

EWOLUCJA STOPNIA UWĘGLENIA UTWORÓW GÓRNOKARBŃSKICH W OBSZARZE GÓRNICZYM „JANINA” W LIBIĄŻU WE WSCHODNIEJ CZĘŚCI GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO (GZW)

Coalification history of the Upper Carboniferous sediments in the mining area “Janina” in Libiąż (eastern part of the Upper Silesian Coal Basin)

Dariusz BOTOR

*Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska
Katedra Geologii Złożowej i Górniczej;
30-059 Kraków al. Mickiewicza 30;
e-mail: botor@agh.edu.pl*

Abstract: Maturity modelling of the Upper Carboniferous sediments has been performed in order to explain the coalification history. Assuming 2000 m eroded overburden of the post-Stephanian sandstones paleoheat flow was 51 mW/m² in the latest Carboniferous time. The major coalification processes were likely occurred in the latest Carboniferous, and later a Mesozoic overprinting likely due to fluid migration was not significant for the organic matter maturity.

Key words: Upper Silesia Coal Basin, coalification, maturity modelling

Słowa kluczowe: Górnośląskie Zagłębie Węglowe, uwęglenie, modelowanie dojrzałości termicznej

WSTĘP

Historia uwęglenia pokładów węgla kamiennego uwarunkowana jest ewolucją termiczną danego basenu sedymentacyjnego, która jest bezpośrednio związana i uzależniona od jego rozwoju geologicznego. Dlatego też odwzorowania termicznej dojrzałości substancji organicznej (stopnia uwęglenia) są wprost proporcjonalne do krzywych pogrążania analizowanego profilu litostratygraficznego i transportu ciepła przez ośrodek skalny (zob. Yalcin *et al.* 1997, Botor & Kosakowski 2000). Celem niniejszej pracy była próba określenia warunków paleotermicznych uwęglenia utworów produktywnych górnego karbonu w rejonie OG „Janina” w Libiążu, we wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW). Ewolucja paleotermiczna GZW nadal budzi liczne kontrowersje i szereg kwestii nie zostało dotychczas wyjaśnionych (m.in. Belka 1993, Środoń 1995, Kotas 2001, Botor *et al.* 2004, Poprawa *et al.* 2006, Środoń *et al.* 2006).

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ GZW

GZW jest jednostką platformy paleozoicznej, która uległa konsolidacji głównie podczas orogenezy kaledońskiej i waryscyjskiej (Kotas 1982, 1985, Buła *et al.* 2008). Utwory górnego karbonu rozwinięte są w zapadlisku morawsko-śląskiej strefy fałdowej waryscydów na sztywnym masywie o konsolidacji prekambryjskiej lub prekaledońskiej, zwanym blokiem górnośląskim (Bukowy 1982, Buła *et al.* 2008). Tektogeneza GZW jest końcowym efektem zamykania się basenu morawsko-śląskiego (Kotas 1985). Osady karbonu produktywnego uważane są za wypełnienie basenu molasowego waryscydów (m.in. Kotas 1982, Kotas *et al.* 1994). W profilu utworów górnokarbońskich wyróżniane są cztery główne jednostki litostratygraficzne: seria paraliczna (namur A), górnośląska seria piaskowcowa (namur B, C), seria mułowcowa (westfal A, dln. B) i krakowska seria piaskowcowa (westfal grn. B, także C, D) (Kotas 1982, 1985, Kotas *et al.* 1994). Na węglonośnych utworach namuru i westfalu leżą osady młodsze reprezentowane przez skały górnego stefanu (arkoza kwaczalska) – znane jedynie ze wschodniej części GZW. Dolny perm reprezentowany jest przez utwory czerwonego spągowca wykształcone jako zlepieńce myślachowickie, martwicę karniowicką i tufy filipowickie. Na wschodnich krańcach zapadliska górnośląskiego występują też intruzje skał magmowych (m.in. Harańczyk 1989). Utwory mezozoiku reprezentowane są przez trias, a lokalnie jurę dolną, brak jest natomiast wyższych ogniw jury i całej kredy. Kenozoik reprezentowany jest przez osady miocenu, plejstocenu i holocenu (Kotas 1982).

