

PORÓWNANIE ŚRODOWISKA GEOTERMICZNEGO W OBREBIE BASENÓW WĘGLONOŚNYCH LUBELSKIEGO I GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO

The comparison of geothermal environment
in the Upper Silesian Coal Basin and Lublin Coal Basin

Maria KARWASIECKA

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Górnośląski w Sosnowcu;
ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec;
e-mail: maria.karwasiecka@pgi.gov.pl*

Treść: Przeprowadzono analizę i porównanie parametrów pola cieplnego ze szczególnym uwzględnieniem gęstości strumienia ciepłego Ziemi w obrębie węglonośnych basenów sedymentacyjnych Górnośląskiego (GZW) i Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW). Wartość gęstości strumienia ciepłego w obszarze GZW zmienia się od 50 do ponad 90 mW/m², przyjmując średnią wartość 70.4±8.5 mW/m², w obszarze LZW – od 40 do ponad 70 mW/m², przyjmując wartość średnią 62±10 mW/m². W obszarze LZW konfiguracja współczesnego pola cieplnego nie wykazuje związku z polem jakości węgla. W obszarze GZW współczesne pole cieplne jak również pole maksymalnych temperatur, których wskaźnikiem jest stopień dojrzałości termicznej organicznej materii, wyraźnie korelują ze sobą wskazując podobne generalne trendy wzrostu aktywności termicznej w kierunkach z SE na NW i SW. Hipotetycznie zakładamy, że podwyższone temperatury były efektem dodatkowego podgrzania po inwersji tektonicznej basenu w fazie asturyjskiej.

Słowa kluczowe: Górnośląskie Zagłębie Węglowe (GZW), Lubelskie Zagłębie Węglowe (LZW), gęstość strumienia ciepłego Ziemi, gradient geotermiczny, przewodność cieplna

Abstract: The papers contains analysis and correlation of parameters of thermal field with special stress on density of the heat flow in hard coal basins i.e.: Upper Silesian Coal Basin (USCB) and Lublin Coal Basin (LCB). The density of the heat flow in the USCB varies from 50 to over 90 mW/m² (mean value – 70.4±8.5 mW/m²), but in the area of the LCB it varies from 40 to over 70 mW/m² (mean value – 62±10 mW/m²). The modern thermal field in the LCB don't correlate to the hard coal quality field. The positive anomalies of the thermal field observed in SW part of the USCB, are convergent to the positive anomalies of hard coal maturity degree of organic matter. Hypothetically assumed theory is given there was an extra heating of massive after tectonical inversion of the USCB in astarian phase.

Key words: Upper Silesian Coal Basin (USCB), Lublin Coal Basin (LCB), heat flow, geothermal gradient, thermal conductivity

WPROWADZENIE

Analizę pola cieplnego przeprowadzono w odniesieniu do karbońskich węglonośnych basenów sedymentacyjnych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) oraz Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW). Obydwa analizowane baseny powstały w trakcie ewolucji waryscyjskiego systemu orogenicznego, zostały jednak utworzone w odrębnych, zasadniczo różniących się jednostkach geostrukturalnych.

Basen węglonośny GZW stanowi przedgórskie zapadlisko morawsko-śląskiej strefy fałdowej waryscytów, rozwinięte w obrębie bloku Brna – Górnego Śląska, o kadomskiej konsolidacji podłoża krystalicznego (Kotas 1985).

Lubelski basen węglonośny, w obrębie którego wyróżniono jednostkę złożową – zagłębie węglowe, został utworzony prawdopodobnie w wyniku ruchów zapadliskowych, będących efektem zdarzenia ekstensyjnego lub transtensyjnego na skłonie prekambryjskiej platformy Europy wschodniej (EEC – *East European Craton*). LZW stanowi zagłębie perykratoniczne uformowane poza bezpośrednim wpływem waryscyjskiego orogenu (Porzycki 1988, Narkiewicz *et. al.* 1998, Narkiewicz 2003).

Odmienna pozycja geotektoniczna determinuje różny charakter pola cieplnego, którego efektywną ilościową ocenę stanowi gęstość strumienia ciepłego Ziemi – ilość energii cieplnej przepływającej z głębokich warstw litosfery w kierunku powierzchni Ziemi w jednostce czasu przez jednostkę powierzchni.

METODYKA I ZAKRES BADAŃ

Współczesne pole ciepłe zostało scharakteryzowane na podstawie bezpośrednich pomiarów temperatury wykonanych w latach ubiegłych w głębokich odwiertach, w warunkach ustalonej równowagi cieplnej oraz wyników badań laboratoryjnych właściwości cieplnych skał charakteryzujących ich zdolność do przekazywania energii cieplnej na drodze kondukcji.

Badania geotermiczne prowadzono równoległe z rozpoznaniem wiertniczym rejonów perspektywicznych dla eksploatacji złóż węgla kamiennego oraz złóż węglowodorów – ropy i gazu.

Rozpoznanie wiertnicze prowadzone było maksymalnie do głębokości 5 km. Ciągłe pomiary temperatury (*PT*) w omawianych rejonach zostały wykonane odpowiednio na obszarze GZW w profilach około 600 odwiertów (Fig. 1), na obszarze LZW – w profilach około 400 odwiertów (Fig. 2).

Właściwości cieplne skał, w zakresie charakterystyki ich zdolności do transportu energii cieplnej, przebadano na obszarze GZW dla około 4000 prób pobranych z 20 otworów, a na obszarze LZW – dla około 730 prób pobranych z 35 otworów w profilu skał osadowych ze szczególnym uwzględnieniem utworów karbonu produktywnego. Zakres wykonanych badań stawia wytypowane rejony w randze najlepiej rozpoznanych w Polsce w aspekcie badań geotermicznych.

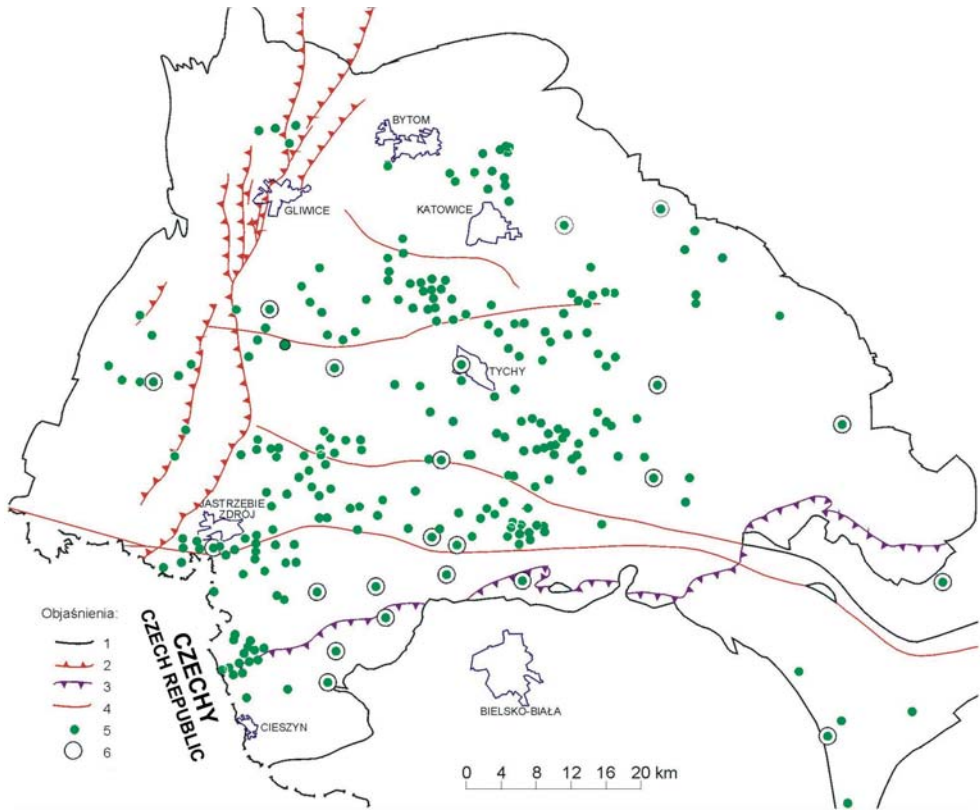


Fig. 1. Mapa lokalizacji otworów z pomiarami temperatury w obszarze GZW: 1 – wychodnie utworów karbonu węglonośnego na stropie paleozoiku, 2 – nasunięcia, 3 – północny zasięg fliszu karpacciego, 4 – uskoki, 5 – otwory, w których wykonano ciągłe pomiary temperatury, 6 – otwory, w których wykonano pomiary własności cieplnych. Elementy budowy geologicznej przyjęto wg Buła & Kotas red. (1994)

Fig. 1. Location of boreholes with temperature data in the USBC: 1 – exposures of Carboniferous, 2 – thrusts, 3 – northern extent of Carpathian flysch, 4 – faults, 5 – boreholes with continuous temperature measurements, 6 – boreholes with thermal properties measurements. Geological features taken after Buła & Kotas ed. (1994)

ANALIZA JAKOŚCI POMIARÓW TEMPERATURY W GŁĘBOKICH OTWORACH WIERTNICZYCH

Wyniki pomiarów temperatury w otworach wiertniczych są zróżnicowanej jakości. Pomiary zostały wykonane zarówno bezpośrednio po przepłukaniu otworów, jak również po zatrzymaniu otworu na kilkanaście dni. Wobec powyższego są w różnym stopniu zaburzone z racji uruchomienia w trakcie wiercenia różnorodnych bodźców termodynamicznych wymuszających dodatkowy transport ciepła.

