

Procesy diagenetyczne kształtujące przestrzeń porową piaskowców karbonu w rejonie Lublina

Aleksandra Kozłowska¹



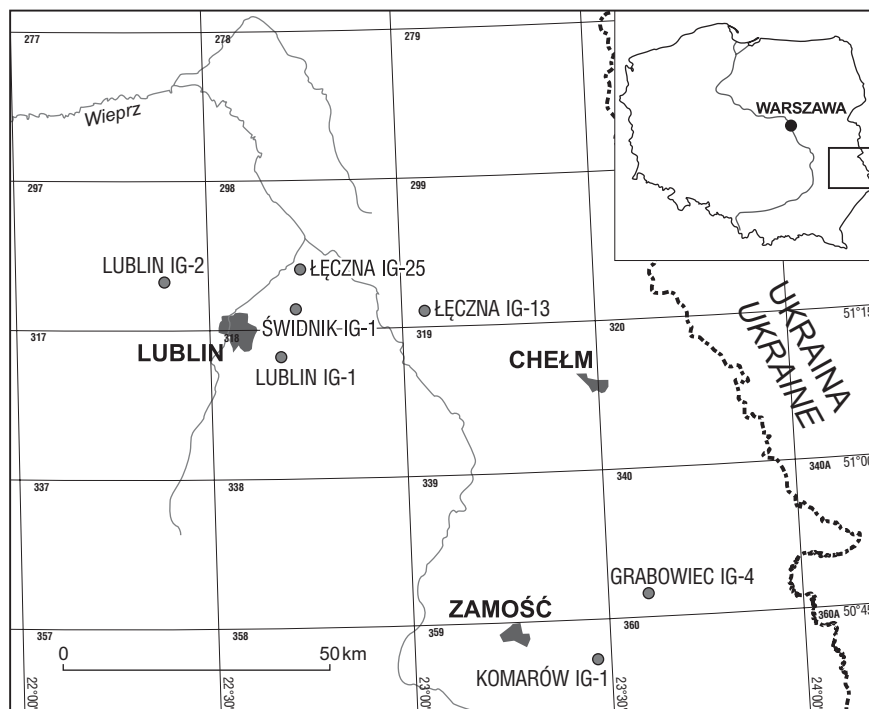
Diagenetic processes affecting pore space in Carboniferous sandstones of the Lublin region. *Prz. Geol.*, 57: 335–342.

Abstract. In the Lublin region Carboniferous sandstones are represented by subarkosic, quartz and sublithic, occasionally arkosic arenites and wackes. These rocks are characterized by porosity (primary and secondary) ranging from 0 to 22.43% and permeability from 0 to over 1000 mD. Two diagenetic processes, that is compaction and cementation, were primarily responsible for reduction of porosity in these sandstones. The compaction decreased porosity at about 50%, while the cementation at 30%. Quartz, kaolinite and carbonates and locally fibrous illite are the most common cements here. Dissolution is also important as a diagenetic process responsible for development of secondary porosity. Good porosity of the bulk of Carboniferous sandstones is due to precipitation of early overgrowth cements (quartz, Fe-chlorite and siderite), which stopped the mechanical compaction, and dissolution of feldspar grains and authigenic quartz leading to origin of secondary porosity. The processes of mechanical compaction and advanced quartz and carbonate cementation (mainly of the ankerite and Fe-calcite type) as well as crystallization of fibrous illite were the major factors responsible for reduction of porosity in some sandstones. The results of the studies on pore space indicate good reservoir properties of sandstones of the Lublin and Dęblin formations as well as some parts of the Terebin formation. The sandstones from the Huczwa formation and a part of the Terebin formation belong to rocks characterized by low petrophysical parameters. Comparisons of sandstones formed in different environments have shown that best reservoir conditions are displayed by these formed in river channel and delta bottom environments. During diagenesis, the Carboniferous deposits remained under influence of the maximum temperature of about 120°C, but locally the temperatures could have been even higher. Maximum temperatures were reached by the Carboniferous deposits at the end of Carboniferous whereas diagenetic processes were active until early Permian. The results of studies on diagenesis of these rocks, projected onto the thermal-erosional model, point to the Variscan overheating.

Key words: sandstones, diagenesis, reservoir potential, Carboniferous, Lublin Basin

W celu określenia wpływu procesów diagenetycznych na właściwości zbiornikowe piaskowców w centralnej części lubelskiego basenu karbońskiego, badaniami objęto materiał skalny z pięciu otworów wiertniczych usytuowanych w rejonie Lublina: Lublin IG-1 i IG-2, Łęczna IG-13 i IG-25 oraz Świdnik IG-1 (ryc. 1).

W pracy przyjęto podział litostratygraficzny osadów karbonu wprowadzony przez Porzyckiego i Żelichowskiego (Porzycki, 1979). Zgodnie z tym podziałem, przedmiotem badań były piaskowce formacji Huczwy, Terebina, Dęblina oraz lubelskiej, w kolejności od spągu ku stropowi profilu karbonu. Analizowane piaskowce wraz z towarzyszącymi im mułowcami, iłowcami i podrzędnie zlepieńcami należą do utworów rzecznych przelawiających się z osadami morskimi i deltowymi (Waksmundzka, 1998, 2007, 2008). Przeprowadzono analizę 182 płytek cienkich piaskowców, w tym 111 płytek piaskowców należących do formacji Dęblina, 41 próbek reprezentujących formację lubelską, 23 — formację Terebina i 7 — formację Huczwy. W rejonie badań strop osadów karbonu występuje od głębokości 713,0 m



Ryc. 1. Mapa lokalizacyjna otworów wiertniczych
Fig. 1. Location map of boreholes

(Łęczna IG-13) i obniża się w kierunku południowo-zachodnim do głębokości 1113,3 m (Lublin IG-2).

Wszystkie próbki poddano standardowej analizie mikroskopowej, a część z nich nasączono niebieską żywicą i przeprowadzono także mikroskopowe badania porowatości. W płytkach cienkich poddanych punktowej analizie planimetrycznej zliczano minimum 300 punktów. Wydzie-

¹Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, aleksandra.kozłowska@pgi.gov.pl

lenia mikrolitofacjalne piaskowców wykonano zgodnie z klasyfikacją Dott'a zmodyfikowaną przez Pettijohna i in. (1972), z dalszymi zmianami Jaworowskiego (1987), rozszerzając podział waki o sublityczne i subarkozowe. W celu określenia rodzaju cementów węglanowych w analizowanych próbkach, preparaty barwiono roztworem Evamy'ego, badano w katodoluminescencji oraz elektronowej mikroskopię energetyczną (EDS ISIS). Analiza próbek okruczych w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM) umożliwiła obserwacje przestrzeni porowych w piaskowcach. W celu identyfikacji minerałów ilastych wykonano analizę rentgenostrukturalną. W cementach piaskowców zawierających inkluzje dwufazowe pomierzono temperaturę homogenizacji (T_h), która odpowiada minimalnej temperaturze krystalizacji minerału (Roedder, 1984). Ponadto prof. Hałas z zespołem z Uniwersytetu im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie wykonał badania składu izotopowego tlenu i węgla w węglanach (Waksmundzka & Kozłowska, 2000). Do oceny właściwości zbiornikowych skał wykorzystano wyniki badań porozymetrycznych dr. hab. Sucha z zespołem z Instytutu Górnictwa Naftowego i Gazownictwa w Krakowie (Waksmundzka & Kozłowska, 2000) oraz dr. Semyrki z Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie (Narkiewicz, 2005).