METODYKA BADAŃ

W ramach niniejszej pracy przeprowadzono modelowania stopnia uwęglenia za pomocą programu komputerowego PetroMod™ (IES GmbH, Aachen, Niemcy) w reprezentatywnym dla obszaru górniczego „Janina” profilu litostratygraficznym wiercenia Chełmek IG-1. Podstawowym parametrem wykorzystanym do tworzenia modelu uwęglenia i jego kalibracji była średnia refleksyjność wityrnytu (% R^o). Do rekonstrukcji pograżania i subsydencji osadów GZW wykorzystano metodę backstrippingu z uwzględnieniem poprawek na dekompakcję osadów (Baldwin & Butler 1985, Yalcin *et al.* 1997). Modele kalibrowano refleksyjnością wityrnytu stosując algorytm według Sweeneya & Burnhama (1990). Szersze omówienie zastosowanej metodyki modelowań stopnia uwęglenia podają Botor & Kosakowski (2000).

WYNIKI BADAŃ I ICH DYSKUSJA

Współczesne wartości strumienia ciepłego w utworach górnego karbonu GZW wahają się w przedziale 50÷90 mW/m² (m.in. Karwasiecka 1996) rosnąc w kierunku zachodnim. W odwiercie Chełmek IG-1 średnią wartość strumienia ciepłego obliczono na podstawie określonych temperatur formacyjnych (Karwasiecka 1996). Wynosi ona 51 mW/m² (Fig. 1A). Współczesne dane temperaturowe mogą być używane do kalibracji historii termicznej jedynie najmłodszego okresu historii basenu sedymentacyjnego. W przypadkach, gdy miało miejsce wypiętrzenie basenu i następnie wychładzanie, tak jak w GZW, współczesne temperatury mają

ograniczone zastosowanie dla kalibracji modeli w odniesieniu do trendów stopnia uwęglenia i oceny paleostrumienia ciepłego w starszych okresach geologicznych, gdyż uwęglenie jest kontrolowane głównie przez warunki podczas głębokiego pograżenia, a nie przez parametry najmłodszego okresu w rozwoju geologicznym (m.in. Jassop 1990, Yalcin *et al.* 1997), szczególnie gdy tak jak w przypadku GZW, stopień uwęglenia na danych głębokościach jest wyższy niż powinien być przy obecnie występujących temperaturach. Tektoniczna pozycja GZW narzuca analogię do innych tego typu zapadlisk, w których występuje pogrubiona skorupa kontynentalna, a strumień ciepły wynosi średnio od 45 do 80 mW/m² (m.in. Jassop 1990). Zatem skorupa kontynentalna w GZW musiała posiadać podobne cechy. Przy założeniu, że litologia zerodowanych warstw górnokarbońskich była zbliżona do utworów niezerodowanych, można również przyjąć, że wartości gradientu geotermicznego i strumienia ciepłego były podobne. Biorąc pod uwagę niski gradient R⁰ w otworze wiertniczym Chełmek IG-1, to odpowiadający mu paleogradient geotermiczny, i tym samym paleostrumień ciepły również były stosunkowo niskie, takie jak np. obliczone w niniejszych modelowaniach. Ponadto istniejące informacje nie wskazują też na intensywny rozwój procesów magmatycznych na omawianym obszarze górniczym „Janina”. Występują tam jedynie tonsteiny (Lipiarski 2008). Zatem, paleostrumień ciepły w omawianym obszarze nie mógł być wysoki, co również podkreśla Kotas (2001), który postulował, że okres karboński cechował się niskim strumieniem ciepłym, który następnie wzrastał (w czasie bliżej nieokreślonych procesów ryftingu) między triasem a mioceniem, co odzwierciedlałoby się w profilach R⁰. Poprawną kalibrację modelu uzyskano przyjmując karbońsko-permski paleostrumień ciepły rzędu 54 mW/m², a więc zbliżony do współczesnego (Fig. 1B, C). Rekonstrukcja ewolucji termicznej musi wziąć pod uwagę zarówno zmiany strumienia ciepłego w czasie geologicznym, jak i pograżenie oraz erozję osadów karbonu wraz z nadkładem. Główne etapy rozwoju erozji w GZW przypadają na perm oraz okres od jury do końca paleogenu. Środoń (1995) i Belka (1993) oszacowali wielkość erozji osadów karbońskich na co najmniej 1200 m we wschodniej części GZW i ponad 3000 m w części zachodniej, zakładając maksymalne paleotemperature związane z największym pograżeniem osadów u schyłku karbonu oraz współczesny gradient geotermiczny (około 30°C/km).

