

Maria KARWASIECKA

Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Górnolśląski
41-200 Sosnowiec, ul. Królowej Jadwigi 1

KORELACJA WSPÓŁCZESNEGO POLA CIEPLNEGO Z POLEM UWĘGLENIA W OBSZARZE GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO

Streszczenie. Pole ciepłne w obszarze GZW jest heterogeniczne. Wartości strumienia ciepłnego Ziemi zmieniają się od 50 mW/m^2 do ponad 90 mW/m^2 . Średnia wartość strumienia obliczona dla 158 otworów wynosi $70,4 \pm 8,5 \text{ mW/m}^2$. Anomalie dodatnie strumienia ciepłnego towarzyszą równoleżnikowym strefom tektonicznym, których reaktywacja prawdopodobnie miała miejsce w fazach młodoalpejskich. W SW części GZW występuje dodatnia anomalia uwęglenia zaznaczająca się wysokim gradientem rzędu $0,8\% \text{ Ro/km}$.

RECENT THERMAL FIELD AND COALIFICATION FIELD CORRELATION IN THE AREA OF UPPER SILESIA COAL BASIN

Summary. Thermal field in the area of Upper Silesian Coal Basin (USCB) is of heterogeneous type. The values of heat flow vary from 50 mW/m^2 to above 90 mW/m^2 . The mean value of heat flow, counted for 158 boreholes, equal to $70.4 \pm 8.5 \text{ mW/m}^2$. The positive anomalies have been detected in neighbourhood of faults parallel to latitude and they are situated in the Źory – Jawiszowice zone and the Bzie-Dębina – Czechowice zone, where tectonotermic reactivation run during the early alpine orogenic phases. There is a positive anomaly of coalification SW USCB as well. The anomaly is characterized with high gradient of coalification ranks $0.8\% \text{ Ro/km}$.

1. Wprowadzenie

Badaniami objęto polską część Górnolśląskiego Zagłębia Węglowego. Przeanalizowano pełny profil litostratygraficzny karbonu węglonośnego, od górnej części namuru A do westfalu D.

Przedmiotem rozważań, w aspekcie oceny stopnia dojrzałości termicznej, były utwory fitogeniczne reprezentujące zakres uwęglenia według Międzynarodowej Klasyfikacji Węglu w Pokładzie ECE (Genewa 1993), od węgli parabitumicznych do paraantracytów, co

odpowiada wskaźnikom: Ro (refleksyjność wityrynytu) od 0,5% do 2,5%, V^{daf} (zawartość części lotnych w stanie suchym i bezpopiołowym) od 40% do 5%.

Czynniki kontrolującymi proces przeobrażenia materii organicznej (OM) są temperatura, czas efektywnego ogrzewania oraz ciśnienie. Dominująca rola temperatury jest bezsporna. Reakcje chemiczne prowadzące do przebudowy wewnątrzcząsteczkowej struktury OM możliwe są jedynie przy dostarczeniu do układu ciepła. Niedobór temperatury tylko w ograniczonym zakresie może być kompensowany efektywnym czasem grzania. Do chwili obecnej nie ma wśród badaczy jednoznacznej zgody, w jakim stopniu zachodzące reakcje są kontrolowane kinetycznie. Efekty działania ciśnienia i temperatury w trakcie naturalnej maturacji OM w złożu są kumulowane. Ciśnienie statyczne ma szczególnie istotne znaczenie w stadium diagenety i wczesnej katagenety. W następnych stadiach przeobrażenia wysokie ciśnienie działa hamująco.

Ponadto proces odtworzenia maksymalnych temperatur, jakim poddane były pograżane w historii geologicznej osady, utrudnia dodatkowo różna reaktywność poszczególnych składników OM, a także wpływ inhibitorów bądź katalizatorów. Dobrym wskaźnikiem maksymalnych temperatur, w jakich znalazły się sedymenty, jest wskaźnik Ro z uwagi na to, że standardowo jest on badany na ziarnach telokolinitu, a jego wskazania zostały skorelowane z innymi wskaźnikami, np. opartymi na zmianie barwy konodontów (CAI) i sporomorf (TAI). Skale paleotemperatur oparte na kalibracji Ro były wielokrotnie modyfikowane i są powszechnie wykorzystywane, pomimo istotnych ograniczeń i świadomości, że nie ma uniwersalnych skal właściwych dla wszystkich typów basenów [1, 3, 5, 6, 11, 16, 20, 25]. Poszczególne baseny charakteryzują się różną historią termiczną i na ogół muszą być opisane niestacjonarnym polem cieplnym. Zróżnicowana w czasie jest także historia ich pograżania wyrażająca się zmienną prędkością sedymentacji poszczególnych sekwencji litologiczno-stratygraficznych oraz różnym tempem erozji w okresach przerw sedymentacyjnych.