Charakterystyka petrologiczna

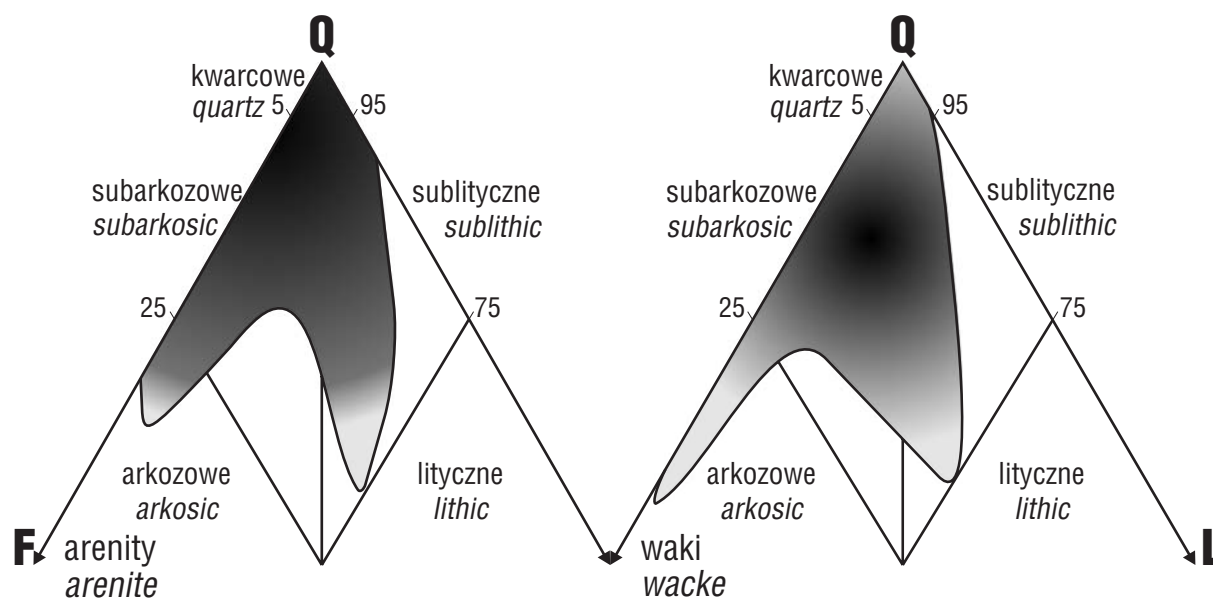
Piaskowce są reprezentowane przez arenity i waki subarkozowe oraz kwarcowe, rzadziej sublityczne, a sporadycznie arkozowe (ryc. 2). W badanych profilach osadów karbonu obserwujemy, że w formacjach lubelskiej i Dęblińskiej najczęściej występują arenity subarkozowe i kwarcowe drobno- oraz średnioziarniste. W porównaniu z formacjami wyżej położonymi w formacji Terebina i Huczwy wzrasta ilość arenitów i waki sublitycznych. W dolnej części profilu otworu wiertniczego Lublin IG-1 (formacja Huczwy) stwierdzono obecność piaskowców wulkanoklastycznych, reprezentujących arenity i waki sublityczne (Kozłowska, 2007).

Głównym składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego badanych piaskowców jest kwarc. Stanowi on około 60–70% obj. skały. Skalenie są reprezentowane głównie przez skalenie potasowe i w mniejszej ilości przez plagioklasy. Przeciętnie zajmują one około 6% obj. skały, choć występują w zmiennej ilości. Najczęściej obserwowano pozostałości ziarn skaleni, które uległy procesowi rozpuszczania, przeobrażenia lub zastępowania przez minerały wtórne. Ponadto notowano blaszki łyszczyków — głównie muskowitu i biotyту — oraz chlorytu, który często jest produktem przeobrażenia biotyту. Zawartość łyszczyków w piaskowcach jest zmienna. W arenitach wynosi ona od 0 do 3% obj. skały, natomiast w wakach jest najczęściej większa. Bardzo często blaszki łyszczyków są powyginane, co jest skutkiem działania kompaktacji mechanicznej w osadzie. W badanych piaskowcach stwierdzono również obecność minerałów ciężkich: cyrkonu, tytanitu, rutylu oraz apatyту.

Kolejnym składnikiem szkieletu ziarnowego są litoklasty. Stanowią one około 2% obj. skały. W piaskowcach wulkanoklastycznych zawartość okrucich skał wynosi około 15% obj. (Lublin IG-1). Wśród litoklastów dominują okrucie skał magmowych, z przewagą skał wulkanicznych nad głębinowymi. Widoczne są okrucie kwaśnych skał wulkanicznych i granitoidów oraz fragmenty szkliva wulkanicznego. Ponadto występują okrucie skał metamorficznych, przeważnie łupków kwarcowo-łyszczykowych, oraz okrucie skał osadowych, głównie ilowców i mułowców oraz skał syderytowych.

Materiał detrytyczny jest przeważnie półobtoczony i na ogół dobrze wysortowany. W badanych arenitach dominują kontakty międzyziarnowe punktowe, rzadziej wklęsło-wypukłe i proste. Materiał detrytyczny w arenitach jest luźno upakowany — wartość wskaźnika kontaktów ziarn w osadzie szacunkowo wynosi około 2,0. W wakach przeważają kontakty punktowe lub miejscami ziarna nie stykają się.

Piaskowce charakteryzują się spoiwem typu porowego lub kontaktowego w arenitach i porowo-kontaktowego w wakach. Przestrzeń pomiędzy składnikami szkieletu ziarnowego jest wypełniona spoiwem matriksu lub cementem.



Ryc. 2. Piaskowce karbonu na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijohna i in. (1972); Q — kwarc, F — skalenie, L — litioklasty
Fig. 2. Carboniferous sandstones according to classification triangles of Pettijohn et al. (1972); Q — quartz, F — feldspar, L — lithoclasts

