

KRYSTIAN PROBIERZ*, MAŁGORZATA LEWANDOWSKA*

WARUNKI TERMICZNE MASYWU SKALNEGO W PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI
GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO A MOŻLIWOŚCI GENEROWANIA
WĘGLOWODORÓW

THERMAL CONDITION OF ROCK MASSIF IN NORTH-WESTERN PART OF UPPER SILESIAN
COAL BASIN AND POSSIBILITY OF HYDROCARBON GENERATION

Przedstawiono związek warunków cieplnych, zarówno współczesnych jak i paleotermicznych, masywu skalnego NW części Górnosląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) z uwęglaniem materii organicznej i możliwościami wydzielania się, zależnie od stopnia metamorfizmu, węglowodorów towarzyszących pokładom węgla. Obszar badań zlokalizowany jest w północno-zachodniej części GZW, w obrębie dwóch głównych stref tektonicznych, tj. strefy fałdowej i strefy dysjunktywnej.

Charakterystyki współczesnych warunków cieplnych masywu skalnego dokonano na podstawie obliczeń pierwotnej temperatury skał oraz gęstości ziemskiego strumienia w profilach otworów wiertniczych, uwzględniając oznaczone laboratoryjnie wartości współczynnika przewodnictwa ciepła λ . Odtworzono warunki paleotermiczne masywu skalnego przez szacowanie wartości paleotemperatur według Bosticka oraz dla porównania metodą Barkera i Pawlewicza.

Wartości pierwotnej temperatury skał zmieniają się w szerokim zakresie od 8,1–27,2°C na powierzchni stropowej utworów karbonu do 34,9–37,6°C w skałach poziomu –700 m. Natężenie ziemskiego strumienia ciepła przyjmuje wartości z zakresu 52,3–77,6 · 10⁻³ W/m².

Analiza zgodności przebiegu izolinii uwęglania-refleksyjności wityrnytu i ułożenia pokładów sugeruje, że proces uwęglania miał charakter synorogeniczny (lub pre- i postorogeniczny). Preorogeniczny charakter uwęglania powinno wiązać się z pograżeniem i paleogradientem geotermicznym, postorogeniczny zaś ma prawdopodobnie związek z „dowęglaniem” związanym z ciepłem wulkanitów stwierdzanych na obszarze od Kaczyc, poprzez Jastrzębie do Sońnicy. Badania historii termicznej tej części GZW wskazują na wysokie prawdopodobieństwo wystąpienia głównej fazy uwęglania — metamorfizmu substancji organicznej u schyłku karbonu (po westfalu D przed permem). Określono tzw. efektywny czas grzania EHT = 20 mln. lat. Na podstawie gradientów uwęglania, oszacowano miąższość zerodowanych warstw karbońskich na co najmniej 700 m. Najwyższe wartości paleotemperatur wykazano w rejonie północnym (KWK Gliwice) 135–179°C wg Bosticka lub 136–220°C według Barkera i Pawlewicza, najniższe zaś w rejonie północno-wschodnim (ZWSM Jadwiga) odpowiednio 129–142°C lub 127–147°C.

* WYDZIAŁ GÓRNICZWA I GEOLOGII, INSTYTUT GEOLOGII STOSOWANEJ, POLITECHNIKA ŚLĄSKA, UL. AKADEMICKA 2, 44-100 GLIWICE, POLAND; e-mail: probierz@polsl.gliwice.pl

W rejonie północno-wschodnim stopień uwęglenia materii organicznej ($R_o = 0,81-0,95\%$) wskazuje na obecność fazy generowania ropy i początek głównej fazy generowania gazu — CH_4 . Brak szczelnej pokrywy skał nadkładu przyczynił się zapewne do migracji (ucieczki) gazów, o czym świadczy zasięg tzw. strefy naturalnego odgazowania dochodzącej w tej części obszaru badań do ponad 1000 m głębokości.

W rejonie północnym w obszarze KWK Gliwice stopień uwęglenia materii organicznej ($R_o = 0,87-1,68\%$) jest najwyższy i świadczy o obecności głównej fazy generowania gazu. Brak szczelnego nadkładu również umożliwił odgazowanie do poziomu 950 m. W obszarze KWK Sośnica obecność skał wulkanicznych utrudnia prześledzenie paleogradientów. Stopień uwęglenia materii organicznej ($R_o = 0,96-0,98\%$) odpowiada głównej fazie generowania ropy i początkowi głównej fazy generowania gazu. Nie wykluczone, że obecność szczelnego nadkładu mogła spowodować w profilu pionowym występowanie dwóch stref wysokich ciśnień gazu, jak to opisano w pracy J. Tarnowskiego.

W rejonie południowym jedynie najwyższe wartości stopnia uwęglenia ($R_o = 0,78-1,02\%$) dorównują stwierdzonym w rejonie północno-wschodnim i sąsiadującego rejonu KWK Sośnica, materia organiczna zaś znajduje się w fazie generowania ropy i początkach głównej fazy generowania gazu.

Strefowość zmian składu węglowodorów z głębokością, nie odpowiadająca możliwości rozkładu wynikającego z generacji gazów w procesie uwęglenia, może być podobna jak w innych częściach GZW. Można wyrazić pogląd o odplywie gazu autochtonicznego we wszystkich rejonach obszaru badań. W rejonach gdzie brak jest nieprzepuszczalnego nadkładu strefa degazacji złoża dochodzi do ponad 1000 m głębokości i tylko poniżej tej strefy mogłyby się znajdować termokatalityczne gazy autochtoniczne. W rejonach gdzie występuje szczelny nadkład (KWK Sośnica, Knurów i Szczygłowice) obserwuje się wielostrefowy rozkład gazonośności i występuje możliwość akumulacji gazów w partiach przystropowych utworów karbońskich.

Słowa kluczowe: ziemski strumień ciepła, paleogeoterma, dojrzałość materii organicznej, generacja węglowodorów, Górnośląskie Zagłębie Węglowe

The paper presents a relationship between thermal conditions, both contemporary and paleo-thermic, of a rock massif NW part of the Upper Silesian Coal Basin (USCB). Coal-organic matter and possibilities of hydrocarbons generation depending on rank of metamorphism, which accompany to coal seams (Fig. 1) were also shown. The study area is situated in the north — western part of USCB, within two main tectonic zones, i.e. fold tectonics zone and disjunctive zone (Fig. 2). Overburden (Quaternary, Miocene, Triassic) and Carboniferous (Westfalian A — Namurian A) in lithostratigraphic profile of the study area were distinguished. Profile of a basement, mainly lower Carboniferous, is known only from adjoining areas. Differentiation in geological structure of the study area allowed separating three regions.

Characterization of contemporary thermal conditions of a rock massif was performed on the basis of estimation of original temperatures of rocks and density of a heat flow in profiles of wells (formula 1–4). Laboratory determination of thermal conduction coefficient λ was taking into consideration (Table 1). paleo-thermic conditions of rock massif was reconstructed by estimation of paleotemperature values according to Bostick (Fig. 3) and by Barker and Pawlewicz's method, for comparison.

Values of original temperatures of rocks change within the range from 8,1–27,2°C on the roof of Carboniferous to 34,9–37,6°C on the level –700 m (Fig. 4). Analysis of distribution of temperatures on maps and sections (Fig. 5) and values of geothermal gradients (Table 2) proves differentiation of thermal conditions in each parts of the study area.

Intensity of heat flow expressed by values of superficial coefficient of heat density assumes values from 52,3 to 77,6. 10^{-3} W/m² (Fig. 6) and in opposition to distribution of temperatures, does not show a distinct increase of values with the increase of depth.

Conformity analysis of rank course — vitrinite reflectance and deposition of strata isolines (Fig. 7, 8) hints that coalification process had synorogenic character (or pre- and postorogenic).

Preorogenic character of coalification process should be connected with burialing and geothermal paleogradient while postorogenic character of coalification process has probably connection with additional coalification connected with volcanic heat affirmed on Kaczyce–Jastrzębie–Sośnica area (Kotas 1994; Probiez 1989; Tarnowski 1989).

Investigations of thermal history of these parts of USCB show high probability of occurrence of main phases of coalification-metamorphism of organic matter at declining Carboniferous (after Westfalian D before Permian). So-called effective heating time EHT = 20 million of years was determined. On the basis of coalification gradients, it was estimated that thickness of eroded Carboniferous layers amounts to at least 700 m. Maksimum values of paleotemperatures one showed in northern region (coal mine Gliwice) 135–179°C according to Bostick's or 136–220°C according to Barker and Pawlewicz, while minimum values in north-eastern region (coal mine Jadwiga) respectively 129–142°C and 127–147°C (Lewandowska 2001).

Estimating values of paleotemperature, according to Barker and Pawlewicz's method, which makes possible to obtain the results without detailed analysis of sedimentary — diastrophism evolution of the study area, seems to be especially useful with incomplete knowledge of the geological history, as in the case of USCB. This also allows verifying the obtained results according to other methods results.

In the northeastern region rank of organic matter ($R_o = 0,81–0,95\%$, Table 3) and values of paleotemperatures and paleogradients (Table 4), shows the presence of oils generation phase and beginning of main phases of gas generation — CH_4 . Lack of hermetic covers of overburden surely contributed to migration (flight, escapes) of gases. The range of so-called natural zones of degassing which range to above 1000-m depth in this part of study area testifies this.

In northern region this problem should be considered separately for coal mines areas. In the area of coal mine Gliwice the rank of organic matter ($R_o = 0,87–1,68\%$) is maximum and testifies presence of the main phase of gas generation. Lack of hermetic overburden made also possible degassing to level 950 m. In area of coal mine Sośnica a presence of volcanic rocks makes it difficult to investigate paleogradients. Rank of organic matter ($R_o = 0,96–0,98\%$) correspond to main phase of oils generation and to beginning of the main phase of gas generation. It is not excluded, that presence of hermetic overburden could cause, in perpendicular profile, occurrence of two zones of high pressures of gas as this was described in the work by J. Tarnowski 1989.

In the southern region only maximum values of coal rank ($R_o = 0,78–1,02\%$) equals to values found in the north-eastern region and adjacent region coal mine Sośnica, while organic matter is found in the phase of oils generation and the beginning of main phase of gas generation.

Zonation of changes of composition of hydrocarbons with depth (Fig. 9), not answering to possibilities of distribution resulting from gases generation in coalification process, can be similar to other parts of USCB. One can express opinion about outflow of autochthonous gas in all regions of study area. In regions where is lack overburden, degassing zone of deposit approach to above 1000 m depths and only below this zones would be found thermocatalytic autochthonous gases (Kotas 1994; Tarnowski 1989). In regions with hermetic overburden (coal mines Sośnica, Knurów and Szczygłowice) we can observed polyzonal distribution gas content and possibility of gases accumulation in the roof of Carboniferous parties (Tarnowski 1989).

Key words: terrestrial heat flow, palaeogeothermics, coalification, bitumen generation, Upper Silesian Coal Basin

1. Wstęp

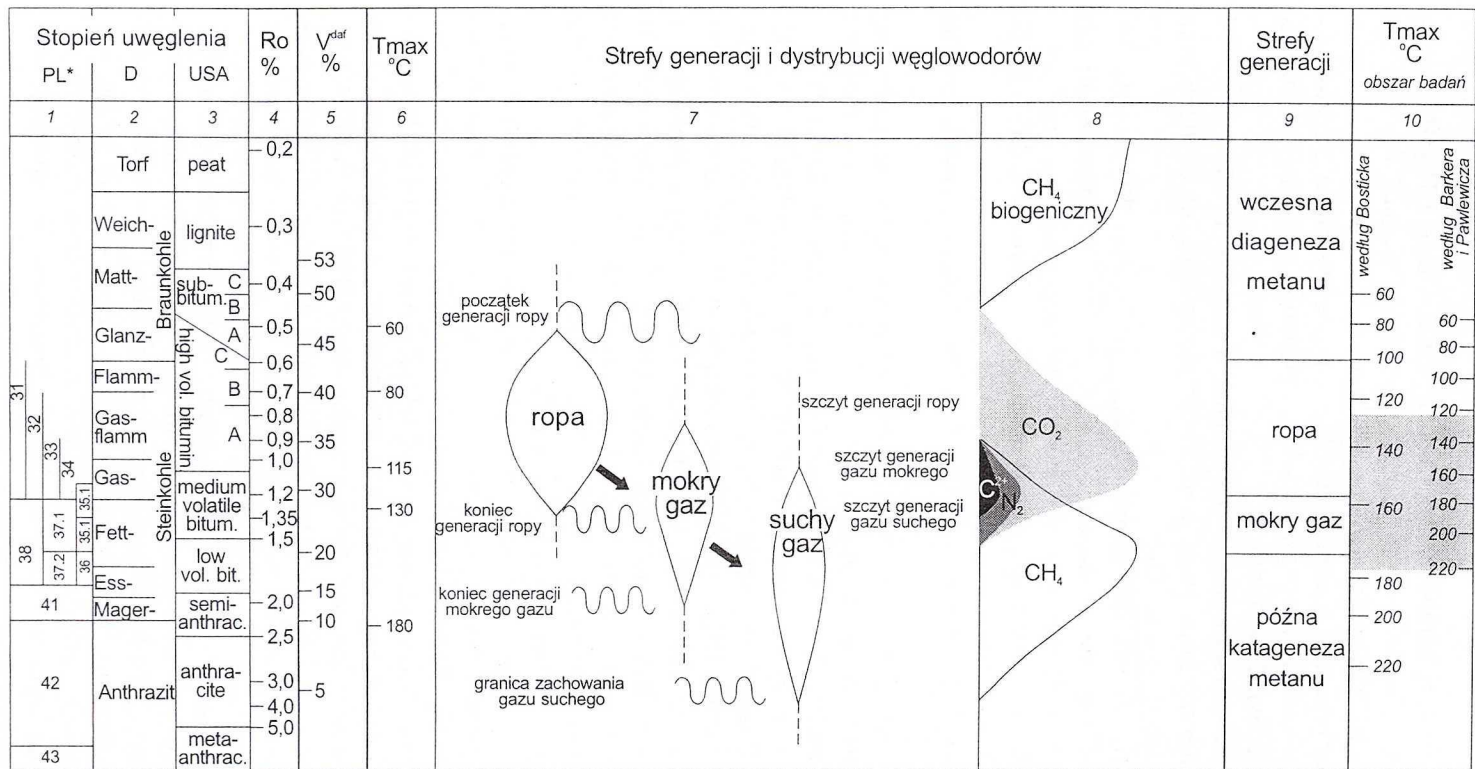
Warunki termiczne węglonośnych masywów skalnych, zarówno współczesne jak i występujące w historii geologicznej danego obszaru, wywierają niewątpliwy wpływ na własności węglowej materii organicznej. Z procesem przemian substancji organicznej,

czyli jej uwęglaniem, wiążą się strukturalno-chemiczne przemiany tworzących ją substancji humusowych (Gabzdyl 1995; Stach i in. 1982; Taylor i in. 1998). Z tymi przemianami natomiast związane jest w sposób nieodłączny wydzielanie się różnych gazów. A zatem od stopnia uwęglania materii pokładów węgla uzależniona jest geneza, ilość i rodzaj gazów, głównie węglowodorów, które mogą towarzyszyć pokładom węgla. Problematyka gazów występujących w karbońskich seriach litostratygraficznych GZW była już tematem badań (Kotas 1994; Ney, Kotarba 1995; Tarnowski 1989; Twardowski 1997), które wskazują na ich autochtoniczne pochodzenie związane z metamorfizmem lub genezą allochtoniczną. W tym drugim przypadku gazy migrowały z niżej ułożonych pokładów lub z substancji organicznej podłoża karbonu produktywnego (karbon dolny–kambr) względnie były ich mieszaniną.