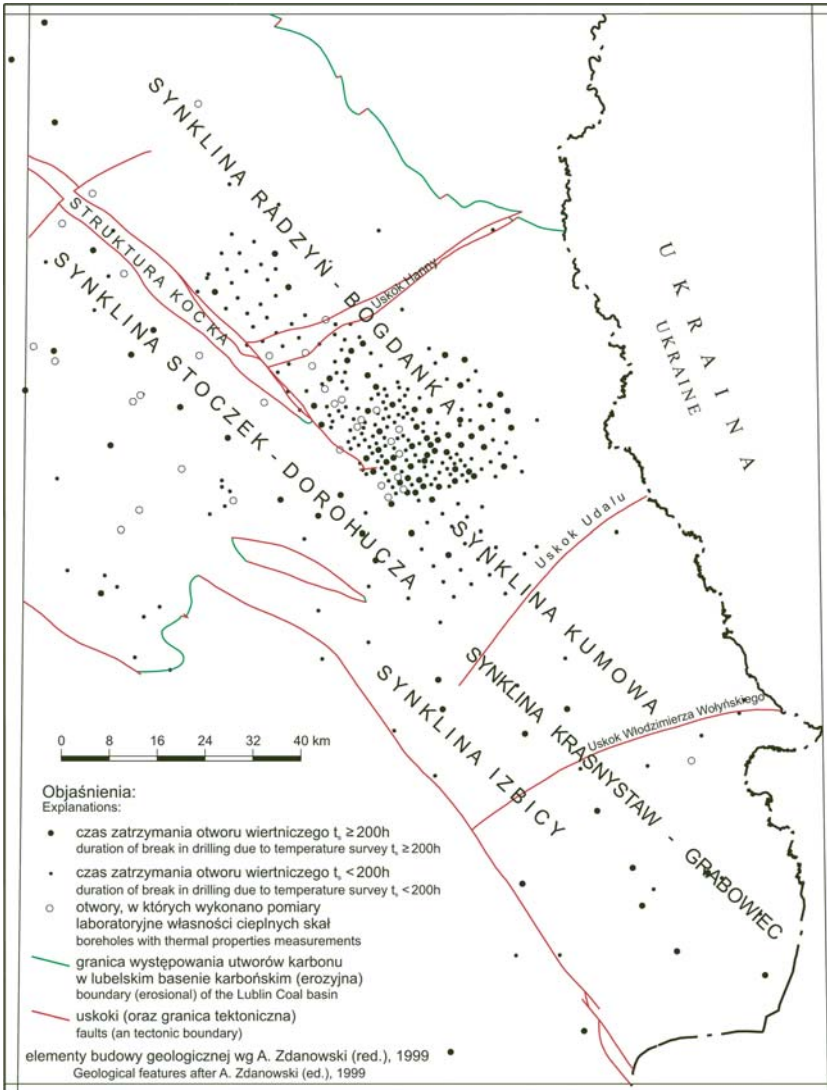


Fig. 2. Lokalizacja otworów, w których wykonano pomiary geotermiczne w obszarze LZW

Fig. 2. Locations of boreholes with geothermal measurements in the LCB

Cyrkulująca w otworze płuczka ogrzewa przewiercane partie przypowierzchniowe, oziębia spągowe (Fig. 3). W interwale głębokości od powierzchni Ziemi do głębokości wyznaczonej przez punkt inwersji a mierzona w otworze temperatura (PT_N) jest zawyżona w stosunku do temperatury naturalnej górotworu (PT_U), natomiast poniżej punktu inwersji a – zaniżona. W efekcie, w trakcie wiercenia, jak również po jego zakończeniu w otworze ma miejsce dodatkowy transport ciepła we wszystkich tych punktach, w których istnieje różnica pomiędzy temperaturą geotermiczną a temperaturą medium wypełniającego otwór.

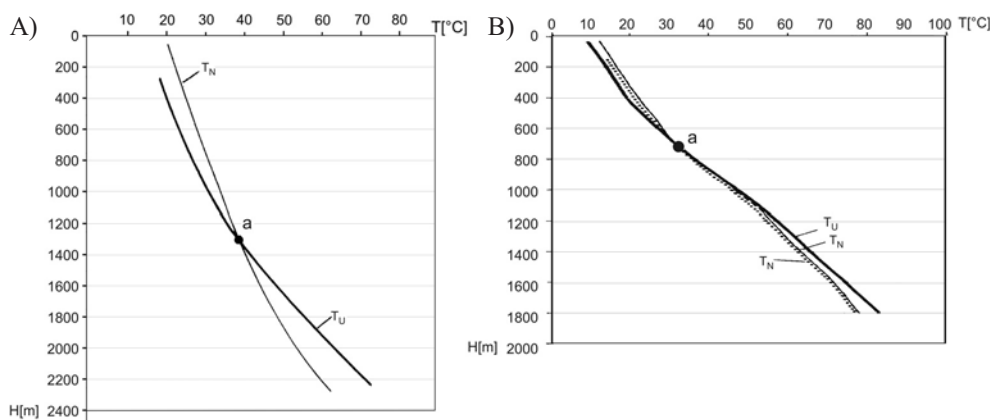


Fig. 3. Zestawienie krzywych profilowania temperatury w warunkach ustalonej (T_U) oraz nieustalonej (T_N) równowagi cieplnej w otworze: A) Żebraki IG-1 (LZW); B) Łąka IG-1 (GZW); a – głębokość, gdzie $T_U = T_N$

Fig. 3. List of selected temperature curves measured in the Żebraki IG-1 and Łąka IG-1 in stabilised (T_U) temperature conditions and in unstabilised (T_N) temperature conditions: A) Żebraki IG-1 (LCB); B) Łąka IG-1 (USB); a – depth, where $T_U = T_N$

Wymiana ciepła nie zachodzi w punkcie inwersji a (Fig. 3). Temperatura mierzona w tym punkcie jest równa temperaturze geotermicznej. Z tej racji punkt inwersji jest szczególnie istotny dla badań geotermicznych. Punkt inwersji może być eksperymentalnie wyznaczony w wypadku otworów, w których ciągle pomiary temperatury PT zostały przeprowadzone wielokrotnie.

W miarę upływu czasu temperatura w otworze przyjmuje wartość temperatury geotermicznej. W zależności od czułości stosowanych termometrów, po określonym czasie, zmiany temperatury w profilu głębokościowym przestają być zauważalne. Wobec powyższego, z uwagi na wysokie koszty przestoju urządzeń wiertniczych, niecelowe jest zatrzymanie odwiertu, czyli zakończenie wiercenia i przystąpienie do likwidacji otworu.

Dla zadanej dokładności pomiaru temperatury (dokładność stosowanej sondy pomiarowej) czas powrotu do stanu pierwotnego zależy od technicznych warunków pomiaru: średnicy odwiertu, efektywnego czasu wiercenia, długości i liczby przerw w czasie wiercenia, prędkości obiegu płuczki, głębokości odwiertu oraz warunków geologicznych. Do tych warunków zaliczono: gradient temperatury, różnice gradientów stężeń płynów złożowych i medium wypełniającego odwiert, parametry cieplne przewierczanych warstw (Karwasiecka & Rychlicki 1988).

Dla obszaru Polski „czas stójki”, czyli minimalny czas zatrzymania odwiertu niezbędny do prawidłowej oceny temperatury geotermicznej, na podstawie badań eksperymentalnych podał S. Plewa (Plewa 1966). Z przeprowadzonej przez autora analizy wynika, że czas ten w wypadku otworów o głębokości 3000 metrów wynosi minimum 10 dni.

W odniesieniu do analizowanych w obrębie LZW i GZW odwiertów przyjęto mniej rygorystyczne warunki, zakładając, że pomiary wykonane po 6–8-dobowej stójce są prowadzone w reżimie quasi-stacjonarnym, co wydaje się usprawiedliwione z uwagi na głębokość wierconych otworów, rzadko przekraczającą 2 km. W konsekwencji krótszy jest czas

wiercenia i krótszy czas oddziaływania płuczki na ośrodek skalny, a więc tym samym szybsza odbudowa zaburzonych warunków cieplnych. Istotny wpływ na proces odbudowy naturalnego pola cieplnego wokół otworu mają przerwy w wierceniu, w trakcie których pole cieplne się stabilizuje.

Dodatkowym kryterium wykorzystywanym do oceny poprawności termogramu była temperatura zmierzona na poziomie neutralnym, gdy zanikają sezonowe wahania temperatury związane z przenikaniem energii słonecznej w przypowierzchniowe partie górotworu i gdzie temperatura górotworu przyjmuje wartość równą średniej rocznej temperatury powietrza. Temperatura na poziomie neutralnym na obszarze Polski przyjmuje wartości z przedziału od 6 do 9°C i ustala się na głębokości około 10 do 30 m (Stajniak 1978, Downorowicz 1983, Królikowski & Stajniak 1994). Z badań eksperymentalnych prowadzonych przez S. Downorowicza wynika, że wartości te są wyższe od średniej rocznej temperatury powietrza o około 0.3°C, określonej według badań meteorologicznych (Downorowicz 1983).

Oprócz rocznych wahań temperatury obserwowane są zmiany wieloletnie i wiekowe. Im dłuższy okres rozpatrywanych wahań będziemy brali pod uwagę, tym głębiej sięgają zmiany, z tym że ich amplituda maleje. Podstawowym czynnikiem odpowiedzialnym za zaburzenia naturalnego pola cieplnego wokół odwiertu jest cyrkulująca w otworze płuczka wiertnicza.

Czynnikami lokalnie zaburzającym naturalne pole cieplne są cyrkulujące wody ascenzyjne i descenzyjne. System powiązanych hydraulicznie skał wodonośnych, szczelinowych związany jest ze strefami spękań, wyraźnie uprzywilejowanymi dla drenażu. Obecność predysponowanych tektonicznie stref intensywnej cyrkulacji wód w rejonie LZW potwierdziły badania J. Majorowicza (Majorowicz 1975).

