

CHARAKTERYSTYKA TERMICZNA GŁĘBOKIEJ LITOSFERY W REJONIE KARPAT POLSKICH

The thermal regime in deep lithosphere in the region of Polish Carpathians

Marta WRÓBLEWSKA

*Państwowy Instytut Geologiczny,
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;
e-mail: marta.wroblewska@pgi.gov.pl*

Treść: Przeprowadzone w ostatnich latach w Europie głębokie sondowania sejsmiczne umożliwiły analizę kolejnych pól potencjalnych. Od terenu Karpat pokrytego przez profile sejsmiczne CELEBRATION 2000 zapoczątkowano prace w tym zakresie. Ponowna analiza archiwalnych danych termicznych oraz włączenie nowych wyników, uzyskanych z wykorzystaniem metody obliczeniowej uwzględniającej wpływ czynnika paleoklimatycznego, stanowiły etap przygotowawczy do obliczenia pola temperatur głębokiej litosfery południowej Polski. Przedstawione mapy wynikowe temperatury oraz gęstości strumienia ciepłego w strefie przejściowej Moho charakteryzują pole cieplne skorupy i poszerzają możliwości prowadzenia dalszych prac badawczych w zakresie pól potencjalnych. Podwyższone wartości strumienia w strefie Moho obserwuje się w strefie Nowy Sącz – Krosno. Wynika to z obniżenia astenosfery w tym rejonie do około 50 km.

Słowa kluczowe: temperatura, strumień ciepły, litosfera, Karpaty polskie

Abstract: Deep seismic sounding made in Europe enabled analysis of potential field methods to be made. The Carpathians were covered by seismic experiment CELEBRATION 2000 that initiated work with the problem within this area. Renewed analysis of borehole data, gathering new information together with applying a new estimation methodology respecting paleoclimatic effect, was the first preparatory stage for evaluation of deep lithosphere thermal regime in southern Poland. The outcome maps of temperature and heat flow density in Moho zone characterize thermal regime of the crust and allow research within the range of potential field issues to be continued. Increased values of heat flow and temperature are localized at Nowy Sącz – Krosno zone. It results from dipping – in of the asthenosphere that reaches here depth about 50 km.

Key words: temperature, heat flow, lithosphere, Polish Carpathians

WPROWADZENIE

Praca jest przyczynkiem do badań prowadzonych przez autorkę w zakresie wyznaczenia strumienia ciepłego na obszarze Polski. Do modelowania i konstrukcji map gęstości strumienia ciepłego i temperatury wykorzystano dane termiczne z otworów wiertniczych zamieszczonych w tabeli 1 oraz informacje na temat budowy geologicznej zawarte w tym tomie (Golonka & Waškowska-Oliwa 2007, Golonka 2007).

Tabela (Table) 1

Otwory wiertnicze, w których analizowano dane termiczne dla modelowania
Boreholes, in which thermal data were analyzed for modeling issue

Nazwa otworu <i>Well name</i>	Skrót <i>Abbreviation</i>	Współrzędna <i>Coordinate</i> X	Współrzędna <i>Coordinate</i> Y
Bańska IG-1	BSK1	492348	200115
Borzęta IG-1	BZT1	495247	195910
Brzegi Dolne IG_1	BRD1	492823	223838
Buszkowiczki 1	BSZ1	494833.60	224858.99
Bystra IG-1	BST1	493725	190936
Cisowa IG-1	CIS1	494236	223358
Drohobyczka-3	DRO3	495138.87	222356.82
Fryszak 1	FRY1	494929	213723
Głogoczów IG-1	GLG1	495250	194910
Jaworze IGH-2-BB	JAW2	494830	185800
Jordanów IG-1	JOR1	494107	194834
Kuźmina-1	KUZ1	493640	222606
Kuźmina-1a	KUZ1a	493640	222606
Leńcze IG-1	LEN1	495337	194420
Leszczyna 3	LES3	495120	202240
Maruszyna IG-1	MAR1	492525	200020
Nosówka 14	NO14	500247.20	214853.60
Obidowa IG-1	OBI1	493243	195827
Paszowa 1	PSZ1	493227	222514
Potrójna IG-1	PTR1	494752	193043
Radymno 9	RDO9	495801	224858
Siekierzyna IG-1	SIK1	494517	204914
Sucha Beskidzka IG-1	SBK1	494410	193323
Suche Rzeki IG-1	SRZ1	491217	223113
Tarnawa 1	TRN1	494933	201809
Tokarnia IG-1	TOK2	494408.04	195315.23
Zakopane IG-1 1	ZKP1	491800	195732
Ruptawa IG1	RPT1	495531	183423

