

Diogeneza klastycznych utworów karbońskich w obszarze mazowieckim oraz północnej części obszaru lubelskiego na tle ich historii pograżeniowo-termicznej

Aleksandra Kozłowska*, Paweł Poprawa*

Diagenesis of the Carboniferous clastic sediments of the Mazowsze region and the northern Lublin region related to their burial and thermal history. *Prz. Geol.*, 52: 491–500.

S u m m a r y. This paper presents an attempt to combine analysis of diagenetic processes affecting Carboniferous sediments in the SE Poland (Mazowsze and northern part of Lublin region) to their burial and thermal history. For this reason results of petrographic study, analysis of paleotemperatures from fluid inclusion and K/Ar dating of diagenetic fibrous illite were confronted with 1-D maturity modelling calibrated with vitrinite reflectance data (VRo). The main diagenetic processes of the Carboniferous sediments are compaction and cementation especially by: quartz, kaolinite and carbonates (siderite, dolomite, Fe-dolomite, ankerite, Fe-calcite). Fluid inclusions in quartz rims indicate representative temperatures of its growth in a range of 60 °C to 150 °C. Homogenisation temperatures of inclusions from Fe-dolomite and ankerite cement indicate its growth in temperatures ranging between 60–129 °C. Both mentioned above cements are followed in the succession by diagenetic illite; for Mazowsze region its K/Ar dates range from 205,4 ±4,2 Ma (late-most Triassic — early-most Jurassic) to 167,3 ±3,3 Ma (Bathonian). These measurements were indirectly used as thermochronological data for modelling. In the Mazowsze region thermal modelling based on VRo profiles does not reveal any palaeothermal events. This is due to the fact that the recent burial is not significantly different from the Late Cretaceous maximum one. However incorporation of palaeotemperatures from fluid inclusion analysis together with results of dating of diagenetic illite into thermal history modelling clearly shows presence of Early to Middle Jurassic thermal event. Similar process was independently revealed from maturity modelling for the southern part of Kujawy segment of the Polish Basin (Poprawa et al., 2002), i.e. directly to the NW of analysed area. This event correlates with tectonic phase, expressed by acceleration of subsidence and development of a system of extensional or transtensional faults. It is concluded that the mechanism of heat transport could be related to tectonically induced migration of hot fluids from deeper part of the Palaeozoic sedimentary cover. In the northern part of Lublin region and in the Mazowsze region the Variscan thermal history did not result with depth-depended VRo profiles. Instead sub-vertical or inverted maturity profiles are observed. According to model of Żywiecki (2003) this could be explained by migration of hot fluids from Kock zone, being a site of Carboniferous magmatic activity. Conducted research shows that integration of analysis of inorganic diagenetic processes and maturity modelling allows for more precise reconstruction of thermal history. Therefore this has also potential in calibration of hydrocarbon generation/expulsion modelling.

Key words: Carboniferous, Lublin region, Mazowsze region, diagenesis, thermal history

Utwory karbonu obszaru lubelskiego oraz mazowieckiego są dzięki bogatemu materiałowi rdzeniowemu relatywnie dobrze rozpoznane. Reprezentowane są one głównie przez skały klastyczne: piaskowce, mułowce i iłowce oraz podrzędnie zlepieńce, a także w niewielkim procencie przez skały węglanowe. Osady te tworzyły się w środowisku rzeczonym, deltowym i płytkiego szelfu (np. Bojkowski & Żelichowski, 1980; Skompski, 1996; Waksmundzka, 1998; Narkiewicz i in., 1998b; Waksmundzka & Kozłowska, 2000; Żywiecki, 2003).

Analizy petrograficzne utworów karbońskich prowadzono głównie w odniesieniu do piaskowców, reprezentowanych przez arenity i waki subarkozowe, kwarcowe i sublityczne, a podrzędnie arenity lityczne i arkozowe oraz waki lityczne (np. Kozłowska, 1997, 2000, 2002, 2004). Głównym składnikiem szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc (mono- i polikrystaliczny). Skalenie, litoklasty i łyszczyki występują w znacznie mniejszych ilościach, zaś minerały ciężkie są nieliczne (Kozłowska, 2000, 2002, 2004). Piaskowce najczęściej spojone są detrytycznymi minerałami ilastymi oraz cementem kwarcowym, autigenicznym kaolinitem i cementami węglanowymi (*op. cit.*). Lokalnie w znacznych ilościach występują minerały autigeniczne: illit, chloryt, wodorotlenki żelaza i hematyt,

natomiast siarczany i piryty stanowią nieznaczny procent spoiwa (*op. cit.*).

Procesy tektoniczne, kontrolujące powstanie i rozwój basenu karbońskiego analizowano głównie w odniesieniu do rowu lubelskiego. Szczególną uwagę zwracano na ruchy przesuwne, jako czynnik zarówno basenotwórczy, jak i kontrolujący relacje basen–obszar źródłowy (np. Żelichowski, 1977; Porzycki, 1988; Narkiewicz i in., 1998b; Żywiecki & Poprawa, 2002; Żywiecki, 2003). Antonowicz i in. (2003), którzy analizowali dane sejsmiczne pod kątem struktur tektonicznych podkreślali jednak, iż trudno jest wykazać obecność synsedymencyjnych uskoków, zamykających rów.

Literatura dotycząca badań dojrzałości termicznej osadów omawianego obszaru obejmuje prace z zakresu analizy stopnia odbicia światła wityrytu (Grotek i in., 1998; Narkiewicz i in., 1998a; Grotek, 2004), stopnia zmian kolorystyki konodontów CAI (Narkiewicz i in., 1998a; Grotek i in., 1998) jak i analizy pirolityczne (Kotarba i in., 1998; Botor i in., 2002). W modelowaniach wykonanych dla niniejszej pracy wykorzystano w szczególności zarówno publikowane, jak i uprzejmie udostępnione niepublikowane dane VRo dr I. Grotek. Ponadto paleotemperature dla utworów karbońskich określano na podstawie analizy inkluzji fluidalnych w minerałach diagenetycznych (por. Jarmołowicz-Szulc, 1995; Kozłowska, 1997, 2002, 2004; Żywiecki, 2003).

Historia termiczna omawianego basenu, a szczególnie obszaru lubelskiego, była przedmiotem analiz, prezen-

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; akoz@pgi.waw.pl; ppop@pgi.waw.pl

wanych w licznych publikacjach. Stosowano w tym celu analizy gradientu dojrzałości termicznej (Majorowicz i in., 1984), analizy metodą TTI (Burzewski i in., 1998) oraz modelowania dojrzałości termicznej (Burzewski i in., 1998; Botor i in., 2002; Maćkowski i in., 1997; Karnkowski, 2003). Autorzy ci w większości wskazywali na możliwość występowania w karbonie podwyższonego gradientu paleotermicznego, bądź paleostrumienia ciepłego, natomiast Grabowski i in. (2002), na podstawie badań przemagnesowań utworów dewońskich zaproponowali wczesnopermickie przegrzanie basenu lubelskiego. Z kolei Żywiecki (2003) udokumentował dla północno-zachodniej części tego basenu przepływ gorących roztworów, związanych z karbońską aktywnością magmową, które mogły zdominować ówczesny reżim termiczny.

Historia pograżania utworów karbońskich w omawianym obszarze rekonstruowana była zarówno za pomocą modeli historii termicznej (Burzewski i in., 1998; Botor i in., 2002; Maćkowski i in., 1997; Karnkowski, 2003), jak również w trakcie analiz subsydencji (Narkiewicz i in., 1998b) i badań procesów diagenetycznych (Kozłowska, 2002, 2004; Żywiecki, 2003). Ponadto przesłanki dla historii pograżania wynikają z rekonstrukcji pierwotnej miąższości osadowego wypełnienia basenu, zarówno metodą ekstrapolacji trendów miąższości w otoczeniu basenu (Porzycki, 1988; Żelichowski, 1987), jak i analitycznych badań rozmiarów erozji.

Bazując na omówionych powyżej pokrótce publikacjach oraz na wynikach dodatkowych analiz zamieszczonych w niniejszej pracy, podjęto próbę powiązania procesów diagenetycznych utworów karbońskich z ich historią termiczną i pograżeniową. Przeprowadzone badania miały na celu przybliżone określenie wieku przebiegania poszczególnych procesów diagenetycznych oraz powiązanie ich ze zjawiskami tektonicznymi i termicznymi. Z drugiej zaś strony podejście takie umożliwiło uzyskanie z analiz procesów diagenetyzacji dodatkowej kalibracji do modeli historii termicznej.

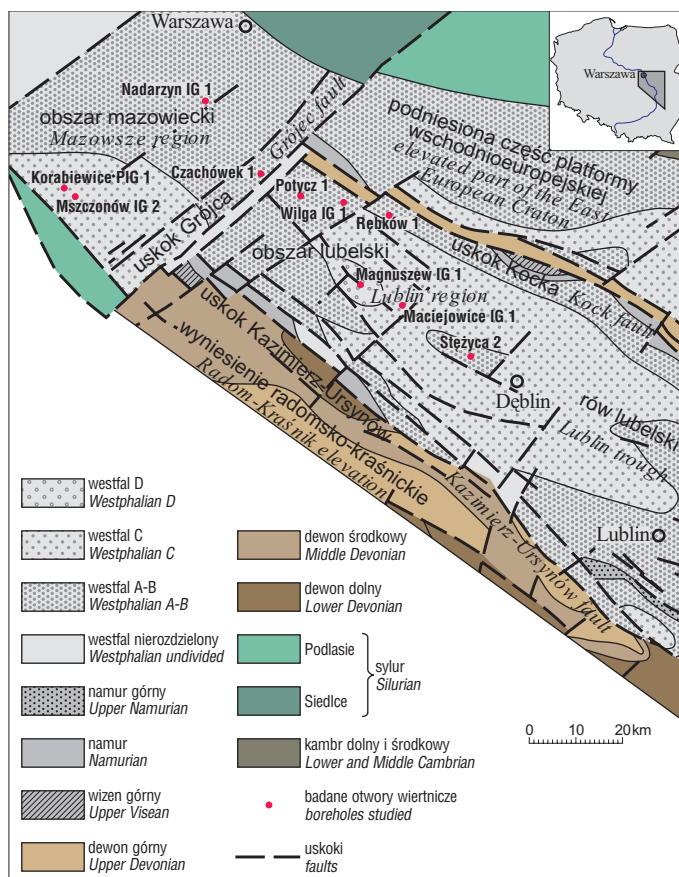
Przedmiotem prezentowanych badań petrograficznych były osady karbonu z 10 otworów wiertniczych, usytuowanych w północno-zachodniej części obszaru lubelskiego oraz na obszarze mazowieckim (ryc. 1). Spośród nich otwory Potycz 1, Wilga IG 1, Rębków 1, Magnuszew IG 1, Maciejowice IG 1 i Stężyca 2 są położone w pierwszym z wyżej wymienionych obszarów, zaś otwory Korabiewice PIG 1, Mszczonów IG 2, Nadarzyn IG 1 i Czachówek 1 w drugim.