Reasumując, w trakcie pomiarów temperatury wykonanych w profilu głębokich otworów mierzymy temperaturę medium wypełniającego otwór. Założenie, że jest ona równa naturalnej temperaturze skał nie zawsze jest w pełni spełnione. Generalnie pomiary wykonane w spodzie otworu są mniej zaburzone z uwagi na relatywnie krótki czas oddziaływania płuczki i w większości mogą być wykorzystane do oceny naturalnej temperatury górotworu. Zweryfikowane pomiary temperatury w otworach zostały wykorzystane do obliczenia gradientu geotermicznego oraz w dalszej kolejności – gęstości strumienia cieplnego. Należy mieć świadomość, że gradient geotermiczny wyznaczony na podstawie profilowania temperatury pomierzonego w warunkach nieustalonych przyjmuje wartości zaniżone, co w konsekwencji prowadzi do błędnego oszacowania gęstości strumienia cieplnego.

CHARAKTERYSTYKA ZMIENNOŚCI GRADIENTÓW GEOTERNICZNYCH

Obserwowany w profilu litostratygraficznym rozkład temperatur górotworu jest silnie zróżnicowany i niewątpliwie uzależniony od szeregu czynników, spośród których szczególnie istotną rolę odgrywają właściwości cieplne utworów. Warunkują one transport ciepła w efekcie kondukcji. Transfer ciepła w górotworze determinowany jest obecnością bodźców termodynamicznych, w szczególności będących efektem gradientu temperatury, gradientu ciśnienia oraz gradientu stężenia soli w wodach złożowych.

W celu objaśnienia generalnych trendów przyjęto założenie, że energia cieplna przekazywana jest w efekcie klasycznego przewodzenia ciepła, a efekty sprzężeń są słabe. Wówczas rozkład pola temperatur warunkowany jest wartością gradientu temperatury i opisany jest klasycznym prawem Fouriera.

Dla wymiany ciepła określonej w jednym kierunku wzdłuż osi pionowej z i dla ośrodków jednorodnych wzór na temperaturę ma postać

$$T = T_0 + G \cdot (H - 20)/100 \quad (1)$$

gdzie:

- T_0 – temperatura na poziomie neutralnym [$^{\circ}\text{C}$],
- T – temperatura górotworu [$^{\circ}\text{C}$],
- H – głębokość mierzona od powierzchni Ziemi [m],
- $G = \text{grad}T$ – gradient geotermiczny [$^{\circ}\text{C}/100$ m].

To proste rozwiązanie, służące do oceny temperatury w profilu głębokościowym na obszarze GZW, może być stosowane jedynie w odniesieniu do kompleksu reprezentowanego przez utwory nadkładu karbonu, który na dominującej części obszaru reprezentuje monotonną serię utworów ilasto-mułowcowych formacji skawińskiej (miocen), jednorodną z punktu widzenia właściwości cieplnych skał.

Zależność temperatury geotermicznej w wymienionym kompleksie od głębokości ma postać:

$$T = 9.78 = 2.78(H - 20)/100 \quad (2)$$

$$N = 253, \quad S = 2.76, \quad r = 0.91$$

gdzie:

- N – liczba otworów z pomiarami PT ,
- H – głębokość stropu karbonu [m],
- S – odchylenie standardowe,
- r – współczynnik korelacji.

Równanie (2) uzyskano jako zależność statystyczną, wykorzystując temperaturę pomierzoną w stropie utworów karbonu. Stała w równaniu (2) jest zbliżona do średniej rocznej temperatury obserwowanej na głębokości 20 m. Współczynnik proporcjonalności wyznacza gradient geotermiczny w interwale występowania utworów nadkładu karbonu, który przyjmuje średnią wartość $2.78^{\circ}\text{C}/100$ m.

W obrębie utworów karbonu produktywnego, stanowiących podstawowe wypełnienie basenu sedymentacyjnego niecki węglonośnej, o szacowanej sumarycznej miąższości ponad 8300 m (Kotas 1985), ocenę średnich wartości gradientu geotermicznego przeprowadzono w odniesieniu do nieformalnych wydzieleni litostratygraficznych obejmujących: krakowską serię piaskowcową (KSP) $1.89 \pm 0.41^{\circ}\text{C}/100$ m, serię mułowcową (SM) $3.53 \pm 0.71^{\circ}\text{C}/100$ m, górnośląską serię piaskowcową (GSP) $3.88 \pm 0.80^{\circ}\text{C}/100$ m, serię paraliczną (SP) $3.40 \pm 0.71^{\circ}\text{C}/100$ m (Karwasiecka 1996). Analiza gradientów temperatury w obrębie poszczególnych jednostek litostratygraficznych karbonu produktywnego wykazuje, że zdecy-

dowanie niskie średnie wartości, rzędu $2.0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, charakterystyczne są dla utworów KSP. W pozostałych starszych jednostkach litostratygraficznych karbonu gradient geotermiczny charakteryzuje się istotnie wyższymi średnimi wartościami ($3.4\text{--}3.9^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$).

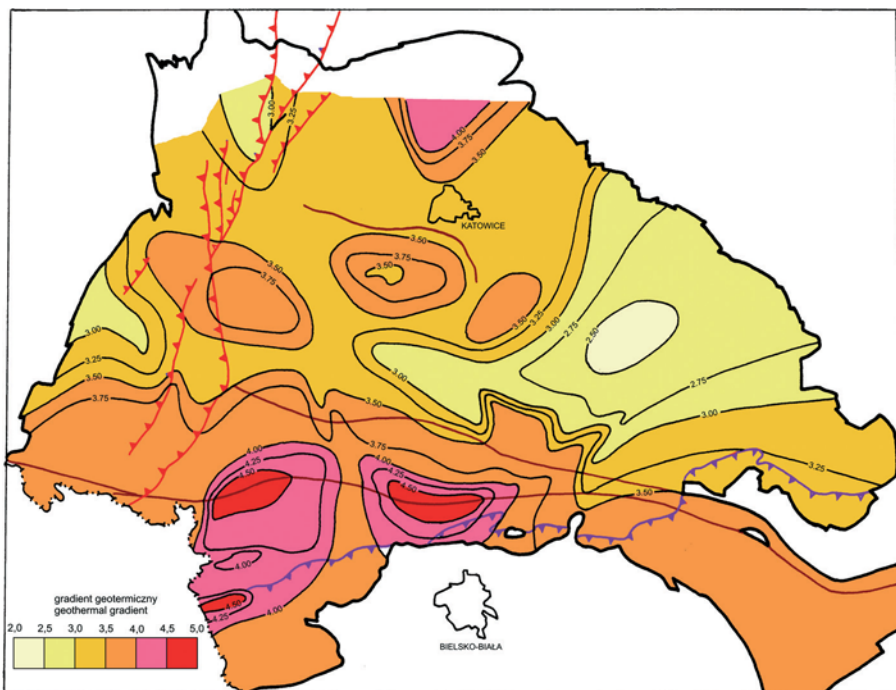


Fig. 4. Mapa średniego gradientu geotermicznego [$^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$] dla utworów karbonu w obszarze GZW. Objasnienia – patrz figura 1

Fig. 4. Map of the average geothermal gradient [$^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$] for the Carboniferous sediments in the USC B. See figure 1 for explanations

Anomalie charakteryzujące się gradientem powyżej $3.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ występują na południe od strefy uskokuwej Żory – Jawiszowice oraz na północy w rejonie siodła głównego. W południowo-zachodniej części GZW występują lokalne anomalie Bzia-Dębiny oraz Czechowic charakteryzujące się gradientem powyżej $4.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (Fig. 4).

W profilu litostratygraficznym otworów położonych w obszarze LZW relatywnie niskie wartości gradientu geotermicznego obserwujemy w mezozoicznym piętrze pokrywowym (jura, kreda), gdzie średnie wartości wynoszą $2.00^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

Gradient geotermiczny w profilu utworów karbonu jest wyraźnie wyższy i przyjmuje średnią wartość rzędu $3.15\pm 0.70^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

Przeprowadzona analiza w obrębie poszczególnych jednostek litostratygraficznych, które odpowiadają formacjom: Magnuszewa, Lublina, Dębina, Terebina i Huczwy (Porzycki 1988), wykazała że najwyższe wartości gradientu, rzędu $3.45\pm 0.52^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, charakterystyczne są dla utworów serii limnicznej w formacji Lublina. Formacja ta stanowi

podstawowe piętro węglonośne karbonu w omawianym rejonie. W starszych ogniwach karbonu, wykształconych w warunkach sedymentacji paralicznej bądź paraliczno-limnicznej gradient geotermiczny przyjmuje średnie wartości rzędu $2.74 \pm 0.55^\circ\text{C}/100\text{ m}$.

W obszarze LZW średni gradient geotermiczny w profilu utworów karbonu zmienia się w szerokich granicach od ponad $2.00^\circ\text{C}/100\text{ m}$ do ponad $4.00^\circ\text{C}/100\text{ m}$ (Fig. 5). Podwyższone wartości gradientu geotermicznego obserwujemy w obrębie struktur synklinalnych położonych na NE od struktury Kocka w synklinie Radzyń – Bogdanka oraz na SW od struktury Kocka w synklinie Stoczek – Dorohuczka. W obrębie obydwu jednostek strukturalnych obserwujemy podwyższoną węglonośność.