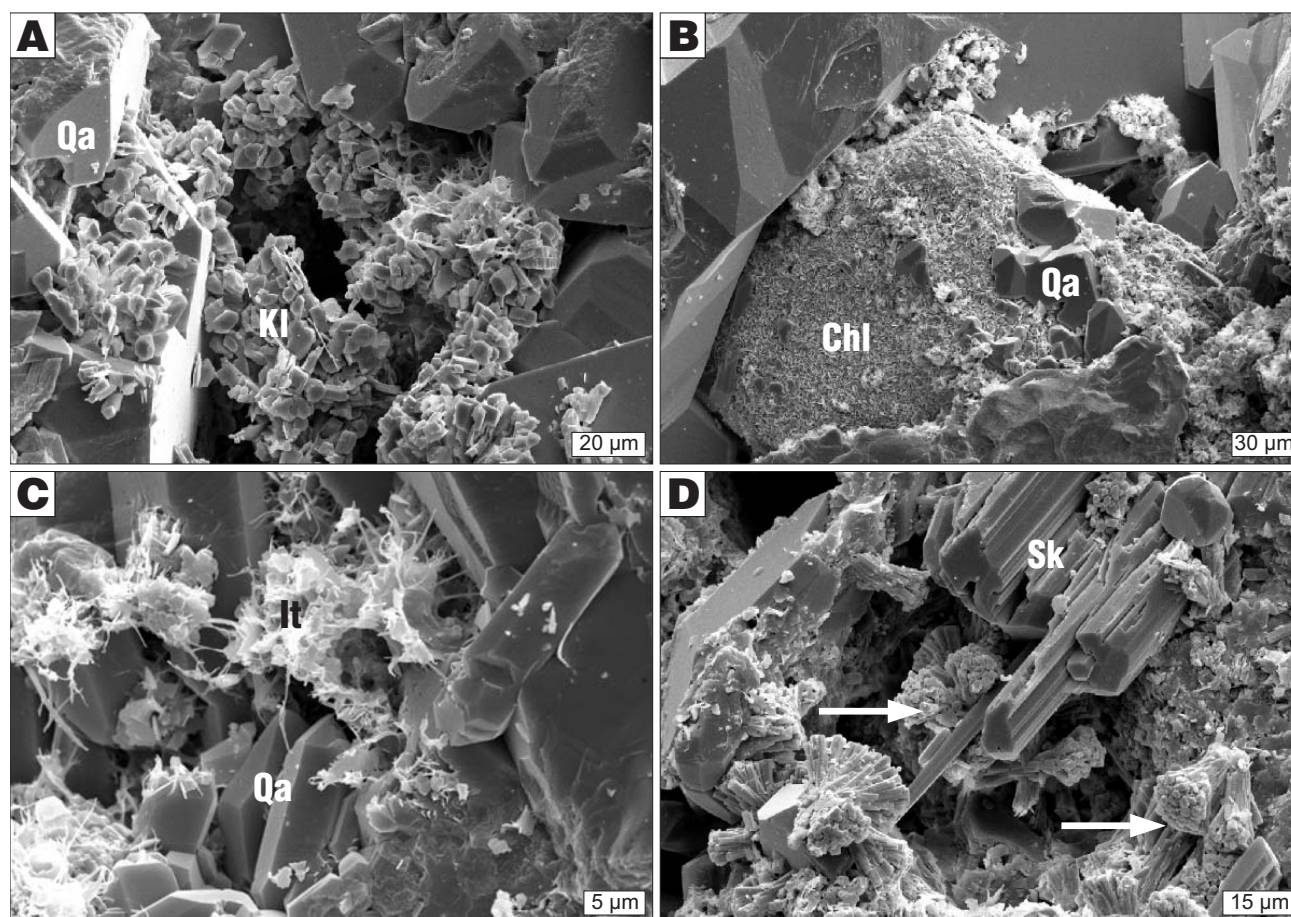
Główne składniki spoiwa

Spojwa ilaste często są mieszaniną minerałów allo- i autigenicznych, które przeważnie są trudne do rozróżnienia. Kaolinit jest głównym minerałem ilastym piaskowców. Jego zawartość przeciętnie wynosi około 4% obj., a maksymalnie 19,3% obj. Wyróżniono dwa typy morfologiczne kaolinitu: kaolinit robakowaty i kaolinit blokowy (ryc. 3A; Kozłowska, 2004). Oba typy kaolinitu są obserwowane w całym profilu piaskowców karbońskich, przy czym większe nagromadzenia kaolinitu robakowatego występują w górnych częściach profili. Analiza rentgenostrukturalna frakcji $< 2 \mu\text{m}$ oraz $2\text{--}10 \mu\text{m}$ z wybranych próbek piaskowców wykazała obecność dickitu w profilu otworu Świdnik IG-1. Illit występuje w formie bardzo drobnych płytek przypominających listewki; otacza on ziarna detrytyczne i wypełnia przestrzeń międzyziarnową. Analizowane kryształity najczęściej mają postać wydłużonych listewek oraz igiełek i włókien. Można przyjąć, że opisywany autigeniczny illit ma wiek izotopowy analogiczny do wieku illitu z sąsiednich otworów wiertniczych — Komarów IG-1 i Grabowiec IG-4 (ryc. 1), którego wiek K-Ar określono odpowiednio na $286,5 \pm 3,4$ i $278 \pm 3,4$ mln lat (Kozłowska, 2006). Chloryt, głównie żelazisty, jest

wykształcony w postaci obwódek wokół ziarn oraz masy wypełniającej przestrzeń porową (ryc. 3B). Obecność minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt, o zawartości illitu powyżej 90%, stwierdzono badaniami rentgenostrukturalnymi.

Kwarc jest ważnym składnikiem spoiwa typu matriks oraz cementu w piaskowcach. Występuje w postaci pyłu kwarcowego wymieszanego z minerałami ilastymi lub też tworzy autigeniczne obwódki regeneracyjne na ziarnach kwarcu (ryc. 3A–C). Zawartość cementu kwarcowego wynosi najczęściej od 1 do 10% obj., miejscami przekracza nawet 20% obj. Kwarc autigeniczny w formie obwódek narasta na ziarnach detrytycznych kwarcu, miejscami zarastając przestrzenie porowe częściowo, a miejscami całkowicie. Badania inkluzji fluidalnych w cementie kwarcowym wykazały obecność głównie drobnych inkluzji jednofazowych, co może sugerować, że powstawał on w temperaturze poniżej 50°C (Goldstein & Reynolds, 1994). W inkluzjach dwufazowych uzyskano temperatury homogenizacji w przedziale $58\text{--}160^\circ\text{C}$.

Węglany są kolejnym ważnym ilościowo cementem, którego zawartość w badanych skałach waha się od 0 do 45% obj. Najczęściej tworzą one spoiwo typu porowego, rzadziej podstawowego. Stwierdzono obecność nastę-



Ryc. 3A. Kaolinit blokowy (Kl) w przestrzeni porowej między kryształami kwarcu autigenicznego (Qa). Otwór Świdnik IG-1, głęb. 1500,5 m; **3B** — Fe-chloryt (Chl) w formie obwódki na ziarnie kwarcu, obrastany kwarcem autigenicznym (Qa). Otwór Lublin IG-1, głęb. 1276,4 m; **3C** — Illit włóknisty (It) na powierzchni kwarcu autigenicznego (Qa). Otwór Świdnik IG-1, głęb. 1363,9 m; **3D** — Kryształy apatytu (strzałki) we wtórnej przestrzeni porowej powstałej w wyniku rozpuszczania ziarna skalenia potasowego (Sk). Otwór Świdnik IG-1, głęb. 1145,8 m

Fig. 3 A. Blocky kaolinite (Kl) in pore space between authigenic quartz crystals (Qa). Świdnik IG-1 borehole, depth 1500.5 m; **3B** — Fe-chlorite (Chl) rims on quartz grains, overgrown by authigenic quartz (Qa). Lublin IG-1 borehole, depth 1276.4 m.; **3C** — Fibrous illite (It) on authigenic quartz surface. Świdnik IG-1 borehole, depth 1363.9 m; **3D** — Apatite crystals (arrows) in secondary pore space created due to dissolution of potassium feldspar grain (Sk). Świdnik IG-1 borehole, depth 1145.8 m

