

Petrograficzno-petrofizyczna charakterystyka piaskowców eolicznych strefy Siekierki–Winna Góra (koło Poznania) w aspekcie poszukiwań złóż gazu zamkniętego w osadach czerwonego spągowca

Arkadiusz Buniak¹, Marta Kuberska², Hubert Kiersnowski²



A. Buniak



M. Kuberska



H. Kiersnowski

Petrographical-petrophysical characteristics of the Rotliegend eolian sandstones of the Siekierki–Winna Góra Zone (the Poznań region) in the aspect of search for gas trapped in deposits. *Prz. Geol.*, 57: 328–334.

Abstract. The studied Siekierki–Winna Góra region is situated in northern part of the Fore-Sudetic Monocline, close to its boundary with the Mogilno–Łódź synclinorium, and comprises areas stretching south-eastwards of Poznań. The top of the Rotliegend deposits occurs there at depths ranging from 3.5 to 3.7 km. The major aim of the studies was to establish petrophysical characteristics of Upper Rotliegend eolian sandstones these rocks and define influence of diagenetic processes (especially compaction and cementation) on their reservoir properties. The petrographical and

petrophysical analyses covered mainly top parts of profiles of Upper Rotliegend eolian sandstones from 9 boreholes. On the basis of the detailed sedimentological and facies analyses, it became possible to distinguish three depositional eolian groups in the studied region. These groups are related to desert sedimentation environment, that is dune, interdune and redeposition environments. The studies showed reduction of porosity and permeability of Upper Rotliegend eolian sandstones in an area from Siekierki through Pławce, Miłosław and Komorze and further south-eastwards, despite of advantageous facies development of these rocks. Diagenetic compaction and cementation are the processes responsible for this reduction. However, reservoir properties of these sandstones appear sufficient to treat the above mentioned zones as prospective. Such depositional traps may be best treated as unconventional tight gas deposits (Poprawa & Kiersnowski, 2008).

Key words: Upper Rotliegend, eolian sandstones, gas deposits

Poszukiwania złóż węglowodorów w basenie górnego czerwonego spągowca dotychczas koncentrowały się na obszarze wielkopolskiej i pomorskiej prowincji naftowej. W ostatnich latach wzrosło zainteresowanie poszukiwaniami w głębszej — środkowej części basenu czerwonego spągowca. Podstawowe znaczenie mają tu niekonwencjonalne złoża gazu. Istotne jest zatem określenie właściwości zbiornikowych skał w potencjalnych pułapkach złożowych w stropie czerwonego spągowca, na głębokości przekraczającej 4 km. Gaz ziemny zamknięty (*tight gas*) występuje w piaskowcach o małej przepuszczalności i niewielkiej porowatości, w których przestrzeń porowa jest nieregularna i złożona z izolowanych porów (Poprawa & Kiersnowski, 2008). Osiągnięcia poszukiwawcze w niemieckiej części basenu czerwonego spągowca, gdzie odkryto kilka złóż gazu ziemnego zamkniętego (np. złożo Soehlingen — strop na głębokości poniżej 5 km), dają nadzieję na występowanie tego typu złóż w polskiej części basenu.

Przedmiotem zainteresowania autorów były eoliczne piaskowce górnego czerwonego spągowca, występujące w północnej części monokliny przedsudeckiej, graniczącej z synklinorium mogileńsko-łódzkim, w rejonie Siekierki–Winna Góra, leżącym na południowy wschód od Poznania (ryc. 1). Sedymentacja tych piaskowców odbywała się w środowisku pustynnym, na rozległym polu wydymowym Ergu Wschodniego (Kiersnowski, 1998). Strop utworów górnego czerwonego spągowca występuje na tym obszarze na znacznej głębokości — od 3,5 do 3,7 km.

Celem badań było prześledzenie wpływu procesów diagenetycznych (przede wszystkim kompaktacji i cementacji) na właściwości zbiornikowe piaskowców eolicznych górnego czerwonego spągowca.

Analizą petrograficzną i petrofizyczną objęto najbardziej perspektywiczne, stropowe partie profili piaskowców eolicznych czerwonego spągowca z otworów wiertniczych: Kórnik-2, 3; Miłosław-3; Pławce-1; Siekierki-3, 4; Środa Wlkp.-4, 5 i Winna Góra-1. Na podstawie szczegółowej analizy sedymentologicznej i facjalnej profili górnego czerwonego spągowca w badanej strefie wydzielono 3 zespoły depozycyjne związane z pustynnym środowiskiem sedymentacji: zespół eoliczny wydymowy, międzywydymowy i eoliczny redeponowany.