Metodyka badań

Badania diagenetyzacji objęły analizę w mikroskopie polaryzacyjnym z przystawką do katodoluminescencji (CL) oraz w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i mikrosondzie energetycznej (EDS ISIS), ponadto badania rentgenostrukturalne, analizy inkluzji fluidalnych i oznaczenia izotopowe. Metodyka tych analiz jest szerzej omówiona w pracy Kozłowskiej (2002).

Historię pograżania odtworzono na podstawie miąższości i stratygrafii osadów w poszczególnych profilach. Wieki liczbowe dla poszczególnych, wydzielonych jednostek osadowego wypełnienia basenu określano w oparciu o tabele stratygraficzne Gradsteina i Ogga (1996). Krzywe pograżania skorygowano o poprawkę na dekompleksję według algorytmu Falveya i Middletona (1981).

Modele pograżania zostały użyte w analizie historii termicznej; z kolei rozmiary erozji, obliczane w trakcie mode-



Ryc. 1. Lokalizacja badanych otworów wiertniczych na tle uproszczonej mapy geologicznej stref mazowieckiej i radomsko-lubelskiej bez permu, mezozoiku i kenozoiku (wg Żelichowskiego & Porzyckiego, 1983; Pożaryskiego & Dębowskiego, 1983)

Fig. 1. Location of the studied boreholes against simplified geological map (without Permian, Mesozoic and Cenozoic) of the Mazowsze and Radom-Lublin zone (after: Żelichowski & Porzycki, 1983; Pożaryski & Dębowski, 1983)

lowania dojrzałości, wykorzystywano do korygowania pierwotnie przyjętych modeli pograżania. W trakcie modelowania poszczególne zakładane scenariusze historii strumienia ciepłego weryfikowano kalibrując modele pomiarami refleksyjności wityritu VR_0 (np. Grotek i in., 1998; Grotek, 2004) oraz pirolitycznego wskaźnika T_{max} (np. Kotarba i in., 1998; Botor i in., 2002). Do interpretacji wykresów zmian temperatury w czasie wykorzystano również wyniki badań diagenetyzacji, zwłaszcza temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w cementach węglanowych i cementach kwarcowych oraz izotopowe datowanie wieku K/Ar illitu włóknistego.

W modelowaniach termicznych uwzględniono parametr przewodnictwa cieplnego skał, zmienny w czasie geologicznym w funkcji kompaktacji osadów. Ponadto uwzględniono ewolucję temperatury powierzchniowej, opierając się na przesłankach wynikających z pozycji paleogeograficznej analizowanego obszaru oraz globalnych zmian klimatycznych (Wygrala, 1989).

Historia diagenetyzacji

W historii diagenetyzacji piaskowców karbońskich wyróżniono na podstawie klasyfikacji Choquetta i Praya (1970) dwa etapy: eo- i mezodiagenetyzacji (ryc. 2) (Kozłowska, 2002, 2004). Na początku eodiagenetyzacji, w warunkach utleniających, tworzyły się wodorotlenki żelaza i hematyt.

PROCESY DIAGENETYCZNE DIAGENETIC PROCESSES	EODIAGENEZA EODIAGENESIS	MEZODIAGENEZA MESODIAGENESIS	
		WCZESNA EARLY	PÓŹNA LATE
Tworzenie się wodorotlenków żelaza i hematytu <i>Iron hydroxides & hematite formation</i>	-----		
Kompakcja mechaniczna <i>Mechanical compaction</i>	-----	-----	
Kryształizacja Fe-chlorytu <i>Fe-chlorite crystallization</i>	-----		-----
Cementacja pirytem <i>Pyrite cementation</i>	-----		
Cementacja syderytem <i>Siderite cementation</i>	-----	-----	
Rozpuszczanie ziarn łyszczyków <i>Mica grains dissolution</i>	-----		
Rozpuszczanie ziarn skaleni potasowych <i>Potassium feldspar grains dissolution</i>	-----	-----	
Kryształizacja kaolinitu i dickitu <i>Kaolinite & dickite crystallization</i>	kaolinit robakowaty <i>vermiform kaolinite</i>	kaolinit blokowy <i>blocky kaolinite</i>	dickit <i>dickite</i>
Cementacja kwarcem <i>Quartz cementation</i>		-----	
Albityzacja <i>Albitization</i>		-----	
Cementacja Fe-kalcytem <i>Fe-calcite cementation</i>		-----	
Cementacja dolomitami, Fe-dolomitami i ankerytami <i>Dolomite, Fe-dolomite & ankerite cementation</i>		dolomit <i>dolomite</i>	Fe-dolomit <i>Fe-dolomite</i>
Rozpuszczanie kwarcu <i>Quartz dissolution</i>		-----	-----
Kompakcja chemiczna <i>Chemical compaction</i>		-----	-----
Kryształizacja illitu <i>Illite crystallization</i>		-----	-----
Cementacja anhydrytem i barytem <i>Anhydrite & barite cementation</i>			-----
Rozpuszczanie węglanów <i>Carbonate dissolution</i>			-----
Rozpuszczanie siarczanów <i>Sulphates dissolution</i>			-----
Generowanie i migracja węglowodorów <i>Hydrocarbon generation & migration</i>		-----	-----

Geneza ich związana jest z rozkładem niestabilnych minerałów detrytycznych zawierających żelazo, występujących w osadzie. Od początku zaznaczała się kompakcja mechaniczna. Następnie, po zmianie warunków na redukcyjne, tworzyły się obwódki Fe-chlorytu, co prawdopodobnie było wynikiem transformacji wcześniej powstałych minerałów ilastych bogatych w żelazo.

Wczesny syderyt jest minerałem dominującym w starszych cementach skał karbońskich. Powstawał on w środowisku niedotlenionym, a podwyższoną zawartość $MgCO_3$ w jego składzie można wiązać z przeobrażaniem minerałów detrytycznych zawierających magnez, wskutek infiltracji wód pochodzenia meteorycznego. Miejscami w asocjacji z syderytem wytrącał się piryt, gdy ilość H_2S wytworzonego przez bakterie redukujące siarczany przewyższała zawartość zredukowanego żelaza. W eodiogenezie ziarna skaleni potasowych i łyszczyków zaczynały ulegać rozpuszczaniu i przeobrażaniu, co prowadziło do kryształizacji kaolinitu robakowatego. Pod koniec eodiogenezy zaczynały tworzyć się obwódki regeneracyjne kwarcu.

W mezodiogenezie nadal działała kompakcja mechaniczna, rozpuszczały się także niestabilne ziarna detrytyczne. Nadal tworzyły się również obwódki kwarcu autigenicznego. W sylikacji piaskowców karbońskich główną rolę odegrały ich wewnętrzne źródła krzemionki. We wczesnej diagenecie była to krzemionka pochodząca z przeobrażania ziarn skaleni, a w późniejszych etapach diagenetyki produkty rozpuszczania ziarn pod ciśnieniem oraz z illityzacji kaolinitu. Miejsce kaolinitu robakowatego zajmował kaolinit blokowy. Część kaolinitu blokowego wytworzyła się z przeobrażania kaolinitu robakowatego, wskutek procesu rozpuszczanie-wytrącanie lub w wyniku dostarczenia jonów glinu i krzemu uwolnionych wskutek

Ryc. 2. Sekwencja diagenetyczna osadów karbonu górnego strefy mazowieckiej oraz północnej części radomsko-lubelskiej

Fig. 2. The diagenetic sequence of the Upper Carboniferous deposits in Mazowsze zone and northern Radom-Lublin zone

rozpuszczenia skaleni, a część wytrącała się bezpośrednio z krążących w skale roztworów porowych.

Na początku mezodiogenezy zaczynały się wytrącać cemeny węglanowe w kolejności: dolomit, Fe-kalcyt, późny syderyt, Fe-dolomit i ankeryt. Źródłem jonów magnezu, żelaza, manganu i wapnia dla węglanów mógł być rozkład innych minerałów zawierających te składniki. Wapń potrzebny do powstania Fe-kalcytu pochodził prawdopodobnie z rozpuszczanych i przeobrażanych ziarn plagioklazów. Powstanie wysokomagnezowego, późnodiagenetycznego syderytu było związane z wysoką koncentracją magnezu w wodach porowych. W tym czasie tworzył się również albit, dla którego źródłem jonów sodu były rozpuszczane ziarna plagioklazów.

W późnej mezodiogenezie kompakcja mechaniczna została zastąpiona przez chemiczną. Z roztworów związanych zapewne ewaporatami cechsztyńskimi krystalizowały siarczany: anhydryt i baryt. Następowo rozpuszczanie cementu kwarcowego i ziarn kwarcu oraz cementów węglanowych i siarczanowych. Pod koniec mezodiogenezy miała miejsce transformacja kaolinitu w dickit, ponadto krystalizowały późny Fe-chloryt i illit włóknisty.