Zadawalającą kalibrację modelu Chełmek IG-1 uzyskano dla wartości erozji postefańskiej rzędu 1500 m przy paleostrumieniu ciepłym rzędu 54 mW/m² w okresie maksymalnego pograżenia (Fig. 1B, C). Istotna jednak jest zarówno sama wielkość erozji, jak i litologia zerodowanych warstw. Ekstremalne różnice w przyjętych typach litologicznych (Blackwell & Steel 1989) mogą prowadzić do znacznych różnic w rekonstrukcji paleotermicznej (Fig. 1B–D). Szczególnie węglonośne warstwy górnokarbońskie GZW różnią się w swoich własnościach petrofizycznych od czysto klastycznych serii pozbawionych pokładów węgla (zob. Chmura 1968, Plewa 1994). W niniejszej pracy wykorzystano wartości przewodności ciepłej z pomiarów laboratoryjnych (Chmura 1968, Plewa 1994) dobierając odpowiednie typy litologiczne dla poszczególnych utworów wschodniej części GZW. Po osiągnięciu poprawnej kalibracji modelu, badano także wrażliwość modeli na zmiany najważniejszych parametrów wejściowych (Fig. 1B–E). Zmieniając litologię zerodowanych warstw stefanu z 50% iłowców i 50% piaskowców (Fig. 1B–C) na 100% piaskowców (Fig. 1D), która wydaje się być bardziej prawdopodobna z uwagi na skład litologiczny arkozy kwaczalskiej, otrzymano wartość erozji postefańskiej rzędu 2250 m.