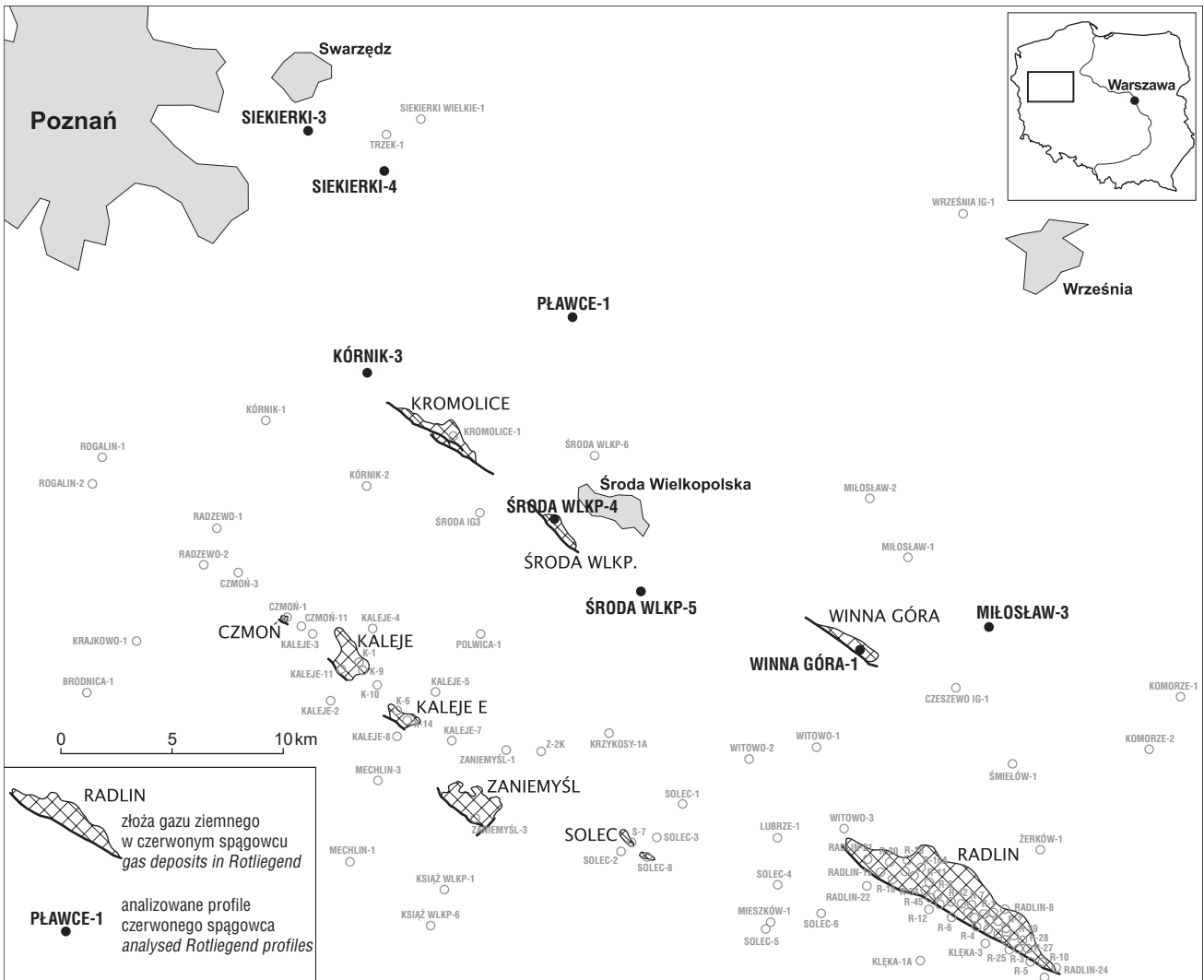
Zespół eoliczny wydymowy składa się z piaskowców drobno- i średnioziarnistych, sporadycznie z gruboziarnistych lub z mułowców. Piaskowce są dobrze i bardzo dobrze wysortowane, miejscami wykazują wysortowanie bimodalne. Piaskowce tej facji dominują wśród badanych osadów czerwonego spągowca i stanowią główną skałę zbiornikową.

Zespół eoliczny międzywydymowy to przede wszystkim piaskowce o zróżnicowanym uziarnieniu i w większości bimodalnym wysortowaniu, charakteryzujące się poziomą i niskokątową laminacją. Piaskowce międzywydymowe stwierdzono w materiale rdzeniowym prawie ze wszystkich otworów w strefie Siekierki–Winna Góra.

W stropowych partiach czerwonego spągowca występują piaskowce eoliczne redeponowane podczas transgresji cechsztyńskiej. Ich miąższość jest zróżnicowana. Wykazują one dobre wysortowanie, są na ogół drobnoziarniste, często masywne lub poziome i przekątnie warstwowane.

¹PGNiG S.A., Oddział w Zielonej Górze, ul. Bohaterów Westerplatte 15, 65-034 Zielona Góra; arkadiusz.buniak@zzgnig.com.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; marta.kuberska@pgi.gov.pl; hubert.kiersnowski@pgi.gov.pl

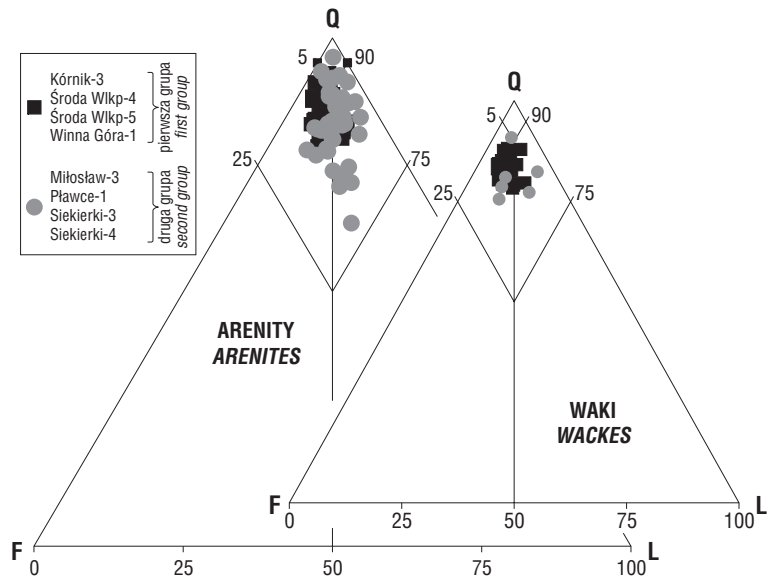


Ryc. 1. Lokalizacja otworów wiertniczych
Fig. 1. Location of boreholes

Charakterystyka petrograficzna

Skład szkieletu ziarnowego. W stropowych partiach profili górnego czerwonego spągowca piaskowce eoliczne wydymowe i redeponowane są reprezentowane przez arenity drobnoziarniste i średnioziarniste, sporadycznie waki drobnoziarniste o różnym stopniu wysortowania. Piaskowce międzywymowe to głównie różnoziarniste arenity i waki. Ziarna detrytyczne mają różny stopień obtoczenia. Upakowanie materiału detrytycznego jest na ogół słabe. Wskaźnik kontaktów międzyziarnowych wynosi około 2. Wartość wskaźnika wysortowania materiału detrytycznego, którą uzyskano przez obliczenie stosunku maksymalnej do najczęstszej i średnicy ziarn kwarcu, zmienia się wraz z głębokością od około 3 do ponad 6. Miejscami materiał grubiej uziarniony tworzy cienkie warstewki wśród drobniejszych frakcji bądź jest ułożony bezładnie.