2. Metoda i dyskusja wyników badań

Współczesne pole cieplne scharakteryzowano w oparciu o pomiary temperatury wykonane w głębokich odwiertach (około 600 otworów z ciągłym pomiarem temperatury) oraz laboratoryjne pomiary własności cieplnych skał (3983 próby) pobranych z 20 otworów, z uwzględnieniem badań wykonanych w parametryczno-strukturalnych otworach PIG Sosnowiec. W wymienionych otworach równoległe z szerokim zakresem badań

geologicznych zostały wykonane badania geotermiczne (profilowania temperatury w warunkach ustalonej równowagi cieplnej i badania laboratoryjne własności ciepłych skał).

Pomiary temperatury realizowano termometrami elektrycznymi o dokładności $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$, przy zachowaniu zatrzymania otworu do czasu pomiaru średnio 120 h. Rzeczywisty błąd pomiaru temperatury górotworu jest znacznie większy i jest związany z obecnością dodatkowych bodźców termodynamicznych uruchomionych w procesie wiercenia.

Pomiary przewodności cieplnej skał były realizowane z wykorzystaniem metody stacjonarnej oraz z zastosowaniem wzorców kryształu kwarcu wyciętych wzdłuż osi optycznych do kalibracji temperatury. Badania laboratoryjne zostały wykonane w Zakładzie Petrofizyki Przedsiębiorstwa Badań Geofizycznych (PBG) w Warszawie. Próby przed wykonaniem pomiaru były suszone do stałej wagi w suszarce próżniowej w temperaturze $105\text{--}110^{\circ}\text{C}$, następnie nasycone 5% roztworem soli NaCl.

Zweryfikowane ciągle pomiary temperatury zostały wykorzystane do opracowania map temperatur na poziomach od 0-1500 m p.p.m. oraz map gradientów geotermicznych w poszczególnych jednostkach litostratygraficznych [9]. Regionalny rozkład pola temperatur omówiono na przykładzie mapy skonstruowanej na poziomie 1250 m (rys. 1). Temperatury geotermiczne zmieniają się na tym poziomie w zakresie od 40°C do ponad 68°C , przyjmując średnią wartość $58,6\pm 5,0^{\circ}\text{C}$.

Przestrzenny rozkład izoterm wykazuje wyraźny trend obniżania wartości temperatur geotermicznych w kierunku z W na SE. Kierunek ten jest zgodny z kierunkiem redukcji miąższości poszczególnych jednostek litostratygraficznych karbonu węglonośnego.

Dodatnie anomalie pola temperatur występują w SW rejonach GZW, w sąsiedztwie stref uskokowych Żory – Jawiszowice i Bzie-Dębina – Czechowice oraz na północy w rejonie siodła głównego w sąsiedztwie uskoku kłodnickiego. Wspomniane strefy uskokowe o przebiegu subrównoleżnikowym są głęboko zakorzenione w podłożu bloku górnośląskiego, a ich reaktywacja miała miejsce w okresie orogenezy alpejskiej [15]. W świetle niektórych poglądów uskoki te wykazują aktywność do czasów współczesnych [24].

Poniżej głębokości bezpośrednich pomiarów temperatury górotworu mogą być efektywnie oszacowane w oparciu o wartości gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego Ziemi, które obliczono wykorzystując fenomenologiczne równaniu Fouriera

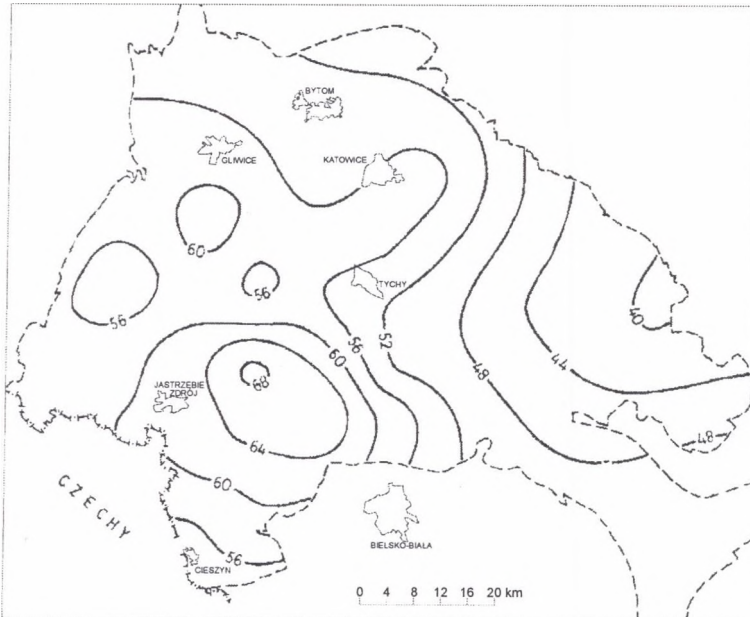
$$\vec{q} = -K * \overline{\text{gradT}}$$

