej lub zerowej przepuszczalności. Główną przyczyną obecnej porowatości piaskowców jest rozwój mezodiagenetycznych procesów rozpuszczania, które obejmowały zarówno ziarna detrytyczne, jak i składniki cementów.

szczątków organicznych. Większość z nich uległa degradacji. Zachowały się jedynie relikty po materiale wityrytowym oraz odporne na degradację inertynity, których zawartość nie przekracza 3% materii organicznej w osadzie.

Materiał wityrynitopodobny o cechach optycznych wityrynitów stanowi w analizowanych osadach 97–99% (tab. 4) materii organicznej. Występuje on najczęściej w postaci drobnych, ziarnistych skupień o rozmiarach 2–4 μm , sporadycznie ponad 10 μm . Są to zazwyczaj bezładnie rozproszone ostrokrawędziste okruchy, tworzące gniazdowe skupienia w ilasto-żelazistym spoiwie piaskowców. Bardzo rzadko mają one formę drobnych żyłek lub soczewek. Często w utworach zawierających materię organiczną o wysokiej zdolności refleksyjnej ($>2,0\%$ R_0) okruchy materiału wityrynitopodobnego mają cechy optyczne meta-antracytu (np. otwór wiertniczy Daszewo 17).

Badany materiał organiczny jest pochodzenia zarówno autigenicznego (*in situ*), jak i redeponowany. Odnosi się to zarówno do składników wityrynitopodobnych, jak i macerałów inertyritu.

Pomierzona zdolność odbicia światła materiału wityrynitopodobnego *in situ* jest dość wysoka i waha się w bardzo szerokim zakresie od 1,12% R_0 do 3,2% R_{max} . Wyliczone średnie wartości zmieniają się od 1,24% (otwór wiertniczy Dźwirzyno 3) do 2,47% (otwór wiertniczy Daszewo 17). Większe (ok. 10 mm) okruchy organiczne wykazują właściwości anizotropowe.

Dość powszechnie występuje redeponowany materiał organiczny o zdolności refleksyjnej przekraczającej najczęściej 4,0%. Wielkość refleksyjna badanego materiału wityrynitopodobnego jest zdecydowanie wyższa od refleksyjności wityrynitów zawartego w utworach karbonu z tych samych otworów wiertniczych. Nie jest to jednak spowodowane silniejszą diogenezą badanych osadów czerwonego spągowca lecz odmiennymi warunkami fizykochemicznymi (redox) oddziaływującymi na materię organiczną.

WNIOSKI

1. Piaskowce czerwonego spągowca górnego przeważnie są związane z fluwialnym, aluwialnym, a miejscami z eolicznym systemem depozycyjnym. Wzbogacone są w okruchy lityczne (głównie pochodzenia wulkanicznego) i z tego względu najczęściej reprezentują odmiany sublityczne i lityczne.

2. Głównym składnikiem spoiw piaskowców są węglany (Mn-kalcyt, „czysty” kalcyt i dolomit) oraz minerały ilaste, kwarc autigeniczny i siarczany.

3. Wszystkie piaskowce poddane były procesom diagenetycznym, które zachodziły w różnych warunkach pogrzebienia osadu, w dwóch etapach: eo- i mezodiogenezy. Jak wskazują oznaczenia temperatur homogenizacji inkluzji fluidalnych oraz interpretacja wyników stosunków izotopowych tlenu i węgla w cementach węglanowych oraz tlenu i siarki w cementach siarczanowych, osady czerwonego spągowca górnego na badanym obszarze mogły podlegać maksymalnym temperaturom dochodzącym do około 160°C. Badania inkluzji fluidalnych z cementów kwarcowych wskazują na temperatury dochodzące nawet do 165°C.

Tabela 4
Wyniki analizy petrograficznej materii organicznej rozproszonej w osadach czerwonego spągowca górnego
Results of petrographical analysis of dispersed organic matter in the Upper Rotliegend sediments

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	R_0 R_{max}^* [%]	R_{red}	Skład maceralny MO	
				Wityrynit	Interyrynit
Brojce IG 1	3622,3	1,49	3,28	98	2
Daszewo 17	3635,0	2,47*	4,32	99	1
Dźwirzyno 3	2514,1	1,24	3,12	97	3
Gorzysław 2	2605,4	1,72*	4,20	98	2
Gorzysław 9	3051,2	1,69*	4,07	99	1
Międzyzdroje 5	2967,3	1,58*	3,74	99	1
Morgacz IG 1	3509,3	1,79*	4,03	97	3
	3532,7	1,83*	4,31	99	1

R_0 – uśredniona wartość refleksyjności wityrynitów lub bituminu *in situ* mierzona w świetle niespolaryzowanym; R_{max}^* – uśredniona maksymalna refleksyjność wityrynitów lub bituminu mierzona w świetle spolaryzowanym; R_{red} – uśredniona wartość refleksyjności wityrynitów pochodzącego z redepozycji; MO – materia organiczna

R_0 – average value of reflectance of vitrinite or bitumen *in situ* measured in nonpolarized light; R_{max}^* – average maximum value of reflectance of vitrinite or bitumen measured in polarized light; R_{red} – average value of reflectance of redeposited vitrinite; MO – organic matter

4. Skład roztworów porowych krążących w badanych piaskowcach przez długi czas rozwoju sedymentacji był zmienny. Krystalizacja cementów kwarcowych i kaolinitowych mogła być związana z karbońskimi, kwaśnymi wodami formacyjnymi. Skutkiem aktywności wód alkalicznych pochodzących z ewaporatowego zbiornika cechszyńskiego była przewaga cementów węglanowych i siarczanowych nad kwarcowym i kaolinitowym.

5. Zamykanie przestrzeni porowych dla przepływu płynów złożowych osadów czerwonego spągowca górnego następowało w jurze wczesnej i środkowej, co wynika z oznaczeń wieku krystalizacji włóknistego illitu w wybranych próbkach piaskowców.