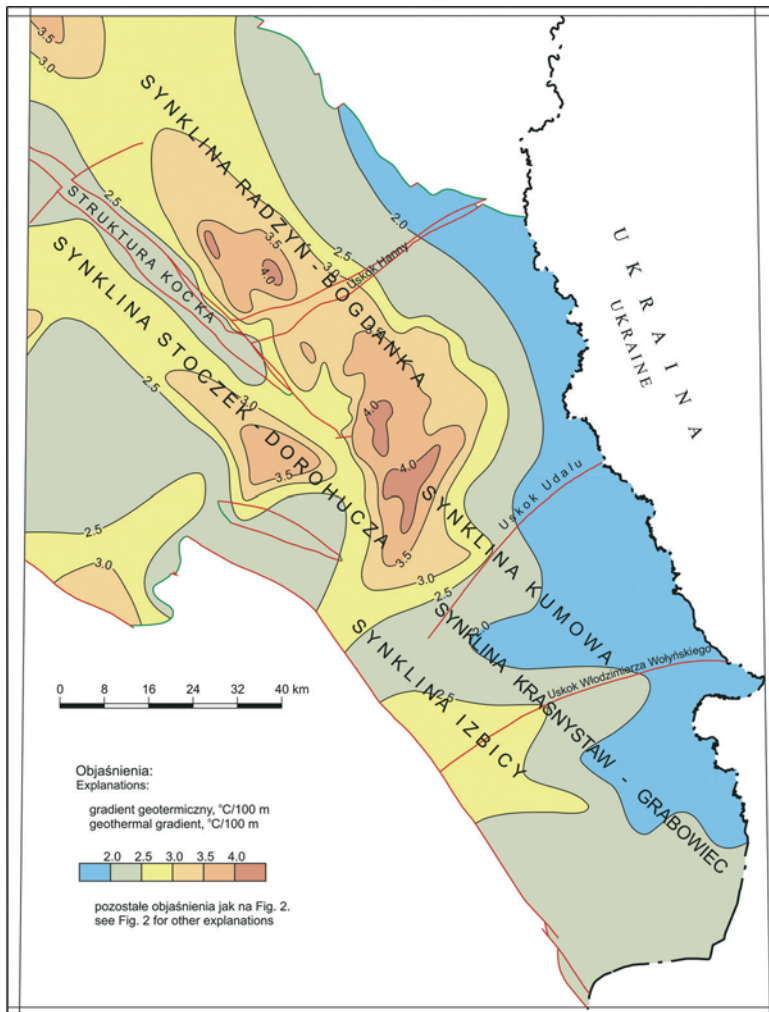


Fig. 5. Mapa gradientu geotermicznego [$^\circ\text{C}/100\text{ m}$] dla utworów karbonu w obszarze LZW

Fig. 5. Map of the average geothermal gradient [$^\circ\text{C}/100\text{ m}$] for the Carboniferous sediments in the LCB

Relatywnie wysokie wartości gradientu geotermicznego w utworach karbonu produktywnego związane są z podwyższonym udziałem zawartości utworów fitogenicznych oraz drobnoklastycznych (Karwasiecka 2001a, Karwasiecka & Wilk 2003).

Ekstrapolacja temperatur w profilu głębokościowym poniżej poziomu bezpośrednich obserwacji na podstawie gradientu, z uwagi na jego dużą zmienność w profilu głębokościowym, może prowadzić do znaczących błędów. Parametrem efektywnie charakteryzującym wewnętrzną ciepło Ziemi jest gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego, który przyjmuje wartość stałą (przy założeniu nieobecności wewnętrznych źródeł ciepła oraz co najmniej quasi-stacjonarnego pola ciepłego). Parametrem niezbędnym do obliczenia gęstości strumienia ciepłego oprócz gradientu geotermalnego jest znajomość przewodności cieplnej skał.

CHARAKTERYSTYKA ZDOLNOŚCI SKAŁ DO PRZEWODZENIA ENERGII CIEPLNEJ

Pomiary przewodności cieplnej wykonane zostały w Politechnice Śląskiej w Gliwicach oraz w Przedsiębiorstwie Badań Geofizycznych (PBG) w Warszawie i były prowadzone w warunkach stacjonarnego przepływu ciepła przy zastosowaniu aparatury skonstruowanej w Politechnice Szczecińskiej wg projektu K. Chmury (Chmura 1970), następnie zmodernizowanej w PBG. Badania po 1996 roku zostały wykonane przy zastosowaniu aparatury skonstruowanej w PBG na podstawie projektu V. Čermaka (Instytut Geofizyki Czeskiej Akademii Nauk Praga) i K. Muchy (PBG Warszawa).

Do kalibracji aparatury używano wzorców kwarcu wyciętych wzdłuż kierunków osi optycznych. Próby przed wykonaniem pomiarów były suszone w suszarce próżniowej, następnie nasycone 5-procentowym roztworem soli NaCl.

Zakres badań obejmował pełny profil skał osadowych występujących w analizowanych jednostkach strukturalnych, ze szczególnym uwzględnieniem utworów karbonu węglonośnego.

Wyniki badań przewodności cieplnej skał

Przedstawiono wyniki statystycznej analizy zmienności właściwej przewodności cieplnej skał K [$W/m^{\circ}C$] dla głównych typów litologicznych (Tab. 1, 2).

W grupie utworów terygenicznych wysokimi wartościami przewodności cieplnej charakteryzują się piaskowce, zwłaszcza piaskowce kwarcytowe występujące w utworach kambru, które przyjmują wartości na obszarze GZW 4.39 $W/m^{\circ}C$ oraz na obszarze LZW 3.80 $W/m^{\circ}C$; piaskowce w profilu utworów karbonu przyjmują wartości odpowiednio 3.31 $W/m^{\circ}C$ i 2.66 $W/m^{\circ}C$.

Niskimi wartościami przewodności cieplnej natomiast charakteryzują się, niezależnie od ich pozycji w profilu litostratygraficznym, utwory drobnoklastyczne: iłowce i mułowce, dla których średnie przewodności cieplne przyjmują wartości odpowiednio 2.20 $W/m^{\circ}C$, 2.03 $W/m^{\circ}C$ na obszarze LZW oraz 1.76 $W/m^{\circ}C$ i 2.24 $W/m^{\circ}C$ na obszarze GZW.

Tabela (Table) 1

Statystyczne zestawienie wyników pomiarów przewodności cieplnej skał K [$W/m^{\circ}C$] dla podstawowych litotypów Lubelskie Zagłębie Węglowe

The major statistic parameters of thermal conductivity K [$W/m^{\circ}C$] in LCB

Jednostka stratygraficzna Stratigraphic unit	Typ litologiczny Lithological type	Przewodność ciepła skał K [$W/m^{\circ}C$] – kierunek badań równoległy do osi otworu Rock thermal conductivity K [$W/m^{\circ}C$] – direction of investigations parallel to borehole axis							Współczynnik zmienności [%] Coefficient of variation [%]	
		N	Min	Max	Średnia Mean	Mediana Median	Odczylenie standardowe Standard deviation	I kwartyl I quartile		III kwartyl III quartile
Kreda Cretaceous	KRE	17	0.71	2.23	1.50	1.41	0.40	1.15	1.69	26.53
	MRL	4	0.80	1.80	1.36	1.29	0.43	0.80	1.56	31.49
	WAP	57	0.66	2.11	1.28	1.15	0.41	0.97	1.48	31.84
Jura Jurassic	PSC	9	1.66	2.14	1.94	1.89	0.19	1.67	2.06	9.79
	PSC	6	1.05	2.73	1.67	1.44	0.67	1.05	1.44	40.07
	WAP	40	0.79	2.80	1.92	1.87	0.46	1.63	2.02	23.85
	WEH	25	0.33	0.94	0.66	0.66	0.19	0.48	0.79	28.27
Karbon Carboniferous	ILC	101	1.22	2.97	2.25	2.28	0.48	1.90	2.69	21.35
	MLC	146	1.14	2.99	2.03	1.95	0.48	1.64	2.42	23.87
	SDR	2	2.73	3.90	3.32					
	PSC	150	2.01	4.30	2.66	2.59	0.45	2.32	2.91	16.80
	ZLP	1	3.62	3.62	3.62					
Dewon Devonian	WAP	3	2.82	2.94	2.87					
	ILC	5	1.44	2.92	2.46	2.51	0.59	1.44	2.66	24.00
	MLC	26	1.49	3.71	2.33	2.15	0.70	1.72	2.54	30.19
	PSC	38	1.46	4.56	3.00	2.65	0.86	2.21	3.65	28.77
	WAP	59	1.46	3.94	2.21	2.21	0.47	1.86	2.38	21.35
	DOL	11	2.12	3.47	2.82	2.69	0.42	2.31	2.88	14.71
Ordowik/ Ordovician	WAP	4	2.24	2.45	2.37	2.36	0.09	2.24	2.43	4.00
Sylur/Silurian	ILC	14	0.92	2.27	1.70	1.75	0.41	1.27	1.89	24.02
	MLC	4	3.64	5.13	4.48	4.57	0.62	3.64	4.59	13.80
Kambr Cambrian	PSC	17	1.36	5.77	3.80	3.69	1.14	2.95	4.16	30.09

Objaśnienia: KRE – kreda, MRL – margle, WAP – wapienie, PSC – piaskowce, MLC – mułowce, ILC – iltowce, SDR – syderyty, WEH – węgle
 Explanations: KRE – chalk, MRL – marl, WAP – limestone, PSC – sandstone, MLC – siltstone, ILC – claystone, SDR – siderite, WEH – hard coal

Tabela (Table) 2

Statystyczne zestawienie wyników pomiarów przewodności cieplnej skał K [$W/m^{\circ}C$] dla podstawowych litotypów – rejon Górnego Śląska

The major statistic parameters of thermal conductivity K [$W/m^{\circ}C$] in USCB