gdzie:

q – wartość strumienia ciepłego [mW/m^2],

K – przewodność cieplna [$\text{W}/\text{m}^0\text{C}$],

gradT – pionowy gradient geotermiczny [$^0\text{C}/100 \text{ m}$].



Rys. 1. Mapa temperatur górotworu – poziom 1250 m p.p.m. (pole uśrednione)

Fig. 1. Map of formation temperature at the level of 1250 m b.s.l. (averaging field)

Gradient geotermiczny w profilu litostratygraficznym badanych odwiertów zmienia się w szerokich granicach od $2,0^0\text{C}/100 \text{ m}$ do ponad $4,5^0\text{C}/100 \text{ m}$, przyjmując średnią wartość $3,68 \pm 0,52^0\text{C}/100 \text{ m}$. Zdecydowanie niskie wartości, charakterystyczne dla krakowskiej serii piaskowcowej ($2,0^0\text{C}/100 \text{ m}$), mogą być objaśnione udziałem konwekcji w transporcie ciepła. W pozostałych starszych jednostkach litostratygraficznych karbonu gradient geotermiczny charakteryzuje się istotnie wyższymi średnimi wartościami ($3,4\text{--}3,9^0\text{C}/100 \text{ m}$). Relatywnie wysokie wartości związane są z podwyższonym udziałem zawartości utworów fitogenicznych oraz drobnoklastycznych.

Parametrem niezbędnym dla wyznaczenia wartości strumienia ciepłego oprócz gradientu geotermicznego jest cieplna przewodność właściwa skał, która charakteryzuje zdolność skał do przewodzenia energii cieplnej. W rzeczywistych ośrodkach skalnych

właściwa przewodność cieplna jest tensorem drugiego rzędu. Zasadnicze znaczenie dla tej oceny ma zdefiniowanie ekwiwalentnego modelu strukturalnego, który pozwoli na przyporządkowanie efektywnych wartości przewodności cieplnej na podstawie zbadanych dyskretnie parametrów. Wieloskładnikowy ośrodek skalny zastąpiono układem płasko-równoległych warstw reprezentowanych przez występujące w profilu litostratygraficznym litotypy skał. Poszczególnym wydzielonym warstwom przyporządkowano wartości przewodności cieplnej zmierzoną w warunkach laboratoryjnych bądź prognozowaną w oparciu o statystyczne opracowanie zebranej kolekcji skał [13]. Średnie wartości przewodności cieplnej skał otrzymane dla karbonu węglonośnego są zbieżne z wynikami badań uzyskanymi w czeskiej części zagłębia [18] i mieszczą się w zakresie wartości otrzymanych dla odpowiednich litotypów w trakcie badań w innych ośrodkach [4, 22, 23]. Dla podstawowych litotypów skał wyróżnianych w profilu litostratygraficznym karbonu węglonośnego odpowiednie wartości przewodności cieplnej wynoszą: piaskowce $3,16 \pm 0,66$ W/m²C, mułowce $2,18 \pm 0,45$ W/m²C, ilowce $1,82 \pm 0,42$ W/m²C. Ciepłą przewodność węgla przyjęto według danych literaturowych [4, 22]. Z wyników badań wymienionych autorów wynika, że średnia przewodność węgla zawiera się w przedziale 0,43 do 0,50 W/m²C.