Rozkład materii węglotwórczej ma początkowo charakter biochemiczny, bowiem szczątki roślinne ulegają rozkładowi z udziałem mikroorganizmów, głównie bakterii, i trwa aż do przykrycia rozkładanych szczątków torfowiska przez osady klastyczne a więc ropy, muły, piaski itp. Rośliny podczas tego procesu torfienia /humifikacji tracą swoją pierwotną strukturę i przechodzą w masę torfową, a zależnie od intensywności i warunków przebiegu przemian oraz rodzaju materiału roślinnego powstają główne odmiany petrograficzne węgla od błyszczącego do matowego. Wydzielane są także gazy, głównie CO_2 , H_2 oraz CH_4 .

Przykrycie utworów torfowiska nadkładem osadów klastycznych związane jest z oddziaływaniem czynników geologicznych (temperaturą, ciśnieniem) i powoduje zmianę charakteru przemian substancji organicznej. Rezultatem tego może być przejście torfu w węgiel brunatny miękki (co wymaga nadkładu o grubości 200–400 m), brunatny twardy, węgiel kamienny i antracyt. Przejście materii organicznej torfu w antracyty nazywane metamorfizmem węgla może odbywać się jedynie w warunkach specyficznych dla zagłębi węglowych, m.in. musi zachodzić pograżanie/subsydencja. Wyróżnia się różne stadia metamorfizmu substancji organicznej, przykładowo przejście torfu w węgiel brunatny miękki to diagenetyzacja, a brunatnego poprzez kamienny i koksowy w antracyt to odpowiednio katagenetyzacja, metagenetyzacja i metamorfizm właściwy. Bardzo dogodną miarą stopnia metamorfizmu substancji węglowej jest zdolność odbicia światła witrynytu R_o . Jest to wskaźnik mający zastosowanie na wszystkich stadiach metamorfizmu i uzależniony jedynie od temperatur występujących w masywie skalnym. Zestawienie niektórych parametrów charakteryzujących metamorfizm węgla i temperaturę przedstawia rysunek 1. Jak widać na nim, podobnym przemianom jak substancja humusowa węgla (od torfu po antracyty) podlega także substancja macierzysta dla ropy naftowej i gazu ziemnego. Humusowe utwory węglonośne mogą być również źródłem gazu ziemnego, a nawet ropy naftowej. Świadczyć o tym może m.in. obecność w niektórych węglach widocznej mikroskopowo fluoryzującej substancji bitumicznej. Metamorfizmowi podlega również substancja organiczna występująca w rozproszeniu poza pokładami węgla.

Natura procesu metamorfizmu polega na chemicznej polikondensacji i aromatyzacji związków huminowych oraz równoczesnym odszczepianiu części peryferyjnych z wydzielaniem gazów m.in. CO_2 i H_2O . W węglu brunatnym miękkim wydzielają się



1 - Klasyfikacja typów technologicznych węgla PN-82/G-97002*; 2, 3, 4, 5 - wg Teichmuller 1987; 6 - wg Murchison 1987; 7 - wg Dow 1977; 8 - wg Hunt 1979; 9 - wg Wassojewicz 1970; 10 - wg Lewandowska 2001

* - W klasyfikacji tej jedynym parametrem uwęglenia jest zawartość części lotnych. Parametr ten nie jest jednakże stosowany konsekwentnie, co powoduje, że identyczny przedział uwęglenia może być reprezentowany równocześnie przez różne typy węgla na przykład. 35, 36, 37 i 38. Węgla niżej uwęglone tj. typy 31 - 34 są rozróżniane za pomocą zdolności spiekania RI. Parametr ten nie jest stosowany w innych klasyfikacjach natomiast PN nie uwzględniła oznaczeń zdolności odbicia światła wityritu (Ro).

Rys. 1. Zależność parametrów uwęglenia i temperatury a możliwości generowania węglowodorów (wg Teichmuller 1987 z Organic Petrology). Uproszczono i uzupełniono o polską klasyfikację węgla wg typów technologicznych — PN-82/G-97002

Fig. 1. Relationship between coal rank and temperature and possibility of hydrocarbons generation (after Teichmuller 1987 from Organic Petrology). It was simplified and completed by Polish classification of coal — PN-82/G-97002

hydrofilne grupy OH, potem karboksylowe COOH, metaksyłowe CH₃OH, karbonyłowe: CO oraz tlen O₂. Towarzyszy temu wzrost zawartości węgla (~65–70% C), ciepła spalania Q_s i spadek zawartości tlenu i wodoru oraz zawartości części lotnych (~65–47% V^{daf}). Oprócz przemian chemicznych obserwuje się przemiany fizykostrukturalne, m.in. spadek porowatości, wzrost gęstości i anizotropii optycznej wyrażanej m.in. zdolnością odbicia światła wityrytu R_o .

Węgiem kamiennym niskouwęglonym (płomienne i gazowe o ~76–85% C^{daf} i ~42–36% V^{daf}) towarzyszy intensywne wydzielanie się wodoru, utrata tlenu oraz skokowe zmniejszanie się zawartości OH.

W węglach kamiennych średnio uwęglonych (koksowe o 87–89% C^{daf}, 28–19% V^{daf} oraz 1,3–1,8% R_o) obserwuje się często wartości maksymalne (np. spiekalność) lub minimalne (np. wytrzymałość mechaniczna) poszczególnych własności fizykochemicznych węgla. W tych węglach występuje duży ubytek O₂ oraz dość wysoki H₂, H₂O, grup OH oraz pewnych ilości metanu.

W węglach antracytowych i antracytach (<10% V^{daf}) uwolniona zostaje główna część metanu CH₄.

Proces wydzielania gazów z węgla w zależności od temperatury, na podstawie wyników procesu pirolizy, opisano w pracach van Heeka, Teichmüller oraz Jüntgena i Karweila (Stach, Makowsky, Teichmüller, Taylor, Chandra, Teichmüller 1982). W temperaturach 20–50°C wydziela się głównie H₂O, w 30–70°C niewielkie ilości CH₄ (z ligniny), w 70–100°C dwutlenek węgla CO₂, zaś w temperaturach 160–200°C wydziela się główna masa metanu CH₄, a także pewne ilości N₂ i CO. Wykazano ponadto, że z 1 kg węgla uwalnia się ~200 l CH₄. Prawdopodobnie także przy powolniejszym nagrzewaniu degazacja zachodzi w niższych temperaturach. Dla warunków GZW wykazano, że potencjał generowania metanu z 1 tony węgla, charakteryzującego się zawartością części lotnych w przedziale 40–25% V^{daf} , wynosi ~110 m³, natomiast jego metanopojemność jedynie ~20 m³ (Ney, Kotarba 1995).

Celem pracy było wykazanie związków pomiędzy warunkami cieplnymi panującymi w NW części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) a możliwością wydzielania węglowodorów. Podjęcie badań w tej części GZW wynikało z lokalizacji obszaru badań w obrębie dwóch głównych stref tektonicznych zagłębia. Prace dotyczące generowania i akumulacji gazów oraz metanonośności węgla w tej części zagłębia nie były szerzej podejmowane. Praca Twardowskiego (1997) obejmuje jedynie peryferyjne części obszaru KWK Szczygłowice. W pracy A. Kotasa (1994) gęstość opróbowania badanego obszaru jest wyraźnie mniejsza w stosunku do innych zagospodarowanych części GZW i jedynie kilka otworów wiertniczych posłużyło do oznaczeń zawartości metanu. W pracy Neya i Kotarby (1995) przeprowadzono m.in. modelowanie warunków paleotermicznych obszaru KWK Gliwice. Badania petrograficzne węgla dotyczyły jednakże jedynie nielicznych próbek i wąskiego przedziału refleksyjności. Skomplikowana budowa geologiczna tej części obszaru badań, charakteryzująca się obecnością wąskopromiennych fałdów, często poprzecinanych w strefach osiowych uskoki, utrudnia w znacznej mierze prawidłową interpretację uzyskiwanych wyników refleksyjności w zależności od głębokości.

Rozwiązując przedstawiony problem należy również zwrócić uwagę na brak odpowiednich klasyfikacji genetycznych polskich węgla, i to zarówno brunatnych, jak i kamiennych. Wprawdzie nazwy niektórych polskich typów węgla kamiennych odpowiadają np. nazwom węgla w klasyfikacji niemieckiej, lecz w naszej klasyfikacji nie ma możliwości precyzyjnego odróżnienia np. węgla typów 31–34. Ich odróżnienie jest możliwe jedynie na podstawie spiekalności RI , cechy która pojawia się tylko w bardzo wąskim przedziale szeregu uwęglania, osiągając maksimum w obrębie węgla koksowych. Nie istnieje też możliwość odróżnienia węgla koksowych i specjalnych typów 35–38 jedynie na podstawie zawartości części lotnych. PN klasyfikująca węgle nie uwzględnia także parametru refleksyjności wityrytu (R_o).

2. Charakterystyka geologiczno-górnicza obszaru badań

Obszar badań zlokalizowany jest w północno-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, w obrębie dwóch głównych stref tektonicznych, tj. strefy fałdowej i strefy dysjunktywnej. Przyjmuje się, że granicą rozdzielającą strefę tektoniki fałdowej od dysjunktywnej jest nasunięcie (zaburzenie) orłowsko-boguszowickie. W obrębie obszaru badań znajdują się obszary górnicze ZWSM Jadwiga oraz kopalń: Gliwice, Sośnica, Knurów i Szczygłowice (rys. 2).

W profilu litostratygraficznym obszaru badań wyróżniono warstwy nadkładu utworów karbońskich, obejmujące osady czwartorzędowe (holocen, plejstocen), trzeciorzędowe (miocen), triasowe (wapień muszlowy, pstry piaskowiec) oraz warstwy karbonu produktywnego (westfal A–namur A) reprezentowane zarówno przez ogniwa serii limnicznej, jak i paralicznej oraz podłoża (głównie dolny karbon), którego profil znany jest jedynie z sąsiednich obszarów.

Obszar badań wykazuje znaczne zróżnicowanie w budowie geologicznej. Różnice te dotyczą zarówno litologii skał nadkładu i kompleksu karbońskiego, jak i tektoniki. Na tej podstawie wydzielono w nim trzy rejony (rys. 2):

- Rejon północno-wschodni; obejmuje swym zasięgiem obszar nieczynnego już ZWSM Jadwiga i charakteryzuje się występowaniem utworów czwartorzędowych i sporadycznie triasowych nadkładu, bezpośrednio na utworach karbońskich. Utwory trzeciorzędowe nie występują lub są to jedynie sporadyczne soczewy o niewielkiej miąższości i rozprzestrzenieniu. Nie istnieje zatem ciągła i izolująca warstwa skał nadkładu utworów karbońskich. W obrębie kompleksu karbońskiego występują warstwy serii paralicznej i górnośląskiej serii piaskowcowej (warstwy siodłowe i częściowo rudzkie). Tektonika tego rejonu charakteryzuje się występowaniem w jego części zachodniej strefy zaburzenia/nasunięcia orłowsko-boguszowickiego oraz w części wschodniej struktur nieckowatych i licznych południkowo zorientowanych uskoków.
- Rejon północny; obejmuje obszary górnicze kopalń Gliwice i Sośnica. Dominującym ogniwem w nadkładzie kompleksu karbońskiego jest trzeciorzęd, przy czym w części zachodniej tego rejonu istotny jest także udział utworów

Budowa geologiczna rejonu północnego jest skomplikowana i charakteryzuje się występowaniem południkowo zorientowanych fałdów kopalni Gliwice (fałdy 1–11) i Sośnica (fałdy I–IV), z których fałd IV KWK Sośnica uważany jest prawdopodobnie za kontynuację strefy zaburzenia/nasunięcia orłowsko-boguszowickiego. Istotnym elementem tektoniki tego rejonu są także uskoki Saara i Kłodnicki o przebiegu równoleżnikowym.