Jednostka stratygraficzna Stratigraphic unit	Typ litologiczny Lithological type	Przewodność cieplna skał K [$W/m^{\circ}C$] – kierunek badań równoległy do osi otworu Rock thermal conductivity K [$W/m^{\circ}C$] – direction of investigations parallel to borehole axis				Mediana Median	I kwartyl I quartile	III kwartyl III quartile	Współczynnik zmienności [%] Coefficient of variation [%]
		N	Min	Max	Srednia odchYLENIE standardowe Mean standard deviation				
Karbon Carboniferous	PSC	1314	1.18	6.00	3.31 0.67	3.28	2.88	3.74	20.15
	MLC	419	0.83	4.88	2.24 0.54	2.15	1.85	2.60	23.90
	ILC	65	1.00	3.83	1.76 0.49	1.64	1.51	1.87	27.60
Seria węglanowa, Carbonate rock series	ZLP	9	3.30	5.17	4.18 0.76	3.73	3.41	4.47	18.25
	DOL	102	1.68	4.75	3.55 0.62	3.65	3.11	3.96	17.63
	WAP	29	1.72	3.30	2.72 0.37	2.72	2.43	2.97	13.57
Devon dolny Lower Devonian	PSC	9	1.12	5.20	3.29 1.50	2.24	1.73	3.93	45.63
	MLC	4	2.04	3.34	2.88 0.59	2.90	2.04	3.26	20.62
	BKT	6	2.02	3.94	3.94 0.73	3.64	2.02	3.64	21.32
Kambryj Cambrian	PSC	112	1.42	6.70	4.39 1.36	4.42	3.42	5.39	30.96
	MLC	89	1.20	3.97	2.17 0.59	2.13	1.74	2.38	27.10
Prekambryj Precambrian	skala magmowa	10	1.62	2.09	1.89 0.18	1.82	1.67	1.99	9.74
	LUP	38	1.25	3.50	2.68 0.67	2.79	2.28	3.18	25.00

Objaśnienia: ZLP – zlepieniec, PSC – piaskowiec, MLC – mułowiec, ILC – iltowiec, WAP – wapień, DOL – dolomity, BKT – brekceja, N – liczba pomiarów

Explanations: ZLP – conglomerate, PSC – sandstone, MLC – siltstone, ILC – claystone, WAP – limestone, DOL – dolomite, BKT – breccia, skala magmowa – magmatic rock, N – number of measurements

W grupie utworów węglanowych wysokie wartości przewodności cieplnej charakterystyczne są dla dolomitów – średnio $2.82 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ na obszarze LZW oraz $3.55 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ na obszarze GZW.

Utwory fitogeniczne charakteryzują się o rząd niższymi wartościami przewodności cieplnej ($0.30\text{--}0.66 \text{ W/m}^\circ\text{C}$) (Kubik & Čermak 1986, Plewa 1994, Chmura & Chudek 2004).

Przeprowadzona analiza pokazała, że oznaczona właściwa przewodność cieplna skał charakteryzuje się dużą zmiennością nawet w odniesieniu do tych samych makrojednorodnych litotypów (Fig. 6, 7), co jest związane z wewnętrzną niejednorodnością badanych skał.

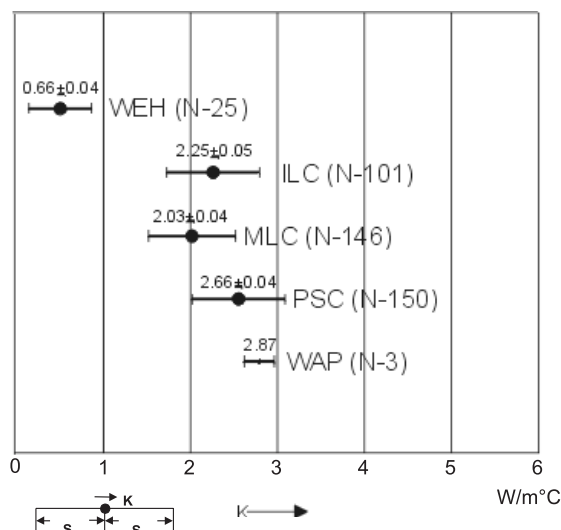


Fig. 6. Statystyczna charakterystyka przewodności cieplnej w utworach karbonu LZW – kierunek badania równoległy do osi otworu: ILC – ilowce; MLC – mułowce; PSC – piaskowce; WAP – wapień; WEH – węgle, K – średnia arytmetyczna przewodności cieplnej, S – odchylenie standardowe, N – liczba pomiarów

Fig. 6. Statistics of thermal conductivity measurements in Carboniferous of the LCB – direction of measurements parallel to the direction of the borehole: ILC – claystones; MLC – siltstones; PSC – sandstones; WAP – limestones; WEH – coals, K – average thermal conductivity, S – standard deviation, N – number of measurements

Przewodność cieplna skał zależy od wielu czynników charakteryzujących skałę, takich jak: skład mineralny i chemiczny, struktura, stopień diagenety i inne (Plewa 1994, Chmura & Chudek 2004). Na wartość parametrów termicznych, w tym również na przewodność cieplną skał, ma wpływ nasycenie (rodzaj medium oraz jego ilość), temperatura oraz stan naprężeń.

Niedokładności oceny parametrów cieplnych maleją istotnie w przypadku operowania wartościami średnimi. Oznaczone wartości cieplnej przewodności skał zostały wykorzystane do opracowania modeli prognostycznych dla oceny przewodności cieplnej kompleksów skalnych.

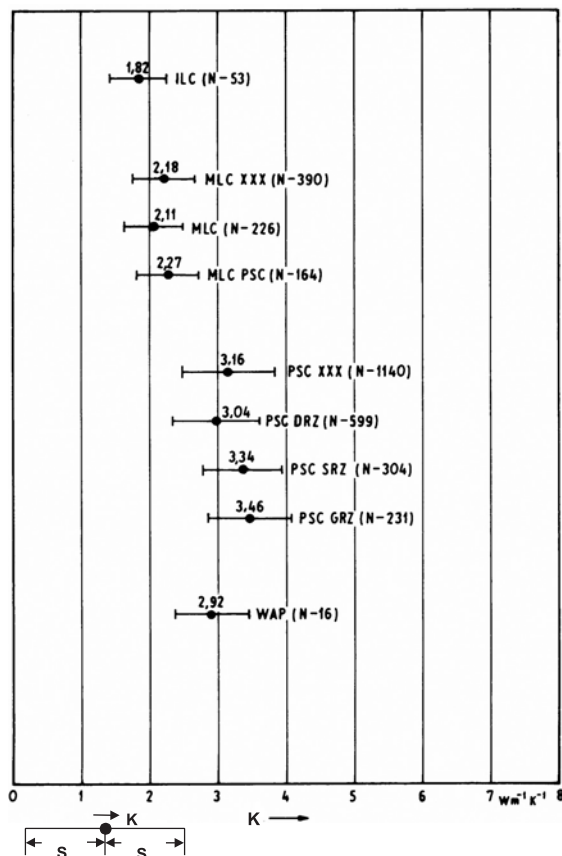


Fig. 7. Statystyczna charakterystyka przewodności cieplnej w utworach karbonu GZW – kierunek badania równoległy do osi otworu: ILC – iłowce; MLC – mułowce (MLC XXX – mułowce ogółem, MLC PSC – mułowce piaszczyste); PSC – piaskowce (PSC XXX – piaskowce ogółem, PSC DRZ – piaskowce drobnoziarniste, PSC SRZ – piaskowce średnioziarniste, PSC GRZ – piaskowce gruboziarniste); WAP – wapienie, K – średnia arytmetyczna przewodności cieplnej, S – odchylenie standardowe, N – liczba pomiarów

Fig. 7. Statistics of thermal conductivity measurements in Carboniferous of the USC – direction of measurements parallel to the direction of the borehole: ILC – claystones; MLC – siltstones (MLC XXX – all mudstones, MLC PSC – sandy mudstones); PSC – sandstones (PSC XXX – all sandstones, PSC DRZ – fine grained sandstones, PSC SRZ – medium grained sandstones, PSC GRZ – coarse grained sandstones); WAP – limestones, K – average thermal conductivity, S – standard deviation, N – number of measurements

Modele prognostyczne do oceny efektywnej przewodności cieplnej ośrodka skalnego

Obecnie znanych jest szereg deterministycznych i deterministyczno-statystycznych sposobów interpretacji wyników pomiarów. Najbardziej rozpowszechnionymi i skutecznymi metodami konstrukcji modeli prognostycznych są metody wielowymiarowej analizy

regresji. W charakterze empirycznych danych statystycznych jako zmienne prognozowane przyjęto wyniki badań laboratoryjnych przewodności cieplnej skał oraz jako argumenty (zmienne objaśniające) – procentowy udział trzech podstawowych litotypów skał występujących w profilu utworów węglonośnych (utwory drobnoklastyczne – mułowce i iłowce, utwory średnio- i gruboklastyczne – piaskowce, zlepieńce, oraz utwory fitogeniczne – węgle i łupki węglowe).

Obliczenia przeprowadzono przy użyciu programu komputerowego Statistica. Wyniki obliczeń przedstawiono graficznie (Fig. 8).