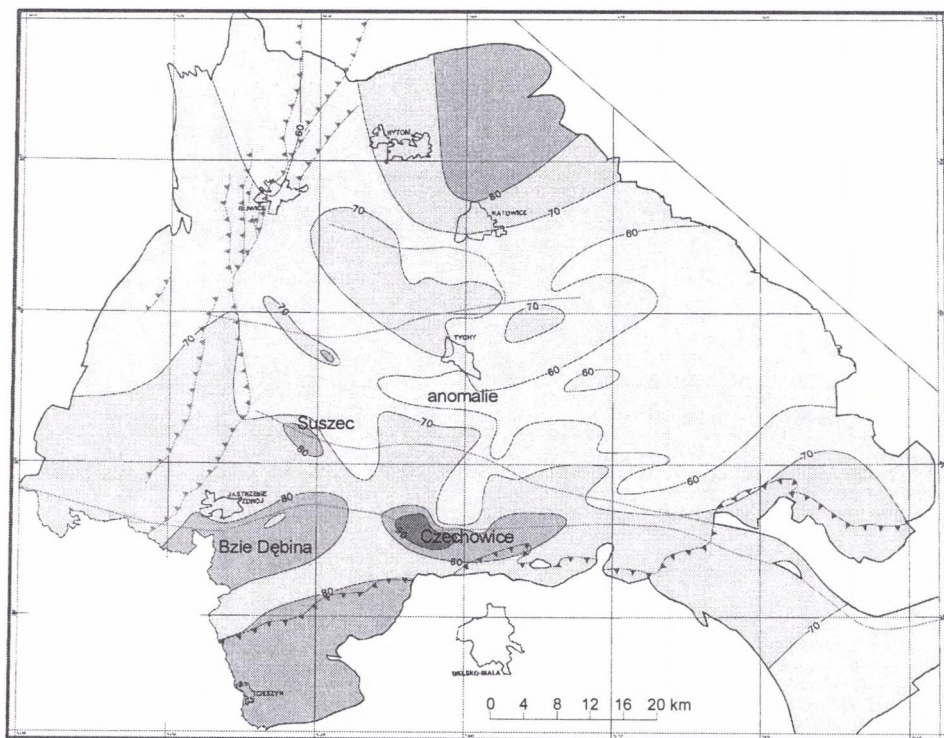
Dla modelu, w którym transport ciepła jest realizowany w kierunku prostopadłym do uwarstwienia, efektywna przewodność cieplna została obliczona jako średnia ważona harmoniczna ($1,96 \pm 0,26$ W/m²C), dla warunków kiedy transport ciepła jest realizowany w kierunku równoległym do uwarstwienia jako średnia ważona arytmetyczna ($2,37 \pm 0,27$ W/m²C). Obliczone wartości stanowią odpowiednio dolną i górną granicę efektywnej przewodności cieplnej skał dla ośrodków wieloskładnikowych.

Obliczenia gęstości strumienia cieplnego prowadzono przy założeniu, że transport ciepła ma miejsce w kierunku powierzchni Ziemi i jest realizowany na drodze kondukcji. Wyznaczona wartość gęstości strumienia cieplnego charakteryzuje jego składową pionową.

Analizę gęstości powierzchniowego strumienia cieplnego Ziemi w obszarze GZW opracowano na podstawie 158 otworów, w których pomiary temperatury zostały wykonane w warunkach quasi-stacjonarnych (średnia stójka 170 h) oraz wyników laboratoryjnych pomiarów własności cieplnych skał. Ocena gęstości strumienia cieplnego Ziemi w omawianym rejonie, dla 20 odwiertów, została wyznaczona w oparciu o wyniki badań gradientu geotermicznego i laboratoryjne pomiary właściwej przewodności cieplnej skał pobrane w profilu tego samego odwiertu. Dla pozostałych odwiertów wykorzystano wyniki

badania analizy statystycznej, w oparciu o które estymowano średnie wartości przewodności cieplnej dla odpowiednich litotypów skał.

Wartość gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego Ziemi zmienia się w obszarze GZW w szerokich granicach od 50 mW/m^2 do ponad 90 mW/m^2 , średnia wartość wynosi $70,4 \pm 8,5 \text{ mW/m}^2$. Wyraźna dodatnia anomalia występująca w rejonie południowo-zachodnim jest zbieżna z anomaliami pola temperatur na wszystkich analizowanych poziomach oraz polem jakości złóż węgla. W obrębie tej anomalii wyróżniono lokalne anomalie Suszecz, Bzia-Dębiny oraz Czechowice (rys. 2).



Rys.2. Mapa gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego [mW/m^2] na obszarze GZW. Elementy budowy geologicznej przyjęto wg Z. Buła, A. Kotas (red.) 1994

Fig.2. Map of heat flow density in the USC B isolines of heat flow density [mW/m^2]

Analizę zmienności stopnia dojrzałości termicznej OM w omawianym obszarze przeprowadzono głównie w oparciu o pomiary zdolności odbicia światła na ziarnach witrynytu - Ro wykonane dla prób węgla (4300 prób) pobranych z 151 otworów wiertniczych [7, 8].