pujących minerałów węglanowych: syderytu, Fe-dolomitu, ankerytu i Fe-kalcytu (Kozłowska, 2004). Stosowana w pracy nazwa syderytu odnosi się do minerałów szeregu izomorficznego FeCO_3 – MgCO_3 o zawartości 60–100% mol. FeCO_3 . Większość badanych syderytów mieści się w przedziale syderyt–syderoplesyt (Bolewski, 1982). Wyróżniono dwie generacje syderytów: wczesną i późną (Kozłowska, 1997, 2001, 2004). Generacja wczesna jest reprezentowana przez syderoplesyt lub syderyt. Minerale te najczęściej tworzą bardzo drobnokrystaliczne ziarna lub sferolity, rzadziej formy masywne. Wartości $\delta^{18}\text{O}$ w syderycie mieszczą się w przedziale od $-18,37$ do $-8,11\text{‰}_{\text{PDB}}$, przeciętnie $-13,30\text{‰}_{\text{PDB}}$, a wartości $\delta^{13}\text{C}$ wahają się w zakresie od $-8,52$ do $3,63\text{‰}_{\text{PDB}}$, przeciętnie $-5,10\text{‰}_{\text{PDB}}$. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wskazują na tworzenie się syderytu w strefie mikrobiologicznej metanogenezy (Morad, 1998). Generacja późna charakteryzuje się większą zawartością MgCO_3 niż wczesnodiagenetyczny syderyt. Jej skład chemiczny odpowiada syderoplesytowi, a niekiedy pistomesytowi. Minerale te często krystalizują w formie romboedrow wypełniających puste przestrzenie porowe lub narastających na wczesnej generacji syderytu (Kozłowska, 2007). Fe-dolomit i ankeryt najczęściej występują w postaci izolowanych euhedralnych kryształów romboedrycznych lub tworzą masywny cement sparowy. Wartości $\delta^{18}\text{O}$ w ankerycie mieszczą się w zakresie od $-15,11$ do $-7,47\text{‰}_{\text{PDB}}$, przeciętnie $-10,60\text{‰}_{\text{PDB}}$, a wartości $\delta^{13}\text{C}$ zawierają się w przedziale od $-8,77$ do $3,74\text{‰}_{\text{PDB}}$, przeciętnie $-2,30\text{‰}_{\text{PDB}}$. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wskazują na tworzenie się ankerytu w strefie mikrobiologicznej metanogenezy (Morad, 1998). Fe-kalcyt najczęściej tworzy cement porowy, miejscami podstawowy, wypełniając przestrzenie między- i wewnątrzziarnowe. Z badań inkluzji fluidalnych w kalcytcie uzyskano temperaturę homogenizacji $87,5^\circ\text{C}$ (Kozłowska, 2007). Wartości $\delta^{18}\text{O}$ w Fe-kalcytcie mieszczą się w przedziale od $-19,35$ do $-11,86\text{‰}_{\text{PDB}}$, przeciętnie $-15,90\text{‰}_{\text{PDB}}$, a wartości $\delta^{13}\text{C}$ wahają się w zakresie od $-12,14$ do $1,39\text{‰}_{\text{PDB}}$, przeciętnie $-7,80\text{‰}_{\text{PDB}}$. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wskazują na tworzenie się kalcytu w strefach mikrobiologicznej metanogenezy oraz termalnej dekarboksylacji materii organicznej (Morad, 1998).

Do podrzędnie występujących cementów należą: baryt, piryt, wodorotlenki żelaza i hematyt, albit oraz apatyt (ryc. 3D).

Materia organiczna utworów karbonu reprezentuje głównie typ humusowy, którego najliczniejszym składnikiem jest wityrynit. Wartość wskaźnika R_o pomierzona na autigenicznym wityryncie rośnie w kierunku spągu osadów od 0,49 do 1,15% (Grotek, 2005; 2007). Dane te wskazują, że maksymalna paleotemperatura oddziałująca na utwory karbonu wynosiła około 100°C (Gaupp & Batten, 1985).

Przestrzeń porowa

Efektywna porowatość piaskowców, mierzona laboratoryjnie, waha się od około 1,8 do 19,9%, przeciętnie powyżej 10,0%. W analizowanych próbkach obserwuje się jej spadek wraz ze wzrostem głębokości zalegania skał. Porowatość badanych piaskowców wynosi:

- otwór Lublin IG-1: od 1,8 do 14,5%, przeciętnie 9,5% (form. Dębina), 9,3% (form. Terebina) i 6,6% (form. Huczwy);
- otwór Lublin IG-2: od 2,8 do 15,7%, przeciętnie 13,2% (form. lubelska) i 9,1% (form. Dębina);
- otwór Łęczna IG-13: od 6,6 do 19,9%, przeciętnie 11,9% (form. Dębina) i 10,0% (form. Terebina);

- otwór Łęczna IG-25: od 8,3 do 17,5%, przeciętnie 14,8% (form. lubelska) i 11,5% (form. Dębina);
- otwór Świdnik IG-1: od 4,4 do 15,9%, przeciętnie 11,3% (form. Dębina) i 7,8% (form. Terebina).

Badane piaskowce formacji lubelskiej, Dębina i część piaskowców formacji Terebina można zaklasyfikować do skał o dobrej porowatości (Jenyon, 1990). Skały formacji Huczwy oraz częściowo Terebina charakteryzują się słabą porowatością.

Porowatość mierzona w płytkach cienkich waha się od poniżej 1 do 22,3% obj. skały, przeciętnie wynosi około 8% obj. W badanych piaskowcach występuje zarówno porowatość pierwotna, jak i wtórna. Przeważa porowatość pierwotna, jednakże miejscami znaczną część może stanowić porowatość wtórna (ryc. 3D). Porowatość pierwotna w piaskowcach uległa silnej redukcji w wyniku kompaktacji mechanicznej oraz cementacji. Jednakże występowanie wczesnego cementu ortochemicznego, który niecałkowicie wypełnił przestrzeń międzyziarnową w skale, mogło przyczynić się do zachowania w niej części porowatości pierwotnej. W analizowanych piaskowcach do wczesnych cementów, które tworzą obwódki na ziarnach, zaliczono: chloryty, syderyt i kwarc. Porowatość wtórna może powstać w wyniku rozpuszczania ziarn detrytycznych lub cementów. W badanych piaskowcach dominowało rozpuszczanie ziarn skaleni potasowych (ryc. 3D), w mniejszym stopniu litoklastów, natomiast rozpuszczanie cementów miało niewielkie znaczenie. Powszechnie obserwowane były efekty rozpuszczania obwódek kwarcu autigenicznego, rzadziej ankerytu i Fe-kalcytu. Ponadto powszechna jest mikroporowatość między krystalitami autigenicznych minerałów ilastych, głównie kaolinitu. Ocena porowatości piaskowców karbońskich na podstawie analizy płytek cienkich nasączonych niebieską żywicą jest na ogół zgodna z oceną porowatości efektywnej na podstawie badań petrofizycznych. Jednakże wielkość porowatości oznaczonej w płytce cienkiej jest przeważnie mniejsza od porowatości efektywnej. Może to wynikać z obecności mikroporów, których nie da się pomierzyć w płytce cienkiej. Można zatem wnioskować, że większość badanych piaskowców charakteryzuje się mikroporowatością w zakresie od 5 do 10% obj. skały.

Przepuszczalność piaskowców waha się od 0 do 1005,6 mD. Wiele próbek charakteryzuje się dobrą przepuszczalnością, w przedziale 10–100 mD, a kilka bardzo dobrą, > 100 mD. Ponadto występują piaskowce o zadowalającej przepuszczalności, w granicach 1–10 mD, oraz piaskowce uważane za nieprzepuszczalne, $< 0,1$ mD. Na podstawie klasyfikacji Levorsena (1956) oceniono, że najwięcej skał o dobrej, a miejscami bardzo dobrej przepuszczalności znajduje się w obrębie formacji lubelskiej, Dębina i miejscami Terebina. Natomiast większość piaskowców formacji Huczwy i częściowo Terebina jest nieprzepuszczalna lub wykazuje tylko zadowalającą przepuszczalność.

Przestrzeń porową skał scharakteryzowano określając udział procentowy porów o średnicy $> 1 \mu\text{m}$, wielkość średnicy progowej i histerezę (Kozłowska, 2003). Udział procentowy porów o średnicy $> 1 \mu\text{m}$ w analizowanych piaskowcach najczęściej wynosi około 55%. W obrębie poszczególnych formacji kształtuje się on następująco: lubelska — 60%, Dębina — 53%, Terebina — 45% i Huczwy — 53%. Średnica progowa waha się w zakresie od 0,1 do 90 μm , przeciętnie około 12 μm . Najwyższe wartości, około 20 μm , odnotowano w próbkach formacji Dębina i lubelskiej, natomiast najniższe, najczęściej $< 10 \mu\text{m}$, w for-

macjach Terebina i Huczwy. Wielkość histerezy przeciętnie wynosi około 50%. Im jest mniejsza, tym lepsze właściwości filtracyjne ma skała. Najwięcej próbek piaskowców o najniższej wartości histerezy, około 20%, stwierdzono w formacjach lubelskiej i Dębina oraz miejscami Terebina.