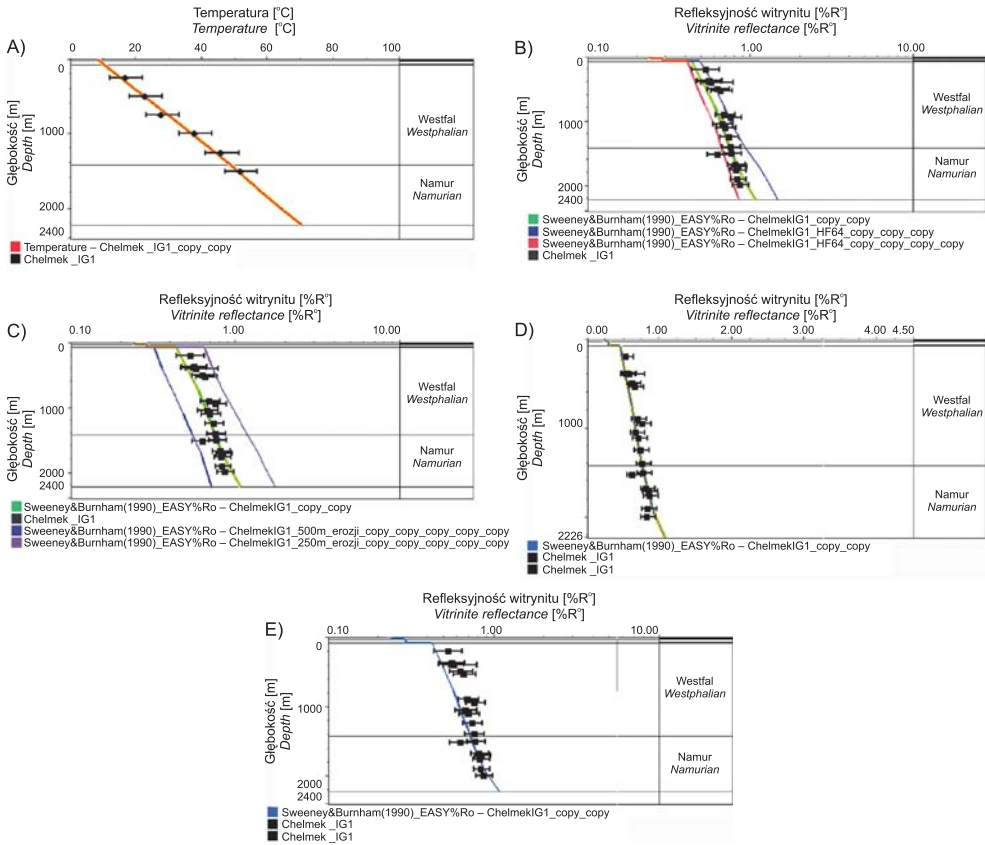


Fig. 1. Kalibracja modelu dla profilu litostratygraficznego ChelmeK IG-1 (dalsze objaśnienia w tekście): A) współczesny strumień ciepły 51 mW/m^2 prawidłowo wyznacza temperatury w profilu tego otworu wiertniczego, przy założeniu przewodności cieplnej typowej dla składu litologicznego tego otworu; B) karbońsko-permski paleostrumień ciepły 54 mW/m^2 i erozja 1500 m osadów stefanu (wyszczałonych w 50% z piaskowców i 50% z iłowców, dla porównania pokazano modele wartości o 10 mW/m^2 większej lub mniejszej); C) ten sam model jak (b) (dla porównania pokazano modele o wartościach erozji 500 m większej i mniejszej); D) zmiana litologii zerodowanych osadów poststefańskich na 100% piaskowców pozwala na kalibrację wartości erozji osadów stefanu 2250 m przy paleostrumieniu ciepłym 54 mW/m^2 ; E) preferowany model końcowy zakłada stały strumień ciepły wynoszący 51 mW/m^2 i 2000 m erozji pokarbońskiej (litolgię zerodowanego stefanu przyjęto na 100% piaskowców). Na przełomie triasu i jury ($200 \div 230 \text{ Ma}$) wprowadzono zdarzenie termiczne poprzez podwyższenie wartości strumienia ciepłego do 90 mW/m^2

Fig. 1. Model calibration ChelmeK IG-1 (further explanations in the text): A) present-day heat flow 51 mW/m^2 allows for correct determination temperature in the borehole ChelmeK IG-1 taking into account typical thermal conductivity of the lithological sequence; B) Carboniferous-Permian paleoheat flow 54 mW/m^2 and 1500m post-Stephanian erosion (50% sandstones and 50% shales, for comparison models with paleoheat flow 10 mW/m^2 higher or lower, respectively, has been shown); C) the same model like (b), but for the comparison models with erosion 500 m higher or lower, respectively, has been shown; D) change in lithology of the eroded sediments into 100% sandstones has given 2250 m post-Stephanian erosion and paleoheat flow 54 mW/m^2 ; E) the final model (preferred) was assumed 2000 m post-Stephanian sandstone erosion and constant paleoheat flow 51 mW/m^2 , but with rapid increase in period Late Trassic to Early Jurassic ($200 \div 230 \text{ Ma}$) to the value 90 mW/m^2

Wzrost pograżenia węglonośnych osadów namuru i westfalu jest największy bezpośrednio po depozycji tych osadów, prowadząc do osiągnięcia maksymalnego pograżenia na przełomie karbonu i permu (Fig. 2). Późniejsze etapy pograżania w triasie (o 100÷150 m) i w miocenie (100÷200 m) nie miały już żadnego wpływu na wzrost paleotemperatur i ewolucję uwęglenia w osadach karbońskich. Obliczone wartości średniej refleksyjności wityryny wzrastają aż do maksymalnego wzrostu paleotemperatur, który mógł nastąpić albo na przełomie karbonu i permu, albo w mezozoiku. Temperatury formacyjne osiągnięte później są zbyt niskie, aby mógł nastąpić dalszy znaczący wzrost uwęglenia substancji organicznej (Fig. 2). Maksymalne paleotemperature obliczone dla spągu namuru w otworze Chełmek IG-1 wyniosły około 141°C, natomiast dla spągu westfalu 115°C (Fig. 2).