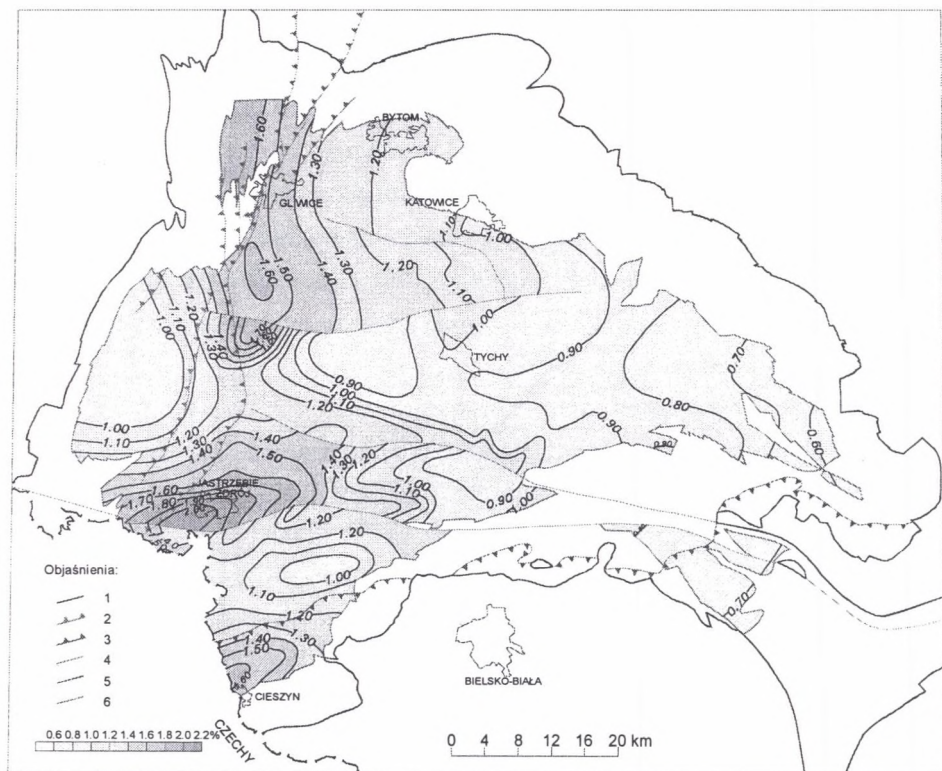
Już wizualna analiza pionowej zmienności R_o w profilu litostratygraficznym wskazuje, że niezbędne jest uwzględnienie załamania się obserwowanych trendów i to niezależnie od tego, czy R_o przedstawiamy w skali logarytmicznej czy też liniowej [8, 17].

Dla każdego z analizowanych otworów opracowano korelacyjne związki R_o z głębokością [10, 11, 12]. Obliczenia przeprowadzono z wykorzystaniem programu „*Statistica*”, w szczególności opcji estymacji regresji segmentowej. Otrzymane algorytmy charakteryzują się bardzo wysokimi współczynnikami dopasowania (powyżej 0,90), co pozwala na efektywne ich wykorzystanie do oznaczenia R_o na dowolnej głębokości oraz oszacowania wartości prognozowanej erozji.

Interpretację wyników badań oparto na założeniach, że:

- przeobrażenia termiczne OM, których dobrym markerem są wartości R_o , są procesami nieodwracalnymi. Stąd raz osiągnięte maksymalne temperatury są zachowane i „zapamiętane”,
- głównym, ale nie jedynym, czynnikiem odpowiedzialnym za wzrost temperatury jest głębokość pograżania. Te same temperatury geotermiczne występowały na różnych głębokościach przy różnej wartości paleostrumienia ciepłego,
- wartość temperatury w spagu badanej jednostki geologicznej zależy od własności cieplnych skał w nadkładzie. Szczególnie istotną rolę w tym aspekcie ma węglasobność profilu. Węgły charakteryzują się relatywnie niską przewodnością cieplną około $0,5 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ [4, 22]. W warunkach dużego tempa subsydencji ($V > 200 \text{ m/Ma}$), jaka ma miejsce zwłaszcza w NW części GZW, osady zdeponowane w spagu będą dodatkowo podgrzane z racji akumulacji ciepła,
- procesy diastroficzne związane z wyniesieniem przerywają przemiany termiczne, które mogą zostać ponownie wznowione wskutek wzrostu strumienia ciepłego. Stopień przeobrażenia OM zmienia się tylko w tym interwale głębokości, który znalazł się w odpowiednio wyższych temperaturach. Stropowa część profilu odzwierciedla zachowane ślady poprzedniej fazy,
- w profilu reprezentowanym przez taki sam typ skał charakterystyczną cechą transportowanego ku powierzchniowym warstwom ciepła jest stałe tempo wzrostu temperatury z głębokością.