Procesy diagenetyczne a porowatość

W badanych piaskowcach karbonu wyróżniono efekty działania następujących procesów diagenetycznych: kompaktacji, cementacji, rozpuszczania, zastępowania i przeobrażania.

Kompaktacja (mechaniczna i chemiczna) jest procesem, który w sposób wyraźny zmniejsza porowatość pierwotną osadów. Efekty kompaktacji mechanicznej są widoczne w postaci ściślejszego upakowania szkieletu ziarnowego w skałe oraz wygięcia ziarn łuszczków i plastycznych okruców skał. Ponadto część ziarn twardych, jak kwarc i skalenie, ulega spękaniu. Czynnikiem hamującym kompaktację mechaniczną były: przewaga ziarn twardych nad plastycznymi oraz wytrącanie się wczesnych cementów obwódkowych na ziarnach (de Souza i in., 1995). Redukcja pierwotnej porowatości piaskowców przez kompaktację, wyliczona na wykresie Houseknechta (1987), wynosi przeciętnie około 50% (ryc. 4) i wskazuje na znaczny wpływ kompaktacji mechanicznej. Średnia redukcja porowatości pierwotnej piaskowców z poszczególnych otworów wiertniczych kształtuje się następująco: Lublin IG-1 — 34%, Lublin IG-1 — 52%, Łęczna IG-13 — 48%, Łęczna IG-25 — 62% i Świdnik IG-1 — 40%.

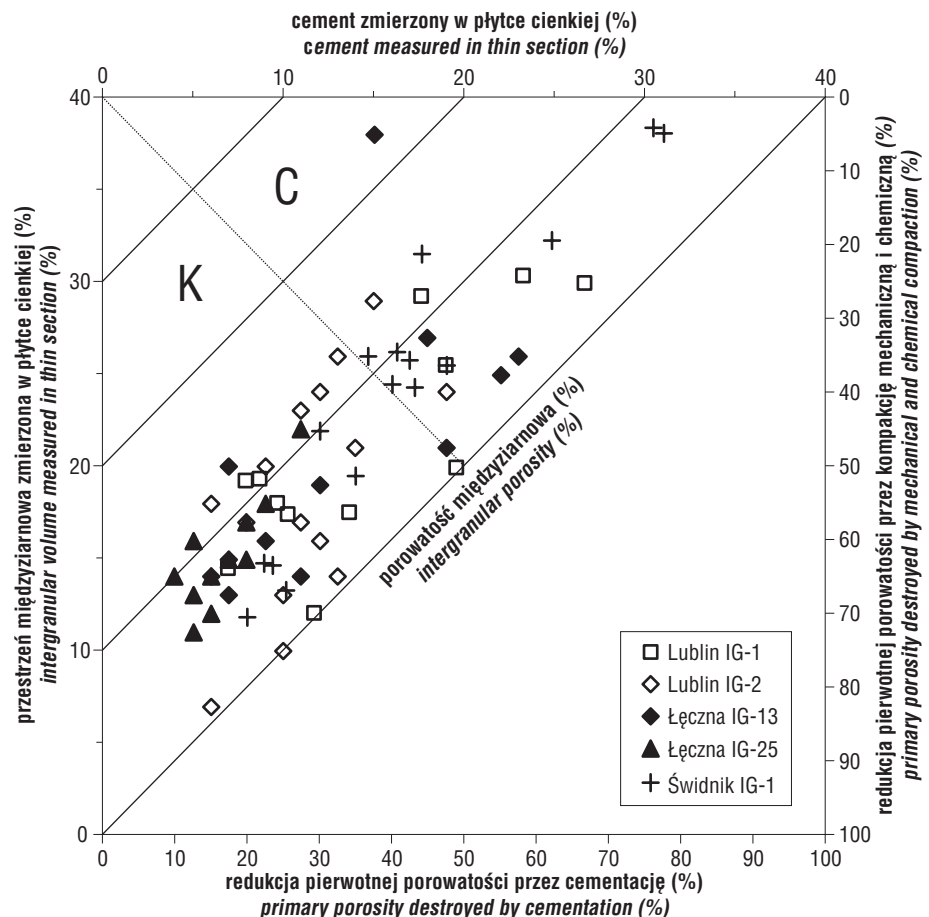
Efekty kompaktacji chemicznej są dobrze widoczne w obrazie katodoluminescencyjnym. Obserwujemy nieliczne kontakty wkłęsło-wypukłe między ziarnami, powstałe w wyniku rozpuszczania ciśnieniowego. Wydaje się, że rozpuszczanie ciśnieniowe nie odgrywało większej roli w lityfikacji osadów karbonu. Główną tego przyczyną była prawdopodobnie wczesna cementacja skał kwarcem autigenicznym (Sommer, 1978).

Cementacja jest głównym procesem diagenetycznym, który ma duży wpływ na redukcję porowatości piaskowców. W cementacji piaskowców karbonu ważną rolę odegrały wczesne cementy, występujące w formie obwódek na ziarnach detrytycznych (Kozłowska, 2004). Cementy obwódkowe: Fe-chloryt, syderyt i kwarc, spajały osad, ograniczając działanie kompaktacji mechanicznej, czego efektem było zachowanie części pierwotnej porowatości w skałe (ryc. 3A, 3B). Jednakże grube obwódki kwarcowe wpłynęły ujemnie na porowatość piaskowców, podobnie jak później krystalizujące węglany: syderyt, Fe-dolomit, ankeryt i Fe-kalcyt. Duże znaczenie, ze względu na powszechność występowania, ma cement kaolinitowy z widoczną mikroporowatością między kryształami kaolinitu. Kaolinit redukuje porowatość skały, jednak w przypadku tworzenia się kosztem przeobrażanych skaleni potasowych może ją zwiększyć. Duży wpływ na zmniejszenie porowatości i przepuszczalności piaskowców miał włóknisty illit, który zarastał przestrzenie międzyziarnowe, wewnątrzziarnowe i wewnątrzkrystaliczne (ryc. 3C). Analiza wpływu cementów na porowatość wykazuje, że nie jest on jednoznaczny. Porowatość maleje ze wzrostem ilości cementu węglanowego, natomiast często jest większa przy większej zawartości kwarcu autigenicznego, niekiedy również i cementu kaolinitowego (Kozłowska, 2003). Redukcja pierwotnej porowatości piaskowców przez cementację (Houseknecht, 1987) wynosi przeciętnie około 30% (ryc. 4). Uzyskane średnie wartości redukcji pierwotnej porowatości piaskowców z poszczególnych otworów wiertniczych przedstawiają się następująco: Lublin IG-1 — 36%, Lublin IG-2 — 29%, Łęczna IG-13 — 33%, Łęczna IG-25 — 17% i Świdnik IG-1 — 42%.



Ryc. 4. Diagram obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość pierwotną piaskowców (wg Houseknechta, 1987); C — przewaga cementacji; K — przewaga kompaktacji

Fig. 4. Diagram showing effects of compaction and cementation on primary porosity of sandstones (after Houseknecht, 1987); C — predominance of cementation; K — predominance of compaction



Rozpuszczanie odegrało dużą rolę w kształtowaniu przestrzeni porowej piaskowców karbonu. Jest to proces, którego efektem jest powstanie wtórnej porowatości w skałach w wyniku rozpuszczania ziarn i cementów. W badanych piaskowcach procesowi temu najsilniej uległy skalenie (ryc. 3D), w mniejszym stopniu okruchy skał, kwarc i łyszczyki. W cementach efekty procesów rozpuszczania są widoczne głównie w kwarcu autigenicznym, rzadziej w Fe-dolomicie, ankerycie, Fe-kalcytynie i syderycie. W wyniku rozpuszczania powstała wtórna porowatość, przeciętnie około 3%, co spowodowało wzrost porowatości całkowitej skały. Wydaje się, że największe znaczenie w tworzeniu wtórnej porowatości miało rozpuszczanie ziarn skaleni potasowych oraz obwódek kwarcu autigenicznego.