Według klasyfikacji Pettijohna i in. (1972) piaskowce eoliczne oraz eoliczne redeponowane należą do arenitów subarkozowych, subliptycznych oraz arenitów kwarcowych. Waki są przeważnie subarkozowe (ryc. 2). Podstawo-



Ryc. 2. Piaskowce czerwonego spągowca górnego na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijohna i in. (1972): Q — kwarc, L — okruchy skał, F — skałeczniki
Fig. 2. Upper Rotliegendes sandstones classified according to classification triangles of Pettijohn et al. (1972): Q — quartz, L — rock fragments, F — feldspars

wym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc monokrystaliczny (42,0–67,1% obj.), w mniejszych ilościach występuje kwarc polikrystaliczny (4,9–22,3% obj.). Widoczne w niektórych ziarnach polikrystalicznych ślady tekstury równoległej sugerują, że pochodzą one ze skał metamorficznych.

Drugim, pod względem ilości, składnikiem szkieletu ziarnowego są skaleni (0,5–10,7% obj.). Są one reprezentowane przez niezblizniaczony skałen potasowy i polisyntetycznie zblizniaczony mikroklin oraz mikropertyt mikroklinowy, albit szachownicowy, podrzędnie oligoklaz. Ziarna skaleni są półobtoczone, miejscami zargilizowane.

Grupa litoklastów (0,5%–15,0% obj.) jest reprezentowana między innymi przez okruchy skał wulkanicznych. Rozpoznano tu szare i brunatne ryolity i dacyty o strukturze afirowej, rzadziej — porfirowej. Ponadto wyróżniono drobnoziarniste piaskowce, mułowce i iłowce. Odnotowano również okruchy kwarcowo-skaleniowe — najprawdopodobniej granitoidów — oraz kwarcowo-łyszczkowe fragmenty skał metamorficznych.

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

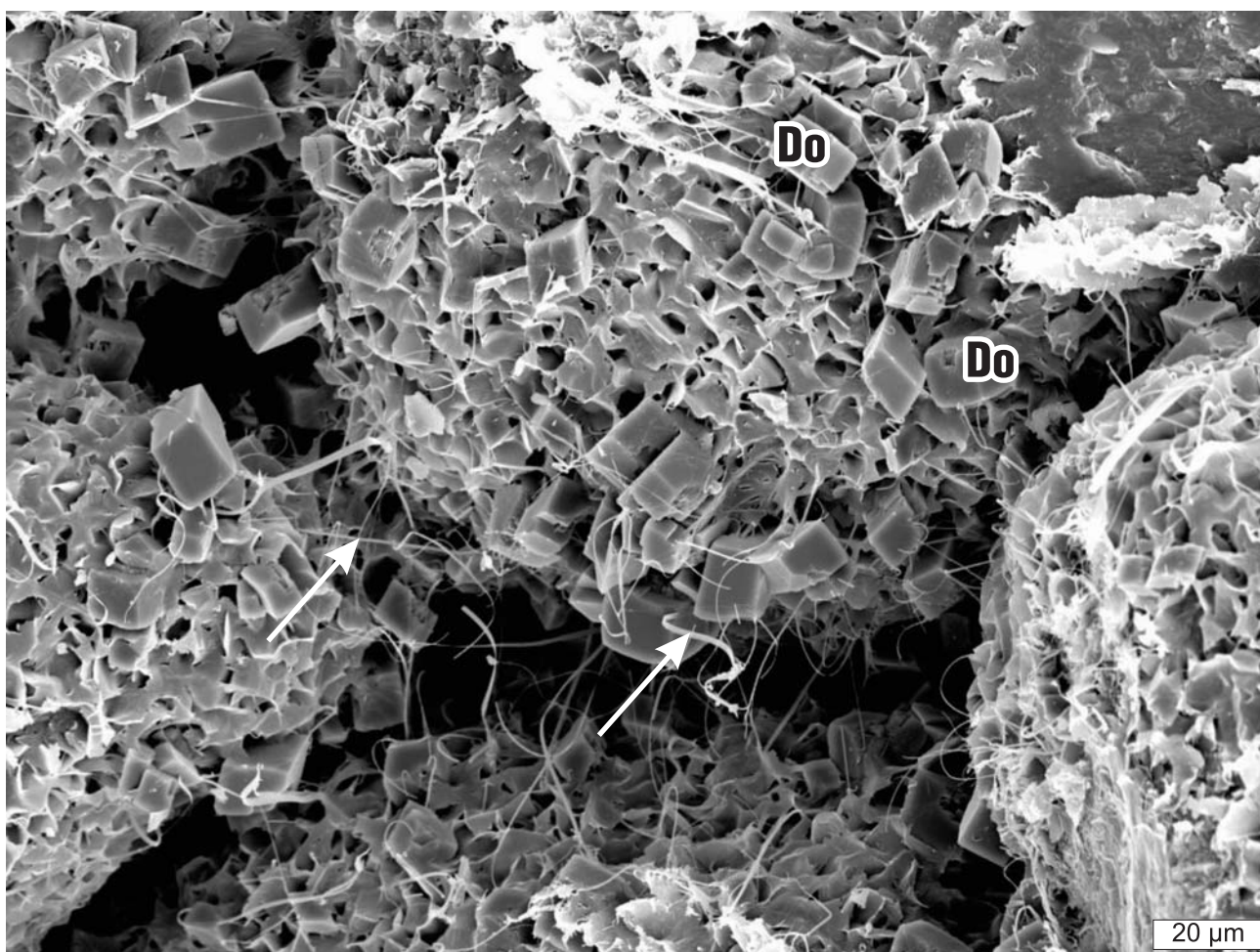
Składniki spoiw. Materiał detrytyczny badanych piaskowców cementuje spoiwo typu matriks i spoiwo ortochemiczne. Głównym składnikiem matriksu jest pył kwarcowy,

tlenki i wodorotlenki żelaza oraz allogeniczne minerały ilaste, w których dominuje zwykle illit, podrzędnie występuje chloryt, niekiedy minerały mieszanopakietowe illit/smektyt. Niejednokrotnie mieszanina wodorotlenków żelaza i minerałów ilastych tworzy cienkie otoczki na ziarnach detrytycznych lub wypełnienia przestrzeni porowych.