Opracowane dla poszczególnych otworów wiertniczych algorytmy zmian refleksyjności wityritu R_o w funkcji głębokości zostały wykorzystane dla konstrukcji map na poziomach głębokościowych i stratygraficznych oraz map paleotemperatur [11]. Regionalny rozkład pola dojrzałości termicznej przedstawiono przykładowo na poziomie 1250 m p.p.m. (rys. 3).



Rys. 3. Mapa dojrzałości termicznej - poziom 1250 m p.p.m. Elementy budowy geologicznej przyjęto wg Z. Buła, A. Kotas (red.) 1994:

1 – wschodnie utworów karbonu węglonośnego na stropie paleozoiku, 2 – nasunięcia, 3 – północny zasięg fliszu karpackiego, 4 – uskoki, 5 – izoplety Ro [%], 6 – zasięg utworów karbonu węglonośnego na poziomie konstrukcji mapy

Fig. 3. Thermal maturity at the level of 1250 m b.s.l. of the USC B.

1 – exposures of the productive Carboniferous, 2 – boundary, 3 – boundary of the Carpathian overthrust, 4 – faults, 5 – isolines Ro [%], 6 – base of Carboniferous coal-bearing deposits at a level 1250 m b.s.l.

Dojrzałość termiczna na omawianym poziomie wyrażona poprzez refleksyjność wityritu zmienia się w zakresie od 0,61% Ro do 2,11% Ro, przyjmując średnio wartości $1,18 \pm 0,29\%$. Obserwujemy wyraźnie zaznaczony trend obniżania się stopnia dojrzałości termicznej w kierunku na południowy wschód i wschód. Obszar obniżonej dojrzałości termicznej koresponduje z centralną depresją niecki głównej. W kierunku na W ujemna anomalia przecina w poprzek brachysynklinę chwałowicką i jejkowicką oraz nasunięcia (orłowskie i michałkowicko-boguszowickie).

Zarówno od północy, jak i od południa wspomniana strefa relatywnie obniżonych wartości dojrzałości OM ograniczona jest dodatnimi anomaliami. Na południu jest to równoleżnikowy pas ciągnący się poprzez Jastrzębie – Pawłowice – Czechowice. W NE części GZW anomalia dodatnia rozciąga się od rejonu Dębieńska poprzez Szczygłowice do Gliwic. Rozciągłość anomalii przyjmuje kierunek NNE-SSW, a więc zgodny z rozciągłością struktur geologicznych w tym rejonie. Na synorogeniczny charakter uwęglenia wskazują wyniki badań anizotropii Ro [14, 21].

Uskoki równoleżnikowe przemieszczają pole dojrzałości termicznej, przy czym w skrzydłach wiszących obserwujemy wyższe uwęglenie. W obszarze występowania dodatnich anomalii pionowy gradient uwęglenia zmienia się od 0,4 do powyżej 0,8% Ro/km, obecność wysokich wartości gradientu pozwala domniemywać, że w tych obszarach był znacznie wyższy paleostrumień cieplny. Oszacowane wartości paleostrumienia odpowiedzialne za stan przeobrażenia termicznego OM przekraczają tu 120 mW/m².

Ujemną anomalię dojrzałości termicznej OM obserwujemy w SE podkarpackiej części GZW (Ro rzędu 0,7-0,8%), pomimo że utwory karbonu występują tu na głębokości 3000-5000 m. Współcześnie obserwowane temperatury geotermiczne w tej części GZW zmieniają się od 80°C do ponad 120°C i są to maksymalne temperatury, jakim sedymenty poddane były w historii geologicznej.