Geneza późnego chlorytu jest związana z chlorytyzacją kaolinitu. Jony żelaza potrzebne do powstania chlorytu mogły być uwolnione w trakcie reakcji kaolinitu z węglanami. Tworzenie się illitu włóknistego jest związane z przeobrażaniem kaolinitu oraz z rekryształizacją detrytycznych minerałów ilastych. Źródłem jonów potasu dla illitu mogły być rozpuszczane ziarna skaleni. W mezodiogenezie mogło dochodzić do generowania węglowodorów z bogatych w materię organiczną utworów karbońskich.

Badania inkluzji fluidalnych w cementach

Warunkiem badań temperaturowych inkluzji musi być niezmiennosc ich objętości i składu. Warunek ten jest trudny do spełnienia w skałach osadowych, które mogą ulegać głębokiemu pogrzebaniu. Z minerałów tworzących cemeny, takich jak: węglany, siarczany czy kwarc, dwa pierwsze należą do podatnych na zmiany związane z pogrzebaniem, natomiast kwarc jest zaliczany do bardziej odpornych (Goldstein & Reynolds, 1994; Jarmołowicz-Szulc, 1995).

Wyniki badań 43 próbek piaskowców z dziesięciu otworów wiertniczych (ryc. 1), wykonanych przez Kozłowską (2002) i Jarmołowicz-Szulc (1995), zestawiono w tab. 1 i 2. Na wstępie, część preparatów z wybranych skał poddano obserwacjom we fluorescencji, co jest istotne z punktu widzenia poszukiwań węglowodorów (Jarmołowicz-Szulc, 1997a). Wykonane badania wykazały obecność inkluzji węglowodorów tylko w cementach piaskowców z otworu Stężycza 2.

Obserwowane inkluzje wodne (roztwory soli) o różnorodnych kształtach są głównie jednofazowe. W większości przypadków, są bardzo małe, przeciętnie 0,5–3 μm .

Tab. 1. Wyniki badań temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w cemencie kwarcowym

Table 1. Data of fluid inclusions homogenization temperatures of quartz cements

Nazwa otworu wiertniczego name of borehole	Głębokość depth (m)	Wielkość inkluzji size of inclusion (μm)	Temperatura homogenizacji homogenization temperature T_h ($^{\circ}\text{C}$)
Korabiewice PIG 1	4368,7	1–4	102,5; 74,8
	4383,3	1–4	130
	4517,4	1–6	75; 85,2; 103,7
Nadarzyn IG1	3391,7*	1–4	92
	3463,4*	1–3	82,6
	3464,3	1–5	79; 66; 85,5
	3475,9*	1–4	120
Rębków 1	2384,3*	1–4	80; 81; 79
	2436,4*	1–4	80
	2573,6*	1–3	106; 106
Magnuszew IG 1	2479,7	0,5–2	160 ?; >200 ?
	2968,1	1–2	148; 150
Stężyca 2	2034,1	1–3	113,0
	2353,0	0,5–6	73,2; 77,2
	2697,0	0,5–4	58,0 – 62,0

*pomiarzy wykonane przez Jarmolowicz-Szulc (1995); pozostałe analizy wykonała Kozłowska (2002)

*measurements conducted by Jarmolowicz-Szulc (1995); other analyses conducted by Kozłowska (2002)

Tab. 2. Wyniki badań temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w cemencie dolomitu żelazistego i ankerytu

Table 2. Data of fluid inclusions homogenization temperatures of iron dolomite and ankerite cements

Nazwa otworu wiertniczego name of borehole	Głębokość depth (m)	Wielkość inkluzji size of inclusion (μm)	Temperatura homogenizacji homogenization temperature T_h ($^{\circ}\text{C}$)
Korabiewice PIG 1	4828,5	0,5–5	89,8; 91; 96; 96,6
Mszczonów IG2	4793,5	1–4	119,9; >106,9?; 120,5; 122
	4846,0	1–6	93; 108; 160 ?
Nadarzyn IG1	3393,5*	1–4	70
	3518,2	1–6	70; 90
	3518,4*	1–6	90; 119; 129; 160?
Czachówek 1	3237,0	1–5	60; 88; 77,3
Potycz 1	3078,0	1–6	90
Wilga IG1	2959,9	1–6	81; 92,9
	2560,5*	1–6	117
Magnuszew IG1	2563,2	1–6	74; 78,6; 80,3
	2220,0	1–10	109; 115,4
Maciejowice IG 1	3122,1	1–8	>70; 82,5; 75,6; 90
	3214,0	1–10	84; 98,6; 120,6
Stężyca 2	2090,6	2–10	83,0

**pomiarzy wykonane przez Jarmolowicz-Szulc (1995); pozostałe analizy wykonała Kozłowska (2002)

**measurements conducted by Jarmolowicz-Szulc (1995); other analyses conducted by Kozłowska (2002)

Wśród nich inkluzje wydłużone, które sprawiają niekiedy wrażenie, że uległy podzieleniu, zostały prawdopodobnie rozhermetyzowane i temperatury uzyskane z ich badań mogą świadczyć o procesach późniejszych od tworzenia się cementu (Jarmolowicz-Szulc, 1997b). Znalezienie dobrego materiału do badań, przez co rozumie się odpowiednią ilość inkluzji, szczególnie dwufazowych, o rozmiarze pozwalającym przeprowadzić w nich wiarygodne pomiary temperatur, jest zadaniem trudnym. W badanym materiale ogrzewano pojedyncze inkluzje dwufazowe w kierunku ich homogenizacji w celu oznaczenia temperatury homogenizacji — T_h , która stanowi minimalną temperaturę uwieżnienia fluidu w cemencie ortochemicznym (Roedder, 1984). Pomiary wykonano w cemencie kwarcowym oraz w cementach Fe–dolomitowym i ankerytowym za pomocą urządzenia Fluid. Inc. System produkcji amerykańskiej, zamontowanego na mikroskopie Leitz-Orthoplan.

Cement kwarcowy w piaskowcach karbońskich występuje w postaci obwódek regeneracyjnych na ziarnach kwarcu detrytycznego (ryc. 3a*) (Kozłowska, 2000, 2002, 2004). Przeważnie obserwowano inkluzje na granicy ziarna z obwódką (ryc. 3b), rzadziej w obrębie obwódki kwarcowej. Wielkość występujących tu inkluzji wynosi najczęściej od ok. 0,5 do 3 μm , miejscami są one większe od 4 do 8 μm . Są to więc inkluzje bardzo małe i najczęściej jednofazowe, co sugeruje minimalne temperatury tworzenia się cementu kwarcowego poniżej 50 $^{\circ}\text{C}$. 23 inkluzje dwufazowe ogrzewano uzyskując temperatury homogenizacji: od ok. 60 $^{\circ}\text{C}$ do ok. 150 $^{\circ}\text{C}$ (tab. 1) (Kozłowska, 2002, 2004).

Cementy Fe–dolomitowy i ankerytowy w piaskowcach karbonu występują w postaci izolowanych euhedralnych kryształów romboedrycznych lub tworzą masywny cement sparowy (ryc. 4), (Kozłowska, 1997, 2002, 2004).

Obserwowane inkluzje, wielkości 0,5–10 μm , w większości reprezentują inkluzje jednofazowe, sporadycznie zaś dwufazowe, które ogrzewano. Wykonano 33 pomiary temperatur homogenizacji, które mieszczą się w przedziale 60–129 $^{\circ}\text{C}$ (tab. 2) (Kozłowska, 1997, 2002, 2004).

Wiek izotopowy K/Ar illitu włóknistego

Do oznaczenia wieku metodą K/Ar we włóknistym illicie (ryc. 5) wytypowano 3 próbki z piaskowców karbońskich, po jednej z otworów: Korabiewice PIG 1, Mszczonów IG 2 i Maciejowice IG 1. O wyborze zdecydowały wyniki obserwacji wykształcenia illitu autigenicznego w SEM. Z wybranych piaskowców wyseparowano 3 frakcje zawierające minerały ilaste: <0,2 m, <0,3 μm i <2,0 μm , które następnie poddano analizie rentgenostrukturalnej. Wykazała ona występowanie oprócz illitu innych składników mineralnych, a więc: kaolinitu, niewielkich ilości chlorytu i minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt o zawartości illitu >90 %, a ponadto kwarcu i śladów skaleni. Wskazuje to, że głównymi minerałami zawierającymi potas są: illit jako faza indywidualna oraz minerał mieszanopakietowy illit/smektyt, natomiast z pozostałych stwierdzonych minerałów jedynie obecność skaleni może mieć wpływ na wykonywany pomiar (Korabiewice PIG 1, Maciejowice IG 1).

*ryc. 3–5 patrz str. 528 (IV str. okładki)

Z dyfraktogramów rentgenowskich wynika, że zawartość illitu jest wyższa we frakcjach drobniejszych od frakcji $<2,0 \mu\text{m}$. Do badania wieku przeznaczono więc dwie najdrobniejsze frakcje pelitowe z każdej próbki. Datowanie dwóch frakcji z każdej próbki ma na celu potwierdzenie wiarygodności uzyskanego wyniku datowania. Przy oznaczaniu wieku illitu autigenicznego istotne jest również to, aby we frakcji ziarnowej, w której on występuje nie było domieszek illitu detrytycznego lub innych składników zawierających potas. Oznaczenia izotopowe wieku K/Ar we włóknistym illicie wykonał prof. Stanisław Hałas w Pracowni Spektroskopii Mas Instytutu Fizyki na Uniwersytecie im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie.