Pierwsze badania termiczne głębokiej litosfery obszaru Polski północnej podjęto po ukończeniu projektu sejsmicznego POLONAISE'97 (Majorowicz *et al.* 2003, Majorowicz 2004). Kolejny eksperyment sejsmiczny, jaki został przeprowadzony na terenie środkowej Europy, CELEBRATION 2000, pokrywający teren Karpat, pozwolił na rozpoznanie budowy skorupy tego obszaru (Guterch *et al.* 2004, Grad *et al.* 2006, Środa *et al.* 2006).

Dla celów analizy pola cieplnego głębokiej litosfery przeprowadzono weryfikację dostępnych danych otworowych. Dotychczasowe mapy termiczne (Plewa 1994, Gordienko 1996, Karwasiecka & Bruszezwska 1998) (Fig. 1) były obciążone dużym, bo prawie 15%, błędem (Majorowicz *et al.* 2002). Wyraźnie widać wpływ liczby i rozkładu otworów wiertniczych, na podstawie których wykonano obliczenia, na wygląd map gęstości strumienia ciepłego.

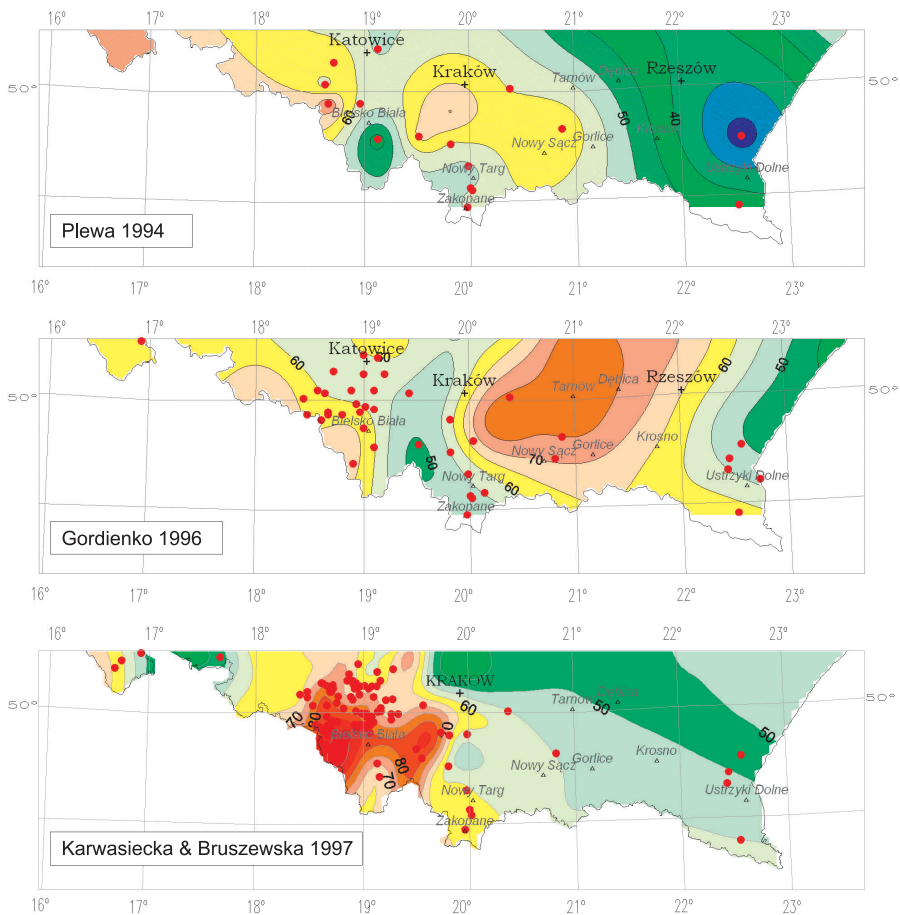


Fig. 1. Mapy gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego południowej Polski wykonane na podstawie obliczeń różnych autorów na przestrzeni ostatnich lat. Liczby oznaczają wartość gęstości strumienia ciepłego w [mWm^{-2}]