Wnioski

1. Współczesne pole cieplne jak również pole dojrzałości termicznej OM, w obszarze GZW, nie są homogeniczne. Rozpatrywane pola wyraźnie korelują ze sobą, wykazując generalnie trend wzrostu aktywności termicznej w kierunku z SE na NW i SW.
2. W znacznej części GZW dominuje postinwersyjne uwęglenie:
 - węgle o takim samym stopniu uwęglenia (izometamorficzne) występują w różnych jednostkach stratygraficznych,
 - węgle o takim samym stopniu uwęglenia występują niezależnie od miąższości znajdującego się nad nim nadkładu.
3. Dojrzałość materii organicznej została osiągnięta w różnym czasie geologicznym.
 - Obserwowany w SE części GZW niski stopień dojrzałości termicznej przy jednoczesnej obecności wysokich współczesnych temperatur (wynikających z pograżenia) pozwala

- domniamać, że aktualnie obserwowane temperatury są maksymalnymi temperaturami, jakie utwory karbonu węglonośnego osiągnęły w historii geologicznej.
- Obserwowane w SW części GZW dodatnie anomalie dotyczące zarówno pola paleotemperatur, jak i współczesnego pola ciepłego hipotetycznie można wiązać z dodatkowym przegrzaniem górotworu, jakie miało miejsce w orogenezie alpejskiej.
 - Anomalie uwęglenia w NW części GZW (rejon fałdów gliwickich) wydają się być czasowo zbieżne z kompresją wschodniosudecką. Uwęglenie ma charakter synorogeniczny.
4. Dokładna rekonstrukcja warunków paleotermicznych może zostać przeprowadzona po opracowaniu właściwych dla rejonu badań krzywych kalibracyjnych dla wskaźników czułych na zmiany temperatury. Dotychczas stosowane wzorce zostały opracowane empirycznie poza obszarami Polski i dają skrajnie rozbieżne wyniki.
 5. Wyjaśnienia wymaga ocena udziału składowej konwekcyjnej w globalnej wartości strumienia ciepłego.

LITERATURA

1. Barker C.E., Pawlewicz M.J.: The correlation of vitrinite reflectance with maximum temperature in humic organic matter. U. S. Geological Survey. Paleogeothermics. Evaluation of Geothermal Conditions in the Geological Past. **5**; Springer-Verlag, Berlin 1986. s. 79-94.
2. Buła Z., Kotas A. (red.): Atlas Geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego cz. 3. Mapy geologiczno-strukturalne. Państw. Inst. Geol. Warszawa 1994.
3. Buntebarth G.: Geothermal history estimated from the coalification of organic matter. *Tectonophysics*, **83**. 1982. s. 101-108.
4. Chmura K., Chudek M.: Geotermika górnicza. Pol. Śl. *Skrypty Uczelniane* nr 1596. Gliwice 1992.
5. Gaupp R., Batten D.J.: Maturation of organic matter in cretaceous strata of the Northern Calcerous Alps. *N. Jb. Geol. Paleont.* H 3, 1985. p. 157-175.
6. Ivanova A.V.: Metodika obrabotki danych vitrinitovoj termometrii dlia provedienija palieogiotermiczeskich i palieotektoniczeskich rekonstrukcij. *Gieologiczeskij Žurnal*. Nr 6. Kiev 1992. s. 32-36.
7. Jurczak-Drabek A.: Atlas petrograficzny złóż węgla kamiennego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Państw. Inst. Geol. Warszawa 1996.