Zastępowanie jest powszechnym procesem w piaskowcach zawierających węglany. Wśród ziarn najczęściej zastępowanych przez węglany były skalenie i łyszczyki, rzadziej litoklasty czy kwarc. W obrębie cementów widoczne jest zastępowanie kwarcu i kaolinitu przez węglany, a miejscami młodszy węgiel wypiera starszy. Wydaje się, że w efekcie procesów zastępowania porowatość skały mogła się nieznacznie zmniejszyć.

Przeobrażanie jest kolejnym ważnym procesem, którego przejawy obserwujemy często w ziarnach i spoiwach ilastych. Powszechna była kaolinityzacja łyszczyków oraz ich chlorytyzacja. Ziarna skaleni potasowych były przeobrażane w kaolinit, rzadziej w illit (serycyt) i chloryt, a ziarna niektórych plagioklazów w albit. Procesy przeobrażania słabiej przebiegały w okruchach litoklastów, gdzie obserwuje się minerały wtórne — serycyt i chloryty. Lokalnie zachodziło przeobrażanie kaolinitu w illit oraz transformacja smektytu w illit. Do procesów przeobrażania zaliczono również przemiany polimorficzne minerałów. Należy do nich przejście kaolinitu w dickit. W zależności od produktu procesów przeobrażeń mogło dojść zarówno do zmniejszenia, jak i zwiększenia porowatości i przepuszczalności (Kozłowska, 2004).

Historia diagenety

W historii diagenety analizowanych osadów istotne jest odtworzenie, na jakich głębokościach zachodziły główne procesy diagenetyczne w czasie geologicznym. Datowanie wieku illitu włóknistego w obszarze rowu lubelskiego sugeruje, że działanie tych procesów w osadach karbonu trwało do wczesnego permu (Kozłowska, 2006). Krzywe pograżeniowe wskazują na inwersję osadów karbonu na przełomie karbonu i permu (Narkiewicz, 2005). Wydarzenie to mogło spowodować zatrzymanie procesów diagenetycznych na skutek obniżenia się temperatury w osadzie. Wiek badanych illitów jest nieznacznie młodszy od czasu inwersji i może być związany z okresem zwiększonego przepływu roztworów na skutek waryscyjskich ruchów tektonicznych. W takich warunkach wzrost illitu bywa szybszy i bardziej intensywny (Ziegler i in., 1994).

Analizując diagenetę na tle historii pograżeniowo-termicznej badanych skał, wykorzystano oznaczenia wieku K-Ar illitu włóknistego z otworów wiertniczych: Komarów IG-1 i Grabowiec IG-4. Na krzywych pograżenia i termicznej otworu wiertniczego Lublin IG-1 zaznaczono w czasie geologicznym procesy cementacji charakterystyczne dla tego rejonu (ryc. 5). Na początku diagenety tworzyły się wodorotlenki żelaza i hematyt, obwódki

Fe-chlorytu, piryt i syderyt. Minerały te wytrącały się w temperaturze do 40°C (Baker i in., 1995; Grigsby, 2001), prawdopodobnie na głębokości do około 250 m. Wyniki badań izotopowych wskazują, że syderyt krystalizował z meteorycznej wody porowej zubożonej w izotop O^{18} o wartości $\delta^{18}O$ od -23 do -7‰_{SMOW}. W eodiagenecie, w zakresie temperatur 25–50°C wytrącał się kaolinit robakowaty (Osborne i in., 1994), na głębokości do około 400 m. W temperaturze około 40°C, na głębokości około 250 m, mogła się rozpocząć cementacja kwarcem. Lokalnie krystalizowały fosforany (Świdnik IG-1). W mezodiagenecie tworzą się kaolinit blokowy, krystalizujący w temperaturze 50–80°C (Osborne i in., 1994), w zakresie głębokości 400–800 m, oraz albit. Późnodiagenetyczne cementy węglanowe, ankeryt oraz Fe-kalcyt, wytrącały się z wody porowej o $\delta^{18}O$ odpowiednio od -7 do 1‰_{SMOW} i od -7 do 0‰_{SMOW}. Cementacja ankerytem mogła się rozpocząć w temperaturze około 60°C, na głębokości 500 m, a Fe-kalcytem — w temperaturze około 80°C, na głębokości poniżej 800 m. Lokalnie obserwowano występowanie syderytu późnego (Lublin IG-1 i IG-2) oraz w niewielkich ilościach barytu (Łęczna IG-25). Późną generację Fe-chlorytu zidentyfikowano w otworach wiertniczych Lublin IG-1 i Świdnik IG-1. Illit włóknisty, ostatni minerał diagenetyczny, stwierdzono w niewielkich ilościach w profilu wszystkich analizowanych otworów wiertniczych. Illit krystalizował prawdopodobnie w temperaturze około 100°C (Kantorowicz, 1990), przypuszczalnie we wczesnym permie, i może mieć związek z waryscyjską inwersją tektoniczną. Na osiągnięcie temperatury około 120°C przez osady karbonu w rejonie Świdnika wskazuje obecność dickitu, natomiast badania inkluzji fluidalnych w cementie kwarcowym sugerują wyższe temperatury, około 160°C (Lublin IG-1; Kozłowska, 2007). Historia pograżeniowo-termiczna przedstawiona na przykładzie otworu wiertniczego Lublin IG-1, przy założeniu modelu stałego w czasie strumienia cieplnego, w którym osady karbonu osiągały maksymalne temperatury około 130°C pod koniec karbonu, jest prawdopodobna. Jednakże z badań inkluzji fluidalnych wynika, że maksymalne temperatury wynosiły około 160°C, co może wskazywać na przegrzanie waryscyjskie. O przegrzaniu waryscyjskim w obszarze rowu lubelskiego pisali m.in. Majorowicz i in. (1984), Burzewski i in. (1998), Botor i in. (2002) i Kamkowski (2003). Natomiast badania Grabowskiego i in. (2002) wskazują na występowanie podwyższonego gradientu paleotermicznego we wczesnym permie.