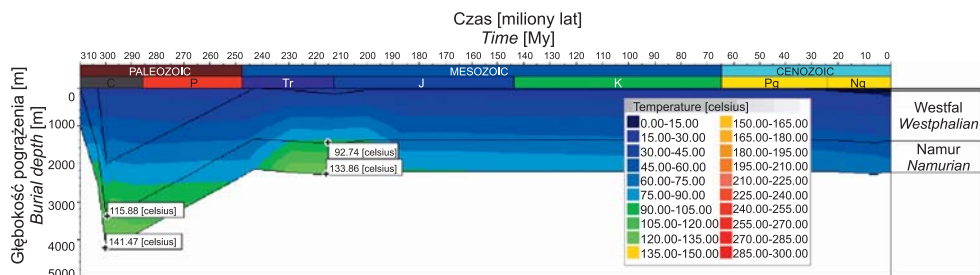


Fig. 2. Krzywe pograżania dla profilu Chełmek IG-1 wraz z ewolucją paleotermiczną dla modelu z figury 1e

Fig. 2. Burial and thermal history in the Chełmek IG-1 for the calibration from figure 1e

W ostatnich latach wyrażany jest też pogląd, iż uwęglenie w GZW miało charakter wieloetapowy. Oprócz waryscyjskiego przegrzania miało miejsce także późniejsze, postwaryscyjskie (prawdopodobnie mezozoiczne) (m.in. Kotas *et al.* 1994, Kotas 2001, Środoń *et al.* 2006). W celu przetestowania takiej opcji rozwoju paleotermicznego wykonano modelowania przy założeniu przegrzania mezozoicznego, które symulowano poprzez podniesienie wartości strumienia ciepłego na przełomie triasu i jury (200÷230 Ma) (Fig. 1E). Ten okres wybrano biorąc pod uwagę wyniki datowań geochronologicznych utworów karbońskich GZW (Botor *et al.* 2004, Środoń *et al.* 2006), sugerujące możliwość środkowo-mezozoicznego zdarzenia termicznego. Datowania illitów metodą K/Ar (Środoń *et al.* 2006) oraz interpretacja pomiarów uwęglenia pokładów węgla (Kotas *et al.* 1994, Kotas 2001) świadczą o wielofazowym rozwoju paleogeotermicznym GZW. Szczególnie we wschodniej i północnej części basenu prawdopodobnie zaznaczyły się zjawiska pozwalające sądzić, że GZW podlegało pewnemu „podgrzaniu” na etapie postwaryscyjskim. Daty K/Ar (Środoń *et al.* 2006) z zachodu na wschód stają się coraz młodsze. Na wschód od linii Katowice – Oświęcim są one triasowe do wczesno-jurajskich (180÷200 milionów lat). Byłyby zatem świadectwem wzmożonej aktywności tektonicznej i/lub hydrotermalnej w mezozoiku.

Uzyskane wyniki datowań trakowych (275÷103 milionów lat) i helowych (144÷108 milionów lat) sugerują, że utwory karbońskie GZW mogły osiągnąć maksymalne wartości paleotemperatur już w okresie karbońsko-permskim w zachodniej i centralnej części GZW, natomiast we wczesnym mezozoiku we wschodniej części GZW (Botor *et al.* 2004). Pomierzone daty trakowe i helowe nie są jedynie efektem wolnego postinwersyjnego (postwary-