Fig. 1. Heat flow density map of Southern Poland according to different authors in last years. Numbers mean heat flow density in [mWm^{-2}]

Dominacja często płytkich (do 1000 m) otworów w rejonie Górnego Śląska na mapie Karwasieckiej i Bruszewskiej (1998) powoduje wyraźne podwyższenie wartości strumienia ciepłego w tym rejonie. W Karpatach natomiast liczba otworów jest znikoma. Gordienko (1996) w swojej mapie zachował w miarę równomierny rozkład punktów, w których bazując na analogiach pomiędzy budową geologiczną Polski i krajów ościennych zastosował dane z Ukrainy, Rosji, Litwy i Białorusi w odniesieniu do gradientu geotermicznego oraz przewodności cieplnej skał.

MODELOWANIE TERMICZNE

Modelowanie pola temperatur głębokiej litosfery było weryfikowane wartościami gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego. Wykonano w tym celu ponowne sprawdzenie termicznych danych otworowych (Tab. 1). Do analizy wykorzystano również wyniki pomiaru temperatury w niestabilnym reżimie cieplnym, czyli pomierzone w warunkach cieplnych zaburzonych procesem wiercenia (cyrkulacją płuczki wiertniczej) na spodzie otworu (*BHT* – *Bottom Hole Temperature*). Wyniki te są często wykorzystywane dla celów analizy termicznej, ze względu na brak danych lepszej jakości (mierzonych po pewnym czasie od zakończenia procesu wiercenia, w tzw. warunkach ustalonej równowagi termicznej). Przy wykorzystaniu BHT wprowadzono korektę na wpływ otworu (Deming 1989). Wykorzystanie temperatur BHT umożliwia włączenie danych z otworów wierconych dla przemysłu naftowego, w których nie wykonuje się pomiarów ciągłych temperatury w stanie ustalonym, a jedynie pomiar termometrem maksymalnym.

Zastosowana metoda Szewczyka (2001) obliczania strumienia ciepłego nie jest bardzo czuła na zmiany temperatury na dnie otworu. W metodzie tej główny nacisk położono na zadany model przewodności cieplnej. Na podstawie tego modelu oraz temperatury pomierzonej w otworze obliczono krzywą syntetyczną temperatury – T_s , przy założeniu wielkości powierzchniowego strumienia ciepłego. Kolejne zmiany strumienia dają możliwość obserwacji zmiany krzywej T_s w celu uzyskania jak najlepszego dopasowania do wyników otworowych pomiarów temperatury. W stosowanej metodzie informacja otworowa może być punktowa, w przeciwieństwie do tradycyjnych metod określenia gęstości strumienia ciepłego bazujących na profilowaniach termicznych.

Dodatkowo, zastosowana procedura pozwala na obserwację wpływu zmian paleoklimatycznych na wielkość strumienia ciepłego. W otworze Tarnawa 2 zestawiono dwie krzywe zmian temperatury z głębokością (Fig. 2). Krzywa czarna stanowi wynik ciągłego pomiaru, zaburzonego w górnej części otworu (do 1000 m). W przedłużeniu do powierzchni Ziemi taka krzywa daje temperaturę blisko 20°C. Zakłada się, iż krzywa pomierzona w warunkach ustalonego reżimu cieplnego będzie przy powierzchni dążyła do warunków tak zwanej temperatury powierzchni neutralnej. Powierzchnia neutralna występuje poniżej zasięgu zmian dobowych temperatury (do 2 m) i rocznych (około 25 m). Charakteryzuje się temperaturą około 10°C, równą średniej rocznej na powierzchni Ziemi (Plewa 1994). W kolorze czerwonym wykreślona została krzywa syntetyczna temperatury, obliczona dla modelu litologicznego i rozkładu przewodności cieplnej określonych na podstawie danych geofizyki wiertniczej, przy założonym strumieniu cieplnym 77 mWm⁻². Wartości obliczone temperatury są wyższe