W tab. 3 zamieszczono wyniki oznaczeń wieku K/Ar illitów, z których datowanie dwóch próbek z otworów Korabiewice PIG 1 i Mszczonów IG 2 jest wiarygodne. Świadczą o tym spójne wartości wieku dla frakcji $<0,2 \mu\text{m}$ i $<0,3 \mu\text{m}$. Otrzymane daty zawierają się w zakresie od $205,4 \pm 4,2$ (przełom triasu i jury) do $167,3 \pm 3,3$ mln lat (baton). Natomiast datowanie illitu z otworu Maciejowice IG 1 należy uznać za mało wiarygodne. Przemawia za tym rozbieżność między wiekiem K/Ar dla frakcji grubszej i drobniejszej oraz większy zakres błędu pomiaru. Oznaczać może to, iż na pomiar datowania wpłynęła obecność potasu z illitu detrytycznego lub z ziarn skaleni. W efekcie otrzymany dla tej próbki wiek 265 ± 6 mln lat (wczesny perm) wyraźnie odbiega od oznaczeń wieku pozostałych illitów i przypada na okres denudacji oraz niemal całkowitego braku pogażenia osadów karbońskich. Na podstawie powyższych danych uznano, że początek krystalizacji illitu włóknistego najprawdopodobniej miał miejsce od przełomu triasu i jury do jury środkowej (Kozłowska, 2002, 2004).

Procesy diagenetyczne na tle historii pogażeniowo-termicznej

Wykresy pogażania pozwalają określić z pewnym przybliżeniem głębokości, na jakich znajdowały się analizowane osady w kolejnych okresach geologicznych, przez co są użyteczne w interpretacji stwierdzonej sukcesji procesów diagenetycznych. Zaznaczyć należy jednak, iż większość procesów diagenetycznych (poza mechaniczną kompaktacją) bardziej zależy od temperatury i chemizmu roztworów formacyjnych, niż od kontrolowanego przez pogażenie litostatycznego ciśnienia nadkładu czy ciśnienia hydrostatycznego. W rekonstrukcji procesów diagenetycznych w basenie najistotniejsze jest określenie dla analizowanej formacji zmian temperatury w czasie i takie podejście zastosowano w niniejszej pracy.

Analiza pogażania

Historia pogażeniowa osadów karbonu w badanych otworach wiertniczych jest jakościowo zbliżona (ryc. 6). Charakterystyczne są regionalne, choć obocznie zróżnicowane co do intensywności fazy przyspieszonej subsydencji, przypadające na późny karbon, wczesny trias, późną jurę i późną kredę. Dodatkowo, w rejonie Korabiewic i Mszczonowa w późnym triasie i wczesnej jurze nastąpiła lokalna faza przyspieszonej subsydencji.

Główny etap wynoszenia i denudacji nastąpiła w późnym karbonie — wczesnym permie. Lokalnie zaznaczyła się umiarkowanych rozmiarów erozja w późnym triasie. W omawianym obszarze wynoszenie i erozja z przełomu kredy i trzeciorzędu zaznaczyły się również w niewielkim stopniu.

Historia termiczna

Rekonstrukcje mezozoicznej historii termicznej w oparciu o modelowanie dojrzałości kalibrowane danymi VRo są w omawianym obszarze trudne, gdyż współczesne pogażenie utworów mezozoicznych jest zbliżone do maksymalnego (ryc. 6). Powoduje to, że obserwowany profil VRo jest częściowo efektem współczesnych temperatur w profilu. Charakterystyczną cechą obszaru mazowieckiego jest ponadto relatywnie wysoka dojrzałość w najwyższych partiach profili mezozoicznych (ryc. 7c, 8c), nie związana ze współczesnym, czy kredowym pogażeniem.

Z punktu widzenia modelowań dojrzałości istnieje zasadnicza różnica między zachodnią częścią obszaru mazowieckiego a obszarem lubelskim. Polega ona na tym, iż w pierwszej z nich utwory karbońskie są na tyle pogażone w cyklu alpejskim i współcześnie, że zapis ich waryscyjskiej historii termicznej został zatarty. Kontrastuje to z obszarem lubelskim, gdzie obserwuje się skok uwęglenia przy przejściu z alpejskiego do waryscyjskiego piętra strukturalnego (Grotek i in., 1998; Narkiewicz i in., 1998; Botor i in., 2002; Grotek, 2004).

Rekonstrukcje historii termicznej dla obszaru mazowieckiego, oparte o modelowanie dojrzałości, skonfrontowano z wynikami analiz temperatur homogenizacji inkluzji fluidalnych w cementach węglanowych i cemente kwarcowym oraz wynikami datowania K/Ar diagenetycznego illitu. Przy założeniu stałego strumienia ciepłego wykresy zmian temperatury w czasie wskazują na oddziaływanie na osady karbonu niższych temperatur, aniżeli to wynika z badań diagenetyki. Illit włóknisty jest ostatnim minerałem tworzącym się w historii diagenetyki analizowanych osadów karbonu (ryc. 2). Temperaturę jego powstawania przyjmuje się najczęściej na ok. $100\text{--}120^\circ\text{C}$ (np. Ehrenberg & Nadeau, 1989; Chuhan i in., 2000). Pomiary temperatur homogenizacji w cementach tworzących się przed illitem włóknistym przy mniejszych pogażeniach, tj. kwarcu autigenicznym i ankercycie, wskazują na temperatury ich krystalizacji w zakresie ok. $70\text{--}120^\circ\text{C}$ (tab. 1, 2).

Przy założeniu stałego strumienia ciepłego w geologicznej historii analizowanych osadów dla profili obszaru mazowieckiego modele pozwalają odtworzyć temperatury sięgające maksymalnie do ok. 100°C , i to dopiero w późnej kredzie (ryc. 7b, 8b). W przypadku profili z obszaru lubelskiego maksymalne paleotemperature przewidywane przez model stałego w czasie strumienia ciepłego są jeszcze niższe, a rozdźwięk między odtwarzaną historią termiczną a pomierzonymi temperaturami homogenizacji inkluzji jest wyraźniejszy (ryc. 9b, 10b). Wskazuje to, że

Tab. 3. Wyniki oznaczeń wieku izotopowego K/Ar illitu włóknistego. Pomiary wykonane przez S. Hałasa

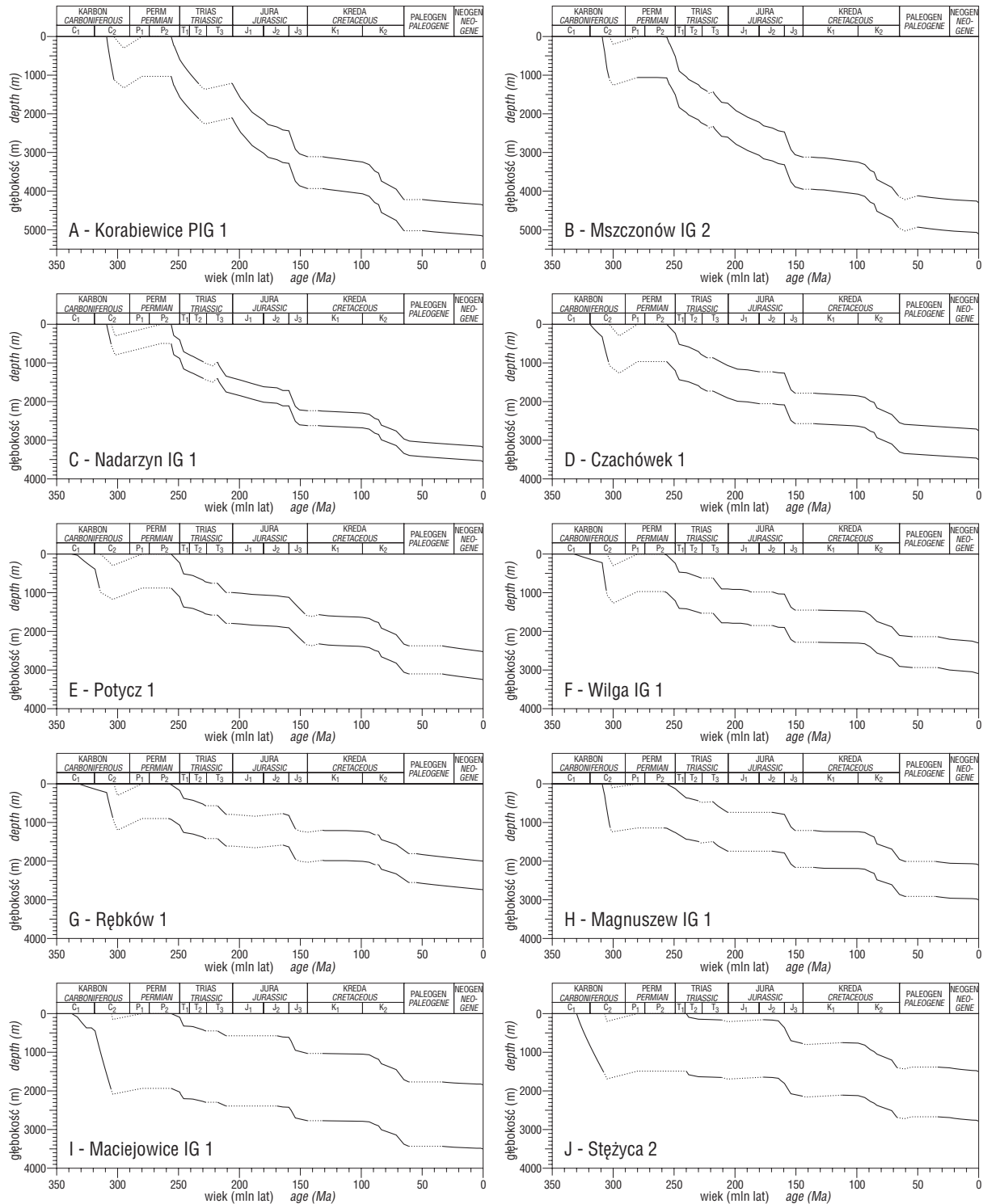
Table 3. Data of K/Ar ages of fibrous illite. Analysis conducted by S. Hałas

Otwór wiertniczy <i>name of borehole</i>	Głębokość <i>depth</i> (m)	Frakcja <i>fraction</i> (μm)	K (%)	Radiogeniczn y ^{40}Ar <i>Radiogenic</i> ^{40}Ar (%)	Wiek <i>Age</i> (Ma)
Korabiewice PIG 1	4700,2	$<0,2$	3,14	91	$167,3 \pm 3,3$
		$<0,3$	3,34	90	$161,1 \pm 3,2$
Mszczonów IG 2	4692,2	$<0,2$	2,04	89	$205,4 \pm 4,2$
		$<0,3$	2,46	88	$195,6 \pm 3,9$
Maciejowice IG 1	3405,9	$<0,2$	1,89	91	$265,0 \pm 6,0$
		$<0,3$	2,71	93	$283,0 \pm 7,0$

historia termiczna utworów karbonu była prawdopodobnie bardziej złożona i może oznaczać, że w tym obszarze miały miejsce perturbacje reżimu termicznego.