scyjskiego) wychładzania, ale mogły być spowodowane późniejszym powtórnym podgrzaniem utworów karbońskich. We wschodniej i północnej części GZW, w utworach środkowotriasowych występują złoża siarczków cynku i ołowiu, które powstały prawdopodobnie na przełomie triasu i jury (m.in. Sass-Gustkiewicz & Dżułyński 1998), chociaż ostatnie datowania siarczków z tych złóż (Heijlen *et al.* 2003) sugerują wczesnokredowy wiek mineralizacji. Powyższe dane sugerują, że przynajmniej w północno-wschodniej części GZW w okresie mezozoicznym nastąpiło pewne zdarzenie termiczne, uwarunkowane procesami ekstensyjnymi i/lub procesami migracji gorących roztworów. Dlatego wykonano dalsze modelowania zarówno dla zmiennego, jak i dla stałego strumienia ciepłego, przy różnych wartościach paleostrumienia ciepłego, w celu przetestowania ewentualnego mezozoicznego zdarzenia termicznego, uzyskując poprawną kalibrację modelu przy 2000 m erozji piaskowców stefanu i wartości paleostrumienia ciepłego okresie triasowo-jurajskim (200÷230 milionów lat) 90 mW/m^2 (Fig. 1E). Model taki wyznacza paleotemperatury w utworach karbońskich zbliżone do modelu waryscyjskiego (Fig. 2). Pozwala to przypuszczać, że przegazanie mezozoiczne postulowane przez Kotasa (2001) i Środonia *et al.* (2006), a także uznawane jako opcja przez Batora *et al.* (2004) było możliwe z punktu widzenia powyższej analizy paleotermicznej stopnia uwęglenia wschodniego fragmentu basenu karbońskiego. Ponieważ zakres paleotemperatur mezozoicznych był zbliżony do waryscyjskich, to koncepcja mezozoicznego zdarzenia termicznego nie jest sprzeczna z poglądem, iż głównym okresem uwęglenia był najwyższy karbon (Fig. 3). A geochronologiczne daty mezozoiczne świadczą jedynie o ostatnim występowaniu maksymalnych (lub zbliżonych do nich) paleotemperatur, podczas gdy uwęglenie zasadniczo nastąpiło już podczas pierwszego okresu występowania tego przedziału paleotemperatur w najwyższym karbonie. Głównym czynnikiem wzrostu stopnia przeobrażenia substancji organicznej w osadach górnokarbońskich rejonu Chełmek IG-1 było znaczne pograżenie osadów związane z szybką subsydemcją basenu, raczej w warunkach umiarkowanego strumienia ciepłego, w późnym karbonie. Na ten stopień uwęglenia mogły nałożyć się procesy transportu ciepła spowodowane migracją gorących roztworów, które biorąc pod uwagę obecność stref zmineralizowanych w GZW i jego obrzeżu już w utworach dewońskich i karbońskich oraz środkowotriasowych (Kurek 1988, Sass-Gustkiewicz & Dżułyński 1998), mogły krążyć zarówno w późnym paleozoiku, jaki i mezozoiku. Poprawa *et al.* (2006) na podstawie modelowań stopnia uwęglenia w 15 profilach z całego obszaru GZW stwierdzili, że dojrzałość termiczna osadów karbońskich nie odzwierciedla bezpośrednio ani paleopograżenia ani paleogradientu geotermicznego. Odtworzone wartości tych parametrów wykazują brak wyraźnych prawidłowości lateralnego rozkładu i niekiedy duże różnice między blisko położonymi profilami. Obliczone wielkości erozji wydają się być znacznie zawyżone w stosunku do ocen z analizy lateralnych zmian miąższościowych osadów górnokarbońskich. Autorzy ci postulują, iż podstawowe znaczenie dla ukształtowania się stopnia uwęglenia w osadach karbońskich miała migracja gorących roztworów w późnym karbonie, sugerowana już wcześniej przez Jurę (2002). Na tym tle nie da się obecnie jednoznacznie rozdzielić poszczególnych składowych mogących mieć wpływ na obecnie mierzony poziom uwęglenia osadów karbońskich, gdyż możliwe były co najmniej dwa impulsy migracji gorących roztworów: późnokarboński oraz mezozoiczny. Obecny poziom uwęglenia został uzyskany najprawdopodobniej w najwyższym karbonie około, 300 milionów lat temu, a procesy związane z mezozoicznym zdarzeniem termicznym jedynie w bardzo niewielkim stopniu wpłynęły na uwęglenie (Fig. 3).