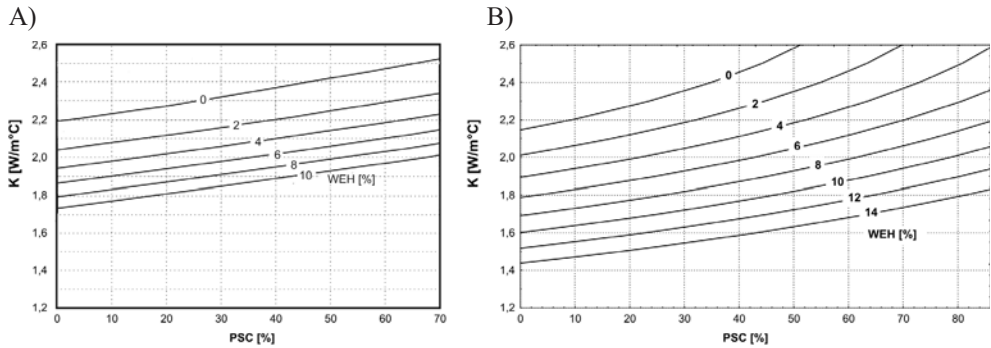


Fig. 8. Wykres zależności współczynnika przewodności efektywnej skał K [W/m^2C] od zawartości piaskowców: A) LZW; B) GZW

Fig. 8. Plot of effective conductivity K [W/m^2C] vs. sandstone content: A) LCB; B) USCB

Skały karbonu węglonośnego wykazują znaczną anizotropię parametrów przewodności cieplnej. W pracy autorki (Karwasiecka 2001d, 2002) wykorzystano proste modele strukturalne w postaci układu warstw równoległych. Dla przepływu ciepła w kierunku równoległym do uwarstwienia wartość efektywnej przewodności cieplnej kompleksu skalnego określono ze wzoru na średnią arytmetyczną ważoną

$$K_{ef_r} = \sum \frac{m_i}{m} \cdot K_i \quad (3)$$

gdzie:

- m_i, K_i – odpowiednio miąższość jednorodnych warstw litologicznych oraz przewodność cieplna,
- m – miąższość analizowanego interwału.

Natomiast dla przepływu ciepła w kierunku prostopadłym do uwarstwienia wartość efektywnej przewodności cieplnej układu określono ze wzoru na średnią ważoną harmoniczną zgodnie z zasadami estymacji właściwości fizycznych o charakterze tensorowym (Ryncarz 1993)

$$K_{ef_p} = \left(\sum \frac{m_i}{m} \cdot \frac{1}{K_i} \right)^{-1} \quad (4)$$

Wartość przewodności cieplnej, obliczona dla przepływu w kierunku prostopadłym do uwarstwienia, jest mniejsza od przewodności cieplnej obliczonej dla przepływu w kierunku równoległym do uwarstwienia. Przykładowo odpowiednie wartości przewodności cieplnej wyliczone dla formacji Lublina (LZW) wynoszą w przypadku modelu równoległego $2.10 \text{ W/m}^\circ\text{C}$, a w przypadku modelu szeregowego $1.83 \text{ W/m}^\circ\text{C}$. Obliczone odpowiednie wartości stanowią dolną i górną granicę efektywnej przewodności cieplnej skał w ośrodkach wieloskładnikowych. Wartość przewodności cieplnej mierzona w ośrodku wielowarstwowym w kierunku prostopadłym do uwarstwienia (model połączenia szeregowego) jest o 15% mniejsza od mierzonej równolegle do uwarstwienia. Natomiast dla nieformalnej jednostki litostratygraficznej serii mułowcowej (GZW) analogiczne wartości przewodności cieplnej obliczonej w kierunku prostopadłym do uwarstwienia wynoszą: $1.80 \text{ W/m}^\circ\text{C}$, a w kierunku równoległym – $2.20 \text{ W/m}^\circ\text{C}$.

Zastosowanie do obliczenia gęstości strumienia cieplnego średniej arytmetycznej wazzonej w konsekwencji powoduje zawyżenie gęstości strumienia cieplnego Ziemi dla przypadku płasko zalegających warstw.

ANALIZA ZMIAN GĘSTOŚCI STRUMIENIA CIEPLNEGO

Gęstość strumienia cieplnego Ziemi $q \text{ [mW/m}^2\text{]}$ jest podstawowym parametrem charakteryzującym aktywność tektonotermiczną górotworu. Wartość temperatury geotermicznej, jak również gradientu geotermicznego, zmienia się w profilu litostratygraficznym, natomiast strumień cieplny przyjmuje wartość stałą w warunkach quasi-stacjonarnych, za jakie możemy uznać pole cieplne Ziemi. Znajomość wartości gęstości strumienia cieplnego pozwala na efektywną ocenę temperatury geotermicznej poniżej poziomu bezpośrednich obserwacji temperatury, które ze względów oczywistych ograniczone są głębokością odwierconych otworów wiertniczych.

Oznaczenia gęstości strumienia cieplnego przeprowadzono na podstawie:

- pomiarów temperatury wykonanych w głębokich otworach wiertniczych, w warunkach zbliżonych do ustalonych – na ich podstawie wyznaczono gradient geotermiczny poniżej aktywnego obiegu wód złożowych;
- ustalonego profilu litologicznego odtworzonego na podstawie makroskopowego opisu rdzeni i wyników badań geofizyki otworowej, który transformowano na profil petrofizyczny, przyporządkowując każdej wydzielonej warstwie litologicznej odpowiednią wartość przewodności cieplnej.

Na ogół wykształcenie litologiczne w profilach otworów wierconych w celu rozpoznania złóż węgla można było odtworzyć z bardzo dużą rozdzielczością, z uwagi na szeroki zakres wykonanych badań geologicznych i geofizycznych.

Wartość strumienia cieplnego obliczono wykorzystując równanie Fouriera

$$q = -K \cdot \text{grad } T \quad (5)$$

gdzie K – przewodność cieplna skał [$\text{W/m}^\circ\text{C}$].

Gradient geotermiczny, jako pierwsza pochodna temperatury względem głębokości, jest parametrem czułym na fluktuacje temperatury, zarówno te związane z rzeczywistym stanem górotworu, jak również wynikające z rejestracji przypadkowych „szumów”. Do-

kładność obliczeń gradientu zależy od długości interwału obliczeniowego (efekt skali) oraz dokładności pomiaru temperatury ($\pm 0.3^\circ\text{C}$). Obliczenia gradientu przeprowadzono metodą „ruchomego okna”, z zachowaniem interwałów o długości 200 m oraz „okna” o długości 50 m.

W analogicznych interwałach obliczono efektywną przewodność cieplną przy założeniu modelu połączenia szeregowego.

Lubelskie Zagłębie Węglowe, położone w peryferyjnej części starej pregotyjskiej platformy Europy wschodniej, zgodnie z teoretycznymi przewidywaniami powinno się charakteryzować niskimi wartościami gęstości strumienia ciepłego rzędu 40 mW/m^2 (Hurtig *et al.* 1992)

W świetle dotychczasowych wyników badań prowadzonych przez M. Węsierską (Węsierska 1973), J. Majorowicza (Majorowicz 1975), Z. Drwięgę (Drwięga 1979a, b) i K. Żakowicza (Żakowicz 1975), istnieje duża rozpiętość wyników między ocenami przeprowadzonymi niejednokrotnie dla blisko siebie położonych otworów (np. Abramów 1 i Abramów 3, gdzie wartości strumienia oszacowano odpowiednio na 79.8 mW/m^2 (Drwięga 1979b) i 44.1 mW/m^2 (Węsierska 1973)).

W związku z powyższym przeprowadzono ponowną ocenę wcześniej obliczonych oznaczeń jak również wyznaczono gęstość strumienia ciepłego w nowych otworach (Karwasiecka & Wilk 2003). Obliczone wartości gęstości strumienia ciepłego zostały wykorzystane do konstrukcji map w omawianym obszarze (Fig. 9).

Gęstość strumienia ciepłego obliczona w profilach 120 otworów zmienia się w przedziale od około 40 do ponad 70 mW/m^2 , średnia wartość wynosi $62.00 \pm 10.00 \text{ mW/m}^2$ (Karwasiecka & Wilk 2003). Współczesne pole ciepłe w obszarze LZW charakteryzuje się spadkiem aktywności termicznej w kierunku z NW na SE. Pole dojrzałości termicznej OM wykazuje trend odwrotny (Karwasiecka, W: Zdanowski red. 1999b, Grottek 2005). Efekt ten nie może być objaśniony tylko pograżeniem osadów i późniejszą inwersją basenu w fazie asturyjskiej. Obserwowany w południowej części stopień przeobrażenia termicznego (uwęglenie) został osiągnięty w wyniku podwyższonego paleostrumienia ciepłego.

Maksymalne wartości gęstości strumienia ciepłego powyżej 70 mW/m^2 występują w obszarze synklin Radzyń – Bogdanka oraz Dorohuza – Stoczek. Współczesny obraz pola ciepłego charakteryzuje się podwyższonymi parametrami geotermicznymi i nie wykazuje związku z polem jakości złóż węgla (Karwasiecka, W: Zdanowski red. 1999b).

Na obszarze GZW gęstość strumienia ciepłego obliczona w profilach 158 odwiertów (Fig. 10) zmienia się w szerokich granicach $53.0\text{--}95.7 \text{ mW/m}^2$ i przyjmuje średnią wartość $70.4 \pm 8.5 \text{ mW/m}^2$. Obliczony niezależnie dla czeskiej części zagłębia, w rejonie ostrawsko-karwińskim średni strumień ciepły wynosił $82 \pm 16 \text{ mW/m}^2$, po korekcie uwzględniającej udział w profilu utworów fitogenicznych $70 \pm 8 \text{ mW/m}^2$ (Kubik & Čermak 1986). Współczesne pole ciepłe na obszarze GZW wykazuje generalnie trend wzrostu aktywności termicznej górotworu w kierunku z SE na NW i SW. Podwyższone parametry pola ciepłego obserwowane są w SW rejonie GZW w sąsiedztwie stref uskoku Żory – Jawiszowice oraz Ruptawa – Bzie – Czechowice o rozciągłości równoleżnikowej. Na omawianym rejonie stwierdzono także wysokie wartości stopnia dojrzałości materii organicznej (OM) mierzonej wskaźnikiem refleksyjności wityrynytu R_o , co pozwala sądzić, że zarówno pole maksymalnych temperatur, jak również współczesne pole ciepłe mają tę samą genezę. Zakłada się hipotetycznie, że w SW części GZW miało miejsce dodatkowe podgrzanie górotworu związane z fazami orogenezy alpejskiej, którego efekty zrekonstruowano, analizując dyspersję wskaźnika refleksyjności wityrynytu R_o w profilu 150 otworów (Karwasiecka 1999a, 2001b, c, Kotas 2001).