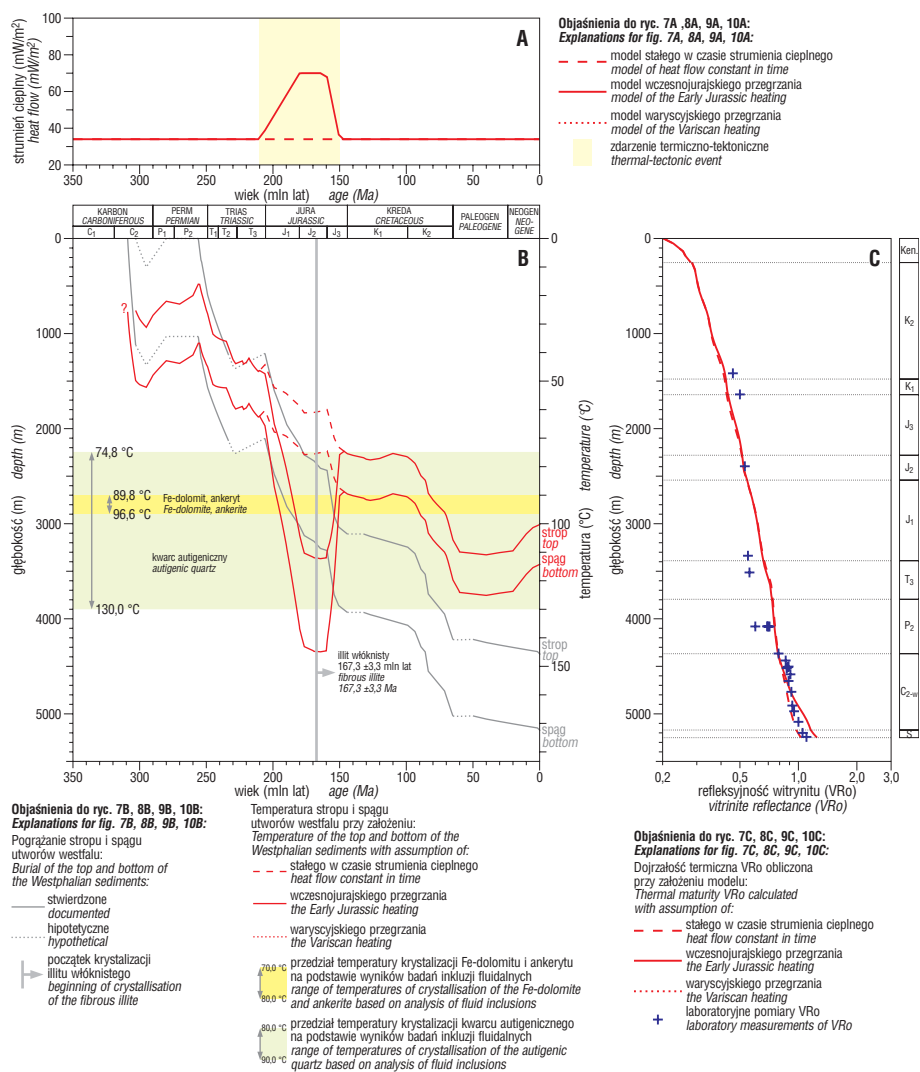
Datowania K/Ar diagenetycznego illitu włóknistego dla osadów karbonu w otworze Korabiewice PIG 1 wskazują, że temperatura ok. 120°C została osiągnięta już w środkowej jurze (167,3 ± 3,3 mln lat); analogicznie utwory karbonu w otworze Mszczonów IG 2 temperatury takie osiągnęły na przełomie późnego triasu i wczesnej jury

(205,4 ± 4,2 mln lat) (tab. 3). Aby na osady karbonu profili otworów Korabiewice PIG 1 i Mszczonowa IG 2 mogły oddziaływać temperatury rzędu 100°C w okresie od przełomu triasu i jury do środkowej jury, przyjęto w modelu ówczesne przegrzanie termiczne, co nie jest sprzeczne z istniejącymi pomiarami refleksyjności witrynytu (ryc. 7c, 8c). W modelach cyfrowych przegrzanie symulowano przyjmując podwyższony paleostrumień ciepły (ryc. 7a, 8a), aczkolwiek nie wyklucza to innego mechanizmu per-



Ryc. 6. Historia pograżania stropu i spągu interwałów utworów karbońskich, nawierconych w poszczególnych otworach wiertniczych

Fig. 6. Burial for the top and the bottom of the intervals of Carboniferous sediments recognized in following analyzed boreholes



Ryc. 7. Historia termiczna oraz historia pograżania dla stropu i spągu interwałów utworów karbonu nawierconych w otworze Korabiewice PIG 1; A — analizowane warianty zmian strumienia ciepłego w czasie; B — wyliczone zmiany w czasie paleotemperatur i pograżenia nawierconego interwału utworów karbońskich; C — kalibracja analizowanych modeli historii termicznej

Fig. 7. Thermal and burial history for the top and the bottom of the intervals of Carboniferous sediments recognized in borehole Korabiewice PIG 1; A — analyzed scenarios of heat flow changes in time; B — evolution of palaeotemperature and burial calculated for the top and the bottom of the interval of Carboniferous sediments recognized in the borehole; C — calibration of the analyzed models of thermal history

turbacji reżimu termicznego, o ile dostarczał by on do systemu podobnej ilości energii cieplnej.

Uzyskane wartości wieku K/Ar illitu włóknistego z osadów karbonu odniesiono do wykresów pograżania. Pozwoliło to stwierdzić, iż illit ten tworzył się przypuszczalnie w zakresie głębokości ok. 2400–3200 m w otworze Korabiewice PIG 1 (ryc. 7) oraz 1700–2600 m w otworze Mszczonów IG 2 (ryc. 8). Ponadto, mając zdefiniowaną głębokość i temperaturę krystalizacji illitu włóknistego w strefie Korabiewice–Mszczonów, parametry te oszacowano również dla cementów węglanowych i cementu kwarcowego, które tworzyły się przed illitem. Syderyt wczesny, przy założeniu temperatury jego krystalizacji w przedziale 15–40°C (Baker i in., 1995; Rezaee & Schulz-Rajah, 1998), tworzył się przypuszczalnie od późnego karbonu do triasu środkowego, zatem zaraz po depozycji osadu aż do głębokości pograżenia na kilkaset metrów. Regeneracyjne obwódki kwarcu zaczynały tworzyć się prawdopodobnie w temperaturze poniżej 50°C (Kozłowska, 2002, 2004).

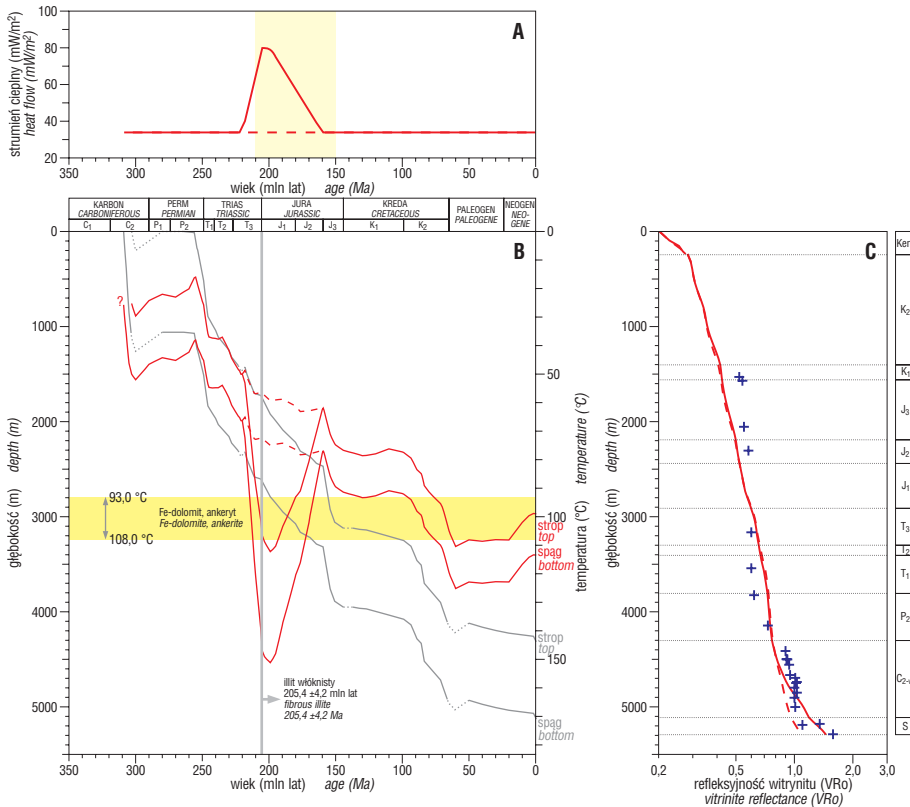
Proces ten mógł rozpocząć się pod koniec późnego permu, na głębokości 1400–1600 m, a lokalnie w późnym karbonie na głębokości 1000 m. Cementacja Fe-dolomitom i ankerytem, która zachodziła w zakresie temperatur ok. 70–120°C (Kozłowska, 1997, 2002, 2004), rozpoczynała się późnym triasem na głębokości 1800–2200 m.