8. Jurczak-Drabek A.: Rozwój mikrofacji organicznej w profilu litostratygraficznym karbonu Górnosląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 390. 2000. s. 5-34.
9. Karwasiecka M.: Atlas Geotermiczny Górnosląskiego Zagłębia Węglowego (skala 1:300 000). *Wydawnictwo Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej S.A.* Warszawa 1996.
10. Karwasiecka M.: Ewolucja historii termicznej w obszarze GZW. 10 Międzynarodowa Konferencja Naukowo-Techniczna Pola Ciepłego. Nowe Metody i Technologie w Geologii Naftowej, Wiertnictwie, Eksploatacji Otworowej i Gazownictwie. 24-25 czerwiec. Kraków 1999.
11. Karwasiecka M.: Ewolucja paleogeotermiczna w obszarze Górnosląskiego Zagłębia Węglowego (praca złożona do druku) 2000.
12. Karwasiecka M.: Paleogeothermal evolution in the Upper Silesian Coal Basin. Abstracts. 4th European Coal Conference. Ustroń 2000.
13. Karwasiecka M.: Wyniki badań właściwości cieplnych skał w obszarze Górnosląskiego Zagłębia Węglowego. 12 Międzynarodowa Konferencja Naukowo-Techniczna. Nowe Metody i Technologie w Geologii Naftowej, Wiertnictwie, Eksploatacji Otworowej i Gazownictwie. Kraków 2001.
14. Komorek J.: Własności optyczne węgla typów 31-42 z pokładów Górnosląskiego Zagłębia Węglowego. Wyd. Oddz. PAN. *Pr. Geol.* 140. Kraków 1996, s. 1-71.
15. Kotas A.: Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). 10 Congr. Int. Strat. Geol. Carbon. Madrid Compt. Rend 3: Madrid 1985, p. 459-469.
16. Kotas A.: Niektóre aspekty interpretacji gradientów dojrzałości termicznej osadów karbońskich. Mat. 24 Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski. Kraków 25-26 kwietnia 2001, s. 45-52.
17. Kotas A., Buła Z., Gądek S., Kwarciniński J., Malicki R.: Geological Atlas of the Upper Silesian Coal Basin, II, Coal Quality Maps. *Wyd. Geol.* 1983.
18. Kubik J., Čermak V.: Heat flow in the Upper-Silesian Coal Basin: re-evaluation of data with special attention to the lithology. *Studia geoph. et geol.*, 30. 1986. p. 376-393.
19. Lewandowska M., Probiez K.: Próba odtworzenia warunków paleotermicznych NW części GZW. Politechnika Śląska. *Zeszyty Naukowe. Górnictwo.* 2000. s. 295-307.
20. Majorowicz J.: Związki pola geotermicznego z uwęglaniem w polskich basenach węglowych. *Kwart. Geol.* 22, 3. 1978. s. 497-509.

21. Morga R.: Wpływ tektoniki na anizotropię optyczną i jakość węgla w obszarach górniczych kopalń Sośnica, Makoszowy, Bielszowice i Pokój. Rozprawa doktorska. Pol. Śl. Gliwice 1997.
22. Plewa M., Plewa S.: Wyniki badań termicznych własności skał Górnosląskiego Zagłębia Węglowego. 10 Międzynarodowa Konferencja Naukowo-Techniczna, Nowe Metody i Technologie w Geologii Naftowej, Wiertnictwie, Eksploatacji Otworowej i Gazownictwie. Kraków 24-25 czerwiec, 1999. s. 103-111.
23. Probiez K., Lewandowska M.: Ziemiński strumień ciepła w północno-zachodniej części GZW. *Prace Naukowe GIG, Seria Konferencje*, Konf. nt. Problemy geologii w ekologii i górnictwie podziemnym. **24**. 1998. s. 339-348.
24. Teper L.: Wpływ nieciągłości podłoża karbonu na sejsmotektonikę północnej części Górnosląskiego Zagłębia Węglowego. *Wyd. UŚl.*, Katowice 1998. s. 1-106.
25. Waples D.: Time and temperature in petroleum formation – Application of Lopatin's method to petroleum exploration: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **64**. 1980. s. 916-926.

Recenzent: Dr hab. inż. Krystian Probiez
Prof. Politechniki Śląskiej

Abstract

In this work the maturity degree of the organic matter (OM) in the Upper Silesian Coal Basin area has been estimated in relation with the recently observed thermal field and the known geological structures.

The basic pre-assumption for this estimation is the irreversibility of the thermal transformation processes as a result of which the sediments are able to record temperatures of the time of their deposition. And the thermal activity of the organ varying in time control the degree of thermokatalithic transformation of the organic matter.

Also a reconstruction of the thermal history of the Palaeozoic sequence has been attempted to increase the effectivity of exploration for hydrocarbons and methane sorbet in coal.

In the area discussed the recent thermal field is heterogeneous whereas the tectonothermal events leading to the overheating of the orogen were diachronous.

Similar to the thickness of the Carboniferous coal-bearing series both the lateral distribution of the recent temperatures at all levels in the orogen and the distribution of vitrinite reflectance (R_o) isopleths - a marker of maximum temperatures in the orogen - tend to decrease from west to east.

In the SE part of the Upper Silesian Coal Basin, in the basement of the Western Carpathians, the degree of OM transformation in the coal-bearing series is equivalent of the early maturity phase. The low thermal transformation gradient (R_o 0.2%/km) together with the relatively low thermal activity marked by the heat flow value of the order of 60 mW/m² permit the hypothetical assumption that also the Palaeozoic formations underlying the Carboniferous are recently in the oil generation phase.

The positive recent thermal field anomaly (heat flow of the order of 80 -90 mW/m²) known from the SW part of the Upper Silesian Coal Basin coincides with the coalification field. The high thermal transformation gradient of the OM indicates that the possible hydrocarbon field has been affected by destruction.