- Rejon południowy; obejmuje swym zasięgiem obszary górnicze kopalń Knurów i Szczygłowice. W rejonie tym zwraca uwagę brak utworów triasu oraz dominacja w profilu nadkładu utworów trzeciorzędowych, które tworzą znacznej miąższości pokrywę izolującą skały karbońskie. W kompleksie karbońskim dominują natomiast warstwy serii limnicznej — seria mułowcowa i górnośląska seria piaskowcowa. Tektonika tego rejonu jest względnie prosta, najważniejszą deformacją zaś jest południkowo zorientowany fałd sośnicko-knurowski. Obecne są ponadto liczne, lecz o niewielkich zrzutach, uskoki o przebiegu prawie równoleżnikowym.

Eksploatacja górnicza w obszarze badań prowadzona była w części północno-wschodniej do głębokości maksymalnie 1400 m (ZWSM Jadwiga poziom 1160 m), w części północnej do głębokości około 1250 m (KWK Sośnica poziom 950 m) i w części południowej do głębokości około 1000 m (KWK Knurów poziom 850 m). Jak wynika z danych literaturowych i kopalnianych, pierwotna temperatura skał na tych poziomach przekracza wartość 28°C i wzrasta z głębokością. Średni gradient geotermiczny w obszarze badań wynosi około 3,6°C/100 m.

Zarówno warunki gazowe, jak i zagrożenia nimi powodowane są w poszczególnych częściach obszaru badań zróżnicowane. Kopalnia Gliwice zaliczana jest do niemetanowych natomiast pozostałe kopalnie zaliczane są do metanowych. W KWK Sośnica i KWK Szczygłowice metan uznany został za kopalinę towarzyszącą, zasoby metanu zaś oszacowano odpowiednio na 185,10 mln m³ i 3157,66 mln m³. Przy powierzchni stropu karbonu występuje strefa naturalnego odgazowania, która w części północno-wschodniej i północnej obszaru badań sięga do głębokości około 1000 m, a w części południowej do głębokości około 600 m. Poniżej strefy naturalnego odgazowania metanonośność wzrasta z głębokością, zmienia się także skład gazu. Podstawowym składnikiem gazu jest oczywiście nadal metan, lecz w mniejszych ilościach występuje także azot, etan oraz dwutlenek węgla. Najsilniej metanonośnym ogniwem litostratygraficznym są warstwy rudzkie oraz siodłowe i porębskie.

3. Metodyka określania warunków cieplnych masywu skalnego

W celu rozpoznania współczesnych warunków cieplnych panujących w masywie skalnym obliczono wartości pierwotnej temperatury skał i ziemskiego strumienia ciepła dla profili otworów wiertniczych, zlokalizowanych w obrębie obszaru badań. Rozpatrywane odcinki profilu wynosiły około 1000 m z wyjątkiem rejonu południowego, gdzie głębokość otworu wiertniczego dochodzi do 2000 m.

Obliczenie wartości pierwotnej temperatury skał w profilu otworu wiertniczego jest możliwe dzięki znajomości litologii występujących skał oraz ich własności cieplnych, szczególnie współczynnika przewodnictwa ciepła λ .

Znajomość profilu litologicznego, a więc poszczególnych odmian skał i ich następstwo, uzyskano z danych zawartych w kartach otworów wiertniczych, zaś wartości współczynnika przewodnictwa ciepła λ oznaczono laboratoryjnie.

W wyrobiskach górniczych obszaru badań opróbowano wszystkie występujące odmiany litologiczne skał. Wobec faktu, że znaczną część otworów wiertniczych odwiercono w odległych latach, a dostęp do rdzeni był utrudniony lub nawet brak było zachowanych rdzeni, zrezygnowano z próbek otworowych. Próbki skał nadkładu (30) oraz karbońskich (118) pobrano z przedziału głębokościowego 50–700 m (ok. 1000 m głębokości). Poszczególne odmiany litologiczne były reprezentowane przez próbki o różnym stopniu diagenety. Opróbowanie można zatem, jak się wydaje, uznać za reprezentatywne dla obszaru badań.

Oznaczenie współczynnika przewodnictwa ciepła λ przeprowadzono w warunkach termicznie ustalonych, na krążkach o średnicy 50 mm i grubości 10 mm, wyciętych ze skały prostopadle do uwarstwienia. Dokonano tego za pomocą wielokrotnie modyfikowanej aparatury według konstrukcji prof. K. Chmury (Chmura 1970; Chmura, Chudek 1998).

Średnie wartości współczynnika przewodnictwa ciepła λ zestawiono w tablicy 1.

Przy obliczaniu pierwotnej temperatury skał w nadkładzie korzystano z następującej zależności (Chmura 1970; Chmura, Chudek 1998):

$$T_n = T_{\dot{s}r.r} + \Sigma T_i \quad [^{\circ}\text{C}] \quad (1)$$

gdzie:

- T_n — temperatura skał w nadkładzie [$^{\circ}\text{C}$],
- $T_{\dot{s}r.r}$ — średnia temperatura roczna dla danego obszaru [$^{\circ}\text{C}$],
- T_i — przyrost temperatury w kolejnych warstwach skalnych nadkładu [$^{\circ}\text{C}$].

Przyjęto, że średnia temperatura roczna dla rozpatrywanego obszaru badań wynosi 8°C i utrzymuje się na głębokości 30 m pod powierzchnią terenu (Lewandowska 2001). Poziom ten przyjęto nazywać poziomem neutralnym termicznie, teoretycznie bowiem na tej głębokości nie powinny już występować sezonowe zmiany temperatur.

Znajomość temperatur skał w nadkładzie oraz jego grubości pozwoliła wyznaczyć temperaturę na powierzchni stropowej osadów karbonu.

Przy obliczaniu pierwotnej temperatury skał karbońskich korzystano z następującej zależności.

$$T_K = T_{sn} + \Sigma(T_{ik}) \quad [^{\circ}\text{C}] \quad (2)$$

gdzie:

- T_{sn} — temperatura w spągu warstwy nadległej; w początkowej fazie obliczeń jest to temperatura występująca na stropie karbonu, a następnie temperatura na spągu kolejnych warstw.
- T_{ik} — przyrost temperatury w kolejnych karbońskich warstwach skalnych [$^{\circ}\text{C}$].

Współczynnik przewodnictwa ciepła λ (wartości średnie)

Thermal conductivity of rocks (mean values)

Nazwa skały (próbki)	Stratygrafia	Współczynnik przewodnictwa ciepła λ^* [W/m deg]
Piaski i żwiry	czwartorzęd, trzeciorzęd	1,83
Iły zapiaszczony, gliny	czwartorzęd, trzeciorzęd	1,05
Iły	czwartorzęd, trzeciorzęd	1,79
Piaskowce, żwirowce	trzeciorzęd, trias	1,31
Iłowce, iłołupki	trzeciorzęd, trias	1,62
Wapienie, dolomity, gipsy, margle, anhydryty	trzeciorzęd, trias	1,70
Piaskowce (25)	karbon	3,27
Mułowce (49)	karbon	2,38
Iłowce (22)	karbon	1,85
Węgla (11)	karbon	0,39
Łupki węglowe, sapropelowe i palne (11)	karbon	1,12**

* Wartości λ oznaczono w kierunku prostopadłym do uławicenia w temperaturze 20°C. Wykonano także oznaczenia w temperaturze 40 i 60°C [10]. Ze względu na występujące w literaturze różnice poglądów dotyczących zależności zmian wartości λ z temperaturą, oznaczeń tych nie uwzględniono.

** Wartości kalkulowane w zależności od udziału procentowego węgla i substancji mineralnej, z tych skał nie udało się bowiem wykonać próbek o wymaganych wymiarach.

Mając obliczoną temperaturę pierwotną skał (nadkładu i karbonu) możemy obliczyć strumień ciepła korzystając z następującej zależności (Chmura 1970; Chmura, Chudek 1998).

$$\bar{q} = \Delta T \cdot \frac{\bar{\lambda}}{m} \quad [\text{W/m}^2] \quad (3)$$

gdzie:

\bar{q} — ziemski strumień ciepła,

ΔT — przyrost temperatury pomiędzy poziomem „neutralnym termicznie”, od którego rozpoczynamy obliczenia a danym poziomem obliczeniowym [°C],

$\bar{\lambda}$ — średnia ważona współczynników przewodnictwa ciepła poszczególnych warstw w profilu; wagą jest ich miąższość (charakterystyczna dla danego poziomu masowy skalnego) [W/m deg],

m — sumaryczna miąższość kompleksu skalnego [m].

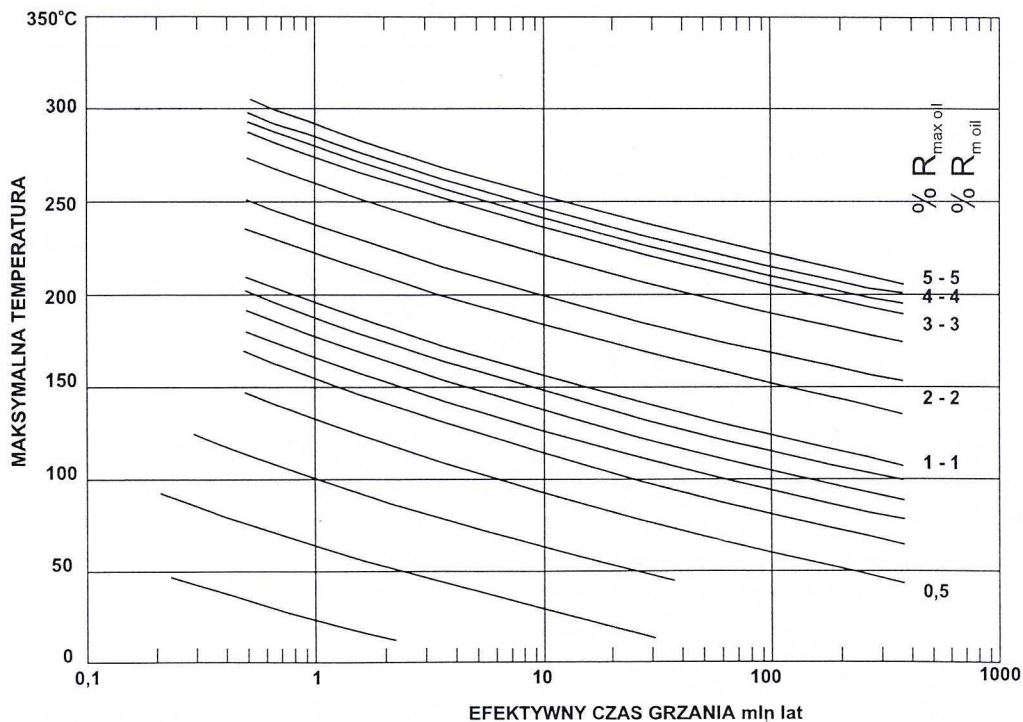
W oparciu o przedstawioną metodykę wyznaczono wartości pierwotnej temperatury i strumienia ciepła na stropie utworów karbonu oraz na poziomach $-271,6$ i -700 m zlokalizowanych w kompleksie karbońskim. Poziomy te zbliżone są głębokościami do poziomów eksploatacyjnych w obszarze górniczym KWK Sośnica.

Do analizy warunków cieplnych wykorzystano dane z 231 otworów wiertniczych drażnionych z powierzchni, z czego poziom $-271,6$ m osiągnęło 101 otworów, a poziom -700 m 34 otwory.

Konstrukcję map, z wykorzystaniem programów komputerowych, wykonano stosując interpolację równomierną i konturowanie równoległe.

W celu odtworzenia **warunków paleotermicznych** masywu skalnego podjęto próbę oszacowania wartości paleotemperatur na podstawie stopnia uwęglenia substancji organicznej. Paleotemperaturą przyjęto określać maksymalną temperaturę występującą w historii geologicznej danej części masywu skalnego.

Jedną z pierwszych aplikacji pozwalającą na kalkulację trzech zmiennych, tj. czasu, temperatury i stopnia uwęglenia, był nomogram Karweila (1956). Nomogram ten jednak był sukcesywnie poprawiany przez M. Teichmüller 1966, Hooda (1975) oraz Bosticka (1971, 1979) (rys. 3).



Rys. 3. Związek efektywnego czasu grzania, maksymalnej temperatury skał i refleksyjności wityryny (wg Bostick i in. 1979)

Fig. 3. Relationship between effective heating time, maximum temperature and vitrinite reflectance (after Bostick et al. 1979)

W latach osiemdziesiątych Barker i Pawlewicz (Barker, Pawlewicz 1986) zaproponowali odmienną metodę kalkulacji refleksyjności wityrynitów i maksymalnej temperatury, która bazuje na danych pochodzących z 600 próbek z wielu basenów sedymentacyjnych świata. Autorzy znaleźli statystyczną linię relacji pomiędzy logarytmem refleksyjności wityrynitów i temperaturą maksymalną (w °C).

$$\ln(R_r) = 0,0078T_{\max} - 1,2 \quad (4)$$

W niniejszej pracy do określenia paleotemperatur wykorzystano nomogramy Bosticka oraz metodę Barkera i Pawlewicza.

W obszarze badań nie odwiercono głębokich otworów wiertniczych, w którym dokonano badań petrograficznych węgla, w tym oznaczeń zdolności odbicia światła wityrynitów. Wobec tego z różnych pokładów węgla kopalni: Knurów, Szczygłowice, Gliwice oraz ZWSM Jadwiga pobrano 24 próbki bruzdowe, które miały „zastąpić” próbki otworowe. Głównym kryterium wyboru miejsc takiego opróbowania była możliwość uzyskania pionowych profili temperaturowych. Dlatego też próbki węgla pobierane były, w miarę możliwości, zarówno w pobliżu stropu karbonu, jak i na najgłębszych poziomach eksploatacyjnych, tak aby objąć jak największy odcinek głębokościowy. Taki sposób opróbowania ma niewątpliwie pewne wady, nie zawsze bowiem eksploatacja górnicza prowadzona jest w danym rejonie równocześnie na różnych głębokościach. Zaletą natomiast, w stosunku do badań otworowych, jest możliwość uzyskania pełniejszych i dokładniejszych danych o budowie petrograficznej pokładów węgla.