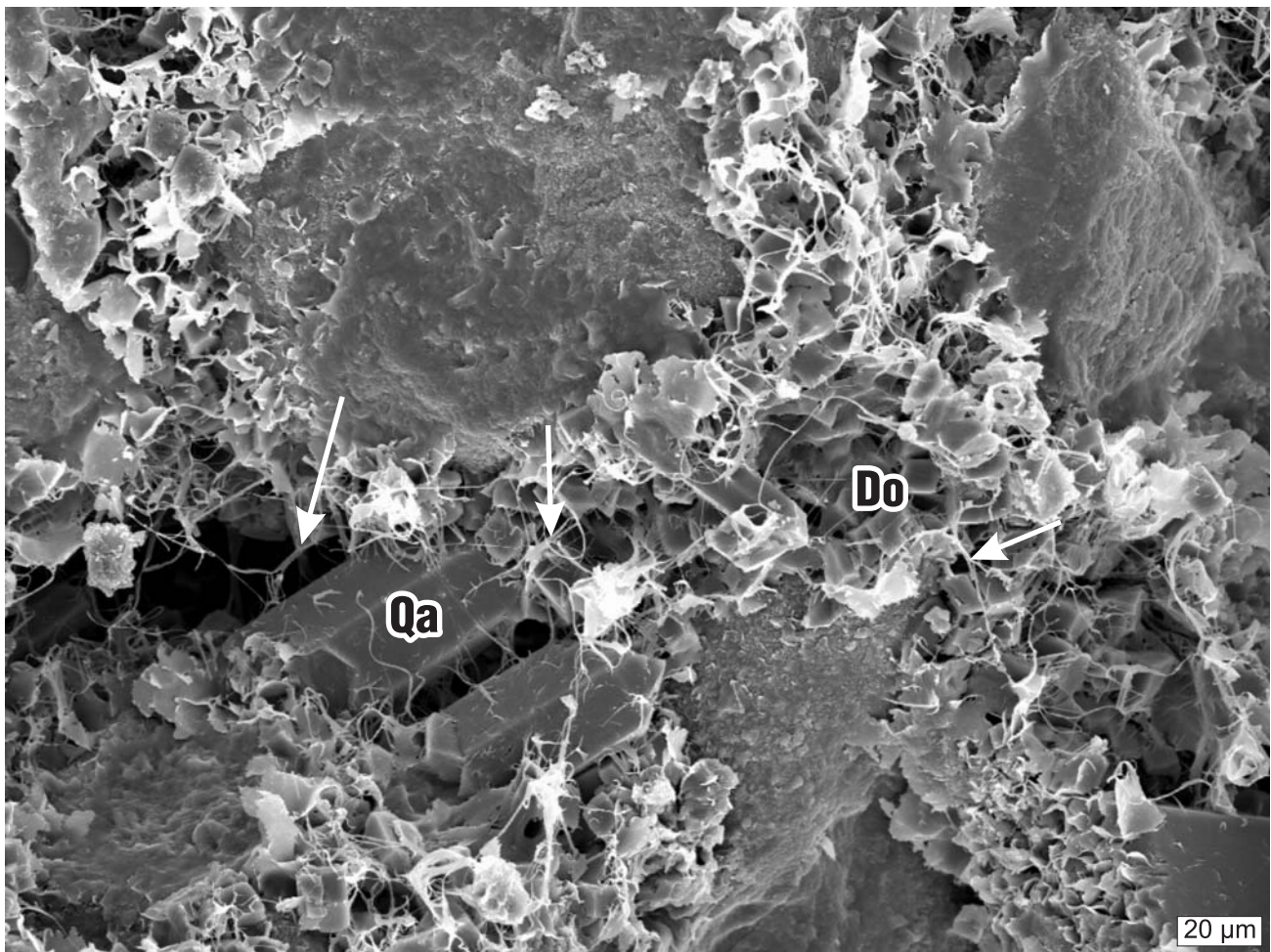
W piaskowcach czerwonego spągowca z otworów wiertniczych Kórnik-3, Środa Wlkp.-4, Środa Wlkp.-5 i Winna Góra-1 zawartość matriksu wynosi od 0 do 25,9% obj. i rośnie wraz z głębokością. Największą zawartością matriksu charakteryzują się piaskowce facji międzywymowej.

W piaskowcach z otworów wiertniczych Miłosław-3, Pławce-1, Siekierki-3 i Siekierki-4 ilość matriksu jest mniejsza i wynosi od 0 do 15,0% obj. Również w tych piaskowcach obserwuje się wzrost zawartości matriksu wraz z głębokością.

Wśród autogenicznych minerałów ilastych wyróżniono chloryty oraz illit. Chloryty obserwowano w postaci drobnych blaszek lub bardzo cienkich obwódek na ziarnach detrytycznych. Illit występuje w postaci łuseczek i włókien oraz tworzy obwódki na ziarnach detrytycznych (ryc. 3, 4). Z większości illitowych łuseczek wyrosły *in situ* cienkie włókna, tworzące mostki między ziarnami detrytycznymi. Ich obecność bardzo niekorzystnie wpływa na przepuszczalność badanych piaskowców. Krystalizacja illitu następowwała w trakcie różnych stadiów diagenety. Znane z literatury wyniki oznaczeń wieku krystalizacji włóknistego illitu w piaskowcach czerwonego spągowca dowodzą, że zachodziła ona w najwcześniejszej i środkowej jurze,



Ryc. 3. Romboedry dolomitu (Do) i autogeniczny illit (strzałki) w piaskowcu. Obraz w SEM. Winna Góra-1, głęb. 3536,05 m
 Fig. 3. Rhombohedrons of dolomite (Do) and authigenic illite (arrows) in the sandstone. SEM image. Winna Góra-1, depth 3536.05 m



Ryc. 4. Autigeniczny kwarc (Qa), dolomit (Do) i autigeniczny illit (strzałki) w przestrzeni porowej piaskowca. Obraz w SEM. Miłosław-3, głęb. 3725,55 m

Fig. 4. Authigenic quartz (Qa), dolomite (Do) and authigenic illite (arrows) in pore space of sandstone. SEM image. Miłosław-3, depth 3725.55 m

a także w najpóźniejszej jurze i wczesnej kredzie (Maliżewska, 1997; Kuberska i in., 2008). Wydaje się, że krystalizacja illitu nastąpiła w wyniku przeobrażenia skałeni potasowych. Mógł on również krystalizować z wód formacyjnych, co w przypadku osadów czerwonego spągowca Niemiec opisali Zwingmann i in. (1998). Autigeniczny illit najczęściej współwystępuje w przestrzeniach porowych badanych piaskowców z drobnymi romboedrami dolomitu (ryc. 3) lub słupkami kwarcu autigenicznego (ryc. 4).