6. Głównym składnikiem organicznym badanych osadów czerwonego spągowca górnego jest materiał typu humusowego. Dojrzałość termiczna materii organicznej odpowiada fazie generacji gazów.

7. We wszystkich osadach dobre i bardzo dobre właściwości petrofizyczne wykazują tylko niektóre poziomy piaskowcowe, zarówno pochodzenia eolicznego, jak i fluwialnego.

8. Głównymi procesami, jakie miały wpływ na ograniczenie porowatości we wszystkich badanych piaskowcach były: kompaktacja i cementacja. Cementacja ograniczyła miejscami porowatość pierwotną w ponad 80%. Kompaktacja była znacznie mniej aktywna, choć w niektórych przypadkach wyraźnie przeważała nad cementacją (otwór wiertniczy Międzyzdroje 5).

9. W piaskowcach czerwonego spągowca górnego porowatość pierwotna zachowała się w nieznacznym stopniu (z wyjątkiem obszarów złożowych). Najczęściej dostrzegano śródziarnową, międzyziarnową i międzykrystaliczną porowatość wtórną, utworzoną wskutek rozpuszczania diagenetycznego ziaren detrytycznych i cementów węglanowych.

10. Przestrzeń porowa w badanych piaskowcach ma zazwyczaj charakter mikroporowy i jest wykształcona raczej nierównomiernie. Obecność porów o maksymalnych rozmiarach decyduje o podwyższonych wartościach porowatości. Niskie wartości średnic progowych informują o słabych właściwościach filtracyjnych badanych osadów.

11. Zróżnicowanie parametrów petrofizycznych może być, między innymi, konsekwencją wykształcenia litolo-

giczno-facjalnego. Piaskowce czerwonego spągowca górnego charakteryzują się bardzo zróżnicowanymi właściwościami – są one bardzo dobre w strefach złożowych (w rejonie Międzyzdrojów, Ciechnowa) i słabsze na obszarach sąsiadujących ze strefami złożowymi (np. w okolicach Daszewa).

Analizy petrologiczne i petrofizyczne, wykonano w ramach projektu badawczego nr 2 PO4D 020 26 Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego.

Podziękowania. Autorki artykułu dziękują za współpracę dr Aleksandrze Kozłowskiej, doc. dr hab. Magdalenie Sikorskiej, mgr Arkadiuszowi Buniakowi, mgr Ewie Starnawskiej i Leszkowi Giro, mgr Wandzie Narkiewicz, inż. Tadeuszowi Szyrakowi.

Autorki dziękują również za współpracę i wykonanie badań Panu prof. dr. hab. Stanisławowi Hałasowi z zespołem z Uniwersytetu im. M. Curie-Skłodowskiej w Lublinie, doc. dr. hab. Piotrowi Suchowi z zespołem z Instytutu Nafty i Gazu w Krakowie oraz dr Annie Lewandowskiej z Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie.

LITERATURA

- ALLAN J.R., WIGGINS W.D., 1993 — Dolomite reservoirs. Geochemical techniques for evaluating origin and distribution. *AAPG Continuing Education Course Note Series*, **36**.
- BUNIAK A., SOLARSKA A., 2004 — Występowanie złóż węglowodorów a wykształcenie litologiczno-facjalne utworów górnego czerwonego spągowca na obszarze Pomorza Zachodniego (na przykładzie złóż Ciechnowo i Sławoborze). *W: Konferencja naukowo-techniczna: Basen permiski Niżu Polskiego – czerwony spągowiec. Budowa i potencjał zasobowy*. Piła 23 kwietnia, Piła. Abstrakty: 113–118.
- BUNIAK A., KWOLEK K., NOWICKA A., PIKULSKI L., 2005 — Mapa perspektyw poszukiwawczych w utworach górnego czerwonego spągowca. Archiwum PGNiG Ośrodek Północ, Piła.
- DURAKIEWICZ T., 1996 — Electron emission controller with pulsed heating of filament. *Int. Jour. Mass Spectr. Ion Proc.*, **156**: 31–40.
- FÜCHTBAUER H., 1974 — Some problems of diagenesis in sandstones. *Bull. Centre Rech. Pau – SNPA*, **8**: 303–321.
- 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.
- HAŁAS S., 1979 — An automatic inlet system with pneumatic changeover valves for isotope ratio mass spectrometer. *J. Phys. E. Sci. Instrum.*, **18**: 417–420.
- HAŁAS S., DURAKIEWICZ T., 1997 — Lubelska aparatura UHV do wydzielenia, oczyszczania i analizy masowo-spektrometrycznej argonu do datowania minerałów. *Elektronika*, **38**: 49–53.
- HOUSEKNECHT D.W., 1987 — Assessing the relative importance of compaction processes and cementation reduction of porosity in sandstones. *AAPG Bull.*, **71**, 6: 633–642.
- JACKSON M.L., 1979 — Soil chemical analysis – advanced course. Madison, Wisconsin.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1995 — Fluid inclusions in the studies of the Permian sedimentary rocks from Polish Lowland. XIII Intern. Congress on Carboniferous–Permian. Abstracts: 61. Kraków. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1997 — Wykorzystanie inkluzji fluidalnych w spoiwach skał paleozoiku Niżu Polskiego dla poszukiwań ropy naftowej i gazu ziemnego. *Centr. Arch. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- KIERSNOWSKI H., 1997a — Upper Permian eolian complex in Poland. Proceedings of the XIII International Congress on the Carboniferous and Permian. Part 3. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **157**: 107–110.
- KIERSNOWSKI H., 1997b — Depositional development of the Polish Upper Rotliegend Basin and evolution of its sediment source areas. *Kwart. Geol.*, **41**, 4: 433–456.
- KIERSNOWSKI H., 1998 — Architektura depozycyjna basenu czerwonego spągowca w Polsce. *W: Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego*. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 113–128.
- KIERSNOWSKI H., BUNIAK A., 2006 — Evolution of the Rotliegend Basin of northwestern Poland. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 119–138.
- KOZŁOWSKA A., KUBERSKA M., 2006 — Zastosowanie metody komputerowego przetwarzania i analizy obrazu w mikroskopowej analizie skał. *Prz. Geol.*, **54**, 8: 671–673.