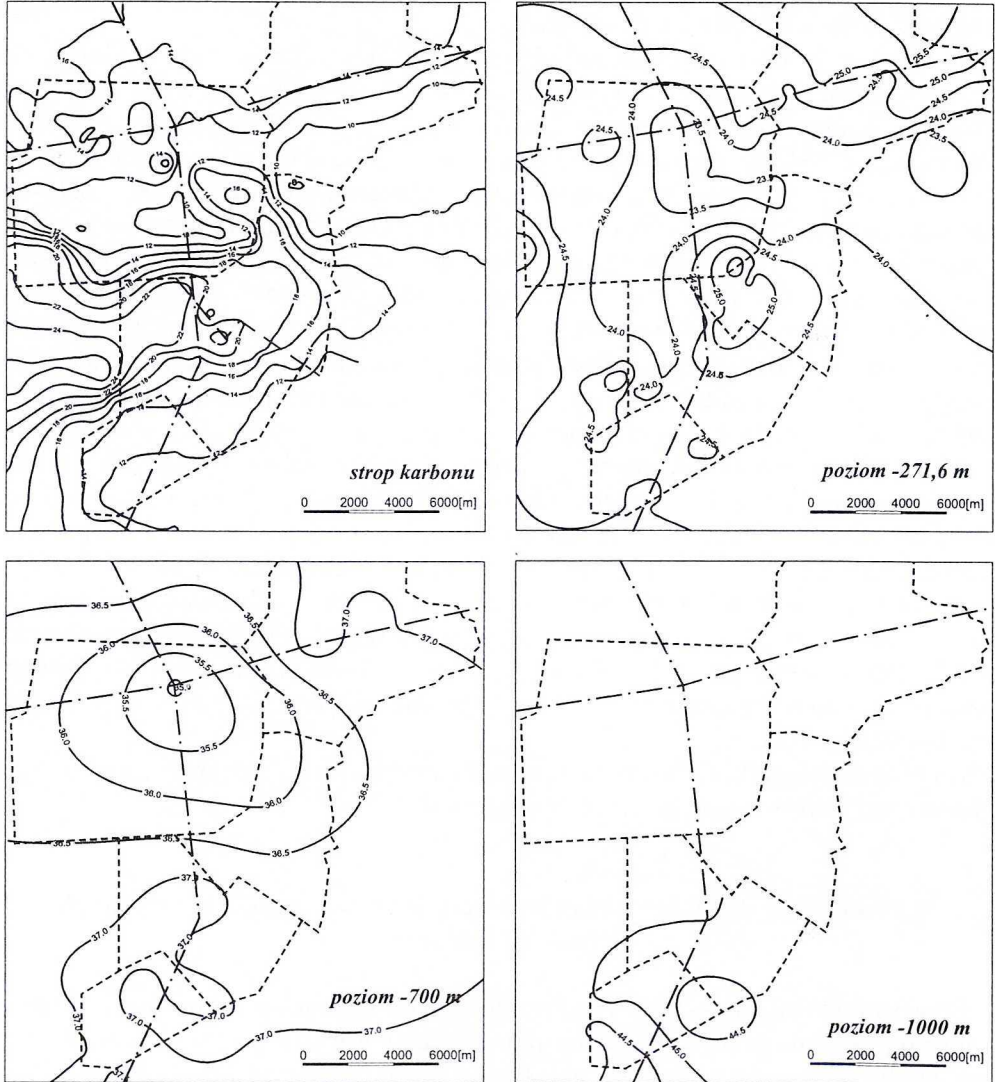
Z pobranych próbek wykonano preparaty ziarnowe zgłady-brykiety (≤ 1 mm) o naruszonej strukturze. Tak przygotowane preparaty posłużyły do wykonania pomiaru zdolności odbicia światła (refleksyjności) oraz analizy grup macerałów węgla wraz z substancją mineralną. Wykonano je pod mikroskopem Axioskop firmy Zeiss, w spolaryzowanym świetle odbitym i we fluorescencji (światło wzbudzające niebieskie), przy powiększeniu $500\times$, stosując ciecz imersyjną o współczynniku załamania światła $n_0 = 1,5180$, w temperaturze 297 K i przy długości fali świetlnej $\lambda = 546$ nm. Pomiar przeprowadzono uwzględniając zalecenia International Committee of Coal Petrology oraz PN 92/G-04524.

Na podstawie uzyskanych wartości paleotemperatur oraz ich rozkładu z głębokością wyznaczono wartości paleogradientów temperatury.

4. Omówienie wyników badań współczesnych warunków termicznych masywu skalnego

Przeprowadzona charakterystyka współczesnych warunków termicznych masywu skalnego pozwoliła zaprezentować wyniki dotyczące wartości pierwotnej temperatury skał, gradientów geotermicznych i natężenia ziemskiego strumienia ciepła. Uzyskane wyniki badań omówiono łącznie dla całego obszaru badań z uwzględnieniem specyfiki wyodrębnionych rejonów (Lewandowska 2001; Probiez, Lewandowska 1998, 2000a, 2000b, 2001).

Wartości pierwotnej temperatury skał na powierzchni stropowej utworów karbonu zmieniają się w szerokim zakresie, tj. 8,1–27,2°C (rys. 4), co związane jest przede wszystkim ze zróżnicowaniem jej głębokości. Geozotermi dość dokładnie odwzorowują kształtowanie powierzchni stropowej utworów karbonu. Najwyższe wartości temperatur (powyżej 26°C) na tej powierzchni stwierdzono w południowo-zachodniej części obszaru badań (strefa na zachód od obszarów górniczych KWK Knurów). Najniższe natomiast wartości temperatur, tj. poniżej 12°C, tworzą równoleżnikowo przebiegającą „bruzdę” w centralnej części KWK Gliwice oraz obszarach górniczych



Rys. 4. Pierwotne temperatury skał

Fig. 4. The original temperatures of rocks

ZWSM Jadwiga i częściowo KWK Sońnica. Strefa podobnie niskich temperatur występuje także w południowo-wschodniej części obszaru badań.

Pierwotna temperatura skał na poziomie $-271,6$ m zmienia się w zakresie $23,1$ – $-25,9^{\circ}\text{C}$. Poziom ten w rejonie na zachód od obszaru górniczego KWK Knurów obejmuje także skały nadkładu (miąższość do 535 m). Dlatego też występują tu temperatury niższe aniżeli na stropie utworów karbonu, co związane jest z ukształtowaniem tej powierzchni, która znajduje się częściowo poniżej poziomu $-271,6$ m. Strefy podwyższonych temperatur na tym poziomie (powyżej $24,5^{\circ}\text{C}$) zlokalizowane są w północnej (głównie w obrębie ZWSM Jadwiga) oraz w środkowej części obszaru badań, gdzie obejmuje południowo-zachodnią część obszaru górniczego KWK Sońnica i przylegającą część obszaru górniczego KWK Knurów.

Temperatury pierwotne skał poziomu -700 m kształtują się w zakresie $34,9$ – $37,6^{\circ}\text{C}$. Najniższe temperatury tego poziom, tj. poniżej $35,5^{\circ}\text{C}$, występują w strefie zlokalizowanej podobnie jak na poprzednio omawianym poziomie, najwyższe zaś, tj. powyżej 37°C , w północno-wschodniej i południowej części obszaru badań.

Temperatury pierwotne poziomu -1000 m przeanalizowano jedynie w południowej części badanego obszaru, co uwarunkowane było obecnością głębokich otworów wiertniczych. Wartości pierwotnej temperatury skał zmieniają się w zakresie $44,1$ – $45,9^{\circ}\text{C}$. Dla poziomów -1500 i -2000 m nie wykonano map ze względu na brak wystarczającej liczby danych, ale obliczone wartości pierwotnych temperatur dla tych poziomów zmieniają się w zakresie $55,6$ – $57,5^{\circ}\text{C}$ na poziomie -1500 m i osiągają wartość $68,5^{\circ}\text{C}$ na poziomie -2000 m.

Obserwowany stały wzrost temperatury pierwotnej skał z głębokością, przy równoczesnym zmniejszaniu się jej przyrostów z głębokością, świadczy o zróżnicowaniu gradientów geotermicznych obszaru badań. Jak wynika z tablicy 2, w przedziale głębokościowym od stropu karbonu do poz. $-271,6$ m gradienty te przyjmują wartości z zakresu $2,86$ – $4,16^{\circ}\text{C}/100$ m, w przedziale od $-271,6$ do -700 m z zakresu $2,69$ – $3,07^{\circ}\text{C}/100$ m, w przedziale od -700 do -1000 m z zakresu $2,49$ – $2,77^{\circ}\text{C}/100$ m, w przedziale od -1000 do -1500 m z zakresu $2,38$ – $2,30^{\circ}\text{C}/100$ m, by w najgłębszym rozpatrywanym przedziale głębokościowym, tj. od -1500 do -2000 m, osiągnąć wartość $2,22^{\circ}\text{C}/100$ m. Wyznaczono także średnie wartości gradientów termicznych dla przedziału głębokościowego od stropu karbonu do poziomu -1000 m. Zauważono także, że gradienty geotermiczne przyjmują niższe wartości w rejonach zlokalizowanych na północy (np. ZWSM Jadwiga) aniżeli na południu (np. KWK Szczygłowice). Związane to może być przede wszystkim z większą miąższością nadkładu na południu obszaru badań, którego skały mają odmienne od karbońskich własności cieplne. Odnosi się to szczególnie do wartości współczynnika przewodnictwa ciepła λ świadczących o słabszej zdolności przewodzenia ciepła przez skały nadkładu aniżeli karbonu.

Wykazane zróżnicowanie gradientów geotermicznych obszaru badań potwierdzone jest również na przekrojach geotermicznych (rys. 5).

Analiza rozkładu temperatur, czyli przebiegu geoizoterm na mapach omawianych poziomów głębokościowych oraz na przekrojach, a także gradientów geotermicznych, dowodzi zróżnicowania warunków cieplnych poszczególnych części obszaru badań.

Gradienty geotermiczne obszaru badań

Geothermal gradients of the study area

Rejon	Kopalnie	Gradienty geotermiczne [$^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$]			
		Przedziały głębokościowe pomiędzy poziomami [m n.p.m.]			
		strop karbonu -271,6	-271 do -700	-700 do -1000	strop karbonu -1000
Północno-wschodni	ZWSM Jadwiga	2,86-3,18	2,69-2,84	—	2,75-2,95
Północny	KWK Gliwice	2,90-3,70	2,75-2,95	—	2,80-3,20
	KWK Sośnica	2,92-3,60	2,77-2,98	—	2,82-3,19
Południowy	KWK Knurów	3,01-4,16	2,87-2,98	2,49	2,78-3,37
	KWK Szczygłowice	2,98-3,32	2,77-3,07	2,56-2,77*	2,75-3,03

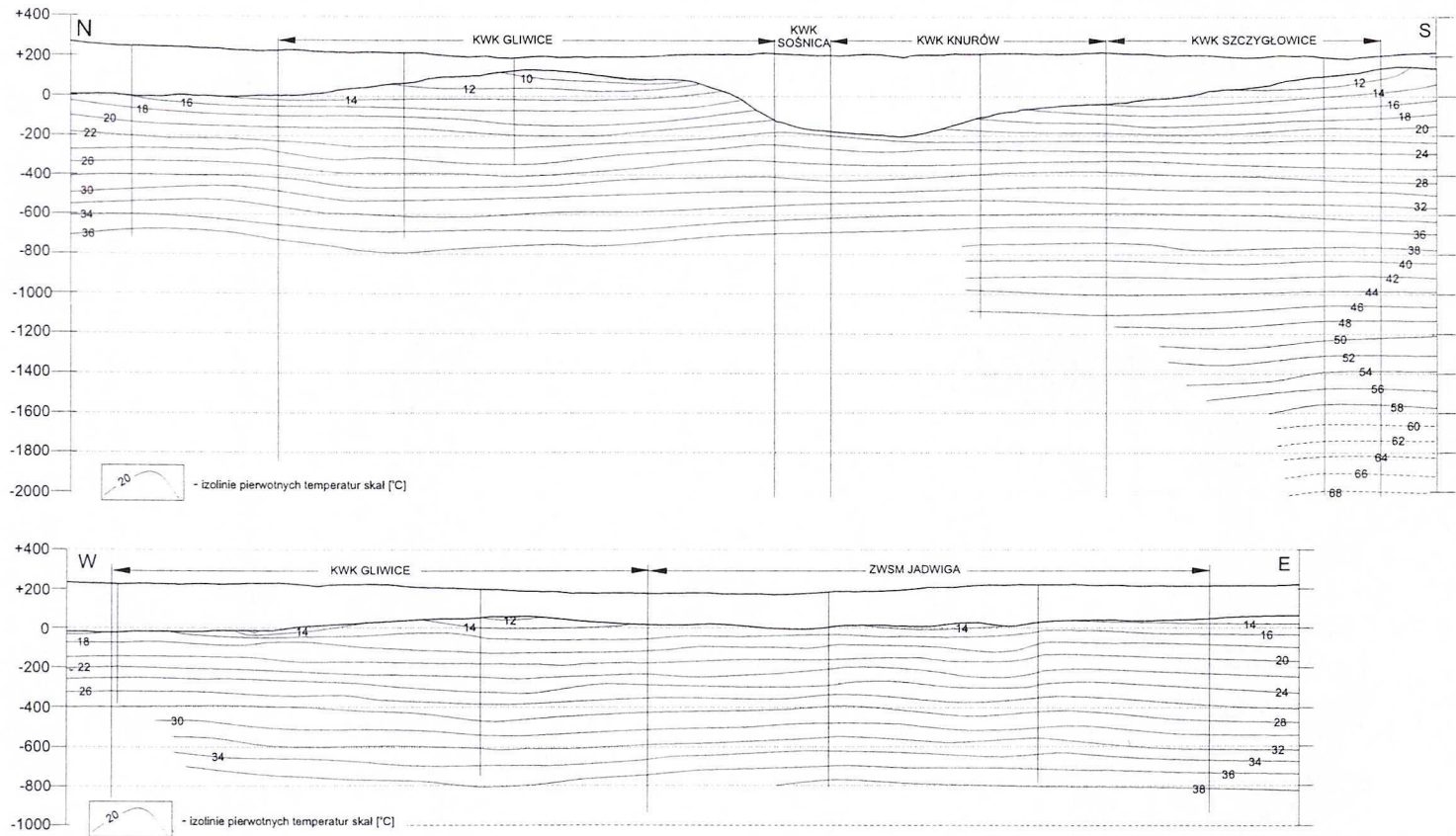
* W przedziale od -1000 do -1500 m gradienty wynoszą 2,30-2,38, zaś w przedziale od -1000 do -1500 m wynoszą $2,22^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$.