Minerały węglanowe są reprezentowane głównie przez kalcyt i dolomit. Kalcyt najczęściej występuje w postaci kryształów anhedralnych, tworząc spoiwo typu porowego. Obecność kalcytu zanotowano w piaskowcach z otworów wiertniczych Kórnik-3, Pławce-1 oraz Winna Góra-1. Dolomit występuje w postaci różnej wielkości romboedrów. Na podstawie badań w elektronowym mikroskopie skaningowym stwierdzono, że niektóre z romboedrów wykazują budowę pasową. W składzie dolomitu występują domieszki Fe i Mn. Dolomit jest obecny we wszystkich badanych próbkach.

W analizowanych piaskowcach najważniejszym reprezentantem grupy minerałów siarczanowych jest anhydryt. Występuje on w postaci spoiwa porowego złożonego z pojedynczych tabliczek i ich skupień. Obok anhydrytu obserwowano niekiedy tabliczki barytu. Najsilniejsza cementacja siarczanami występuje w partiach przystropowych czerwonego spągowca, szczególnie w otworach

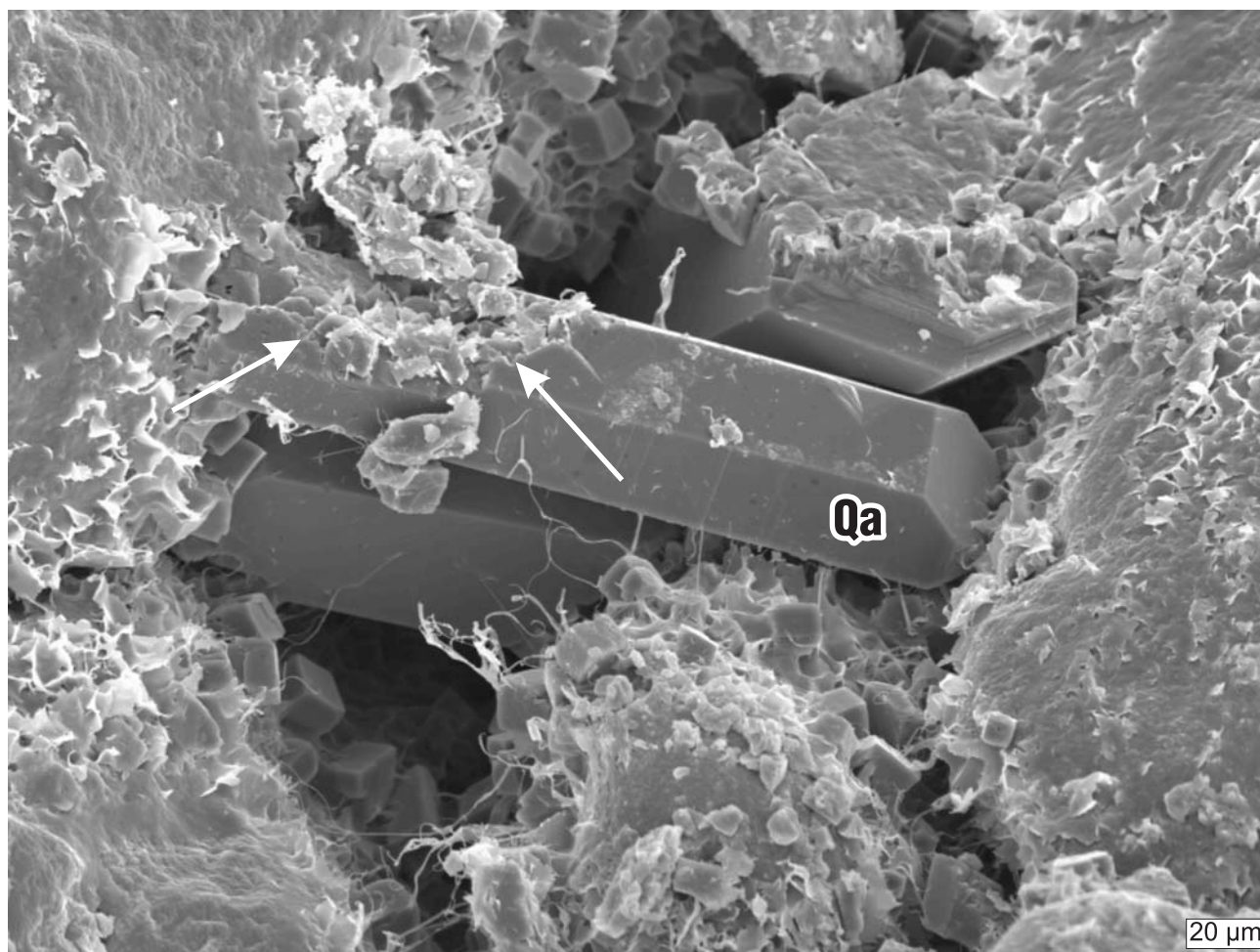
wiertniczych Środa Wlkp.-5, Winna Góra-1 i Pławce-1. Uważa się, że podobnie jak w innych rejonach Polski cement anhydrytowy w opisywanych piaskowcach pochodzi z infiltracji osadów czerwonego spągowca przez solanki cechsztyńskie (Kuberska, 2004).

Cement kwarcowy występuje w postaci pojedynczych, euhedralnych kryształów (ryc. 5). Miejscami tworzy syntaksjalne obwódki regeneracyjne na ziarnach kwarcu detrytycznego, które stykając się ze sobą, szczelnie wypełniają przestrzenie porowe skał.

Na podstawie różnic w składzie mineralnym wydzieleno dwie grupy piaskowców.

W składzie szkieletu ziarnowego piaskowców pierwszej grupy, pochodzących z otworów Kórnik-3, Środa Wlkp.-4, Środa Wlkp.-5 i Winna Góra-1 (ryc. 1), stwierdzono nieznaczną przewagę skałeni (3,0–10,3% obj.) nad okruchami litycznymi (1,3–10,6% obj.). W ich spoiwie zaobserwowano mniejszą niż w spoiwie piaskowców z drugiej grupy zawartość autigenicznych minerałów ilastych. We wszystkich otworach, z wyjątkiem otworu Kórnik-3, uzyskano przepływ gazu. W spoiwie piaskowców z otworu Kórnik-3 zawartość autigenicznych minerałów ilastych jest większa niż w pozostałych badanych piaskowcach.