- KUBERSKA M., 1995 — Diagenetic processes in the Rotliegend sandstones in the Kujavian–Pomeranian segment of the Teisseyre-Tornquist zone. XIII Intern. Congress on Carboniferous–Permian. Abstracts: 84. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUBERSKA M., 1999a — Główne procesy diagenetyczne w osadach czerwonego spągowca rejonu Budziszewic–Szczecinka oraz ich wpływ na własności petrofizyczne. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **55**, 7: 38–39.
- KUBERSKA M., 1999b — Spoiwa węglanowe skał klastycznych czerwonego spągowca w kujawsko-pomorskim segmencie strefy T-T. *Prz. Geol.*, **47**, 2: 159–162.
- KUBERSKA M., 1999c — Etapy cementacji piaskowców czerwonego spągowca w kujawsko-pomorskim segmencie strefy T-T. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 477–478.
- KUBERSKA M., 2000 — Clay minerals in the Rotliegend sandstones and their influence on permeability and porosity. XVI Conference on Clay Mineralogy and Petrology. Abstracts: 84. Karlowe Wary, Czechy.
- KUBERSKA M., 2001 — Spoiwa ilaste piaskowców czerwonego spągowca w kujawsko-pomorskim segmencie bruzdy środkowopolskiej. *Prz. Geol.*, **49**, 4: 345.
- KUBERSKA M., 2004 — Diagenезa osadów czerwonego spągowca w strefie Szczecinek–Bydgoszcz (Pomorze Zachodnie). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **411**: 87–168.
- KUBERSKA M., 2005 — Cementation of the sandstones close to the Upper Carboniferous/Permian boundary and their porosity and permeability (Western Pomerania, Poland). IESCA 2005. Izmir, Turcja; Abstracts: 72.
- KUBERSKA M., MALISZEWSKA A., 2004 — Evolution of pore space in the Rotliegend sandstones of Pomerania (NW Poland); Aachen, Niemcy; Abstracts SEPM-CES-Meeting SEDIMENT 2004: 86.
- KUBERSKA M., KOZŁOWSKA A., MALISZEWSKA A., 2005 — Diagenesis of the Upper Carboniferous and the Lower Permian fluvial sandstones of Pomerania area (Poland). Abstracts, Heft **38**: 93. Gwatt, Szwajcaria.
- KUBERSKA M., KOZŁOWSKA A., MALISZEWSKA A., 2006 — Ewolucja przestrzeni porowej w piaskowcach górnego karbonu i dolnego permu Pomorza Zachodniego. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- MALISZEWSKA A., 1997 — Wiek K/Ar włóknistego illitu z piaskowców czerwonego spągowca Wielkopolski. *W: Datowanie minerałów i skał. IV Ogólnopolska Sesja Naukowa*, Lublin: 50–55.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., 1996a — Cementation of the Rotliegend sandstones, their porosity and permeability. The 2nd Conference on the Geochemical and Petrophysical Investigations in Oil and Gas Exploration: 167–178. Janowice.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., 1996b — Cementacja piaskowców czerwonego spągowca a ich porowatość i przepuszczalność. *Nafta–Gaz*, **9**: 365–373.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., SUCH P., LEŚNIAK G., 1998 — Ewolucja przestrzeni porowej utworów czerwonego spągowca. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 177–194.
- MALISZEWSKA A., GROTEK I., KOZŁOWSKA A., KUBERSKA M., 2004a — Petrologia kompleksów osadowych górnego karbonu i dolnego permu w aspekcie poszukiwań złóż węglowodorów ze sfery Kołobrzeg–Międzyzdroje. *W: Rozwój kompleksów osadowych w zachodniej i centralnej Polsce – pochodzenie i przemiany postdepozycyjne*. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- MALISZEWSKA A., GROTEK I., KOZŁOWSKA A., KUBERSKA M., POŁOŃSKA M., 2004b — Cementy w piaskowcach karbonu i czerwonego spągowca Pomorza Zachodniego. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- MARSHALL D.J., 1988 — Cathodoluminescence of geological materials. Unwin Hyman, Boston.
- MIGASZEWSKI Z., NARKIEWICZ M., 1983 — Identyfikacja pospolitych minerałów węglanowych przy użyciu wskaźników barwiących. *Prz. Geol.*, **4**: 258–261.
- MIKOŁAJEWSKA A., MIKOŁAJEWSKI Z., 1999 — Środowiska depozycyjne, petrografia, diagenезa oraz właściwości zbiornikowe osadów górnego czerwonego spągowca w rejonie złoża gazu ziemnego Międzyzdroje. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 448–469.
- MIKOŁAJEWSKA A., MIKOŁAJEWSKI Z., 2004a — Wpływ zmienności litologiczno-facjalnej na zmienność parametrów petrofizycznych w utworach górnego czerwonego spągowca (rejon złoża gazu ziemnego Międzyzdroje). *W: Basen permski Niżu Polskiego, czerwony spągowiec, budowa i potencjał zasobowy*. Abstrakty: 151–152. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- MIKOŁAJEWSKA A., MIKOŁAJEWSKI Z., 2004b — Wykształcenie litologiczno-facjalne utworów górnego czerwonego spągowca w zachodniej części bloku Wolina (rejon złoża gazu ziemnego Międzyzdroje – W. *W: Basen permski Niżu Polskiego, czerwony spągowiec, budowa i potencjał zasobowy*. Abstrakty: 153–154. Bogucki Wydaw. Nauk., Poznań.
- PERYT T.M., 1981 — Katodoluminescencja w badaniach skał węglanowych. *Prz. Geol.*, **29**: 119–125.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R., 1972 — Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York.
- POKORSKI J., 1981 — Propozycja formalnego podziału litostratigraficznego czerwonego spągowca na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **25**, 1: 41–58.
- POKORSKI J., 1987 — Czerwony spągowiec. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża*. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **119**: 51–64.
- POKORSKI J., 1997 — Perm dolny; sedymentacja, paleogeografia, paleotektonika. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. (red.: S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 45–62.
- RUSEK M., GAUPP R., 2004 — Diagenese klastischer Sedimente einer alluvial-fluviatil ausgeprägten Lagerstätte am rande des polnischen Rotliegend Beckens. *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft.*, **34**: 415.
- RUSEK M., GAUPP R., BUNIAK A., SOLARSKA A., KOWALCZAK M., 2004 — Diagenetic controls on fluvio-alluvial sandstones at the north-western margin of the Polish Rotliegend Basin. AAPG European Region Conference with GSA., 10–13 październik, Prague: 101.
- RUSEK M., BUNIAK A., SOLARSKA A., KOWALCZAK M., GAUPP R., 2005 — Piaskowce czerwonego spągowca i ich diagenезa na obszarze Wału Pomorskiego (złóże Ciechnowo). *Prz. Geol.*, **53**, 4: 340–341.
- SIKORSKA M., 1994 — Katodoluminescencja – niezbędne narzędzie w badaniach diagenезy piaskowców kambryjskich. *Prz. Geol.*, **4**: 256–263.