Historia diagenety we wszystkich analizowanych profilach karbonu miała podobny przebieg. Z tego względu model stałego strumienia ciepłego w pozostałych otworach wiertniczych, tj. Nadarzyn IG 1, Czachówek 1, Potycz 1, Wilga IG 1, Rębków 1, Magnuszew IG 1, Maciejowice IG 1 i Stężyca 2, również wydaje się nieadekwatny. Maksymalne paleotemperature obliczone w tym modelu, zwykle poniżej 100°C, niekiedy zaś nie osiągające 80°C (ryc. 10), są zbyt niskie w porównaniu z temperaturami homogenizacji inkluzji w cementach kwarcowym i ankerytowym, które zawierają się w zakresie ok. 60–150°C (tab. 1, 2). Wnioskować można, że również w przypadku wymienionych profili strumień ciepły nie był stały i prawdopodobnie miało miejsce przegrzanie.

W ustaleniu wieku tego wydarzenia niewątpliwie pomocne byłoby datowanie wieku illitu włóknistego w otworze Maciejowice IG 1. Jak wspomniano w poprzednim rozdziale uzyskany pomiar nie jest wiarygodny, co wiąże się z tym, iż w badanej próbce oprócz potasu z illitu autigenicznego najprawdopodobniej występował również w znaczącej ilości potas z minerałów detrytycznych. Z pomiaru tego wnioskować można jedynie, że tworzenie się illitu włóknistego oraz prawdopodobnie towarzyszące mu podgrzanie miały w rejonie Maciejowice miejsce po wczesnym permie. Nie można zatem wykluczyć zachodzenia tego procesu w czasie od wczesnej do środkowej jury, podobnie jak w przypadku rejonu Korabiewice–Mszczonowa.

Przegrzanie we wczesnej i środkowej jurze w południowo-wschodniej części kujawskiego segmentu basenu polskiego, tj. bezpośrednio na północny-zachód od omawianego obszaru, zostało niezależnie stwierdzone przez Poprawę i in. (2002) na podstawie modelowań dojrzałości. W niektórych przypadkach zaznacza się ono wyraźną, niemal skokową zmianą gradientu dojrzałości na profilach VRO, zachodzącą w obrębie utworów jury dolnej.

Omawiane zdarzenie termiczne koreluje się z fazą aktywności tektonicznej basenu polskiego. We wczesnej jurze następuje faza reaktywacji subsydencji, niekiedy wyrażająca się jej relatywnie wysokim tempem, której genezę wiązać można z transtensyjną bądź ekstensyjną



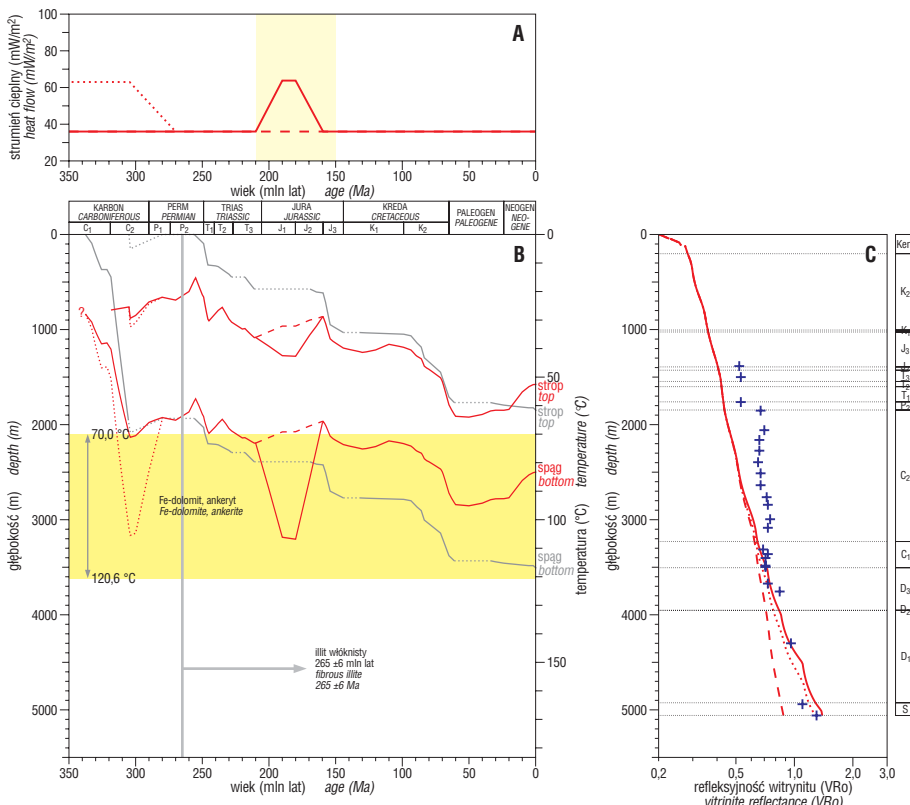
Ryc. 8. Historia termiczna oraz historia pograżenia dla stropu i spągu interwałów utworów karbonu nawierconych w otworze Mszczonów IG 2; A — analizowane warianty zmian strumienia ciepłego w czasie; B — wyliczone zmiany w czasie paleotemperatur i pograżenia nawierconego interwału utworów karbońskich; C — kalibracja analizowanych modeli historii termicznej

Fig. 8. Thermal and burial history for the top and the bottom of the intervals of Carboniferous sediments recognized in borehole Mszczonów IG 2; A — analyzed scenarios of heat flow changes in time; B — evolution of palaeotemperature and burial calculated for the top and the bottom of the interval of Carboniferous sediments recognized in the borehole; C — calibration of the analyzed models of thermal history

reaktywacją basenu (Poprawa, 1997; Hakenberg & Świdrowska, 1997). W przybliżeniu równocześnie na wschodnim obrzeżeniu kujawskiego segmentu basenu polskiego następuje również faza rozwoju uskoków (por. Hakenberg & Świdrowska, 1997; Dadlez, 1997), rozwijających się w reżimie ekstensyjnym bądź transtensyjnym.

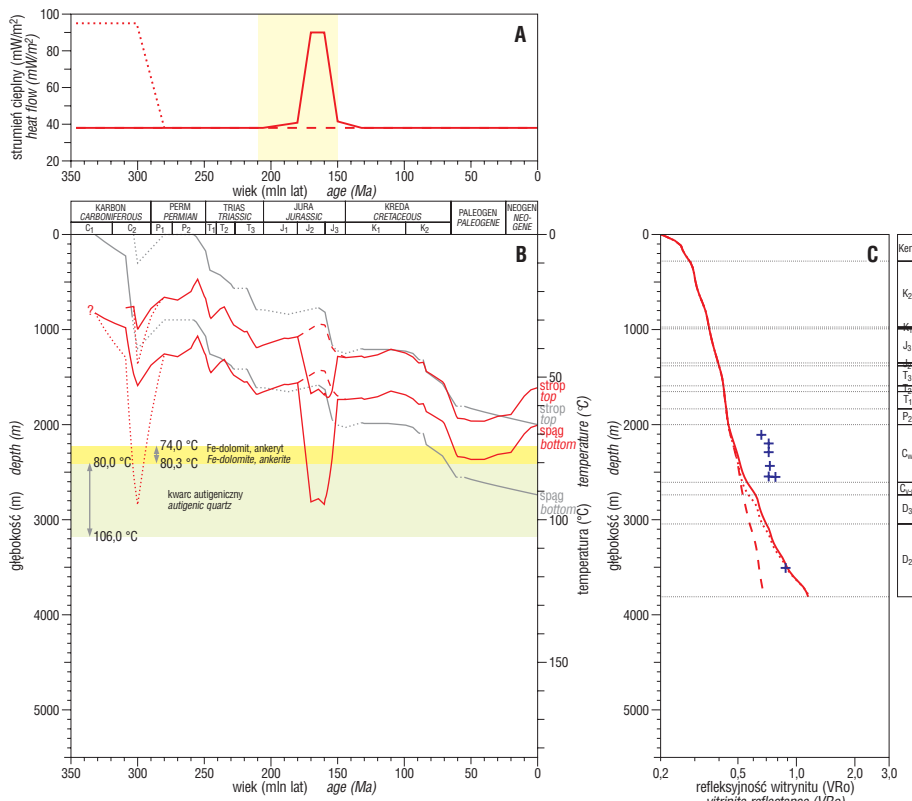
Dla obszaru lubelskiego wielu autorów sugerowało istnienie w karbonie podwyższonego gradientu termicznego (Majorowicz i in., 1984; Burzewski i in., 1998), czy też

strumienia ciepłego (Botor i in., 2002; Maćkowski i in., 1997; Karnkowski, 2003). Jednak w północnej części obszaru lubelskiego, analizowanej w niniejszej pracy, istnieją trudności z udokumentowaniem takiego założenia. Wiąże się to nie tyle z brakiem warwycyjskiego przegrzania, co z występowaniem subwertykalnych (np. Wilga IG 1, Magnuszew IG 1, Maciejowice IG 1, Rębków 1; ryc. 9c, 10c), bądź nawet inwersyjnych (np. Stężyca 2) profili dojrzałości.



Ryc. 9. Historia termiczna oraz historia pograżenia dla stropu i spągu interwałów utworów karbonu nawierconych w otworze Maciejowice IG 1. A — analizowane warianty zmian strumienia ciepłego w czasie. B — wyliczone zmiany w czasie paleotemperatur i pograżenia nawierconego interwału utworów karbońskich. C — kalibracja analizowanych modeli historii termicznej

Fig. 9. Thermal and burial history for the top and the bottom of the intervals of Carboniferous sediments recognized in borehole Maciejowice IG 1. A — analyzed scenarios of heat flow changes in time. B — evolution of palaeotemperature and burial calculated for the top and the bottom of the interval of Carboniferous sediments recognized in the borehole. C — calibration of the analyzed models of thermal history



Ryc. 10. Historia termiczna oraz historia pograżania dla stropu i spągu interwałów utworów karbonu nawierconych w otworze Rębków 1; A — analizowane warianty zmian strumienia ciepłego w czasie; B — wyliczone zmiany w czasie paleotemperatur i pograżenia nawierconego interwału utworów karbońskich; C — kalibracja analizowanych modeli historii termicznej

Fig. 10. Thermal and burial history for the top and the bottom of the intervals of Carboniferous sediments recognized in borehole Rębków 1; A — analyzed scenarios of heat flow changes in time; B — evolution of palaeotemperature and burial calculated for the top and the bottom of the interval of Carboniferous sediments recognized in the borehole; C — calibration of the analyzed models of thermal history

Żywiecki (2003) stwierdził, że wysokie paleotemperature w rejonie Steżycy są związane z przepłukiwaniem przepuszczalnych kompleksów w obrębie utworów karbońskich przez gorące roztwory, zasilane ze strefy aktywności magmowej w rejonie Kocka. Mechanizm ten potencjalnie stanowić może wytłumaczenie również dla powstania wymienionych subwertykalnych profili dojrzałości termicznej w obszarze przejściowym między obszarami mazowieckim a lubelskim.