W składzie szkieletu ziarnowego piaskowców drugiej grupy, z otworów Miłosław-3, Pławce-1, Siekierki-3 i Sie-



Ryc. 5. Autogeniczny kwarc (Qa) ze śladami rozpuszczania (strzałki) w przestrzeni porowej piaskowca. Obraz w SEM. Środa Wielkopolska-4, głęb. 3604,95 m

Fig. 5. Authigenic quartz (Qa) with traces of dissolution (arrows) in pore space of sandstone. SEM image. Środa Wielkopolska-4, depth 3604.95 m

kierki-4 (ryc. 1), udział okruszków litycznych (0,5–15,0% obj.) przeważa nad udziałem skaleni (0,5–10,7% obj.).

Otwory wiertnicze, z których pochodzą próbki dwóch grup piaskowców, są usytuowane w dwóch równoległych pasach (ryc. 1).

Procesy diagenetyczne

Podczas pogrzebienia osadów porowatość piaskowców jest kształtowana przede wszystkim przez kompakcję mechaniczną i chemiczną, cementację, rozpuszczanie i przeobrażanie ziarn.

Jednym z głównych i najdłużej działających procesów diagenetycznych jest kompakcja mechaniczna. Ma ona negatywny wpływ na porowatość pierwotną osadu. Zmniejszenie objętości piaskowców odbywało się w wyniku reorientacji oraz deformacji plastycznych, kruchych i niestabilnych ziarn oraz ich rozpuszczania. Największy stopień upakowania ziarn dostrzeżono w piaskowcach drobnoziarnistych i lepiej wysortowanych. Kompakcja chemiczna, której efektem są wklęsło-wypukłe i ząbwiąjące kontakty międzyziarnowe, odegrała minimalną rolę.

Procesy cementacyjne w piaskowcach czerwonego spagowca, szczególnie powstawanie spoiw porowych, zachodziły kilkietapowo i spowodowały szczelne wypełnienie wolnych przestrzeni międzyziarnowych. Najistotniejsza wydaje się krystalizacja w przestrzeniach międzyziarno-

wych dolomitu i kalcytu (przeciętna zawartość minerałów węglanowych wynosi zwykle poniżej kilku procent, lecz w przystropowych częściach profili wzrasta ona do ponad 18%). Mniejsze znaczenie miała cementacja osadów anhydrytem i kwarcem autogenicznym. Wraz z nasileniem cementacji malała porowatość i przepuszczalność. Silną cementację, szczególnie w strefach przystropowych, związaną zapewne ze zstępującymi roztworami cechsztyńskimi, stwierdzono w piaskowcach z otworów wiertniczych Kórnik-3, Środa Wlkp.-4, Środa Wlkp.-5, Winna Góra-1 oraz Pławce-1. Szczególnie niekorzystny wpływ na przepuszczalność osadów miała krystalizacja włóknistego illitu. Jednak wydaje się, że nie miała ona wyraźnego wpływu na porowatość opisywanych piaskowców.

Rozpuszczanie diagenetyczne jest efektem aktywności roztworów porowych krążących w osadzie. Ślady rozpuszczania obserwowano wielokrotnie na powierzchniach ziarn detrytycznych, głównie skaleni i kwarcu, oraz w obrębie kryształów cementów węglanowych, anhydrytowych i kwarcowych (ryc. 5). Relikty po rozpuszczonych ziarnach detrytycznych umożliwiły wstępne oszacowanie intensywności procesu rozpuszczania diagenetycznego, w wyniku którego nastąpił ubytek maksymalnie 4–5% objętości skały. Rozpuszczanie powoduje tworzenie się porowatości wtórnej, wzrost średnicy porów i rozwój kapilar.

W badanych piaskowcach obserwowano również nieliczne efekty diagenetycznej transformacji ziarn, m.in. szkliwa

wulkanicznego, łyszczyków, minerałów maficznych oraz skaleni. Pod wpływem transformacji powstały nowe fazy mineralne, np. kaolinit i chloryt, z porowatością śródkrystaliczną, która przyczyniła się do wzrostu porowatości całkowitej; jednak krystalizacja autogenicznych minerałów ilastych niejednokrotnie znacznie ogranicza przepuszczalność osadów.

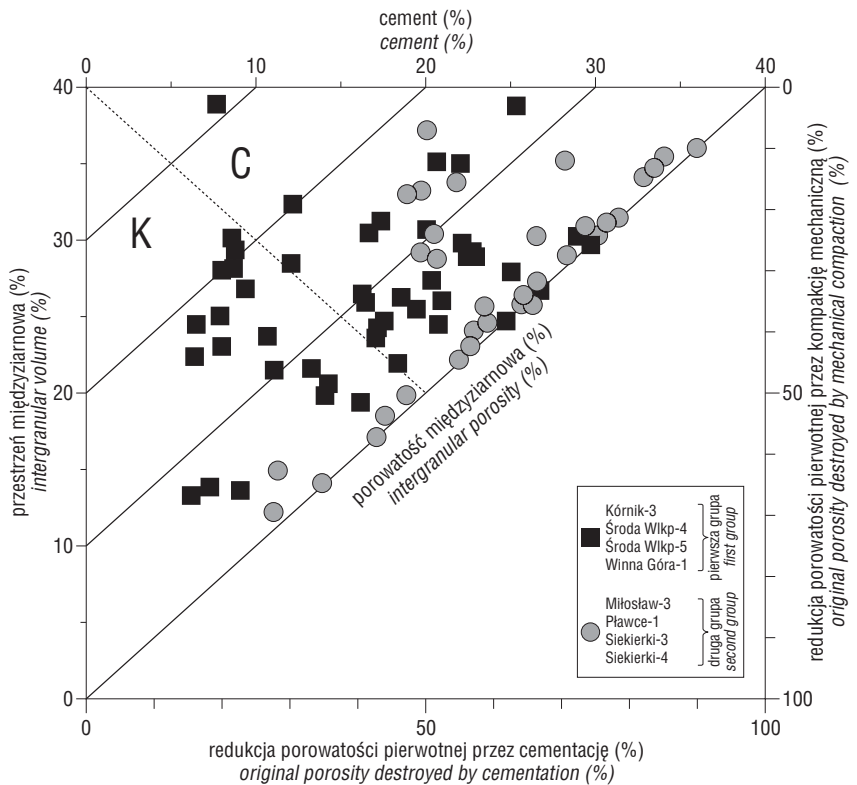
Wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość

W celu zobrazowania wpływu cementacji i kompaktacji na porowatość w badanych eolicznych piaskowcach czerwonego spągowca wykonano diagramy Houseknechta (1987) i Lundegarda (1992), za pomocą których można określić procentowo zmniejszenie porowatości pierwotnej osadów.