- SUCH P., 1996 — Model fizyczny przestrzeni filtracji basenu czerwonego spągowca. *Pr. Inst. Górn. Naft. i Gazown.*, **88**.
- SUCH P., MALISZEWSKA A., LEŚNIAK G., 2000 — Właściwości filtracyjne utworów czerwonego spągowca a jego wykształcenie facjalne. *Pr. Inst. Górn. Naft. i Gazown.*, **103**: 5–49.
- TEICHMÜLLER M., WOLF M., 1977 — Application of fluorescence microscopy in coal petrology and oil exploration. *J. Microsc.*, **109**: 49–73.
- VAN GIJZEL P., 1967 — Autofluorescence of fossil pollen and spores with special reference to age determination and coalification. *Leidse Geol. Meded.*, **40**: 263–317.
- ZWINGMANN H., CLAUER N., 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. Geol. Soc. Spec. Publ.*, **144**: 91–106.

SUMMARY

The paper presents the results of petrographical studies of Upper Rotliegend sandstones from the boreholes Berkanowo 1K, Ciechnowo 1, 2, 3, 4, 5, Daszewo 12, Międzyzdroje 5, Przytór 3, Resko 3, Sidłowo 1, Sławoborze 1, 3, Słowieńsko 1, Ślepce 3. Data from the boreholes Brojce IG 1, Karsk 1, Moracz IG 1, Rymań 1 have been used for comparative purposes. Rock samples from the Brojce IG 1, Daszewo 17, Gorzysław 2, Gorzysław 9, Międzyzdroje 5 and Moracz IG 1 boreholes were taken for organic matter studies.

Detailed microscopic and XRD analyses were also performed. Isotopic determinations of carbon and oxygen in calcite and dolomite, as well as of oxygen and sulphur in anhydrites were determined at the Institute of Physics of the M-CS University in Lublin under the leadership of S. Hałas. K/Ar age determinations of crystallization of fibrous illite were made. Petrophysical analyses of the rocks were performed at the Institute for Oil and Gas in Cracow.

Sandstones are the most common lithofacies within the Rotliegend section. They are supposed to represent a fluvial and alluvial deposition system. Part of them (from Międzyzdroje 5 borehole) is of aeolian origin. Fine- to medium and, in places, coarse-grained or conglomeratic varieties (e.g. Międzyzdroje 5) are observed. The sandstones are represented mainly by quartz arenites (sporadic wackes) and sublithic and lithic arenites. The main components are mono- and polycrystalline quartz grains, feldspars and lithoclasts. Iron oxides and hydroxides, authigenic clay minerals (kaolinite, Fe and Fe/Mg chlorite, illite, seladonite), carbonates (calcite, dolomite, ankerite), sulphur minerals (anhydrite, barite) and authigenic quartz are frequent components of the cements. A low content of organic matter is characteristic of the analysed sediments.

The samples display differentiated petrophysical parameters and entirely low filtration features. The pore space is rather chaotic and displays a micropore character. The porosity values determined by the computer image analysis oscillate from 2.17 to 17.44%. By comparing selected sizes of pores, it can be stated that they mostly have an isometric shape.

Relics of the primary porosity may be observed in the analysed sandstones. The secondary porosity is, however, more frequent. It formed due to the processes of dissolution and diagenetic alteration.

The permeability ranges from <0.1 to about 30 mD. Its low values results generally from the presence of clay minerals, clay-silt detritus and strong cementation.

Mechanical compaction and cementation processes significantly influenced the primary porosity of the sediments. Reduction of the primary porosity due to compaction ranges from about 5 to about 60% in the sandstones. Cementation reduced the porosity by 12 to 86%.

All the sandstones were affected by diagenetic processes that occurred under different burial conditions in two stages: eo- and mesodiagenesis. As evidenced from fluid inclusion homogenization studies and interpretation of isotopic data and oxygen and sulphate cements, the Upper Rotliegend rocks of the area could remain at maximum temperatures of 160°C.

K/Ar illite data indicate mineral crystallization in Toarcian and Bajocian, Lower and Middle Jurassic. At that time, the pore space was closed for migration of formation fluids.