od pomierzonych średnio o kilka stopni. Krzywa T_s (niebieska), obliczona dla wartości powierzchniowego strumienia 94 mWm^{-2} , wykazuje w dolnej części otworu, poniżej 2000 m, doskonałe dopasowanie do krzywych pomierzonej i syntetycznej ($Q = 77 \text{ mWm}^{-2}$). Odchylenie krzywych w części górnej stanowi informację o wpływie zmian klimatycznych na pole cieplne Ziemi (Szewczyk 2002a, b, 2005, Majorowicz *et al.* 2007). Oznacza to, że gęstości strumienia ciepłego obliczane w płytkich otworach (1000÷1500 m) mogą być obarczone dużym błędem.

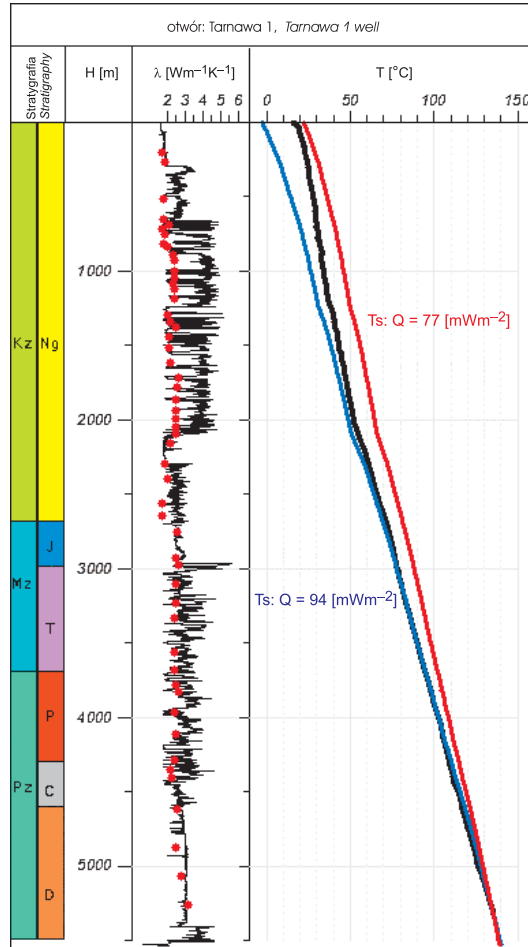


Fig. 2. Dane otworowe bazujące na modelu przewodności cieplnej określonym na podstawie rozwiązania porowatościowo-litologicznego. Model ten umożliwia uwzględnienie w wartości strumienia ciepłego wpływu długookresowych zmian klimatycznych na powierzchni Ziemi. Krzywa czarna – wynik pomiaru, krzywa czerwona – syntetyczna dla $Q=77 \text{ mWm}^{-2}$, krzywa niebieska – syntetyczna dla $Q=94 \text{ mWm}^{-2}$

Fig. 2. Borehole data based on a thermal conductivity model evaluated from porosity – lithology solution. Model allows the influence of long term climatic changes at the surface to be included in the heat flow. Black curve – logging result, red curve – synthetic one according to surface heat flow $Q=77 \text{ mWm}^{-2}$, blue curve – synthetic one according to surface heat flow $Q=94 \text{ mWm}^{-2}$