Właściwości zbiornikowe a środowisko sedymentacji

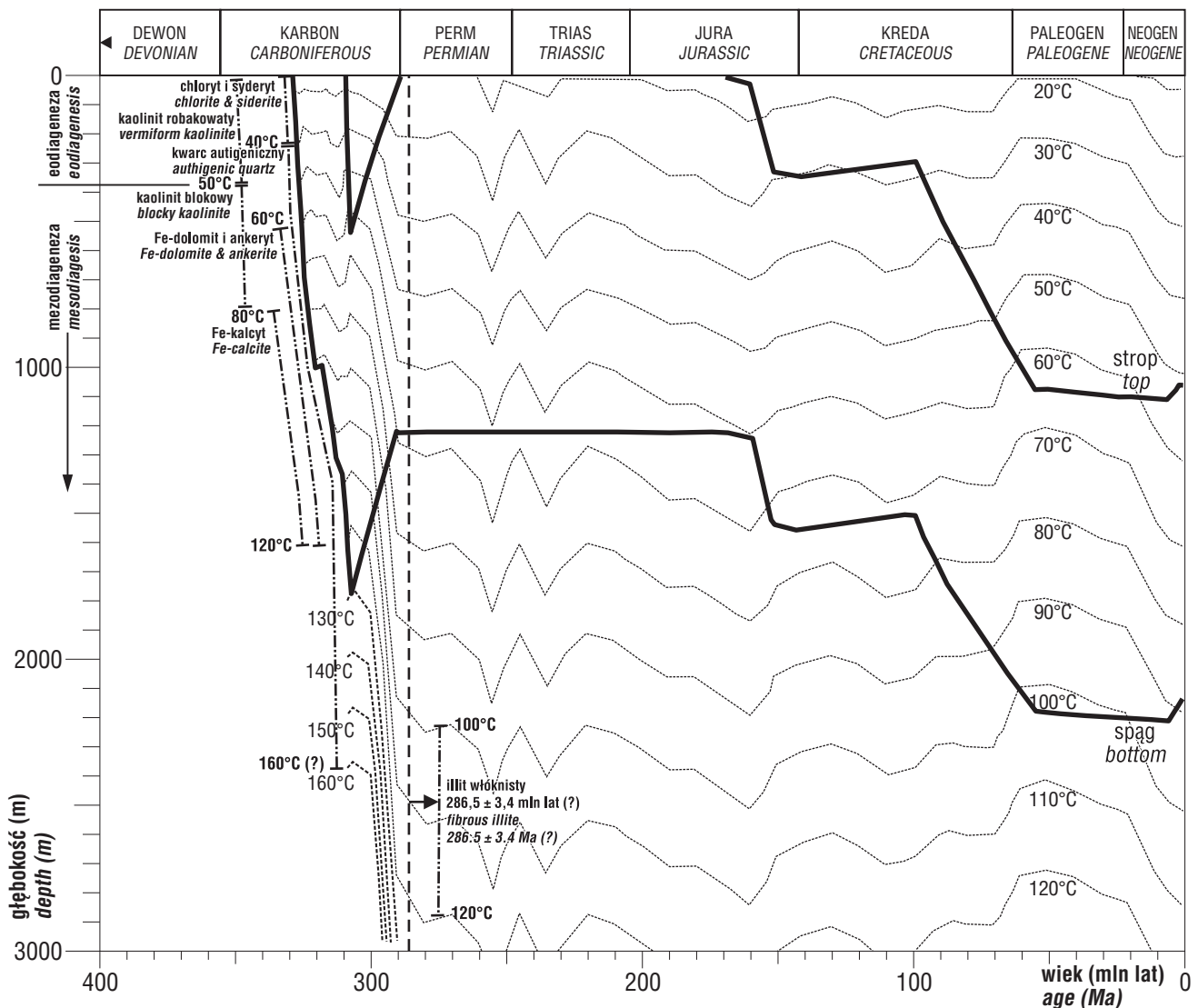
Większość analizowanych piaskowców tworzyła się głównie w środowisku rzeczonym korytowym, w korycie delty oraz w nasypie przyujściowym delty (Waksmundzka, 2007, 2008). W formacji lubelskiej i Dębina osady rzeczne reprezentują arenity subarkozowe i kwarcowe drobno- i średnioziarniste. Głównymi składnikami spoiwa piaskowców są matriks oraz cement kwarcowy. W mniejszej ilości występuje kaolinit, natomiast zawartość węglanów (syderyt i ankeryt, lokalnie kalcyt) jest zmienna. Przeciętna porowatość piaskowców formacji lubelskiej wynosi około 16%, a w formacji Dębina 10%. Piaskowce obu formacji należą do skał przepuszczalnych, miejscami powyżej 100 mD. W formacjach Terebina i Huczwy piaskowce koryt rzecznych należą do arenitów i wak kwarcowych oraz sublitycznych, od drobno- do gruboziarnistych. W spoiwie piaskowców

Wnioski

dominuje matriks oraz cementy kwarcowy i kaolinitowy, a z węglanów poza syderitem i ankerytem pojawia się kalcyt. Piaskowce te charakteryzują się niską porowatością, około 6%. Osady koryta delty stwierdzono w formacji Dęblina (Łęczna IG-13 i Świdnik IG-1) i w formacji Huczwy (Lublin IG-1). Występują tu arenity kwarcowe i subarkozowe od drobno- do gruboziarnistych, o przeciętnej porowatości około 12% w formacji Dęblina i 10% w formacji Huczwy. Miejscami przepuszczalność piaskowców koryta delty w formacji Dęblina przekracza 1000 mD. Do głównych składników spoiwa tych piaskowców zaliczono kaolinit, kwarc oraz matriks, natomiast syderyt występuje lokalnie. Piaskowce nasypu przyujściowego delty pojawiają się w formacjach Dęblina, Terebina i Huczwy. Są to waki i arenity subarkozowe, sublityczne i kwarcowe, głównie drobnoziarniste. W piaskowcach tych matriks ilasto-mułkowy przeważa nad cementami: kwarcowym, kaolinitowym oraz węglanami (ankeryt, syderyt i lokalnie kalcyt). Przeciętna porowatość piaskowców wynosi około 8,5% w formacji Dęblina i Terebina, a w formacji Huczwy — 2%.

1. W czasie diagenety osady karbonu były poddane działaniu maksymalnej temperatury około 120°C. Lokalnie jednak temperatury mogły być wyższe — około 160°C. Maksymalne temperatury osady karbonu osiągnęły pod koniec karbonu, a procesy diagenetyczne zachodziły w nich do wczesnego permu. Datowanie illitu wskazuje na początek jego krystalizacji około 280 mln lat temu, czyli we wczesnym permie. Wyniki badań diagenety na tle historii pograżeniowo-termicznej wskazują na przegrzanie waryscyjskie.

2. Piaskowce karbonu charakteryzują się porowatością, w zakresie od 1,8 do 19,9% — przeważnie wynosi ona około 10%. Wyróżniono porowatość pierwotną międzyziarnową i wtórną śródziarnową, powstałą w wyniku rozpuszczania ziarn skaleni i cementów, oraz mikroporowatość pomiędzy krystalitami minerałów ilastych. Większość analizowanych piaskowców charakteryzuje się przepuszczalnością rzędu kilkudziesięciu mD, a maksymalnie powyżej 1000 mD. Dobre właściwości zbiornikowe mają piaskowce formacji lubelskiej i Dęblina oraz miejscami piaskowce formacji



Ryc. 5. Diagenetyza na tle historii pograżeniowo-termicznej na przykładzie otworu wiertniczego Lublin IG-1 (model strumienia ciepłego stałego w czasie)

Fig. 5. Diagenesis at the background of the burial and thermal history — an example of Lublin IG-1 borehole (model of heat flow constant in time)

Terebina. Natomiast piaskowce formacji Huczwy i częściowo piaskowce formacji Terebina należą do skał o słabych parametrach petrofizycznych.

3. Na redukcję porowatości piaskowców karbonu największy wpływ miały dwa procesy diagenetyczne: kompaktacja i cementacja. Kompaktacja zmniejszyła porowatość o około 50%, a cementacja o 30%. Wśród cementów do najważniejszych należą: kwarc, kaolinit i węglany oraz lokalnie illit włóknisty. Do ważnych procesów diagenetycznych należy również rozpuszczanie, którego efektem było powstanie wtórnej porowatości.

4. Najlepsze właściwości kolektorskie mają osady koryta rzeczne i koryta delty. Najbardziej perspektywiczne są piaskowce formacji lubelskiej i Dęblina, które charakteryzują się najwyższą porowatością, przeciętnie około 15%. W formacjach Terebina i Huczwy porowatość ich jest znacznie niższa i najczęściej wynosi około 7%. Najgorszą porowatością (poniżej 8%) charakteryzują się piaskowce nasypu przyujściowego delty.