Good or very good petrophysical features are shown only by some of the sandstone horizons, both of aeolian and fluvial origin.

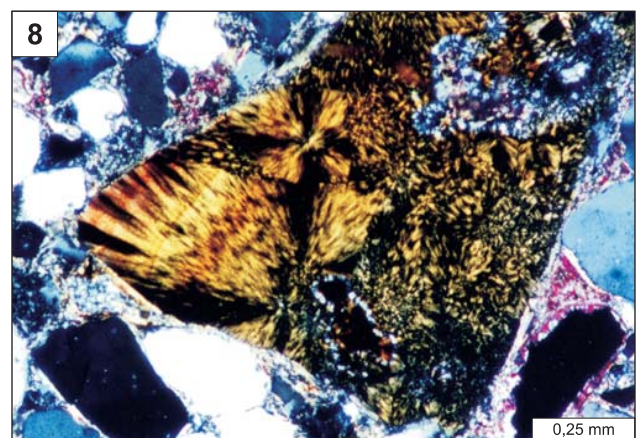
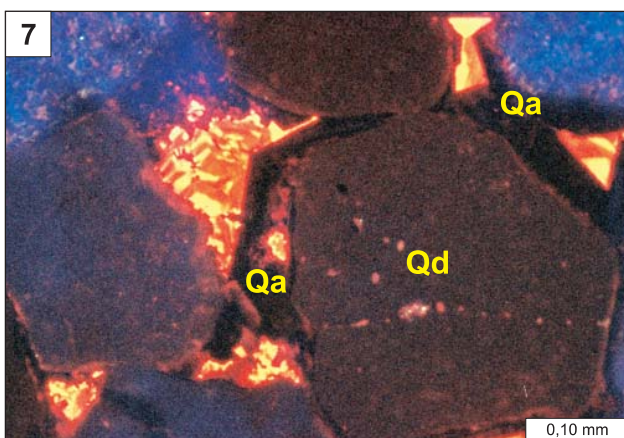
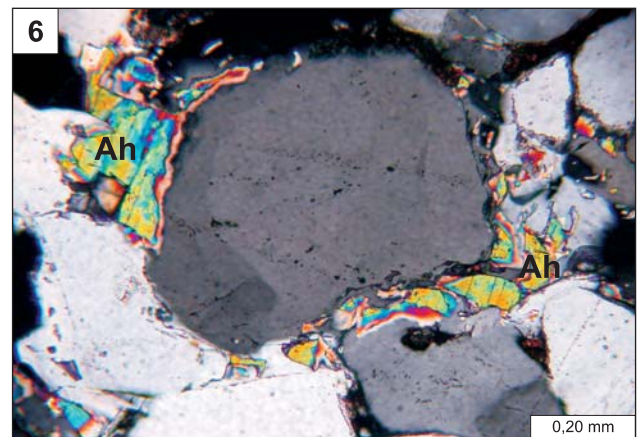
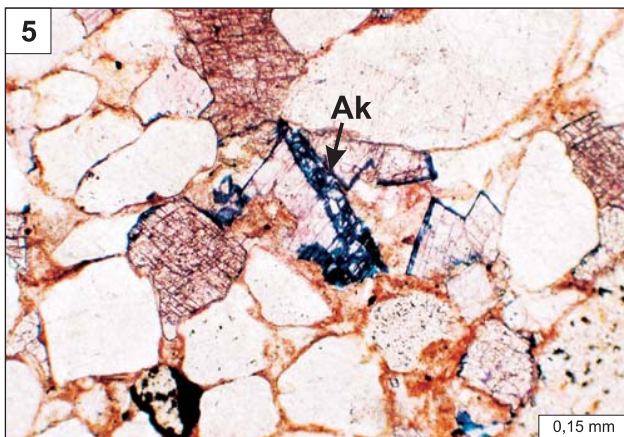
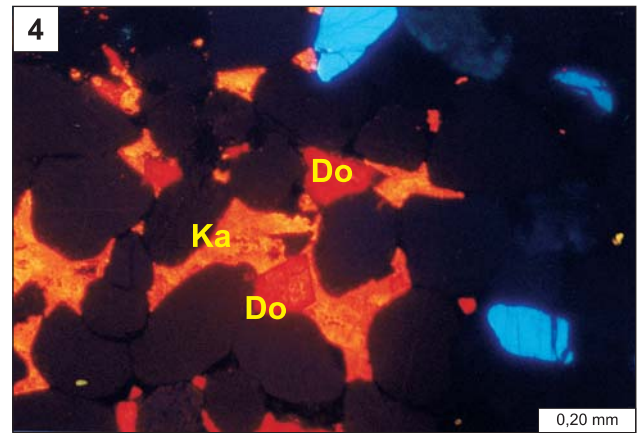
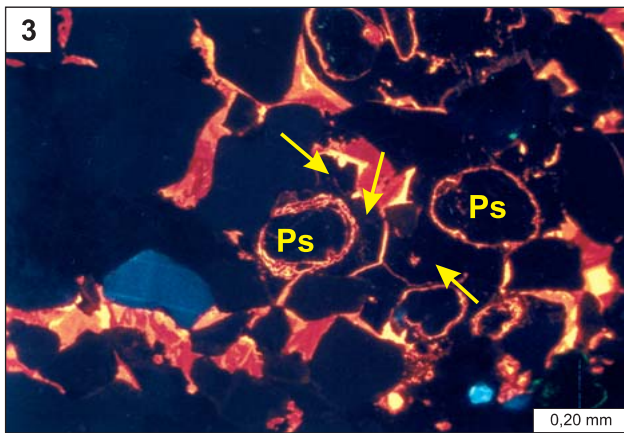
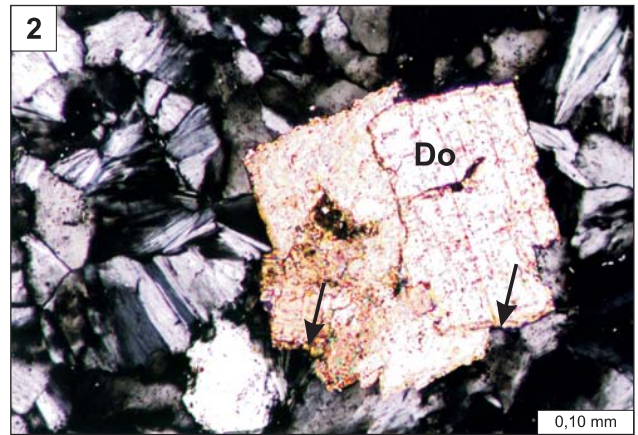
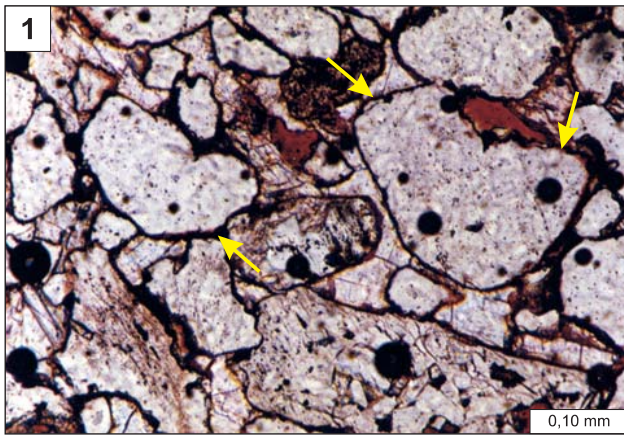
The study was supported by the Ministry of Science and Education (project 2 PO4020 26).