Wnioski

1. Krzywe pograżania osadów karbonu mają w skali analizowanego obszaru podobny przebieg i wraz z badaniami petrograficznymi pozwalają wyróżnić dwa etapy diagenety: eo- i mezodiagenezę. W eodiagenecie tworzyły się w kolejności następujące cementy: wodorotlenki żelaza i hematyt, obwódki Fe-chlorytu, wczesny syderyt, piryt, kaolinit robakowaty oraz obwódki regeneracyjne kwarcu. Oprócz cementacji do ważnych procesów diagenetycznych należały kompaktacja mechaniczna oraz rozpuszczanie i przeobrażanie. W mezodiagenecie kontynuowany był wzrost obwódek kwarcu autigenicznego. Tworzyły się kaolinit blokowy, cementy węglanowe: dolomit, Fe-dolomit, Fe-kalcyt, późny syderyt i ankeryt, siarczany: anhydryt i baryt oraz dickit, późny Fe-chloryt i illit włóknisty. Poza cementacją zaznaczyły się efekty następujących procesów diagenetycznych: kompaktacji mechanicznej i chemicznej oraz rozpuszczania, przeobrażania i zastępowania.

2. Pomierzono temperatury homogenizacji — T_h inkluzji fluidalnych w cementie kwarcowym oraz cementach Fe-dolomitowym i ankerytowym. T_h w cementie kwarcowym tworzącym obwódki regeneracyjne na ziarnach kwarcu mieszczą się w przedziale od ok. 60 do ok. 150°C. Wartości T_h w cementach Fe-dolomitowym i ankerytowym, które występują w postaci izolowanych euhedralnych kryształów lub masywnego cementu sparowego wahają się od 60 do 129°C.

3. Oznaczono wiek izotopowy K/Ar we włóknistym illicie, cementie krystalizującym w końcowym etapie diagenety piaszkowców karbońskich. Datowanie wskazuje na początki krystalizacji illitu włóknistego od 205,4 ± 4,2 do 167,3 ± 3,3 mln lat, czyli od przełomu triasu i jury do środkowej jury.

4. Paleotemperature osiągnięte przez osady karbońskie, obliczone przy założeniu stałego w czasie strumienia ciepłego są zbyt niskie w porównaniu z przesłankami wynikającymi z analizy inkluzji oraz datowań diagenetycznego illitu. Wskazuje to, że strumień ciepły nie był stały i w badanych obszarze miało miejsce przegrzanie w czasie od wczesnej do środkowej jury. Biorąc pod uwagę intensywność tego zjawiska, jego krótkotrwałość oraz

korelację z fazą ówczesnej aktywności tektonicznej, sprzyjającej hydraulicznej przepuszczalności szczelin, podgrzanie związane jest tu z prawdopodobną obecnością gorących roztworów (por. Poprawa i in., 2002).

5. W obszarze lubelskim nastąpiło ponadto przegrzanie warwscyjskie (por. Majorowicz i in., 1984; Burzewski i in., 1998; Botor i in., 2002; Karnkowski, 2003). Jednakże, jak wykazuje Żywiecki (2003) dla północnej części obszaru lubelskiego, wiązać się może one nie tyle z podwyższonym strumieniem ciepłym, co migracją gorących roztworów, zasilanych przez procesy magmowe w rejonie Kocka.

6. Integracja badań diagenety oraz modelowań dojrzałości i historii termicznej stwarza wzajemne korzyść dla obu tych metod. Modelowania historii termicznej pozwalają wiarygodniej rekonstruować czas zachodzenia poszczególnych procesów diagenetycznych niż to można określić z wykresów pograżania. Natomiast analizy inkluzji oraz datowania wieku powstawania minerałów diagenetycznych, jak np. illitu włóknistego, umożliwiają bardziej szczegółową rekonstrukcję historii termicznej i genezy procesów termicznych niż w przypadku stosowania wyłącznie modelowań dojrzałości. W efekcie podejście tego typu pozwala na precyzyjniejszą rekonstrukcję procesów generowania i ekspulsji węglowodorów.

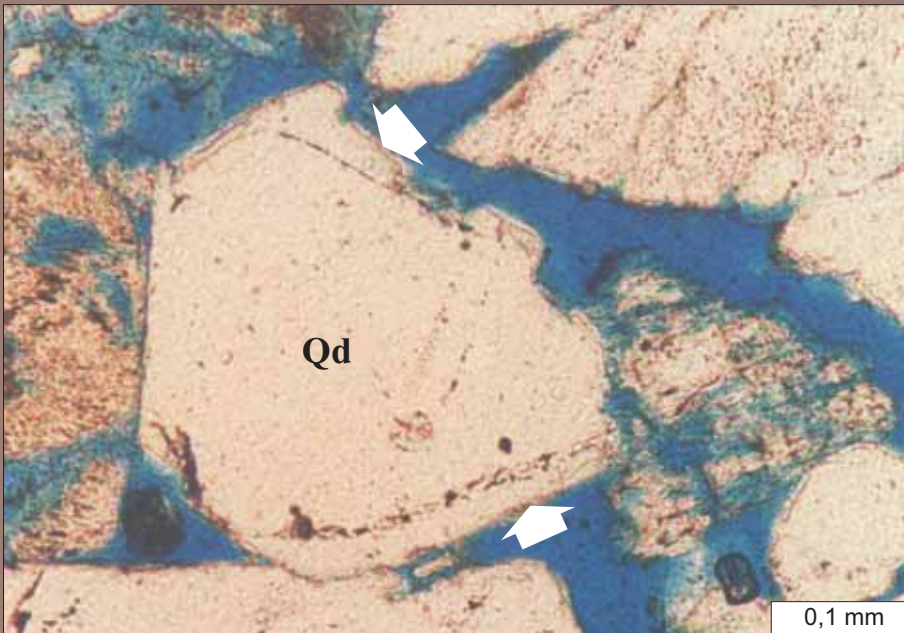
Autorzy serdecznie dziękują dr Izabelli Grotek za użyczenie niepublikowanych wyników analiz stopnia odbicia światła wityritu, zaś doc. dr hab. Katarzynie Jamołowicz-Szulc za pomoc w analizie inkluzji. Datowanie illitu włóknistego wykonane zostało

przez prof. Stanisława Hałasa. Za cenne uwagi i dyskusje autorzy winni są również podziękowania prof. dr hab. Annie Maliszewskiej, dr Michałowi Żywieckiemu oraz mgr Marii I. Waksmundzkiej. Praca zyskała również dzięki uwagom recenzentów. W analizie historii pogrążania oraz historii termicznej wykorzystano program BasinMod 1-DTM. Badania prezentowane w niniejszej pracy przeprowadzono w ramach tematów „Diagenetyzacja piaskowców górnego karbonu w północno-zachodniej części rowu lubelskiego” oraz „Paleozoiczna Akrecja Polski”.