5. Dobra porowatość większości piaskowców karbońskich jest spowodowana: wytrącaniem się wczesnych cementów obwódkowych (kwarc, Fe-chloryt i syderyt), które hamowały kompaktację mechaniczną, oraz tworzeniem się wtórnej porowatości (rozpuszczanie ziarn skaleni i kwarcu autigenicznego). Głównymi czynnikami, które zmniejszyły porowatość niektórych piaskowców, były: kompaktacja mechaniczna, silna cementacja kwarcem i węglanami, głównie ankerytem i Fe-kalcytem, oraz krystalizacja włóknistego illitu.

Literatura

- BAKER J.C., KASSAN J. & HAMILTON P.J. 1995 — Early diagenetic siderite as indicator of depositional environment in the Triassic Rewan Group, Southern Bowen basin, eastern Australia. *Sedimentology*, 43, 1: 77–88.
- BOLEWSKI A. 1982 — Mineralogia szczegółowa. Wyd. Geol.
- BOTOR D., KOTARBA M. & KOSAKOWSKI P. 2002 — Petroleum generation in the Carboniferous strata of the Lublin Trough (Poland): an integrated geochemical and numerical modeling approach. *Organic Geochemistry*, 33: 461–476.
- BURZEWSKI W., KOTARBA M.J., BOTOR D. & KOSAKOWSKI P. 1998 — Modelowanie procesów generowania i ekspulsji węglowodorów w utworach młodszego paleozoiku obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 273–284.
- DE SOUZA R.S., DE ROS L.F. & MORAD S. 1995 — Dolomite diagenesis and porosity preservation in lithic reservoirs: Carmópolis Member, Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 79, 5: 725–748.
- GAUPP A. & BATTEN D.J. 1985 — Maturation of organic matter in Cretaceous strata of the Northern Calcareous Alp. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Monatsh.* 3: 157–175.
- GOLDSTEIN R.H. & REYNOLDS T.J. 1994 — Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course*, 31.
- GRABOWSKI J., NARKIEWICZ M., NAWROCKI J. & WAKSMUNDZKA M.I. 2002 — Permskie przemagnesowanie utworów węglanowych dewonu południowej Polski — próba powiązania z procesami diagenetycznymi. *Prz. Geol.*, 50: 245–254.
- GRIGSBY J.D. 2001 — Origin and growth mechanism of authigenic chlorite in sandstones of the Lower Vickburg Formation, South Texas. *J. Sedim. Research*, 71, 1: 27–36.
- GROTEK I. 2005 — Zmienność stopnia uwęglania materii organicznej rozproszonej w utworach karbonu wzdłuż brzegu platformy wschodnioeuropejskiej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 413: 5–80.
- GROTEK I. 2007 — Charakterystyka petrograficzna oraz dojrzałość termiczna materii organicznej rozproszonej w utworach karbonu i dewonu. [W:] Lublin IG-1, M.I. Waksmundzka (red.). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 119: 152–155.
- HOUSEKNECHT D.W. 1987 — Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *AAPG Bulletin*, 71, 6: 633–642.
- JAWOROWSKI K. 1987 — Kanon petrograficzny najczystszych skał osadowych. *Prz. Geol.* 4: 205–209.
- JENYON M.K. 1990 — Oil and Gas Traps. Aspects of their seismostratigraphy, morphology and development. John Wiley and Sons.
- KANTOROWICZ J.D. 1990 — The influence of variations in illite morphology on the permeability of Middle Jurassic Brent Group sandstones, Cormorant Field, UK North Sea. *Marine and Petrol. Geol.* 7, 1: 66–74.
- KARNKOWSKI P.H. 2003 — Karboński etap rozwoju basenu lubelskiego jako główne stadium generacji węglowodorów w utworach młodszego paleozoiku Lubelszczyzny — wyniki modelowań geologicznych (PetroMod). *Prz. Geol.*, 51: 207–214.
- KOZŁOWSKA A. 1997 — Cementy węglanowe w piaskowcach górno-karbońskich w północno-zachodniej części rowu lubelskiego. *Prz. Geol.*, 45: 301–304.
- KOZŁOWSKA A. 2001 — Syderity magnezowe w piaskowcach górno-karbońskich środkowej Polski. *Prz. Geol.*, 49: 343–344.
- KOZŁOWSKA A. 2003 — Wpływ diagenety na właściwości zbiornikowe piaskowców górnego karbonu w rejonie między Warszawą a Dęblinem. *Prz. Geol.*, 51: 777–782.
- KOZŁOWSKA A. 2004 — Diagenetyka piaskowców górnego karbonu występujących na pograniczu rowu lubelskiego i bloku warszawskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 411: 5–70.
- KOZŁOWSKA A. 2006 — K-Ar dating of authigenic illite from sandstones and thermal history of the Lublin Carboniferous basin (SE Poland). *Sediment 2006, Getynga, Abstracts*, 106.
- KOZŁOWSKA A. 2007 — Wyniki badań petrograficznych utworów karbonu. [W:] Lublin IG-1, M.I. Waksmundzka (red.). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 119: 125–132.
- LEVORSEN A.I. 1956 — Geology of petroleum. Freeman and Comp. San Francisco.
- MAJOROWICZ J.A., MAREK S. & ZNOSKO J. 1984 — Paleogeothermal gradients by vitrinite reflectance data and their relation to the present geothermal gradient patterns of the Polish Lowland. *Tectonophysics*, 103: 141–156.
- MORAD S. 1998 — Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 26: 1–26.
- NARKIEWICZ M. (red.) 2005 — Budowa geologiczna i system naftowy rowu lubelskiego a perspektywy poszukiwawcze. *CAG Państw. Inst. Geol.*
- OSBORNE M., HASZELDINE R.S. & FALLICK A.E. 1994 — Variation in kaolinite morphology with growth temperature in isotopically mixed pore-fluids, Brent Group, UK North Sea. *Clay Minerals*, 29, 4: 591–608.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E. & SIEVER R. 1972 — Sand and sandstone. New York, Springer-Verlag.
- PORZYCKI J. 1979 — Litostratygrafia osadów karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. [W:] *Stratygrafia węglonośnej formacji karbońskiej w Polsce*, T. Migier (red.), Wyd. Geol., 19–27.
- ROEDDER E. 1984 — Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12: 644.
- SOMMER F. 1978 — Diagenesis of Jurassic sandstones in the Viking Graben. *J. Geol. Soc. London*, 135: 63–67.
- WAKSMUNDZKA M.I. 1998 — Architektura depozycyjna basenu karbońskiego Lubelszczyzny. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 89–100.
- WAKSMUNDZKA M.I. 2007 — Karbon. Wyniki badań litologicznych, sedimentologicznych i stratygraficznych. [W:] Lublin IG-1, M.I. Waksmundzka (red.). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 119: 114–119.
- WAKSMUNDZKA M.I. 2008 — Korelacja i geneza piaskowców karbońskich w świetle stratygrafii sekwencji i ich potencjał węglowodorowy w północno-zachodniej i centralnej części basenu lubelskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 429: 215–224.
- WAKSMUNDZKA M.I. & KOZŁOWSKA A. 2000 — Wpływ wykształcenia facjalnego i diagenety piaskowców górnego karbonu na ich właściwości zbiornikowe w północno-zachodniej i centralnej części rowu lubelskiego. *CAG Państw. Inst. Geol.*
- ZIEGLER K., SELLWOOD B.W. & FALLICK A.E. 1994 — Radiogenic and stable isotope evidence from age and origin of authigenic illites in the Rotliegend, Southern North Sea. *Clay Minerals*, 29: 555–565.

Praca wpłynęła do redakcji 05.02.2009 r.

Po recenzji akceptowano do druku 26.02.2009 r.