TABLICE

PLATES

TABLICA I

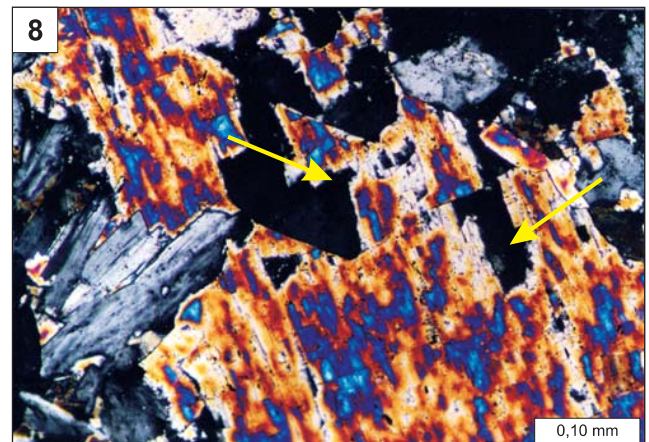
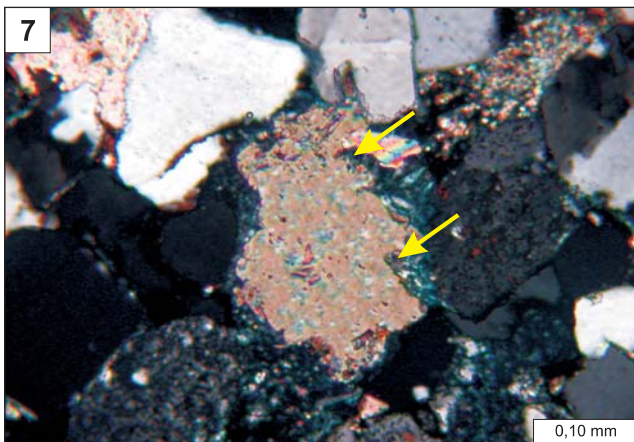
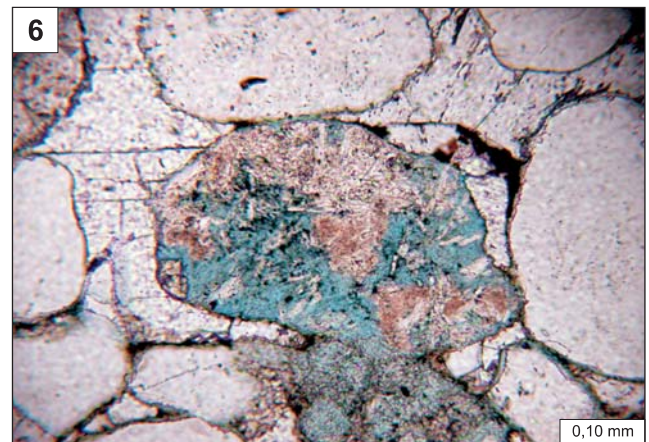
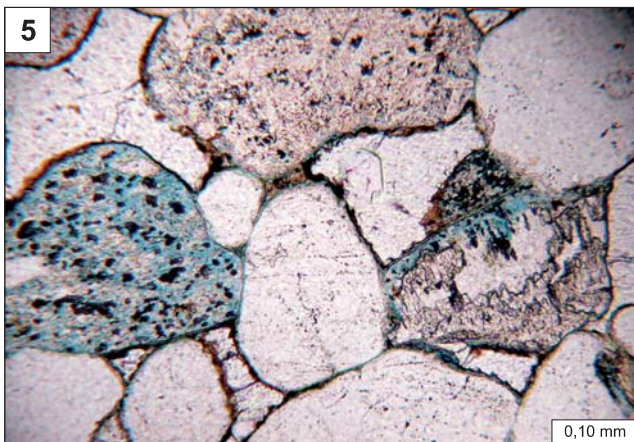
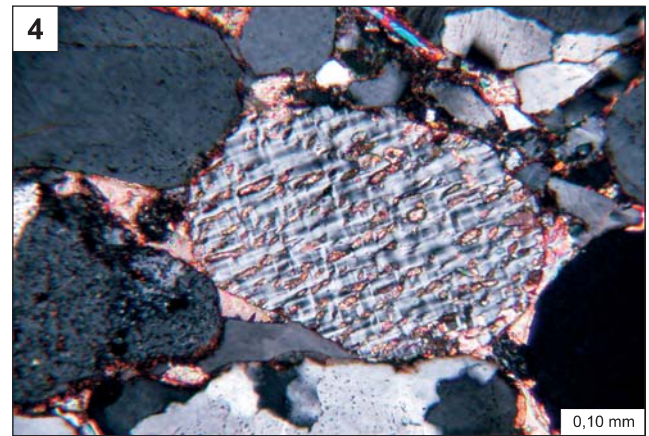
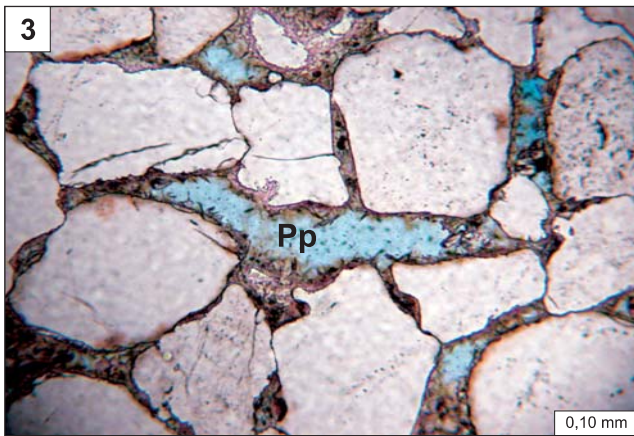
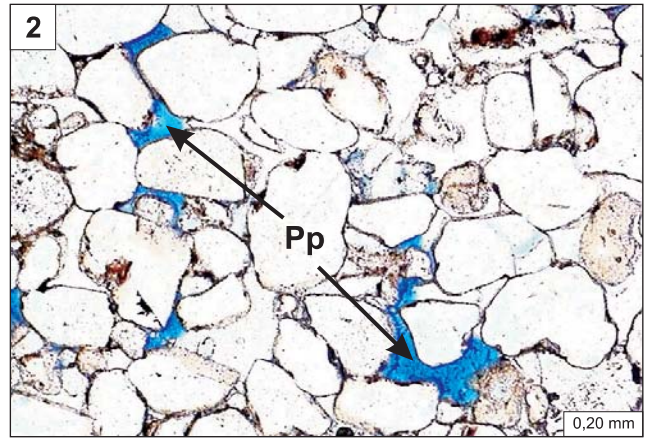
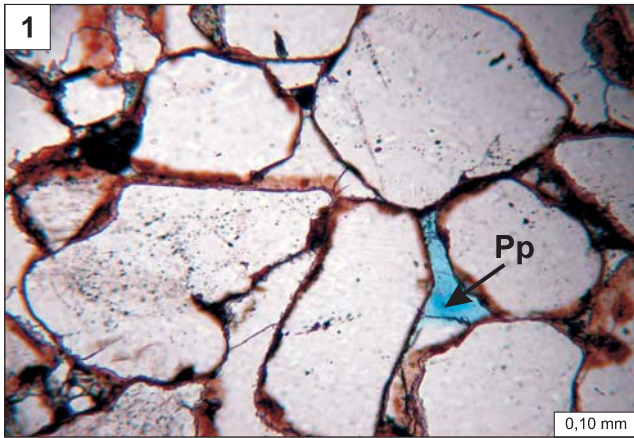
- Fig. 1. Piaskowiec o składzie arenitu o ścisłym upakowaniu materiału detrytycznego; widoczne brunatne obwódki ilasto-żelaziste (strzałki); otwór wiertniczy Karsk 1, głębokość 4017,1 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora
Sandstone of arenite composition with densely packed detrital material; brownish clay-ferruginous rims (arrows) are visible; Karsk 1 borehole, depth 4017.1 m; microphotographs, plane-polarized light
- Fig. 2. Grubokrystaliczny chloryt i kryształ dolomitu (Do) w przestrzeni porowej piaskowca; widoczne efekty częściowego rozpuszczenia dolomitu (strzałki); otwór wiertniczy Brojce IG 1, głębokość 3608,5 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane
Coarse crystalline chlorite and dolomite crystal (Do) in pore space of sandstone; the effects of partial dissolution of dolomite (arrows) are visible; Brojce IG 1 borehole, depth 3608.5 m; microphotograph, crossed nicols
- Fig. 3. Spoiwo kalcytowe w piaskowcu; widoczny Mn-kalcyt o żółtopomarańczowej luminescencji, kalcyt niewykazujący luminescencji (strzałki), pseudomorfozy (Ps) po ziarnach detrytycznych oraz ziarna skaleni (niebieska luminescencja) i kwarcu (ciemno-brunatna luminescencja); otwór wiertniczy Międzyzdroje 5, głębokość 2963,8 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, w katodoluminescencji
Calcite cement in sandstone; Mn-calcite with yellow-orange luminescence is visible, non-luminescent calcite (arrows), pseudomorphs after detrital grains (Ps), feldspar grains (blue luminescent) and quartz (dark brown luminescent); Międzyzdroje 5 borehole, depth 2963.8 m; CL image