Według diagramu Houseknechta w ograniczeniu porowatości pierwotnej piaskowców należących do pierwszej grupy (z otworów Kórnik-3, Środa Wlkp.-4, Środa Wlkp.-5 i Winna Góra-1) nieznacznie większy udział miała cementacja niż kompaktacja (ryc. 6).

Natomiast diagram Lundegarda przedstawia odmienny obraz. Według tego diagramu w ograniczeniu porowatości pierwotnej piaskowców należących do pierwszej grupy znacznie większą rolę odegrała kompaktacja niż cementacja (ryc. 7) — ograniczenie porowatości pierwotnej przez kompaktację mieści się w przedziale od około 10 do prawie 37%, a przez cementację od 4 do około 23% (ryc. 7).

Większe zróżnicowanie wyników obserwuje się na obu wykresach dla piaskowców drugiej grupy (pochodzących z otworów wiertniczych Miłosław-3, Pławce-1, Siekierki-3 i Siekierki-4). Na diagramie Houseknechta (ryc. 6) widocz-

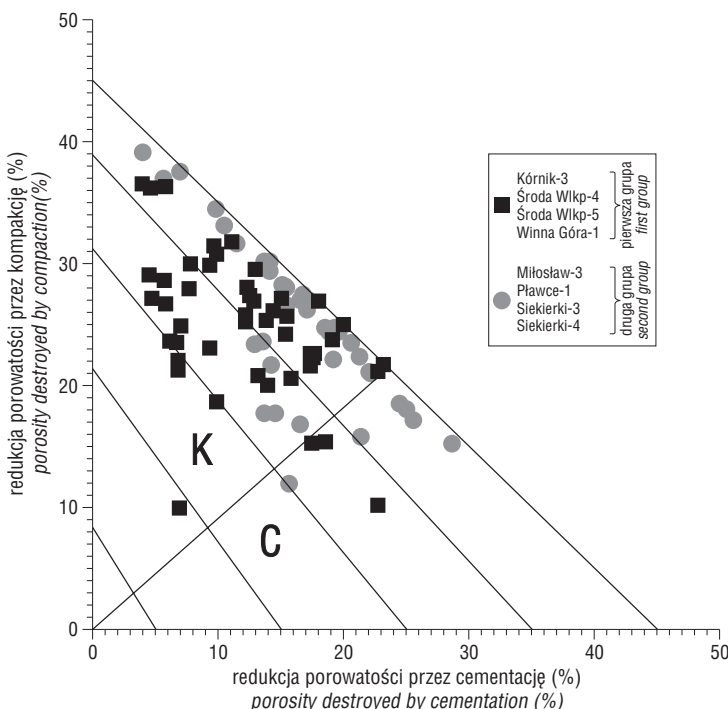


Ryc. 6. Diagram obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość piaskowców (wg Houseknechta, 1987): C — pole o przewadze cementacji nad kompaktacją; K — pole o przewadze kompaktacji nad cementacją

Fig. 6. Diagram showing effects of compaction and cementation on porosity of sandstones (after Houseknecht, 1987): C — area with predominance of cementation over compaction; K — area with predominance of compaction over cementation

ny jest znacznie większy wpływ cementacji na redukcję porowatości. Natomiast diagram Lundegarda (ryc. 7) obrazuje większy wpływ kompaktacji, podobnie jak w piaskowcach pierwszej grupy. Strata porowatości pierwotnej piaskowców na skutek kompaktacji wynosi 12–39%. Cementacja w mniejszym stopniu zredukowała porowatość pierwotną w badanych piaskowcach (od 4 do około 29%).

Różnice między dwoma diagramami (ryc. 6 i 7) wynikają z tego, iż Houseknecht (1987) obliczał utratę porowatości jako różnicę między założoną porowatością pierwotną, a porowatością pomiarzoną w próbce. Lundegard (1992) natomiast uwzględniał dodatkowo w swoich kalkulacjach inne parametry, między innymi redukcję objętości osadu w czasie kompaktacji.



Ryc. 7. Strata pierwotnej porowatości międzyziarnowej piaskowców eolicznych w wyniku cementacji i kompaktacji, przy założeniu, że porowatość pierwotna wynosiła 45% (Lundegard, 1992): C — pole o przewadze cementacji nad kompaktacją; K — pole o przewadze kompaktacji nad cementacją

Fig. 7. The loss of original intergranular porosity of aeolian sandstones due to cementation and compaction for the case when original porosity was equal 45% (Lundegard, 1992): C — area with predominance of cementation over compaction; K — area with predominance of compaction over cementation

Właściwości zbiornikowe

Stosując komputerową metodę analizy obrazu oszacowano, że porowatość badanych piaskowców waha się od 5,79 do 24,15%, przy czym przeciętnie wynosi około 10%. Oceniając wielkości minimalne i maksymalne pomierzonych parametrów porów, takich jak na przykład: długość, szerokość, kolistość, wydłużenie i średnica, można stwierdzić, iż piaskowce te charakteryzują się nierównomiernie wykształconą przestrzenią porową. Wielkości minimalne i maksymalne pomierzonych parametrów są bardzo zróżnicowane w obrębie próbek. Na przykładzie wybranych wielkości dokładnie scharakteryzowano opisywane parametry, analizując ich rozkład w założonych przedziałach wielkości przestrzeni porowej. Ponad 90% pomierzonych parametrów, takich jak ekwiwalentna średnica porów, ich obwód, szerokość i długość, nie przekraczała wielkości 0,01 mm i mieściła się w przedziale 0,001–0,01 mm. Od tego szablonu odbiegają próbki piaskowców z Winnej Góry-1, których parametry nie przekraczają 0,001 mm. We wszystkich próbkach obserwujemy nieznaczny udział procentowy porów o rozmiarach większych od 0,01 mm i one właśnie mają główny wpływ na wielkość całkowitej porowatości. Kształt przestrzeni porowej w badanych piaskowcach jest raczej izometryczny, z tym że w piaskowcach z otworu Winna Góra-1 jest to przestrzeń mikroporowa.