Do modelowania temperatury głębokiej litosfery zastosowano wartości strumienia ciepłego po uwzględnieniu poprawki paleoklimatycznej. Struktura modelu zadana została na podstawie wyników interpretacji profili sejsmicznych CEL01 oraz CEL05 (Guterch *et al.* 2004, Grad *et al.* 2006, Środa *et al.* 2006) wykonanych w ramach projektu CELEBATION 2000. Modelowanie wykonano przy użyciu metody obliczeniowej opartej na elementach skończonych. Model pola temperatur był kontrolowany temperaturą na głębokości 2 km (Karwasiecka & Bruszevska 1997). Na podstawie uzyskanych wartości temperatury i strumienia ciepłego wykreślono mapy zmian tych parametrów w strefie Moho. Włączając te dane do mapy Polski północnej (Majorowicz 2004) wykreślono mapę gęstości strumienia ciepłego oraz temperatury w strefie Moho. Mapę strumienia ciepłego oraz temperatury w strefie Moho dla obszaru Karpat polskich przedstawiono na figurach 3 i 4.

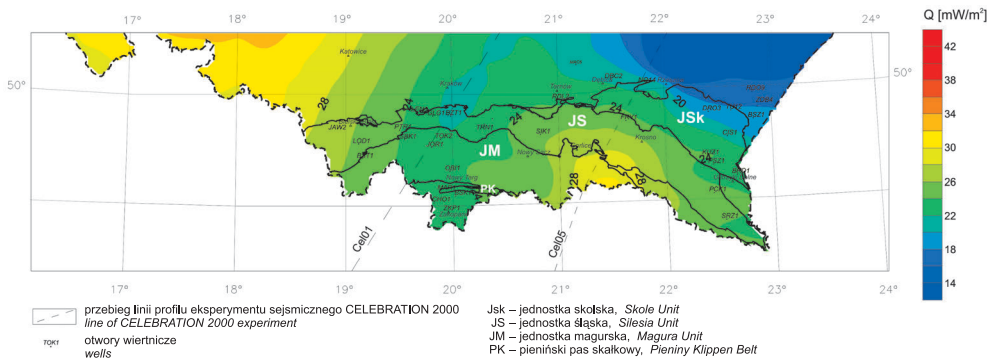


Fig. 3. Mapa gęstości strumienia ciepłego w strefie Moho na obszarze Karpat polskich obliczona na podstawie modelowania termicznego na profilach CEL01, CEL05

Fig. 3. Moho heat flow map within The Polish Carpathians area derived from geothermal modeling at the seismic profiles CEL01, CEL05

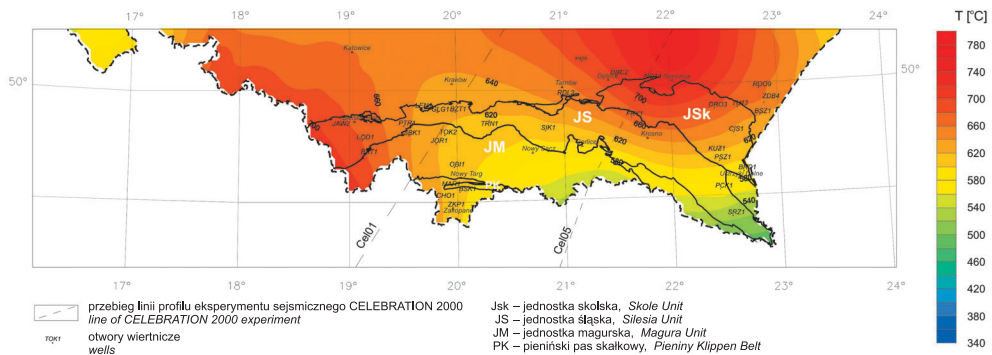


Fig. 4. Rozkład temperatur na granicy Moho na obszarze Karpat polskich

Fig. 4. Temperature at Moho within the Polish Carpathians

Gęstość strumienia ciepłego (Fig. 3) wykazuje podwyższone wartości na linii Nowy Sącz – Gorlice – Krosno. Jednocześnie anomalię tą cechuje rozciągłość zbliżona do przebiegu strefy TESZ (*Trans European Suture Zone*). W tym rejonie astenosfera ulega znacznemu obniżeniu osiągając maksymalnie głębokość 50 km (Grad *et al.* 2006). Z kolei, na linii profilu Cel01 na północ od otworu Tokarnia IG-1 (TOK2) wartości strumienia maleją do 20 mWm⁻².