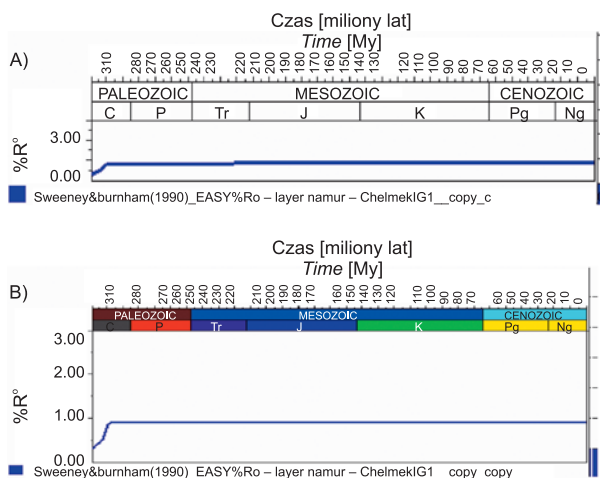


Fig. 3. A) ewolucja stopnia uwęglenia dla spągu namuru w profilu Chełmek IG-1 dla modelu z figury 1e. Ewentualne dowęglenie środkowomezozoiczne jest minimalne i nie odgrywa ilościowo istotnej roli; B) ewolucja stopnia uwęglenia dla spągu namuru w profilu Chełmek IG-1 dla modelu z figury 1b

Fig. 3. A) organic maturity development in the bottom of the Namurian in the Chełmek IG-1 for the calibration from figure 1e. Mid-Mesozoic coalification is negligible; B) organic maturity development in the bottom of the Namurian in the Chełmek IG-1 for the calibration from figure 1b

PODSUMOWANIE I WNIOSKI KOŃCOWE

W odwiercie Chełmek IG-1 dla zrekonstruowanego profilu litostratygraficznego, przy założeniu 2000 metrów erozji post-stefańskich piaskowcowych utworów, wielkość paleostrumienia ciepłego w późnym karbonie wynosiła 51 mW/m². Powyższa wielkość odpowiada współczesnej wartości strumienia ciepłego. Obecny poziom uwęglenia został uzyskany najprawdopodobniej w najwyższym karbonie około 300 milionów lat temu, a procesy ektenzji i/lub hydrotermalne związane z mezozoicznym zdarzeniem termicznym (w trakcie którego paleostrumień ciepły mógł wzrosnąć lokalnie do 90 mW/m²), jedynie w bardzo niewielkim stopniu wpłynęły na uwęglenie, przypuszczalnie ze względu na brak znacznego podniesienia temperatury powyżej wartości osiągniętych już z końcem karbonu.

Dziękuję recenzentowi Prof. M. Wagnerowi za wnikliwe i użyteczne uwagi. Powyższe badania były dofinansowane w ramach prac statutowych KGZiG AGH nr 11.11.140.562.

Praca była prezentowana na Sesji Naukowej organizowanej przez Katedrę Mineralogii, Petrografii i Geochemii pt. „90 lat Katedry Mineralogii, Petrografii i Geochemii w AGH”.

LITERATURA

Baldwin B., Butler C.O., 1985. Compaction curves. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69, 622–626.