Także w obrębie poszczególnych obszarów górniczych istnieją nieco odmienne warunki cieplne, o czym świadczą zróżnicowane wartości gradientów geotermicznych. Gradienty te wskazują na występowanie tzw. stref „cieplejszych” i „chłodniejszych”. Występowanie takich stref dowodzić może obecności składowej poziomej gradientu temperatur.

Ziemiński strumień przyjmuje w masywie skalnym obszaru badań wartości z zakresu $52,3-77,6 \cdot 10^{-3}\text{ W/m}^2$ (rys. 6). Największe zróżnicowanie natężenia ziemskiego strumienia ciepła obserwuje się, podobnie jak w przypadku temperatur, na powierzchni stropowej utworów karbonu, w zakresie $52,3-71,0 \cdot 10^{-3}\text{ W/m}^2$. Na głębszych poziomach zakresy zmian są mniejsze i wynoszą odpowiednio $58,6-77,0 \cdot 10^{-3}\text{ W/m}^2$ na poziomie -271,6 m oraz $64,0-77,1 \cdot 10^{-3}\text{ W/m}^2$ na poziomie -700 m. W rejonie południowym obszaru badań natężenie ziemskiego strumienia ciepła rozpoznano także na poziomie -1000 m i -1500 m, gdzie wartości ziemskiego strumienia ciepła zmieniają się odpowiednio w zakresach $64,4-73,4 \cdot 10^{-3}\text{ W/m}^2$ oraz $73,3-77,6 \cdot 10^{-3}\text{ W/m}^2$. Punktowo wyznaczono także natężenie ziemskiego strumienia na poziomie -2000 m, gdzie osiąga on wartość około $75,9 \cdot 10^{-3}\text{ W/m}^2$.

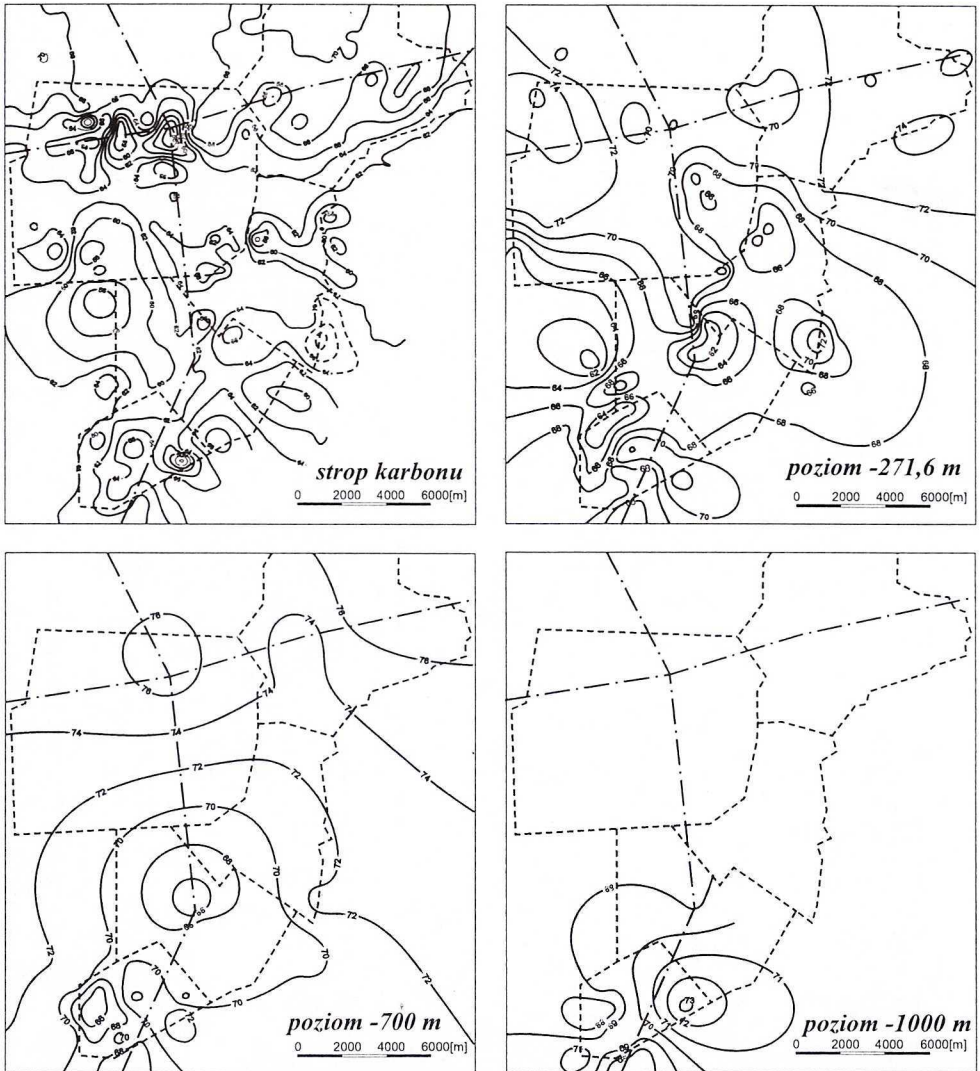
Natężenie ziemskiego strumienia ciepła, w przeciwieństwie do rozkładu temperatur, nie wykazuje wyraźnego wzrostu wartości z głębokością.

Stwierdzone zróżnicowanie wartości pierwotnych temperatur skał, gradientów geotermicznych i wartości natężenia ziemskiego strumienia ciepła wskazuje na wyraźny związek budowy geologicznej i warunków cieplnych panujących w ośrodku w ma-



Rys. 5. Przekroje geotermiczne

Fig. 5. The geothermal sections



Rys. 6. Ziemski strumień ciepła

Fig. 6. The heat flow

sywie skalnym. Sugeruje także konieczność odrębnego omówienia warunków paleotermicznych.

5. Charakterystyka warunków paleotermicznych

Analiza warunków paleotermicznych masywu skalnego, polegająca na określeniu maksymalnych wartości paleotemperatur oraz związanych z nimi wartościami gradien-

tów paleotermicznych panujących w historii geologicznej masywu skalnego danego regionu, wymaga znajomości rozwoju sedymentacyjno-diastraficznego oraz stopnia uwęglania materii organicznej (Barker, Pawlewicz 1986; Bostick 1979).

Przyjęto założenie, że bezpośrednim odzwierciedleniem maksymalnych temperatur panujących w masywie skalnym w historii geologicznej jest stopień uwęglania materii organicznej, wyrażany refleksyjnością wityrynitów — R_o lub zawartością części lotnych — V^{daf} . Należy przy tym zaznaczyć, że stopień uwęglania zależy zarówno od temperatury, jak i czasu jej oddziaływania, zwanego w literaturze efektywnym czasem grzania (*effective heating time*), oraz ciśnienia. Przyjmuje się jednak, że ciśnienie panujące w masywie skalnym ma większe znaczenie w początkowym stadium procesu przemiany struktury materii organicznej, a więc na etapie węgla brunatnych, głównie miękkich. W późniejszych stadiach uwęglania ciśnienie raczej nie sprzyja wzrostowi stopnia uwęglania, przeciwdziała bowiem przyrostowi temperatury i utrudnia przebieg reakcji chemicznych związanych z metamorfizmem węgla.

W procesie szacowania paleotemperatur masywu skalnego uwzględniano refleksyjność wityrynitów będącą zapisem temperatury maksymalnej oraz tzw. efektywny czas grzania. Pominięto dane o stopniu uwęglania wyrażone zawartością części lotnych, parametr ten jest bowiem mniej precyzyjnym wskaźnikiem uwęglania wskutek swojego uzależnienia od składu petrograficznego. Refleksyjność wityrynitów oznaczyć można stosunkowo łatwo i z dużą precyzją. Pomiary wykonuje się z użyciem fotometru podczas badań mikroskopowych w świetle odbitym.

W analizie wpływu warunków sedymentacyjno-diastraficznych na warunki paleotermiczne podstawowym zadaniem jest wyznaczenie efektywnego czasu grzania. Dla obszaru GZW zadanie to jest bardzo utrudnione i budzić może wiele wątpliwości i kontrowersji, gdyż brak wielu ogniw w profilu litostratygraficznym nie pozwala na precyzyjne odtworzenie historii geologicznej i termicznej. Efektywny czas grzania jest to przedział czasu, w którym w masywie skalnym panowała temperatura od powyżej 15°C do maksymalnej, zanotowanej w historii geologicznej danego obszaru (T_{max}). Temperatura 15°C uznawana jest za minimalną potrzebną do zapoczątkowania procesu przemiany materii węglotwórczej. Pierwszym istotnym zadaniem jest zatem określenie temperatury panującej w obszarze GZW w okresie karbońskim. Można przyjąć, z małym błędem, uwzględniając implikacje wynikające z teorii tektoniki płyt, że obszar badań znajdował się w strefie klimatu ciepłego wilgotnego, takiego jaki panuje w obszarach współczesnych torfowisk Florydy czy Kalimantanu (obecnie Borneo). A zatem temperatura w czasie powstawania paleotorfowisk, a więc węglonośnych utworów karbońskich, wynosiła już co najmniej 15°C i była wystarczająco wysoka, aby z chwilą pogrążenia paleotorfowiska rozpoczął się tzw. efektywny czas grzania. Dla porównania współczesna średnioroczna temperatura w obszarze badań wynosi 8°C .

Szacowanie efektywnego czasu grzania serii węglonośnej karbonu z uwzględnieniem rozwoju sedymentacyjno-diastraficznego, szczególnie w NW części GZW, musi zatem uwzględniać występowanie w okresie pokarbońskim licznych przerw w sedymentacji oraz okresów erozji. Za najbardziej istotną uznać by można erozję permską lub/i potriasową oraz trzeciorzędową. Na tej podstawie przypuszczać można,

że rozpatrywany węglonośny kompleks skalny maksymalne pogrążenie (wynikające z miąższości nadkładu), i związane z tym temperatury, osiągnął pod koniec okresu karbońskiego (ok. 300 mln lat temu). Niewykluczone, że temperatury mogły wzrosnąć w triasie (ok. 204 mln lat temu) lub/i w trzeciorzędzie (ok. 6 mln lat temu), co wynika z analizy rozwoju sedimentacyjno-diastrficznego obszaru badań i najbliższego sąsiedztwa Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

Oszacowany w ten sposób efektywny czas grzania wynosiłby (Lewandowska 2001):

- 20 milionów lat — okres karboński,
- 61 milionów lat — okres karboński i trias,
- 66 milionów lat — okres karboński, trias i fragment okresu trzeciorzędowego — miocen.

Jednym z czynników umożliwiających weryfikację czasu w którym nastąpiło uwęglenie jest analiza zgodności przebiegu izolinii pokładów i uwęglenia — R_o jaką zaproponowała M. Teichmüller (Stach i in. 1982; Taylor i in. 1998). Przeprowadzając zatem analizę zgodności ułożenia pokładów i przebiegu izolinii refleksyjności można z dużym prawdopodobieństwem stwierdzić kiedy zakończył się proces uwęglania. W przypadku gdy przebieg izolinii uwęglania i izolinii pokładów jest zgodny, proces uwęglania miał charakter preorogeniczny. Gdy wykazuje tylko podobne tendencje, proces uwęglania zachodził równocześnie z ruchami tektonicznymi (syngenetyczny) lub rozciągał się w czasie od okresu pre do postorogenicznego. Brak natomiast zgodności przebiegu izolinii uwęglania i ułożenia pokładów węgla świadczyć może o postorogenicznym charakterze procesu uwęglania.

Charakterystyka węgla obszaru badań obejmowała oznaczenia składu petrograficznego poprzez oznaczenie udziału poszczególnych grup macerałów — wityrytynu, liptytynu, inertynitu oraz substancji mineralnej, a także średniej refleksyjności wityrytynu (tabl. 3). Oczywiście, że dla określenia wartości paleotemperatur najważniejszym parametrem petrograficznym jest średnia refleksyjność wityrytynu. Określenie natomiast fazy orogenicznej w której nastąpiło uwęglenie jest możliwe poprzez porównanie przebiegu izolinii metamorfizmu (refleksyjności) węgla oraz warstw pokładów, wobec czego oznaczenia refleksyjności przedstawiono także na mapach i przekrojach (rys. 7, 8). Charakterystykę zmienności wartości oznaczonych parametrów, podobnie jak budowy geologicznej i warunków termicznych, zdecydowano się omówić w trzech wydzielonych już rejonach obszaru badań.