Temperatury w strefie Moho (Fig. 4) na obszarze Karpat polskich zawierają się w przedziale od 500°C do 720°C, rosnąc od południa ku północy. Przebieg izoterm, począwszy od Nowego Targu na wschód, jest zgodny z granicami jednostek tektonicznych (Poprawa i Nemcok 1989), co szczególnie wyraźnie zaznacza się w jednostce śląskiej. W obrębie jednostki magurskiej przyrost temperatur jest wolniejszy, od wschodu (540°C) na zachód (680°C).

PODSUMOWANIE

Włączenie syntetycznych krzywych zmian temperatury z głębokością przyczyniło się do zwiększenia dostępnych danych do modelowania pola termicznego Ziemi. Modelowanie strumienia ciepłego i temperatury wzdłuż profili sejsmicznych projektu CELEBRATION 2000 dostarczyło nowych danych i podniosło wiarygodność dostępnych informacji o budowie litosfery.

Autorka dziękuje panu docentowi Jackowi Majorowiczowi, NGC EDMONTON, 105 Carlson Close, Edmonton, Alberta, T6R 2J8, za pomoc w przygotowaniu pracy.

Praca została wykonana w czasie realizacji projektu badawczego nr 4 T12 B 025 28 Ministerstwa Nauki i Informatyzacji pt. „Nowe aspekty interpretacji wyników pomiarów geofizycznych dla weryfikacji możliwości poszukiwania węglowodorów w Karpatach Zachodnich”.

LITERATURA

- Deming D., 1989. Application of Bottom Hole Temperature Corrections In Geothermal Studium. *Geothermics*, 18, 775–786.
- Gordienko V.V. & Zavgorodnyaya O.V., 1996. Estimation of heat flow in Poland. *Acta Geophysica Polonica*, 44, 173–181.
- Grad M., Guterch A., Keller G.R., Janik T., Hegedűs E., Vozár J., Ślącza A., Tiira T. & Yliniemi J., 2006. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05, *Journal of Geophysical Research*, 111, 1–23.
- Guterch A., Grad M., Keller G.R., and POLONAISE'97, CELEBRATION 2000, ALP 2002, SUDETES 2003 Working Groups, 2004. Huge contrasts of the lithospheric structure revealed by new generation seismic experiments in Central Europe. *Przegląd Geologiczny*, 52, 753–760.
- Karwasiecka M. & Bruszezka B., 1997. Gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego ziemi na obszarze Polski. Centralne Archiwum Geologiczne, opracowanie nr 21/98, Warszawa, (niepublikowane).

- Majorowicz J.A., Wróblewska M. & Krzywiec P., 2002. Interpretacja i modelowanie ziemskiego strumienia ciepłego w obszarze eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97 – analiza krytyczna. *Przegląd Geologiczny*, 50, 1082–1091.
- Majorowicz J.A., Cermak V., Safanda J., Krzywiec P., Wroblewska M., Guterch A. & Grad M., 2003. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE'97 seismic experiment. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, 375–391.
- Majorowicz J., 2004. Thermal lithosphere across the Trans-European Suture Zone in Poland. *Geological Quaterly*, 48, 1–14.
- Majorowicz J.A., Safanda J. & Toruń Working Group, 2007. Heat flow variation with depth in Poland: evidence from equilibrium temperature logs in 2.9-km-deep well Torun-1. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* (w druku, *in press*).
- Plewa S., 1994. Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. Wydawnictwo CPPG-SMiE PAN Kraków, 1–138.
- Poprawa D. & Nemčok J. (ed.), 1989. Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Szewczyk J., 2001. Estymacja gęstości strumienia ciepłego metodą modelowań właściwości termicznych ośrodka, *Przegląd Geologiczny*, 49, 1083–1088.
- Szewczyk J., 2002a. Ślady zmian klimatycznych plejstocenu oraz holocenu w profilach temperatury w głębokich otworach wiertniczych na Niżu Polskim. *Przegląd Geologiczny*, 50, 1109–1114.
- Szewczyk J., 2002b. Evidences for the Pleistocene-Holocene climatic changes from the deep well temperature profiles from the Polish Lowland, Proceedings of the International Conference: The Earth's Thermal Field and Related Research Methods, June 17–20, 2002, Moscow, Moscow State Geological Prospecting University, 271–275.
- Szewczyk J., 2005. Wpływ zmian klimatycznych na temperaturę podpowierzchniową Ziemi, *Przegląd Geologiczny*, 53, 77–86.
- Środa P., Czuba W., Grad M., Guterch A., Tokarski A.K., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedüs E., Vožar J. & CELEBRATION 2000 Working Group, 2006. Crustal and upper mantle structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL01 and CEL04: seismic models and geological implications. *Geophysical Journal International*, 167, 737–760.