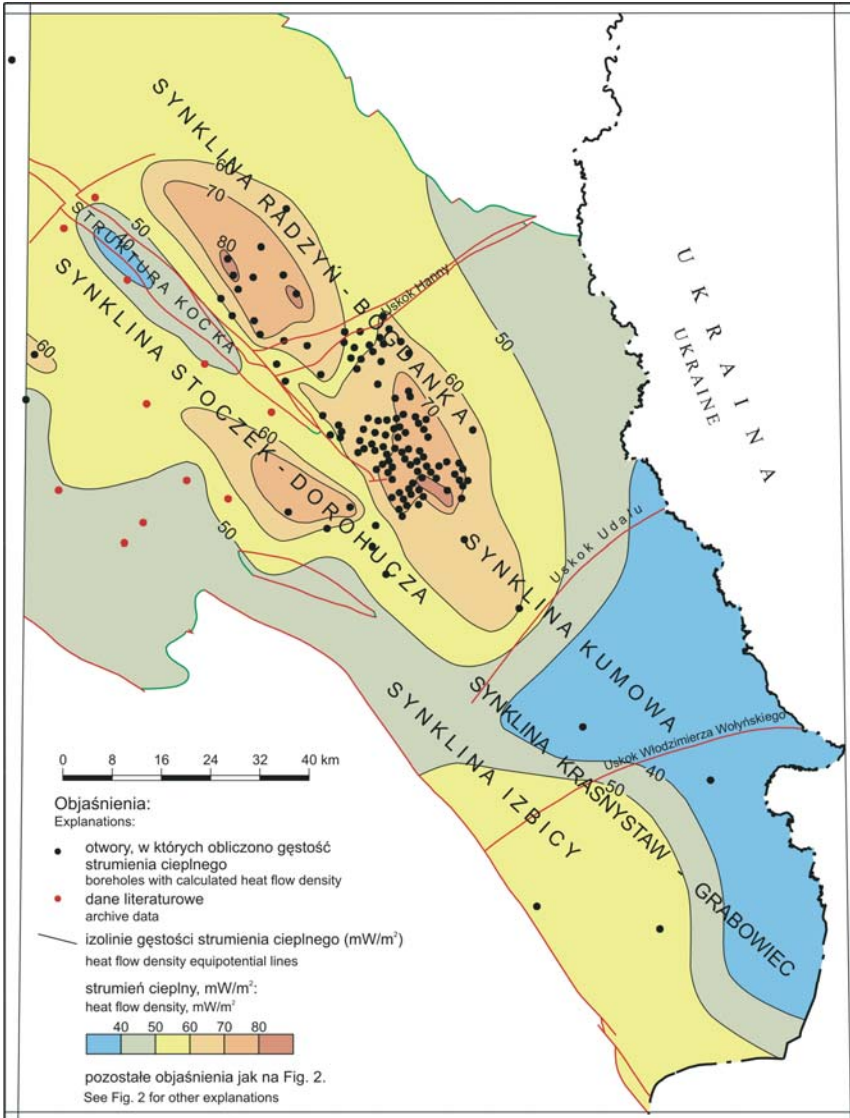


Fig. 9. Mapa gęstości strumienia ciepłego w obszarze LZW [mW/m²]

Fig. 9. Map of heat flow density in the LCB [mW/m²]

Generalny trend obniżania wartości gęstości strumienia ciepłego ma miejsce w kierunku bloku małopolskiego, który od NE ogranicza blok górnośląski wzdłuż głęboko zakorzenionej strefy dyslokacyjnej Kraków – Lubliniec. Kontakt bloków górnośląskiego i małopolskiego manifestuje się wyraźną różnicą w budowie utworów dolnopaleozoicznych (Żaba 1999, Buła 2000), natomiast w obrazie pola ciepłego obniżeniem wartości gęstości strumienia ciepłego do około 50 mW/m² (Karwasiecka 2001a).

Obserwowana wyraźna zmiana wartości gęstości strumienia ciepłego może być objaśniona wychłodzeniem bloku małopolskiego, jak również wskazuje, że obydwa bloki stanowią odrębne segmenty platformy Europy środkowej o odmiennej historii tektonotermicznej.

W rejonie rozległej dodatniej anomalii obserwowanej w SW części GZW strumień ciepły przekracza wartość 90 mW/m^2 (anomalía Czechowice) oraz wartość 80 mW/m^2 (anomalía Bzia-Dębiny i Suszecz).

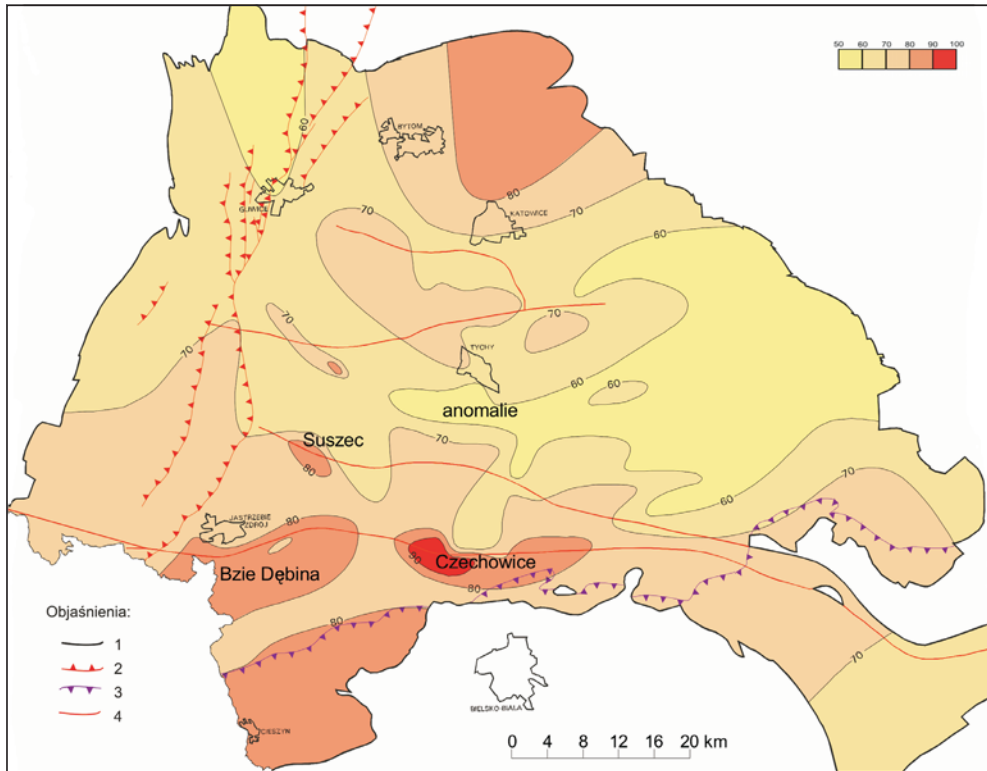


Fig. 10. Mapa gęstości strumienia ciepłego na obszarze GZW [mW/m^2]: 1 – wychodnie utworów karbonu węglonośnego na stopie paleozoiku, 2 – nasunięcia, 3 – północny zasięg fliszu karpaccykiego, 4 – uskoki. Elementy budowy geologicznej przyjęto wg Buły & Kotasa red. (1994)

Fig. 10. Map of heat flow density in the USCBA [mW/m^2]: 1 – exposures of Carboniferous, 2 – thrusts, 3 – northern extent of Carpathian flysch, 4 – faults. Geological features taken after Buły & Kotas ed. (1994)

Wspomniane anomalie mają wyraźny związek ze strefami uskokuowymi Żory – Jawiszowice oraz Bzia-Dębina – Czechowice, wzdłuż których aktywacja tektonotermiczna miała miejsce stosunkowo niedawno (w okresie orogenezy alpejskiej). Równocześnie w omawianym rejonie obserwujemy wyraźną korelację pola ciepłego ze wskaźnikami dojrzałości termicznej materii organicznej, co pozwala sądzić, że zarówno pole maksymalnych temperatur jak i współczesne w tym rejonie ma tą samą genezę (Karwasiecka 2001c).

WNIOSKI

- 1) Gęstość strumienia ciepłego Ziemi obliczono w profilu odwiertów, w których wykonano ciągłe pomiary temperatury (PT_U) w warunkach zbliżonych do ustalonego pola ciepłego pierwotnie zaburzonego procesem wiercenia.
- 2) Ciepłą przewodność efektywną ośrodka skalnego obliczono metodą średniej ważonej harmonicznej zgodnie z zasadami obliczania zastępczych parametrów fizycznych charakteryzujących wartościami tensorowymi.
- 3) W obszarze GZW średnia wartość gęstości strumienia ciepłego obliczona w profilu 158 odwiertów wynosi 70 ± 8 mW/m². Pole ciepłe jest heterogeniczne. Dodatkowo anomalie występują w SW rejonach GZW w sąsiedztwie stref uskokowych o rozciągłości równoleżnikowej, których aktywacja miała miejsce w orogenezie alpejskiej. Występujące w SW rejonach GZW dodatnie anomalie pola jakości węgla spowodowane są dodatkowym przegrzaniem górotworu, które miało miejsce po inwersji basenu w fazie asturyjskiej.
- 4) W obszarze LZW średnia wartość gęstości strumienia ciepłego obliczona w profilu 120 otworów wynosi 62 ± 10 mW/m² i jest znacząco wyższa od wartości szacowanej dla kratonów o prekambryjskiej konsolidacji podłoża.
- 5) Konfiguracja współczesnego pola ciepłego nie wykazuje w obszarze LZW związku z polem jakości złóż węgla.