5.1. Rejon północno-wschodni (ZWSM Jadwiga)

Udział macerałów grupy wityrytynu waha się od 35 do 95% mmf, przy czym najmniejsze wartości zaobserwowano w pokładzie 503, największe natomiast w pokładzie 610. Udział macerałów grupy egzynitu waha się od 3 do 12% mmf. Znacznie większe zróżnicowanie zaobserwowano w udziale macerałów grupy inertynitu, bo 2–57% mmf.

W grupie inertynitu dominuje semifuzynit (9–14% mmf), zaobserwowano także niewielkie ilości inertodetrynitu (2–4% mmf) i fuzynitu (1–4% mmf), przy znikomym udziale mikrynitu, makrynitu i sklerotynitu.

TABLICA 3

Własności optyczne i skład petrograficzny węgla z pokładów obszaru badań

TABLE 3

Optical properties and petrographic composition of coal from the seams of the study area

Rejon	Kopalnia	Pokład	R_o [%]		Odch. stand.	Grupa wityrynytu [% mmf]	Grupa liptynytu [% mmf]	Grupa inertynytu [% mmf]	Substancja mineralna [%]	Typ węgla		
			4	5							6	7
Rejon północno-wschodni	ZWSM Jadwiga (43)	503(12)	min.	0,81	0,04	35	5	28	2	32,1		
			max.	0,87	0,05	67	10	57	12	32,2		
		509(6)	min.	0,88	0,04	23	4	46	1	32,1		
			max.	0,92	0,05	50	8	69	7	32,2		
		510(2)	min.	0,89	0,05	69	7	15	5	34,1		
			max.	0,89	0,05	78	11	20	6			
		610(8)	min.	0,84	0,04	77	3	2	2	33		
			max.	0,95	0,06	95	11	14	68	34,2		
		620(15)	min.	0,84	0,03	60	5	18	0	34,1		
			max.	0,89	0,06	77	12	30	4	34,2		
		Rejon północny	KWK Gliwice (106)	618(5)	min.	0,92	0,04	64	6	13	1	34,2
					max.	0,99	0,06	80	10	30	3	
620(4)	min.			0,95	0,03	60	7	15	2	34,2		
	max.			1,00	0,06	78	10	32	9			
622(3)	min.			0,87	0,04	73	3	4	3	32,1		
	max.			0,95	0,05	93	10	17	21	34,2		
624(1)	min.			0,97	0,04	70	12	18	9	34,2		
	max.											
625(4)	min.			0,96	0,04	62	7	11	3	33		
	max.			1,03	0,05	82	12	26	17	34,2		
712(2)	min.			1,01	0,04	58	8	28	3	34,2		
	max.			1,02	0,05	64	9	33	6			
803(1)	min.			1,06	0,05	74	8	18	9	35,1		
	max.											
805(1)	min.			1,08	0,05	76	4	20	7	35,1		
	max.											
807(1)	min.	1,02	0,05	77	5	18	6	35,1				
	max.											

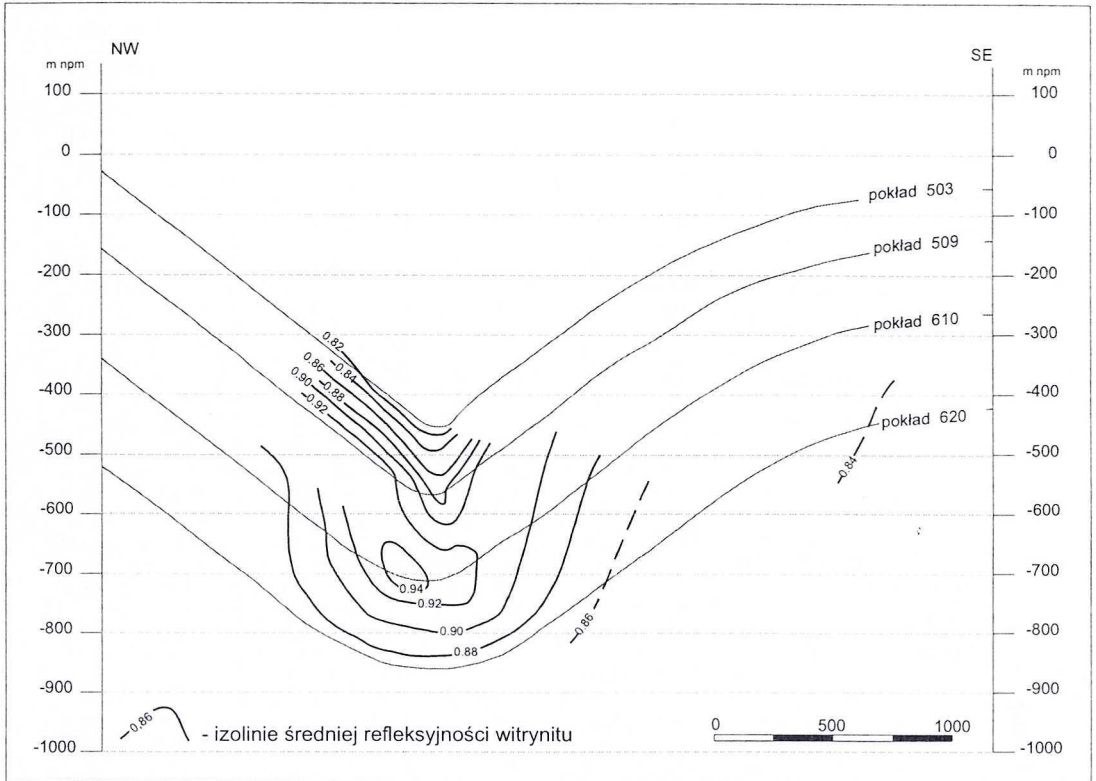
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Rejon północny	KWK Gliwice (106)	808(1)	min.	1,06	0,05	78	6	16	3	35,1	
			max.								
		823(2)	min.	1,22	0,06	82	0	9	8	8	35,2A
			max.								
		827(1)	min.	1,32	0,06	86	1	13	11	11	35,2A
			max.								
		830(29)	min.	1,08	0,04	63	1	13	0	0	35,1
			max.								
		833(13)	min.	1,11	0,04	63	0	13	1	1	35,2
			max.								
		834(1)	min.	1,38	0,06	79	2	19	2	2	35,2A
			max.								
		835(2)	min.	1,28	0,06	64	1	27	1	1	35,2A
			max.								
		837(4)	min.	1,08	0,04	64	4	23	4	4	35,1
			max.								
		838(1)	min.	1,48	0,05	69	2	29	14	14	35,2A
			max.								
		839(2)	min.	1,25	0,05	67	2	25	3	3	35,2A
			max.								
		842(1)	min.	1,37	0,05	68	2	30	4	4	35,2A
			max.								
		843(8)	min.	1,33	0,03	66	0	16	1	1	35,2A
			max.								
		844/1(3)	min.	1,34	0,06	67	1	27	2	2	36
			max.								
		845(11)	min.	1,28	0,05	67	0	13	1	1	35,2A
			max.								
846(4)	min.	1,41	0,05	72	0	16	1	1	35,2A		
	max.									1,60	0,07
918(1)	min.	1,03	0,04	69	6	25	3	3	34,2		
	max.										

TABLICA 3 cd.

TABLE 3 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Rejon południowy	KWK Szczygłowice (120)	357/1(9)	min.	0,78	0,03	78	4	6	2	32,2
			max.	0,91	0,05	90	11	13	38	34,2
		364(27)	min.	0,82	0,02	53	3	4	1	32,2
			max.	0,90	0,05	91	15	32	24	34,2
		401/1(22)	min.	0,81	0,03	63	2	6	0	34,1
			max.	0,93	0,05	91	9	27	26	34,2
		403/1(8)	min.	0,82	0,03	57	6	12	1	34,1
			max.	0,89	0,04	82	13	32	26	34,2
		405/1(8)	min.	0,90	0,04	55	4	20	2	34,2
			max.	0,95	0,05	76	8	40	18	35,1
		405/3(8)	min.	0,85	0,03	60	5	20	1	34,1
			max.	0,91	0,04	74	11	30	16	34,2
		407/1(7)	min.	0,86	0,03	66	5	12	3	32,2
			max.	0,91	0,05	81	11	26	7	34,2
		407/3(7)	min.	0,85	0,03	61	5	5	2	32,2
			max.	0,89	0,04	87	10	32	9	34,1
		408/1(13)	min.	0,86	0,03	52	5	12	1	32,1
			max.	0,99	0,05	79	14	40	60	35,1
	415/2(11)	min.	0,90	0,04	49	3	13	1	34,2	
		max.	1,00	0,05	82	9	42	19	37,1	
KWK Knurów (6)	405/1(3)	min.	0,92	0,04	66	6	14	1	33	
		max.	0,96	0,06	79	7	28	2		
	408/3 — 413/1 (3)	min.	0,940	0,05	61	5	24	3	33	
		max.	1,020	0,06	71	6	34	4		

Oznaczenia refleksyjności wityrytu oraz składu petrograficznego dokonano dla części złoża obejmującej pokłady od 503 do 620, występujące w przedziale głębokościowym od -304 do -916 m n.p.m. Refleksyjność wityrytu i skład petrograficzny oznaczono na 43 próbkach. Wszystkie pobrane próbki pochodziły z jednej struktury geologicznej, tj. niecki Concordii (rys. 7).

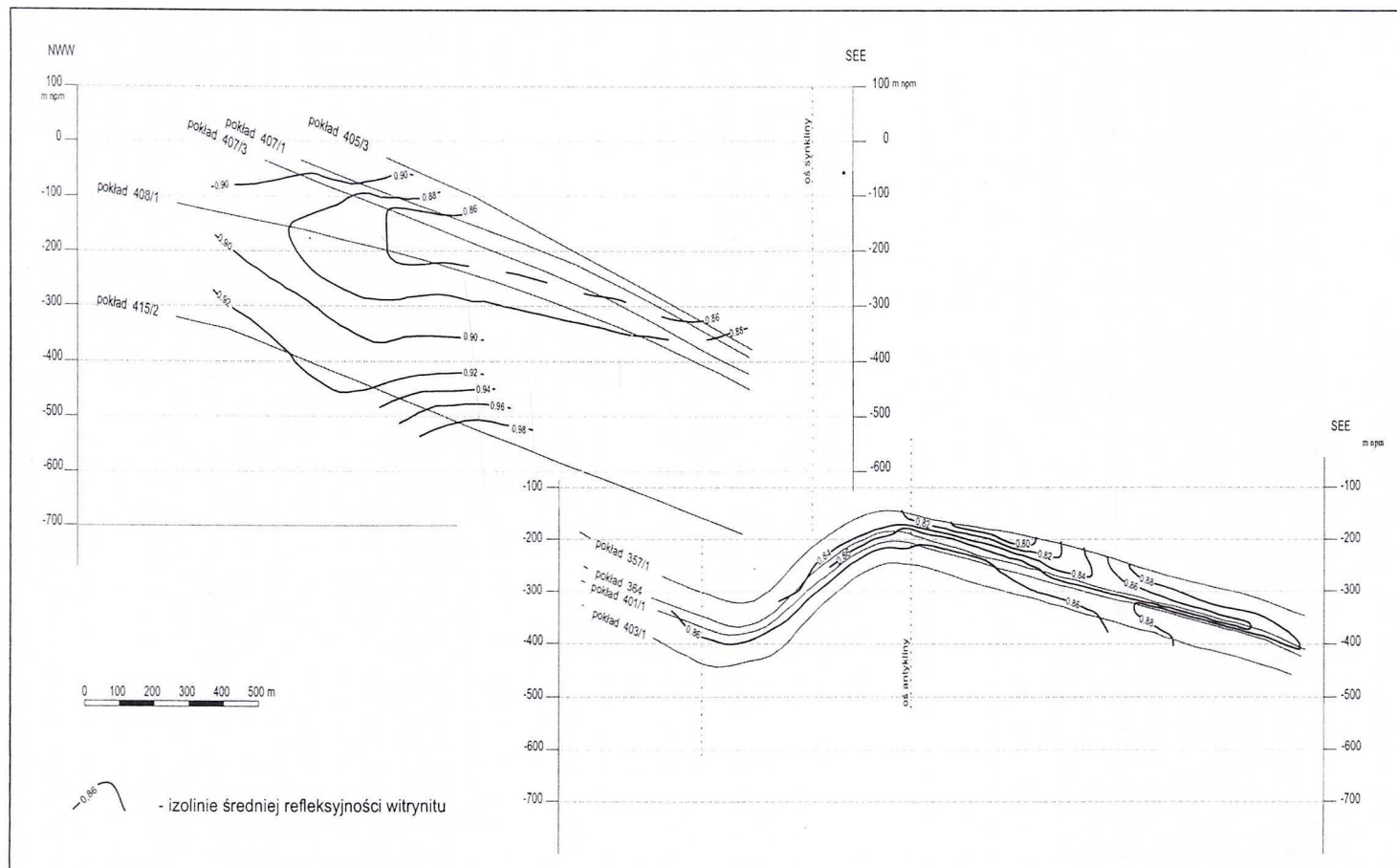


Rys. 7. Rozkład refleksyjności wityrynytu na przekroju geologicznym przez nieckę Concordii

Fig. 7. Distribution of vitrinite reflectance on the geological section through the Concordia syncline

Średnia refleksyjność wityrynytu R_o zmienia się od 0,82 do 0,95% przy $s = 0,04-0,06$. Reflektogramy są jednomodalne bez luk (Lewandowska 2001).