Literatura

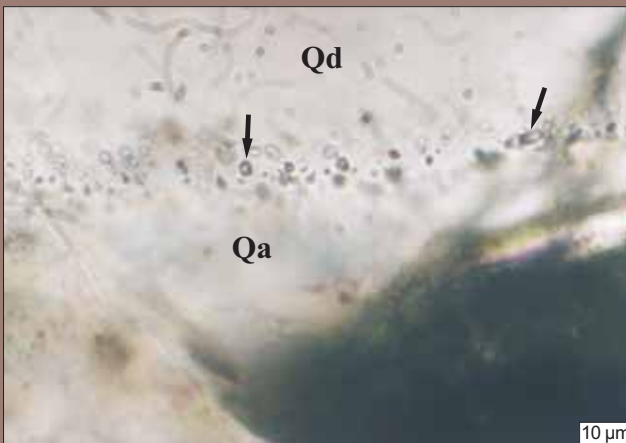
- ANTONOWICZ L., HOOPER R. & IWANOWSKA E. i in. 2003 — Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. *Prz. Geol.*, 51: 344–350.
- BAKER J. C., KASSAN J. & HAMILTON P. J. 1995 — Early diagenetic siderite as indicator of depositional environment in the Triassic Rewan Group, Southern Bowen basin, eastern Australia. *Sedimentology*, 43: 77–88.
- BOJKOWSKI K. & ŻELICHOWSKI A. M. 1980 — An outline of palaeogeography of the Namurian B–C and the Westphalian of Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 328: 37–59.
- BOTOR D., KOTARBA M. & KOSAKOWSKI P. 2002 — Petroleum generation in the Carboniferous strata of the Lublin Trough (Poland): an integrated geochemical and numerical modelling approach. *Organic Geochemistry*, 33: 461–476.
- BURZEWSKI W., KOTARBA M.J., BOTOR D., KOSAKOWSKI P. & SŁUPCZYŃSKI K. 1998 — Modelowanie procesów generowania i ekspulsji węglowodorów w utworach młodszego paleozoiku obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 273–284.
- CHOQUETTE P.W. & PRAY L.C. 1970 — Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.*, 54: 207–220.
- CHUHAN F.A., BJØRLYKKE K. & LOWREY C. 2000 — The role of provenance in illitization of deeply buried reservoir sandstones from Haltenbanken and north Viking Graben, offshore Norway. *Marine & Petrol. Geol.*, 17: 673–689.
- DADLEZ R. 1997 — Ogólne rysy tektoniczne bruzdy środkowopolskiej. [W:] Marek S. & Pajchłowa M. (red.) — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: 410–414.
- EHRENBERG S.N. & NADEAU P.H. 1989 — Formation of diagenetic illite in sandstone of the Garm formation, Haltenbanken area, mid-Norwegian continental shelf. *Clay Minerals*, 24: 233–253.
- FALVEY D.A. & MIDDLETON M.F. 1981 — Passive continental margins: evidence for a prebreakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism. *Oceanologic Acta, Spec. Pap.*, 103–114.
- 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: 78–86.
- GRADSTEIN F. M. & ÖGG J. 1996 — A Phanerozoic time scale. *Episodes*, 19, 1/2.
- GROTEK I., MATYJA H. & SKOMPSKI S. 1998 — Dojrzałość termiczna materii organicznej w osadach karbonu obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 245–254.
- GROTEK I. 2004 (w druku) — Zmienność stopnia uwęglenia rozproszonej materii organicznej z utworów karbonu w brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*
- HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 1997 — Propagation of the south-eastern segment of the Polish Trough connected with bounding fault zones (from the Permian to Late Jurassic). *Comptes Rendes de l'Academie Science, Paris*, 324: 793–803.
- HOGG A.J.C., HAMILTON P.J. & MACINTYRE R.M. 1993 — Mapping diagenetic fluid flow within a reservoir: K–Ar dating in the Alwyn area (UK North Sea). *Marine & Petrol. Geol.*, 10: 279–294.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K. 1995 — Badania inkluzji fluidalnych w piaskowcach karbońskich. [W:] Kozłowska A. (red.) — Badanie spoiwa piaskowców karbońskich niecki warszawskiej pod kątem ich własności zbiornikowych. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K. 1997a — Mikroskopowe badania fluorescencji fluidalnych inkluzji węglowodorów w cementach skał osadowych. *Prz. Geol.*, 45: 865–867.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K. 1997b — Wykorzystanie inkluzji fluidalnych w spoiwach skał paleozoiku Niżu Polskiego dla poszukiwań ropy naftowej i gazu ziemnego. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- KARNKOWSKI P.H. 1999 — Origin and evolution of the Polish Rotliegend basin. *Polish Geological Institute Spec. Pap.*, 3: 1–93.
- 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: 783–790.
- KOTARBA M., KOSAKOWSKI P., KOWALSKI A. & WIĘCŁAW D. 1998 — Wstępna charakterystyka geochemiczna substancji organicznej i potencjału węglowodorowego utworów dewonu obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 207–214.
- KOZŁOWSKA A. 1997 — Cementy węglanowe w piaskowcach górnokarbońskich w północno-zachodniej części rowu lubelskiego. *Prz. Geol.*, 45: 301–304.
- KOZŁOWSKA A. 2000 — Diagenetic minerals in the Carboniferous sandstones in the Lublin Graben. *Pol. Tow. Min., Pr. Spec.*, 17: 192–194.
- KOZŁOWSKA A. 2002 — Diagenetyzacja piaskowców górnego karbonu w północno-zachodniej części rowu lubelskiego. *Praca doktorska. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- KOZŁOWSKA A. 2004 — Diagenetyzacja piaskowców górnego karbonu na pograniczu rowu lubelskiego i bloku warszawskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 411.
- MAĆKOWSKI T. 1997 — Dwuwymiarowe modelowanie procesów generowania, migracji i akumulacji węglowodorów z zastosowaniem stacji interpretacyjnej LANDMARK. [W:] Kotarba M. (ed.) — Potencjał węglowodorowy utworów paleozoiku w rejonie Mełgiew–Maciejowice i Kock–Żelechów oraz wyznaczenie optymalnych stref akumulacji. *Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków, cz. V*: 1–47.
- 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.
- NARKIEWICZ K., GROTEK I. & MATYJA H. 1998a — Dojrzałość termiczna materii organicznej w utworach górnokarbońskich obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 235–244.
- NARKIEWICZ M., POPRAWA P., LIPIEC M., MATYJA H. & MIŁACZEWSKI L. 1998b — Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 31–49.
- POPRAWA P. 1997 — Late Permian to Tertiary dynamics of the Polish Trough. *Terra Nostra*, 97/11: 104–109.
- POPRAWA P., GROTEK I., WAGNER M. & MATYJA H. 2002 — Fanerozoiczna historia termiczna polskiego segmentu strefy szwu transeuropejskiego — obecny stan badań w projekcie PAP. *Prz. Geol.*, 50: 1219–1220.
- PORZYCKI J. 1988 — Charakterystyka litologiczno-sedymentologiczna karbonu. [W:] Dembowski Z. & Porzycki J. (ed.) — Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, 122: 40–76.
- POŻARYŃSKI W. & DEMBOWSKI Z. 1983 — Mapa geologiczna Polski i krajów sąsiednich. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- REZAEI M. R. & SCHULZ-ROJAHN J. P. 1998 — Application of quantitative back-scattered electron image analysis in isotope interpretation of siderite cement: Tirrawarra sandstone, Cooper Basin, Australia. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, 26: 461–481.
- ROEDDER E. 1984 — Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12: 1–644.
- SKOMPSKI S., 1996 — Stratigraphic position and facies significance of the limestone bands in the subsurface Carboniferous succession of the Lublin Upland. *Acta Geol. Pol.*, 46: 171–268.
- WAKSMUNDZKA M.I. 1998 — Architektura depozycyjna basenu karbońskiego Lubelszczyzny. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 89–100.
- WAKSMUNDZKA M.I. & KOZŁOWSKA A. 2000 — Wpływ wykształcenia fałdalnego i diagenetyzacji piaskowców górnego karbonu na ich właściwości zbiornikowe w północno-zachodniej i centralnej części rowu lubelskiego. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- WYGRALA B.P. 1989 — Integrated study of an oil field in the southern Po Basin, northern Italy. *Berichte der Kernforschungsanlage Jülich*, 2313: 217.
- ŻELICHOWSKI A.M. 1977 — Utwory karbonu w podłożu pogranicza niecki warszawskiej i lubelskiej. *Kwart. Geol.*, 21: 884–885.
- ŻELICHOWSKI A.M. 1987 — Development of the Carboniferous of the SW margin of the East-European Platform in Poland. *Prz. Geol.*, 35: 230–237.
- ŻELICHOWSKI A. M. & PORZYCKI J. 1983 — Mapa strukturalno-geologiczna bez utworów młodszych od karbonu. [W:] Żelichowski A. M. & Kozłowski S. (red.) — Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. *Inst. Geol. Warszawa*.
- ŻYWIECKI M. 2003 — Diagenetyzacja karbońskich skał klastycznych i etapy powstania złoża gazu ziemnego i ropy naftowej Stężycza, zachodnia część basenu lubelskiego. *Praca doktorska. Archiwum Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego*.
- ŻYWIECKI M. & POPRAWA P. 2002 — Devonian-Carboniferous Facies Development as a Result of the Basin Tectonic Deformation Stages, Central Part of Lublin Basin (SE Poland). *Abstracts. AAPG Ann. Meet., Houston, Texas, A-198*.

Diageneza klastycznych utworów karbońskich w obszarze mazowieckim oraz północnej części obszaru lubelskiego na tle ich historii pogrążeniowo-termicznej — patrz. str. 491



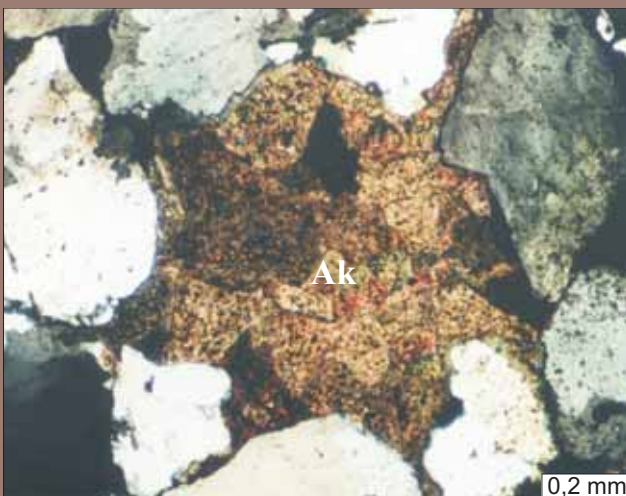
Ryc. 3a. Obwódki regeneracyjne kwarcu autigenicznego (strzałki) na ziarnie kwarcu (Qd). Próbkę impregnowano niebieską żywicą. Otwór Magnuszew IG 1, głęb. 2470,5 m, bez analizatora

Fig. 3a. The authigenic quartz overgrowths (arrows) on quartz grain (Qd). Rock impregnated with blue-stained resin. Borehole Magnuszew IG 1, depth 2470,5 m, without analyser



Ryc. 3b. Inkluzje dwufazowe (strzałki) na granicy kwarcu detrytycznego (Qd) i autigenicznego (Qa). Otwór Nadarzyn IG 1, głęb. 3463,4, bez analizatora

Fig. 3b. Two phase inclusions (arrows) on boundary between detrital (Qd) and authigenic (Qa) quartz. Borehole Nadarzyn IG 1, depth 3463,4 m, without analyser



Ryc. 4. Cement ankerytowy w arenicie kwarcowym. Otwór Magnuszew IG 1, głęb. 2220,0 m, nikole skrzyżowane
Fig. 4. Ankerite cement in quartz arenite. Borehole Magnuszew IG 1, depth 2220,0 m, crossed polars



Ryc. 5. Illit włóknisty w przestrzeni porowej piaskowca. Obraz SEM. Otwór Korabiewice PIG 1, głęb. 4383,3 m
Fig. 5. Fibrous illite in the sandstone pore space. SEM image. Borehole Korabiewice PIG 1, depth 4383,3 m