- Fig. 4. Cement węglanowy w piaskowcu; widoczny dolomit (Do) o czerwonej luminescencji i Mn/Fe-kalcyt (Ka) o luminescencji pomarańczowej; otwór wiertniczy Daszewo 12, głębokość 3311,1 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, w katodoluminescencji
Carbonate cement in sandstone; red luminescent dolomite (Do) and orange luminescent Mn/Fe-calcite (Ka) are visible; Daszewo 12 borehole, depth 3311.1 m; CL image
- Fig. 5. Spoiwo kalcytowe i dolomitowe w piaskowcu; romboedr dolomitu (nie barwi się) ma brzeżne partie o składzie ankerytu (Ak) zabarwione na niebiesko, kalcyt zaś zabarwiony na różowo; płytka cienka barwiona płynem Evamy'ego; otwór wiertniczy Daszewo 12, głębokość 3272,8 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora
Calcite and dolomite cement in sandstone; rhombohedral dolomite (unstained) with blue-stained margins of ankerite composition (Ak), calcite is pink; thin section stained with Evamy's solution; Daszewo 12 borehole, depth 3272.8 m; microphotograph, plane-polarized light
- Fig. 6. Spoiwo anhydrytowe (Ah) w piaskowcu; otwór wiertniczy Ciechnowo 5, głębokość 3755,3 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane
Anhydrite cement (Ah) in sandstone; Ciechnowo 5 borehole, depth 3755.3 m; microphotograph, crossed nicols
- Fig. 7. Kwarc autigeniczny (Qa) narastający w formie obwódek na ziarnach detrytycznych (Qd); widoczny kalcyt o żółtopomarańczowej luminescencji oraz okruchy skał wulkanicznych o luminescencji niebieskiej; otwór wiertniczy Międzyzdroje 5, głębokość 2957,8 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, w katodoluminescencji
Authigenic quartz overgrowths (Qa) on detrital quartz grains (Qd); yellow-orange luminescent calcite and blue luminescent grains of volcanic rocks are visible; Międzyzdroje 5 borehole, depth 2957.8 m; CL image
- Fig. 8. Wachlarzowe skupienie chalcedonu (?okruch) w spoiwie piaskowca zlepieńcowatego; otwór wiertniczy Międzyzdroje 5, głębokość 2995,4 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane
Fan-like concentration of chalcedony (?lithoclast) in cement of conglomeratic sandstone; Międzyzdroje 5 borehole, depth 2995.4 m; microphotograph, crossed nicols