Analizując w poszczególnych pokładach przebieg izolinii średniej refleksyjności można zauważyć dość dobre ich dopasowanie do przebiegu struktur geologicznych. Zaobserwowano także wzrost wartości refleksyjności z głębokością przy współczynniku korelacji $r = -0,49$. Wyznaczony na podstawie równań korelacyjnych średni gradient refleksyjności w tym rejonie wynosi 0,010% R_o na 100 m głębokości (Lewandowska 2001). Na przekroju 1-1' (rys. 8) przez nieckę Concordii zauważyć można, że maksymalne wartości średniej refleksyjności (powyżej 0,94%) lokalizują się w osiowej części niecki, w obrębie pokładu 610. Także w częściach osiowych każdego z rozpatrywanych pokładów wykazano maksymalne wartości refleksyjności. Izolinie refleksyjności wykazują dość dużą zgodność przebiegu z ułożeniem pokładów. Wydaje się zatem, że związek uwęglenia z ułożeniem pokładów na tym przekroju jest bezsporny, prawdopodobnie proces ten miał charakter synorogeniczny lub pre- i postorogeniczny, a wiązać go należy ze schyłkowymi fazami orogenezy waryscyjskiej.



Rys. 8. Rozkład refleksyjności wityritu na przekroju geologicznym przez fałd sośnicko-knurowski

Fig. 8. Distribution of vitrinite reflectance on the geological sections through the Sośnica-Knurów fold

5.2. Rejon północny (KWK Gliwice i KWK Sośnica)

W obszarze KWK Sośnica próbki w znakomitej większości pochodzą z okolic intruzji przecinających pokłady węgla. Charakteryzują się one podwyższoną refleksyjnością wityrynytu (od 1,10 do 1,78%) i pełne ich wykorzystanie celem określenia warunków paleotermicznych masywu skalnego jest problematyczne, nie znamy bowiem dokładnie wieku tych intruzji (karbon?, miocen?). Średnia refleksyjność wityrynytu R_o w pokładach KWK Sośnica, poza strefą wpływu intruzji, waha się od 0,96 do 0,98% (Morga 1996). Z uwagi na zaburzający wpływ metamorfizmu termalnego, związanego z obecnością intruzji na pole metamorfizmu tego rejonu, nie przeprowadzono analizy zmienności średniej refleksyjności wityrynytu z głębokością. Metamorfizm termalny oprócz zmian składu petrograficznego może spowodować nawet inwersję uwęglenia, jak to wykazano w rejonie Jastrzębia (Proberz 1989).

Rozpatrywana część złoża KWK Gliwice obejmuje pokłady serii paralicznej od 618 do 918, opróbowane na głębokości od +17 do -368 m n.p.m. Przeanalizowano 106 próbek węgla.

Udział macerałów grupy wityrynytu w analizowanych pokładach waha się od 58 do 93% mmf. Mniejsze zróżnicowanie zaobserwowano w grupach liptynytu i inertynyty a udział macerałów tych grup wynosi odpowiednio 0–12% mmf i 4–35% mmf. W grupie inertynyty dominuje semifuzynit (6–14% mmf), przy mniejszym udziale makrynyty (2–7% mmf), inertodetrynyty (1–6% mmf) i fuzynity (śl.–17% mmf). Mikrynit i sklerotytnit natomiast występują jedynie sporadycznie.

Dla rozpatrywanego kompleksu skalnego wartości refleksyjności wynoszą $R_o = 0,87–1,68\%$ ($s = 0,03–0,07$).

Analizując zależność wartości refleksyjności od głębokości stwierdzono, że na tych samych poziomach głębokościowych wartości średniej refleksyjności zmieniają się w szerokim zakresie i brak jest korelacji pomiędzy tymi parametrami (Lewandowska 2001). Spowodowane jest to prawdopodobnie skomplikowaną tektoniką tego obszaru (strefa tektoniki fałdowej) z obecnością kilkunastu wąskopromiennych fałdów o dużej amplitudzie często poprzecinanych uskokami. Współczesna budowa geologiczna powoduje, że punkty znajdujące się pierwotnie na podobnych głębokościach przemieszczone zostały względem siebie uskokami i obecnie znajdują się na różnych głębokościach (i odwrotnie, tzn. znajdujące się pierwotnie na różnych głębokościach obecnie znajdują się na głębokościach zbliżonych). Próbując ominąć tę przeszkodę, zależność refleksyjności wityrynytu od głębokości analizowano oddzielnie w pokładach 830 i 833 dla dwóch odrębnych struktur. Lokalizacja próbek w obrębie dokładniej rozpoznanych struktur pozwoliła na uzyskanie większej pewności, że nie są one poprzecinane uskokami. Uzyskano dzięki temu współczynniki korelacji refleksyjności wityrynytu i głębokości (liczonej względem poziomu morza), wynoszące odpowiednio $r = -0,69$ i $r = -0,81$, co świadczyć może o poprawności postępowania. Obliczone na podstawie równań korelacyjnych gradienty refleksyjności wynoszą odpowiednio 0,047 i 0,055% R_o na 100 m głębokości. Przeanalizowano także dla pokładów 830 i 833 zgodność ich ułożenia i przebiegu izolinii

refleksyjności. Stwierdzono, że izolinie uwęglania (refleksyjności) wykazują znaczne dopasowanie do izolinii ułożenia tych pokładów, zatem proces uwęglania miał w tym przypadku prawdopodobnie także charakter synorogeniczny lub pre- i postorogeniczny (Lewandowska 2001).

5.3. Rejon południowy (KWK Knurów i KWK Szczygłowice)

W rejonie południowym rozpatrywana część złoża obejmuje pokłady od 357/1 do 415/2 z przedziału głębokościowego od -106 do -600 m n.p.m. Wszystkie próbki zlokalizowano w obrębie jednej struktury geologicznej, tj. fałdu sońnicko-kurowskiego. Refleksyjność i skład petrograficzny węgla rejonu południowego określono na podstawie 126 próbek.

W składzie petrograficznym węgla z analizowanych pokładów zwraca uwagę szeroki zakres zmian udziału macerałów grupy wityryny od 49 do 91% mmf podczas gdy zawartość grup egzynitu i inertynitu wynosi odpowiednio 2–15% mmf i 4–42% mmf. W grupie inertynitu dominuje semifuzynit (7–18% mmf), podczas gdy inertodetrynit (3–7% mmf) i makrynit (1–6% mmf) występują w mniejszych ilościach. Pozostałe macerały grupy inertynitu występują jedynie sporadycznie.

Refleksyjność wityryny zmienia się w zakresie od 0,78 do 1,02% przy $s = 0,04$ – $0,06$. Lokalizacja próbek w jednej strukturze geologicznej oraz brak uskoków przemieszczających pokłady wyraźnie wpłynęła na wzrost współczynnika korelacji pomiędzy głębokością i refleksyjnością wityryny w rejonie południowym. Ze wzrostem głębokości rośnie wartość refleksyjności wityryny, a współczynnik korelacji wynosi $r = -0,72$ (Lewandowska 2001). Obliczony na podstawie równań korelacyjnych średni gradient refleksyjności wynosi 0,026% R_0 na 100 m głębokości. Obserwuje się także podobieństwo w przebiegu izolinii refleksyjności i ułożenia pokładów. Na przekrojach geologicznych przebiegających prostopadle do osi podłużnej fałdu sońnicko-kurowskiego (rys. 8) rozkład izolinii refleksyjności wityryny jest w przybliżeniu równoległy do ułożenia pokładów. Należy dodać, że przebieg izolinii refleksyjności wityryny na przekroju 3–3' wyznaczono w starszym stratygraficznie odcinku profilu aniżeli na przekroju 2–2'. Fragment profilu stratygraficznego prezentowany na przekroju 2–2' jest młodszy stratygraficznie, ale znajduje się obecnie na większej głębokości, co wynika z zanurzania się osi podłużnej fałdu w kierunku na południe. Na podstawie analizy zgodności przebiegu izolinii uwęglania (refleksyjności wityryny) i ułożenia pokładów przypuszczać można, że proces uwęglania miał podobnie jak w pozostałych rejonach również charakter synorogeniczny (lub pre- i postorogeniczny), co oznacza, że uwęglanie wykazuje silny związek czasowy z końcowymi fazami orogenezy waryscyjskiej (Lewandowska 2001). Należy dodać, że preorogeniczny charakter uwęglania powinno wiązać się z pograżeniem, zaś postorogeniczny ma prawdopodobnie związek z „dowęglaniem” związanym z ciepłem wulkanitów stwierdzanych na obszarze od Kaczyc poprzez Jastrzębie do Sońnicy (Kotas 1994; Probiez 1989; Tarnowski 1989).

5.4. Szacowanie wartości paleotemperatur

Wykorzystując oszacowany na podstawie analizy warunków sedimentacyjno-diastroficzných efektywny czas grzania oraz wyniki pomiarów refleksyjności wityrynytu, wyznaczono maksymalną paleotemperaturę w rozpatrywanym odcinku profilu kompleksu karbońskiego. W tym celu posłużono się nomogramem Bosticka oraz metodą Barkera i Pawlewicza, a wyniki przedstawiono w tablicy 4.

TABLICA 4

Wartości paleotemperatur i gradientów paleotermicznych w analizowanych przedziałach głębokościowych obszaru badań

TABLE 4

The values of paleotemperatures and gradients in reserch depth-level of the study area

Rejon		Analizowany przedział głębokościowy [m n.p.m.]	R_o [%]	Gradient R_o [% R_o /1km]	T_{max} [°C] ¹⁾		Gradient paleotermiczny ³⁾ [°C/1km]
					wg Bostick'a EHT = = 20 mln lat ²⁾	wg Barkera i Pawlewicza	
Rejon północno-wschodni (ZWSM Jadwiga)		-304 do -916	0,81-0,95	0,10	129-142	127-147	10-15
Rejon północny	KWK Gliwice	+17 do -368	0,87-1,68	—	135-179	136-220	—
	Siodło 7 pokład 830	+26 do -246	1,16-1,42	0,47	156-169	173-199	24-48
	Siodło 3 pokład 833	-38 do -234	1,11-1,28	0,55	153-163	167-185	33-59
	KWK Sośnica	—	0,96-0,98	—	143-145	149-151	—
Rejon południowy (KWK Szczygłowiec i KWK Knurów)		-106 do -600	0,78-1,02	0,26	125-147	122-156	24-37

¹⁾ Z podanych przedziałów temperatur niższa wartość wyznaczona została dla niższej wartości refleksyjności wityrynytu (R_o) i dotyczy górnej części rozpatrywanego odcinka profilu; odpowiednio — wyższe wartości temperatur wyznaczono dla wyższej wartości refleksyjności wityrynytu i dotyczy dolnej części rozpatrywanego odcinka profilu.

²⁾ EHT — efektywny czas grzania (*effective heating time*).

³⁾ Niższa wartość paleogradientu obliczana była według wartości paleotemperatur uzyskanych z nomogramu Bosticka dla EHT = 20 mln lat, wyższa wartość natomiast obliczana była według wartości paleotemperatur uzyskanych metodą Barkera i Pawlewicza.

Dla rejonu północno-wschodniego wartości paleotemperatur oszacowanych przy użyciu nomogramu Bosticka wahają się w przedziale 129–142°C. Uwzględniając rozkład paleotemperatur w rozpatrywanym przedziale głębokościowym (od –304 do –916 m n.p.m.) otrzymujemy gradient paleotermiczny, który w rejonie północno-wschodnim wynosi około 10°C/1 km. Wartości paleotemperatur otrzymane przy zastosowaniu metody Barkera i Pawlewicza dla rejonu północno-wschodniego wahają się w zakresie 127–147°C, są zatem zbliżone do wyników uzyskanych przy użyciu nomogramu Bosticka dla efektywnego czasu grzania równego 20 milionów lat. Gradient paleotermiczny wyznaczony na podstawie obliczonych metodą Barkera i Pawlewicza paleotemperatur wynosi około 15°C/1 km.

W rejonie północnym szczegółowej analizie poddano obszar KWK Gliwice. Wartości paleotemperatur oszacowane na podstawie nomogramu Bosticka wahają się od 135 do 179°C. Analizując rozkład wartości paleotemperatur w fałdach gliwickich (7 i 3 według numeracji stosowanej w KWK Gliwice) w przedziale głębokościowym od +17 do –368 m n.p.m. dla pokładów 830 i 833, otrzymane gradienty paleotermiczne wynoszą odpowiednio 24 i 33°C/1km. Dla rejonu północnego wartości paleotemperatur uzyskane metodą Barkera i Pawlewicza wahają się w zakresie 136–220°C, a oznaczone na ich podstawie gradienty paleotermiczne dla struktur geologicznych w pokładach 830 i 833 wynoszą odpowiednio 48 i 59°C/1km

Dla rejonu południowego, oszacowane na podstawie nomogramu Bosticka wartości paleotemperatur wynoszą 125–147°C. Uwzględniając rozkład wartości paleotemperatur w analizowanym przedziale głębokościowym, tj. od –106 do –600 m n.p.m., uzyskano wartość gradientu paleotermicznego 24°C/1 km. Stosując przy szacowaniu wartości paleotemperatur metodę Barkera i Pawlewicza uzyskano wartości w przedziale 122–156°C. Wyznaczone na tej podstawie wartości gradientów paleotermicznych wynoszą około 37°C/1 km.

Zwraca uwagę fakt, że wartości gradientów paleotermicznych są różne w poszczególnych rejonach. Zauważyć należy zatem, że najmniejsze wartości gradientu paleotermicznego występują w rejonie północno-wschodnim, największe natomiast w rejonie północnym.

6. Podsumowanie i wnioski

Charakterystyka warunków termicznych, współczesnych i występujących w historii masywu skalnego NW-części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, rozpatrywana w nawiązaniu do możliwości generowania węglowodorów, pozwala przedstawić uwagi i wnioski, z których część może mieć zapewne znaczenie bardziej ogólne dla całego zagłębia.