Summary

Deep seismic soundings conducted in Europe last time enabled analysis of potential field of the Earth crust (Majorowicz *et al.* 2003, Majorowicz 2004). CELEBRATION 2000 project covered the Carpathians with several seismic profiles that allows to commence thermal analysis of the region. Revision of old data showed its scarcity. Three consecutive surface heat flow density (HFD) maps of different authors (Plewa 1994, Gordienko 1996, Karwasiecka & Bruszevska 1998) revealed different results (Fig. 1) shows the level of uncertainty (Majorowicz 2002). We observe random scattering of data. Great concentration of shallow boreholes (below 1000–1500 m) at Upper Silesia region, observed at Karwasiecka & Bruszevska (1998) map, caused the heat flow density increasing. However, very few data are available from the Carpathians area. The second map (Gordienko 1996) gathered great number of data, but Gor-

dienko based on stratigraphic units and lithological similarities between Poland and Ukraine and Russia and Lithuania and Byelorussia. HFD calculation involves the temperature gradient value measured under the thermal equilibrium. Bottom hole temperature (BHT) constitutes another source of information possible to use nowadays. This kind of measurements are conducted during drilling for controlling the process in oil and gas wells. Because there was no equilibrium condition they were concerned to be useless for geothermal case studies. BHT data used with correction (Deming 1989) allow supplemental information to be obtained.

The new approach of HFD estimation (Szewczyk 2001) uses the synthetic TC curves that are calculated on the basis of porosity and volume lithology model combined with literature values of T_s for particular minerals, therefore BHT weakness can be neglected. It allows heat flow to be estimated within comparative depth levels and with continuous information regarding thermal conductivity changes. As the HFD is strongly sensitive for T_s value it seems the new method gives better results than the method using an average one. The method allows also the influence of the paleoclimatic effect to be observed. Figure 2 presents the measured temperature in unstable condition. The calculated synthetic curve for the given conductivity model shows very good agreement at the bottom of the hole. Breaking of the curves in the uppermost part results from paleoclimatic effect. Great number of data proved the concept (Szewczyk 2002a, b, 2005, Majorowicz *et al.* 2007).

To model the deep lithosphere thermal regime one requires corrected heat flow values, which are not disturbed with surface condition therefore there were used new HFD estimation values to control the model. The modelling was conducted using the geological structure from seismic profiles CEL01 and CEL05 of CELEBRATION 2000 project (Guterch *et al.* 2004, Grad *et al.* 2006, Środa *et al.* 2006). The obtained maps presents heat flow density and temperature at Moho (Figs 3, 4). Moho heat flow doesn't exceed value of 30 mWm^{-2} which is considered rather low in comparison to Northern Poland (Majorowicz 2004). The higher values are observed at the Nowy Sącz – Krosno zone and they probably result from dipping of the asthenosphere up to 50 km (Grad *et al.* 2006) in this area. Along CEL01 profile it occurs the lowest HFD values (20 mWm^{-2}). Temperature at Moho (Fig. 4) seems to correlate with tectonic structure (after Poprawa & Nemčok 1989). Śląska Unit characterizes with greater gradient from south (500°C) to north (680°C). Within Magura Unit in turn the increment goes slower from 540°C at the east to 680°C to the west.