- Blackwell D.D. & Steele J.L., 1989. Thermal conductivity of sedimentary rocks: measurement and significance, W: Naeser N.D. & McCulloh T.H. (eds), *Thermal history of sedimentary basins – methods and case histories*, Springer, New York, 13–36.
- Belka Z., 1993. Thermal and burial history of the Cracow-Silesia region (southern Poland) assessed by conodont analysis. *Tectonophysics*, 227, 161–190.
- Botor D. & Kosakowski P., 2000. Zastosowanie modeli numerycznych do rekonstrukcji procesów generowania węglowodorów i oceny paleotemperatur. *Przegląd Geologiczny*, 48, 2, 154–161.
- Botor D., Stuart F.M., Carter A., 2004. Apatite fission track and (U-Th)/He thermochronology of the Carboniferous of the Upper Silesia Coal Basin, Poland. *Proc. of the VIII International Conference Methods of Absolute Chronology*, Ustroń 17–19 May 2004.
- Bukowy S., 1982. Problemy budowy paleozoiku regionu śląsko-krakowskiego. *Przewodnik LIV Zjazdu PTG*, 7–26.
- Buła Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 171, 1–69.
- Buła Z., Żaba J., Habryn R., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). *Przegląd Geologiczny*, 56, 912–920.
- Chmura K., 1968. Przewodność cieplna skał górnośląskiego karbonu. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej – Górnictwo*, 36, 20–49.
- Heijlen W., Muchez P., Banks D.A., Schneider J., Kucha H., Keppens E., 2003. Carbonate-hosted Zn-Pb deposits in Upper Silesia, Poland: Origin and evolution of mineralizing fluids and constraints on genetic models. *Economic Geology*, 98, 911–932.
- Harańczyk 1989. Wulkanizm rejonu Krzeszowic. *Przewodnik 60 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków*, 14–16.09.1989, 51–71.
- Jessop A.M., 1990. *Thermal Geophysics*. Elsevier, Amsterdam, 1–307.
- Jura D., 2002. Coalification of the coals in the Upper Silesia Coal Basin as a result of hot thermal fluid migration. *Documenta Geonica*, Ostrava, 17, 95–105.
- Karwasiecka M., 1996. *Atlas Geotermiczny GZW*. Wydawnictwa Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- Kotas A., 1982. Zarys budowy geologicznej GZW. *Przewodnik LIV Zjazdu PTG*, 45–72.
- Kotas A., 1985. Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). 10 Congress of International Stratigraphy and Geology Carboniferous, Madrid, 1983. *Comptue Rendue*, 3, 459–469.
- Kotas A. (Ed.), 1994. Coal-bed methane potential of the Upper Silesian Basin, Poland. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, CXLII, 1–76.
- Kotas A., 2001. Niektóre aspekty interpretacji gradientów dojrzałości termicznej osadów karbońskich GZW. *Materiały XXIV Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski*. UWND AGH, Kraków, 45–51.
- Kurek S., 1988. Zn-Pb mineralization in Upper Paleozoic strata of the NE part of the Upper Silesia Coal-Basin. *Przegląd Geologiczny*, 36, 7, 396–401.
- Lipiarski I., 2008. Nowe dane o tonsteinach krakowskiej serii piaskowcowej w rejonie Jaworzna i Libiąża w GZW. *Materiały XXXI Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski*. UWND AGH, Kraków, 53–58.

- Plewa S., 1994. *Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski*. Wydawnictwo Centrum Podstawowych Problemów Gospodarowania Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków, 1–137.
- Poprawa P., Buła Z., Jurczak-Drabek A., 2006. Historia termiczna NE części basenu morawsko-śląskiego (GZW): wstępne wyniki modelowania dojrzałości termicznej. *Materiały XXIX Symp. Geologia Formacji Węglonośnych Polski*, UWND AGH, Kraków, 105–113.
- Sass-Gustkiewicz M., Dżułyński S., 1998. On the origin of strata-bound Zn-Pb ores in the Upper Silesia, Poland. *Annaleas Societatis Geologorum Poloniae*, 68, 267–278.
- Sweeney J.J., Burnham A.K., 1990. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 1559–1570.
- Środoń J., Clauer N., Banaś M., Wójtowicz A., 2006. K-Ar evidence for a Mesozoic thermal event superimposed on burial diagenesis of the Upper Silesia Coal Basin. *Clay Minerals*, 41, 669–690.
- Środoń J., 1995. Reconstruction of maximum paleotemperatures at present erosional surface of the Upper Silesia Basin, based on the composition of illite/smectite in shales. *Studia Geologica Polonica*, 108, 9–22.
- Yalcin M.N., Littke R., Sachsenhofer R.F., 1997. Thermal history of sedimentary basins. W: Welte D.H., Horsfield B., Baker D.R. (eds), *Petroleum and Basin Evolution*, Springer-Verlag, Berlin, 71–168.