Badania historii termicznej tej części GZW wskazują na wysokie prawdopodobieństwo wystąpienia głównej fazy uwęglenia — metamorfizmu substancji organicznej u schyłku karbonu (po westfalu D przed permem). Określenie tzw. efektywnego czasu grzania EHT = 20 mln lat informującego o długości procesu uwęglania, jak

również o intensywności procesów erozji i sedymentacji, umożliwiło odtworzenie warunków paleotermicznych. Potwierdzeniem oszacowanego EHT wydaje się wykazana zgodność przebiegu izolinii uwęglania (refleksyjności wityryny) z ułożeniem pokładów, świadcząca o synorogenicznym charakterze procesów uwęglania. Oszacowano także na podstawie gradientów uwęglania miąższość zerodowanych warstw karbońskich na co najmniej 700 m (Lewandowska 2001).

Wydzielone w pracy rejony o odmiennej budowie geologicznej różnią się również warunkami termicznymi, a w szczególności paleotermicznymi.

Wartości gradientów geotermicznych zmieniają się w zakresie 2,22–4,16°C /100 m, przy czym najwyższe ich wartości występują w rejonie południowym, najniższe w północno-wschodnim.

Najwyższe wartości paleotemperatur oszacowano w rejonie północnym (KWK Gliwice): 135–179°C według Bosticka lub 136–220°C według Barkera i Pawlewicza, najniższe zaś w rejonie północno-wschodnim (ZWSM Jadwiga), odpowiednio 129–142°C lub 127–147°C (Lewandowska 2001).

Szacowanie wartości paleotemperatur według metody Barkera i Pawlewicza, umożliwiającej uzyskanie wyników bez konieczności szczegółowej analizy rozwoju sedymentacyjno-diastroficznego badanego obszaru, wydaje się szczególnie przydatne przy niepełnej znajomości historii geologicznej, tak jak to jest w przypadku GZW. Pozwala również na dogodną weryfikację wyników uzyskanych innymi metodami (Lewandowska 2001).

Wykazano podobieństwo trendów zmian wartości gradientów uwęglania i gradientów paleotermicznych, które wynoszą odpowiednio:

- w rejonie północno –wschodnim 0,10% R_o /1 km i 10–15°C/1 km ,
- w rejonie północnym 0,47% R_o /1 km i 24–59°C/1 km ,
- w rejonie południowym 0,26% R_o /1 km i 24–37°C/1 km .

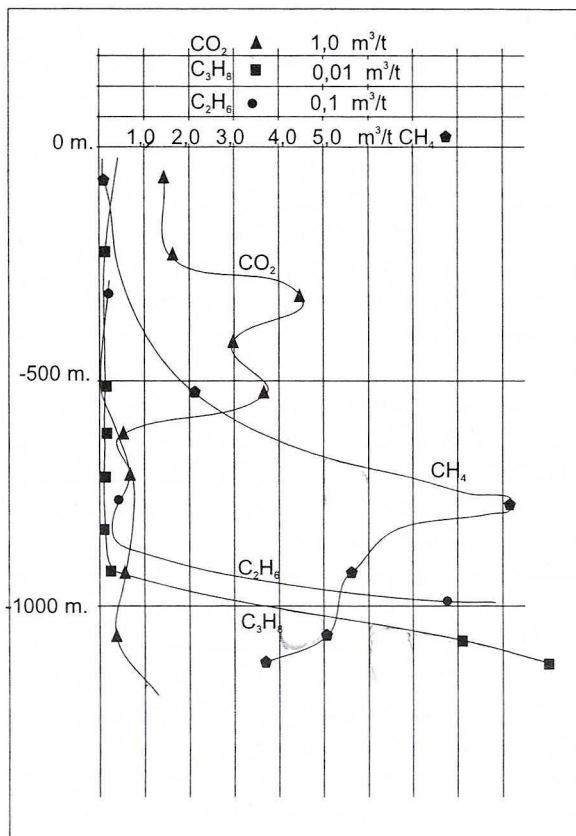
Porównanie wartości paleogradientów i współczesnych gradientów geotermicznych (tabl. 2 i 4) wykazuje, że zakresy zmian tych parametrów w niektórych przypadkach się pokrywają. Nie może to świadczyć jednakże o podobieństwie paleotermicznego i współczesnego pola cieplnego. Wartości paleogradientów wyznaczone zostały bowiem z uwzględnieniem wielkości pograżenia, a współczesne gradienty wyznaczone dla przedziału głębokości obejmującej odcinek 0–1000 m. Wiadomo zaś ogólnie, że ze wzrostem głębokości wartości gradientów maleją. W obszarze badań nie stwierdzono korelacji współczesnego pola termicznego i paleotermicznego, o czym świadczy lateralny rozkład gradientów termicznych. O takiej korelacji współczesnego pola i wskaźników dojrzałości termicznej materii organicznej w SW części GZW wzmiankuje Karwasiecka (Plewa 2001, s. 71) jednakże przedstawiane mapy zdają się tego nie potwierdzać.

Warunki paleotermiczne jakie panowały w historii geologicznej masywu skalnego w istotny sposób decydują o powstawaniu ilości i rodzaju gazów podczas procesu uwęglania substancji organicznej. Jednakże współczesne warunki termiczne uwarunkowane budową geologiczną, własnościami skał (m.in. porowatością), szczelnością nadkładu itp. decydują o ich migracji i rozmieszczeniu.

Uwzględniając zatem charakterystykę warunków paleotermicznych i budowę geologiczną masywu skalnego można wykazać, że prawdopodobne możliwości generowania i akumulacji węglowodorów w poszczególnych rejonach obszaru badań były następujące:

- W rejonie północno-wschodnim stopień uwęglenia materii organicznej wyrażony wartościami refleksyjności wityrytu ($R_o = 0,81-0,95\%$) i paleotemperatur wskazuje na obecność fazy generowania ropy i początek głównej fazy generowania gazu — CH_4 (rys. 1). Brak szczelnej pokrywy skał nadkładu przyczynił się zapewne do migracji (ucieczki) gazów, o czym świadczy zasięg tzw. strefy naturalnego odgazowania dochodzącej w tej części obszaru badań do ponad 1000 m głębokości.
- W rejonie północnym zagadnienie należałoby rozpatrywać odrębnie dla obszaru KWK Gliwice i KWK Sośnica. W obszarze KWK Gliwice stopień uwęglenia materii organicznej ($R_o = 0,87-1,68\%$) świadczy o obecności już głównej fazy generowania gazu. Jednakże brak szczelnego nadkładu, podobnie jak w ZWSM Jadwiga, umożliwił odgazowanie, co znajduje potwierdzenie w zaliczeniu KWK Gliwice, eksploatującej do poziomu 950 m, do kopalń niegazowych. W obszarze KWK Sośnica obecność skał wulkanicznych utrudnia przesledzenie paleogradientów. Stopień uwęglenia materii organicznej ($R_o = 0,96-0,98\%$) wskazuje na podobieństwo do rejonu północno-wschodniego (ZWSM Jadwiga), jednakże występuje on już na mniejszej głębokości (obecnie). Stopień uwęglenia odpowiada zatem głównej fazie generowania ropy i początkowi głównej fazy generowania gazu. Nie jest wykluczone, że obecność szczelnego nadkładu mogła spowodować w profilu pionowym występowanie dwóch stref wysokich ciśnień gazu, jak to opisano w pracy J. Tarnowskiego (1989).
- W rejonie południowym, charakteryzującym się miększym nadkładem skał karbońskich, jedynie najwyższe wartości stopnia uwęglenia ($R_o = 0,78-1,02\%$) zbliżone są do stwierdzonych w rejonie północno-wschodnim (ZWSM Jadwiga) i sąsiadującym (KWK Sośnica). Materia organiczna znajduje się zatem w podobnej fazie generowania węglowodorów. Według badań J. Tarnowskiego (1989) rozmieszczenie składników gazu złożowego w profilu pionowym tego rejonu przedstawia rysunek 9. Podobny rozkład składników gazu opisany jest w pracy A. Kotas (1994).

W pracach dotyczących tego zagadnienia stwierdzono, że strefowość zmian składu węglowodorów nie odpowiada możliwości rozkładu wynikającego z generacji gazów w procesie uwęglenia. Podsumowując powyższe spostrzeżenia można wyrazić pogląd o odpływie gazu autochtonicznego we wszystkich rejonach obszaru badań. W rejonach gdzie brak nieprzepuszczalnego nadkładu strefa degazacji złoża dochodzi nawet do 1000 m głębokości i tylko poniżej tej strefy mogłyby się znajdować termokatalityczne gazy autochtoniczne (Kotas 1994). W rejonach gdzie występuje szczelny nadkład (KWK Sośnica, Knurów i Szczygłowice) obserwuje się wielostrefowy rozkład gazowości i występuje możliwość akumulacji gazów w partiach przystropowych utworów karbońskich (Tarnowski 1989).



Rys. 9. Głębokościowe średnie rozmieszczenie składników gazu złożowego w NW części GZW

Fig. 9. Mean lay-out of deposit gas components on depth in NW part of USCB

Uzyskane wyniki ilościowych oznaczeń składu petrograficznego węgla nie pozwalają na jednoznaczne wnioski dotyczące jego związku z paleotemperaturami, możliwością generacji węglowodorów i metanonośnością. Często wskazywano bowiem na wyraźną korelację udziału macerałów grupy witrinitu i wzrostu stopnia uwęglenia, a także metanonośności (m.in. Kotas 1994; Ney, Kotarba 1995; Twardowski 1997), jednakże w strefach oddziaływania metamorfizmu termalnego (kontaktowego) rejonu Jastrzębia część węgla o podwyższonym stopniu uwęglenia charakteryzuje się także zwiększonym udziałem macerałów grupy inertynitu (Probiez 1989).

LITERATURA

- Barker C.E., Pawlewicz M.J., 1986: The correlation of vitrinite reflectance with maximum temperature in humic organic matter. [In:] Buntebarth G., Stegena L. (eds.), Paleogeothermics, Lecture Notes in Earth Sciences, 5, Springer, Berlin, 79–93.

- Bostick N.H., 1979: Microscopic measurements on the level of catagenesis of solid organic matter in sedimentary rock to aid exploration for petroleum and determine former burial temperatures — a review. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 26, s. 17–43.
- Chmura K., 1970: Charakterystyka termiczna skał Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Przegląd Górniczy nr 4.
- Chmura K., Chudek M., 1998: Geotermomechanika górnicza. PW — Tolek, Mikołów.
- Gabzdyl W., 1995: Geologia złóż. Skr. Ucz. nr 1891, Politechnika Śląska, Gliwice.
- Kotas A., 1994: Coal-bed methane potential in Poland. Prace PIG, CXLII, Warszawa.
- Lewandowska M., 2001: Warunki występowania wód podziemnych, na tle ziemskiego strumienia ciepła, w kopalniach północno-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Rozpr. doktorska, Arch. Politechniki Śląskiej, Gliwice.
- Morga R., 1996: Anizotropia optyczna węgla w pokładach zaburzonych tektonicznie w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Prace Geologiczne 148, PAN, Kraków.
- Ney R., Kotarba A. (pod red.), 1995: Opracowanie modeli bilansu generowania i akumulacji gazów w serii węglonośnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Wyd. CPPGSMiE PAN, Kraków.
- Plewa S. (red.), 2001: Rozpoznanie pola cieplnego Ziemi w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego dla potrzeb górnictwa i ciepłownictwa. Studia Rozprawy Monografie 90, PAN, Kraków.
- Probierz K., 1989: Wpływ metamorfizmu termalnego na stopień uwęglenia i skład petrograficzny pokładów węgla w obszarze Jastrzębia (GZW). Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, s. Górnictwo nr 176, Gliwice.
- Probierz K., Lewandowska M., 1998: Ziemiński strumień ciepła w północno-zachodniej części GZW. Prace Naukowe Głównego Instytutu Górnictwa, seria Konferencje nr 24 — Problemy geologii i ekologii i górnictwie podziemnym. Katowice, s. 339–352.
- Probierz K., Lewandowska M., 2000a: Współczesny strumień ciepła i paleotemperatury masywu skalnego NW części GZW. Materiały IX Międz. Symp. Geotechnika'2000, 50-lecie Wydziału Górnictwa i Geologii, Gliwice–Ustroń 17–21.IX, s. 389–406.
- Probierz K., Lewandowska M., 2000b: Próba odtworzenia warunków paleotermicznych NW części GZW. Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, s. Górnictwo nr 246, 50-lat Wydziału Górnictwa i Geologii Politechniki Śląskiej, Międz. Konf. : „Górnictwo zrównoważonego rozwoju”. Konferencja I — Rozpoznawanie złóż, Gliwice s. 295–307.
- Probierz K., Lewandowska M., 2001: Terrestrial heat flow and paleotemperatures of rock massif in the NW part of the Upper Silesian Coal Basin. Documenta Geonica '2001, Geonics 2001, Ostrava 15–17.05, s. 129–135.
- Stach E., Makowsky M.Th., Teichmüller M., Taylor G.H., Chandra D., Teichmüller R., 1982: Stach's Textbook of Coal Petrology, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- Tarnowski J., 1989: Geologiczne warunki występowania metanu w Górnośląskiej Niece Węglowej. Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, s. Górnictwo nr 166, Gliwice.
- Taylor G.H., Teichmüller M., Davis A., Diessel C.F.K., Littke R., Robert P., 1998: Organic Petrology. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- Twardowski K. (red.), 1997: Ocena metanonośności węgla kamiennych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na podstawie wyników pomiarów otworowych. Wyd. CPPGSMiE PAN, Kraków.

REVIEW BY: PROF. DR HAB. INŻ. JAKUB SIEMEK, KRAKÓW

Received: 17 April 2002