W piaskowcach eolicznych z płytszej części basenu czerwonego spągowca (leżących na monoklinie przedsudeckiej — od otworu Kórnik-3 w kierunku SE) stwierdzono wzrost przepuszczalności wraz ze wzrostem porowatości (Buniak i in., 2008). Przepuszczalność w piaskowcach z tego obszaru jest na ogół umiarkowana lub wysoka — przeważnie powyżej 1 mD (przy porowatości powyżej 10%). W pewnej grupie próbek skał przepuszczalność przekraczała 10, a nawet 100 mD przy porowatości 10–25%.

Piaskowce z otworów zlokalizowanych na skraju monokliny przedsudeckiej oraz w synklinorium mogileńsko-lódzkim charakteryzują się mniejszą porowatością oraz przepuszczalnością nie przekraczającą na ogół 10 mD — przeważnie wynosi ona od 0,001 do ok. 7–8 mD. Znaczna grupa próbek skał z tego obszar miała porowatość mniejszą od 8%, a przepuszczalność mniejszą od 0,001 mD. Powodem obniżenia przepuszczalności w tych piaskowcach jest obecność autigenicznych minerałów ilastych, w tym przede wszystkim illitu włóknistego, który często tworzy pomosty pomiędzy ziarnami detrytycznymi i drastycznie redukuje przepuszczalność. W piaskowcach z najgłębszej części analizowanej strefy zawartość illitu przekracza kilka procent, a w wielu próbkach dochodzi do 10% obj. skały.

Podsumowanie i wnioski

Podstawową cechą skał zawierających gaz zamknięty są bardzo słabe właściwości zbiornikowe w porównaniu ze skałami, w których istnieją konwencjonalne złoża gazu. W analizowanej strefie basenu czerwonego spągowca mamy do czynienia z piaskowcami eolicznymi, których pierwotna porowatość dochodziła zapewne do 40%, a przepuszczalność osiągała setki i tysiące mD. Obecnie porowatość tych skał wynosi od kilku do kilkunastu procent, a przepuszczalność przeważnie około 10 mD, czasami nieco ponad 100 mD.

Piaskowce eoliczne o słabych właściwościach zbiornikowych, które należy brać pod uwagę w poszukiwaniach złóż gazu zamkniętego, występują w basenie centralnym czerwonego spągowca w obszarze na południowy wschód od Poznania (jest to północno-wschodnia część Ergu Wschodniego). Strop utworów górnego czerwonego spągowca znajduje się tu na głębokości od 3,5 do 5 km.

W analizowanych otworach, w stropowych częściach profili czerwonego spągowca (o miąższości 100–200 m) zaznacza się wyraźna dominacja piaskowców eolicznych wydmywanych. Główne procesy diagenetyczne, jakimi są kompaktacja i cementacja, niekorzystnie oddziaływały na pierwotną porowatość tych piaskowców. Redukcja ich porowatości i przepuszczalności wzrasta w kierunku centrum basenu górnego czerwonego spągowca. W ciągu struktur piaskowców od Siekierki i Pławic przez strukturę Miłostawa i Komorze (ryc. 1) następuje znaczące zmniejszenie porowatości i drastyczna redukcja przepuszczalności piaskowców eolicznych. Na głębokości poniżej 4 km właściwości zbiornikowe piaskowców czerwonego spągowca górnego są wystarczające do tego, aby je uznać za perspektywiczne. Tego typu pułapki złożowe należy prawdopodobnie zaliczyć do niekonwencjonalnych złóż typu *tight gas* (Poprawa & Kiersnowski, 2008).

Kluczową kwestią pozostaje upewnienie się, czy powstanie pułapek strukturalnych w głębszych częściach basenu czerwonego spągowca odbywało się w podobnym czasie co powstanie pułapek w strefach z rozpoznanyymi złożami gazu. Istotne jest, czy pułapki te zostały wypełnione gazem przed procesem redukcji przepuszczalności (zamknięcia) i jaka jest relacja między czasem akumulacji gazu, a tempem i czasem pograżania osadów czerwonego spągowca.

Literatura

- BUNIAK A., KIERSNOWSKI H. & KUBERSKA M. 2008 — Perspektywy poszukiwań złóż gazu ziemnego w piaskowcach czerwonego spągowca o słabych właściwościach zbiornikowych w strefie Poznań–Konin–Kalisz. Mat. Konf. IV Krajowy Zjazd Branży Górnictwa Naftowego, 11–13.09.2008, Łagów: 125–138.
- HOUSEKNECHT D.W. 1987 — Assessing the relative importance of compaction processes and cementation reduction of porosity in sandstones. AAPG Bull., 71: 633–642.
- KIERSNOWSKI H. 1998 — Architektura depozycyjna basenu czerwonego spągowca w Polsce. [W:] Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego. Pr. Państw. Inst. Geol., 165: 113–128.
- KUBERSKA M. 2004 — Diageniza osadów czerwonego spągowca w strefie Szczecinek–Bydgoszcz (Pomorze Zachodnie). Biul. Państw. Inst. Geol., 411: 87–168.
- KUBERSKA M., MALISZEWSKA A. & GROTEK I. 2008 — Diageniza a rozwój przestrzeni porowej w piaskowcach górnego czerwonego spągowca Pomorza Zachodniego. Biul. Państw. Inst. Geol., 430: 43–64.
- LUNDEGARD P.D. 1992 — Sandstone porosity loss — A “big picture” view of the importance of compaction. J. Sedimentary Petrology, 62: 250–260.
- 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.
- PETTJOHN F.J., POTTER P.E. & SIEVER R. 1972 — Sand and sandstones. Springer.
- POPRAWA W. & KIERSNOWSKI H. 2008 — Perspektywy poszukiwań złóż gazu ziemnego w skałach ilastych (*shale gas*) oraz gazu ziemnego zamkniętego (*tight gas*) w Polsce. Biul. Państw. Inst. Geol., 429: 145–152.
- 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. London Spec. Publ., 144: 91–106.

Praca wpłynęła do redakcji 05.02.2009 r.
Po recenzji akceptowano do druku 26.02.2009 r.