Marta Kuberska i in. — Diagenetyzacja a rozwój przestrzeni porowej w piaskowcach górnego czerwonego spągowca Pomorza Zachodniego

TABLICA II

- Fig. 1. Piaskowiec o spoiwie kwarcowym; widoczna zachowana porowatość pierwotna (Pp); próbka nasączona niebieską żywicą; otwór wiertniczy Ciechnowo 4, głębokość 3795,8 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora
Sandstone with quartz cement; primary porosity (Pp) is visible; sample impregnated with blue resin; Ciechnowo 4 borehole, depth 3795.8 m; microphotograph, plane-polarized light
- Fig. 2. Piaskowiec o porowatości 5,45%; widoczna zachowana porowatość pierwotna (Pp); próbka nasączona niebieską żywicą; otwór wiertniczy Słowieńsko 1, głębokość 3680,2 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora
Sandstone with porosity of 5.45%; primary porosity (Pp) is visible; sample impregnated with blue resin; Słowieńsko 1 borehole, depth 3680.2 m; microphotograph, plane-polarized light
- Fig. 3. Zachowana pierwotna porowatość (Pp) w piaskowcu; widoczne obwódki chlorytowe na ziarnach detrytycznych; próbka nasączona niebieską żywicą; otwór wiertniczy Ciechnowo 2, głębokość 3774,3 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora
Primary porosity (Pp) in sandstone; chlorite rims on the detrital grains are visible; sample impregnated with blue resin; Ciechnowo 2 borehole, depth 3774.3 m; microphotograph, plane-polarized light
- Fig. 4. Efekt częściowego rozpuszczenia skalenia i zastąpienia przez kalcyt; otwór wiertniczy Sławoborze 3, głębokość 3706,35 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane
The effect of partial dissolution of feldspar and replacement by calcite; Sławoborze 3 borehole, depth 3706.35 m; microphotograph, crossed nicols
- Fig. 5. Wtórna porowatość wewnątrzziarnowa (niebieska barwa) po częściowym rozpuszczeniu ziaren detrytycznych; próbka nasączona niebieską żywicą; otwór wiertniczy Sławoborze 1, głębokość 3681,4 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora
Intragranular secondary porosity (blue colour) after partial dissolution of detrital grains; sample impregnated with blue resin; Sławoborze 1 borehole, depth 3681.4 m; microphotographs, plane-polarized light
- Fig. 6. Wtórna porowatość wewnątrzziarnowa (niebieska barwa) po częściowym rozpuszczeniu litoklastów; próbka nasączona niebieską żywicą; otwór wiertniczy Sławoborze 1, głębokość 3681,4 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora
Intragranular secondary porosity (blue colour) after partial dissolution of lithoclasts; sample impregnated with blue resin; Sławoborze 1 borehole, depth 3681.4 m; microphotograph, plane-polarized light
- Fig. 7. Porowatość wtórna (strzałki) po częściowym rozpuszczeniu cementu kalcytowego; próbka nasączona niebieską żywicą; otwór wiertniczy Sławoborze 1, głębokość 3637,3 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane
Secondary porosity (arrows) after partial dissolution of calcite cement; sample impregnated with blue resin; Sławoborze 1 borehole, depth 3637.3 m; microphotograph, crossed nicols
- Fig. 8. Porowatość wtórna (strzałki) po częściowym rozpuszczeniu cementu anhydrytowego; otwór wiertniczy Brojce IG 1, głębokość 3611,8 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane
Secondary porosity (arrows) after partial dissolution of anhydrite cement; Brojce IG 1 borehole, depth 3611.8 m; microphotograph, crossed nicols



Marta Kuberska i in. — Diagenetyzacja a rozwój przestrzeni porowej w piaskowcach górnego czerwonego spagowca Pomorza Zachodniego