LITERATURA

- Buła Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 171, 1–63.
- Buła Z. & Kotas A. (red.), 1994. *Atlas Geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, cz. 3, Mapy geologiczno-strukturalne*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Chmura K., 1970. *Własności fizyko-termiczne skał niektórych polskich zagłębi górniczych*. Wydawnictwo „Śląsk”, 1–228.
- Chmura K. & Chudek M., 2004. *Geotermomechanika górnicza*. MIDACH, Katowice, 1–367.
- Downorowicz S., 1983. Geotermika złoża rud miedzi monokliny przedsudeckiej. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 106, 1–88
- Drwięga Z., 1979a. Ziemiński strumień ciepła obszaru lubelskiego. *Przegląd Górniczy*, 3, 104–111
- Drwięga Z., 1979b. *Warunki geotermodynamiczne osadów karbonu i dewonu obszaru lubelskiego na tle budowy strukturalnej*. Archiwum Instytutu Geofizyki PAN, Warszawa (rozprawa doktorska).
- Grotek I., 2005. Zmienność stopnia uwęglenia materii organicznej rozproszonej w utworach karbonu wzdłuż brzegu platformy wschodnioeuropejskiej Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 413, 5–52.

- Hurtig E. (Editor-in-Chief), Čermak V., Haenel R. & Zui V.I. (Eds), 1992. *Geothermal Atlas of Europe*. Hermann Haack Verlagsgesellschaft mbH, Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha.
- Karwasiecka M., 1996. *Atlas geotermiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Wydawnictwo Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej S.A.
- Karwasiecka M., 1999a. Ewolucja historii termicznej w obszarze GZW. X Międzynarodowa Konferencja Naukowo-Techniczna Pola Ciepłego „Nowe Metody i Technologie w Geologii Naftowej, Wiertnictwie, Eksploatacji Otworowej i Gazownictwie”, Kraków, *Materiały konferencyjne*, 1, 327–333.
- Karwasiecka M., 1999b. *Mapy geotermiczne*. W: Zdanowski A. (red.), Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego, 1:500 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Karwasiecka M., 2001a. Nowe wyniki badań gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego Ziemi w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W: Plewa S. (red.), Rozpoznanie pola ciepłego Ziemi w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego dla potrzeb górnictwa i ciepłownictwa, *Studia, Rozprawy, Monografie*, Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków, 90, 50–84
- Karwasiecka M., 2001b. Wyniki badań dojrzałości termicznej w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. W: Plewa S. (red.), Rozpoznanie pola ciepłego Ziemi w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego dla potrzeb górnictwa i ciepłownictwa, *Studia, Rozprawy, Monografie*, Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków, 90, 85–102.
- Karwasiecka M., 2001c. Korelacja współczesnego pola ciepłego z polem uwęglenia w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Seria Górnictwo*, 249, 37–50.
- Karwasiecka M., 2001d. Wyniki badań właściwości termicznych skał w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. *Materiały XII Międzynarodowej Konferencji Naukowo-Technicznej „Nowe metody i technologie w geologii naftowej, wiertnictwie, eksploatacji otworowej i gazownictwie”*, Kraków, *Materiały konferencyjne*, 1, 209–222.
- Karwasiecka M., 2002. Charakterystyka zdolności skał do przewodzenia energii cieplnej w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. 5th Czech and Polish Conference „Geology of the Upper Silesian Basin”, Ostrava (Czechy), *Documenta Geonica*, 117–128.
- Karwasiecka M. & Rychlicki S., 1988. Ocena wpływu warunków pomiarów na wartość obserwowanych temperatur w odwiertach. *Materiały 4 Krajowej Konferencji Geofizyki Wiertniczej „Kierunki modernizacji geofizyki wiertniczej w Polsce”*.
- Karwasiecka M. & Wilk S., 2003. Wyniki badań gęstości strumienia ciepłego Ziemi w obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Wiertnictwo Nafta Gaz* (rocznik AGH), 111–120.
- Kotas A., 1985. Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). Congress International Stratigraphy Geological Carboniferous, Madrid 1983, *Compt. Rend.*, 3, 459–469.

- Kotas A., 2001. Niektóre aspekty interpretacji gradientów dojrzałości termicznej osadów karbońskich. *Materiały 24 Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski”*, Kraków, 45–52.
- Królikowski C. & Stajniak J., 1994. Przypowierzchniowe zmiany temperatury Ziemi. *Przegląd Geologiczny*, 42, 10, 828–833.
- Kubik J. & Čermak V., 1986. Heat flow in the Upper-Silesian Coal Basin: re-evaluation of data with special attention to the lithology. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Academy of Sciences of the Czech Republic, 30, 376–393.
- Majorowicz J., 1975. Warunki geotermiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego w rejonie Łęcznej. *Przegląd Geologiczny*, 23, 12, 614–620.
- Narkiewicz M., Poprawa P., Lipiec M., Matyja H. & Miłaczewski L., 1998. Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 165, 31–46.
- Narkiewicz M., 2003. Tektoniczne uwarunkowania rowu lubelskiego (późny dewon-karbon). *Przegląd Geologiczny*, 771–776.
- Plewa S., 1966. Regionalny obraz parametrów geotermicznych obszaru Polski. *Prace Geofizyczne i Geologiczne*, Kraków, 1–88.
- Plewa S., 1994. *Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski*. Wydawnictwo Centrum Podstawowych Problemów Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków, 1–138.
- Porzycki J., 1988. Charakterystyka litologiczno-sedymentologiczna karbonu. W: Dembowski Z., Porzycki J. (red.), Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego, *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 122, 40–76.
- Ryncarz T., 1993. *Zarys fizyki górotworu*. Śląskie Wydawnictwo Techniczne, Katowice, 1–357.
- Stajniak J., 1978. Badanie ziemskiego pola cieplnego w strefie jego okresowych zmian na obszarze Polski. *Biuletyn Informacyjny Geofizyki Stosowanej*, 2, Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych, Warszawa.
- Węsierska M., 1973. A study of Terrestrial Heat Flow Density in Poland. *Publication of the Institute of Geophysics. Polish Academy Sciences*, 60.
- Zdanowski (red.), 1999. *Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego, 1:500 000*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Żaba J., 1999. Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 166, 1–162.
- Żakowicz K., 1975. *Analiza własności fizycznych karbonu okolicy Tyszowiec na tle ich rozwoju litologicznego*. Archiwum Instytutu Geofizyki PAN, Warszawa (rozprawa doktorska).

Summary

The paper contains analysis and comparison of thermal field parameters within the Carboniferous hard coal basins i.e. Upper Silesian Coal Basin (USCB) and Lublin Coal Basin (LCB) (Figs 1, 2).

Both basins were created during the Variscan orogeny, however they were formed within significantly different geostructural units. The Upper Silesian Coal Basin is a fore-land basin of Moravian-Silesian Variscan folding zone (Kotas 1985). The Lublin Coal Basin, which probably formed during movements caused by extension or transtension event within the Precambrian Eastern European platform, is a unit which evolved beyond the direct influence of Variscan orogeny (Porzycki 1988, Narkiewicz *et al.* 1998, Narkiewicz 2003).

Accordingly, different geotectonic position of those basins determines different character of their geothermal fields, expressed by the heat flow density, that is the amount of the heat energy coming from the deep layers of the Earth towards the surface within the unit of time across the unit of surface.

The heat flow density is assessed in boreholes with permanently measured temperature in stabilized conditions (Fig. 3A, B).

The plots of effective conductivity vs. sandstone and hard coal content (Fig. 8) are worked up the base of multi-dimensional regression analysis of laboratory measures of heat conductivity of rocks (Tabs 1, 2, Figs 6, 7) as well as litological profile.

Within the Upper Silesian Coal Basin the calculations of heat flow density for 158 boreholes yielded the value of 70.4 ± 8.5 mW/m² (Karwasiecka 2001a), what is in agreement with the independent observations from Ostrava-Karwina area, where it has been determined to be 70 ± 8 mW/m² (Kubik & Čermak 1986).

In the lateral plane, contemporary geothermal field of USCB shows an increase in thermal activity from the SE direction towards NW and SW (Figs 4, 10). The positive anomaly of the geothermal field observed in the vicinity of the Żory – Jawiszowice and Ruptawa – Bzie – Czechowice faulting zones corresponds to the positive anomaly of the organic matter maturity, what implies that the maximum temperature field as well as the contemporary geothermal field have the same origin. It is hypothetically assumed here that the SW part of USCB has been under the influence of additional heating related to Alpine orogeny, what has been reconstructed by analyzing the dispersion of vitrinite reflectance R_o based on 150 boreholes (Karwasiecka 1999a, b, c, Kotas 2001).

In the LCB area the heat flow density measurements for 120 boreholes yielded the value of 62 ± 10 mW/m² (Karwasiecka & Wilk 2003), which is significantly higher than the value of about 40 mW/m² normally anticipated for old cratons of Gothian orogeny. In the lateral plane, contemporary geothermal field of LCB shows decrease of thermal activity in the direction from NW towards SE (Figs 5, 9). The field of organic matter maturity though is characterized by the opposite trend (Karwasiecka, W: Zdanowski ed. 1999b, Grotek 2005). The level of carbonization observed in the southern part was achieved through increased paleo heat flow and cannot be explained only by subsidence and later inversion of the basin during the Asturian phase.