

Pole cieplne polskich Karpat i obszarów przyległych

Czesław Królikowski*, Zbigniew Żółtowski*

Thermal field of the Polish Carpathians and adjacent areas. Prz. Geol., 51: 315–319.

Summary. Map of the surface heat flow in the Polish Carpathians and adjacent areas was compiled from published data, including gravity anomalies pattern. MT (magnetotelluric) soundings results and gravity modellings enabled evaluation of the crustal heat production. The radiogenic heat flow was computed along two profiles in western and eastern segments of the Polish Carpathians. Along both profiles, increased crustal component of the surface heat flow is observed in gravity minimum zone. In that zone the crustal (radiogenic) component exceeds the upper mantle one; probably due to greater Earth's crust thickness observed in most MT cross-sections is supposed to account for it.

Key words: heat flow, radiogenic heat, gravity minimum, earth's crust structure

W końcu lat dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych przeprowadziło badania magnetotelluryczne metodą sondowań o wydłużonym czasie rejestracji i o szerokim widmie częstotliwości. Na trzech profilach w części zachodniej i czterech w części wschodniej polskich Karpat (ryc. 1) wykonano interpretację danych i opracowano przekroje geoelektryczne skorupy Ziemi i górnych partii dolnej litosfery (Stefaniuk & Klityński, 1999; Królikowski i in., 2000). Stały się one podstawą dla konstrukcji wyjściowych przekrojów strukturalnych w modelowaniu grawimetrycznym. Wyniki kompleksowej interpretacji geofizycznej (Królikowski & Petecki, 2001; Królikowski i in.,

2001) wykazały, że polska część Karpat składa się z dwóch segmentów o odmiennej budowie skorupy Ziemi i dolnej litosfery. Świadczy o tym zarówno obraz anomalii grawimetrycznych i jego analiza, jak również wyniki modelowań magnetotelluryczno-grawimetrycznych. Jednym z dowodów odmiennej budowy jest szkic powierzchni Moho (ryc. 2).

Dotychczas opracowane mapy geotermiczne dotyczyły na ogół obszaru całej Polski. Ich skala z powodu małej ilości danych (87 otworów — według Plewy, 1994) była bardzo mała. Tylko w opracowaniu Karwasieckiej i Bruszewskiej (1997) znalazły się mapy wybranych regionów Polski w większej skali.

W trakcie kompleksowej interpretacji zebrano i przeanalizowano dostępne dane o polu cieplnym tego regionu. Dłate-

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

go celem tej pracy jest zaprezentowanie wyników tej analizy w nawiązaniu do rezultatów wyżej wspomnianych badań.

Jednym z najważniejszych parametrów charakteryzujących pole ciepłe Ziemi jest powierzchniowy strumień ciepły. W pewnym uproszczeniu można przyjąć, że jest on sumą ciepła, płynącego z płaszcza do spągu skorupy ziemskiej i ciepła wytwarzanego w wyniku rozpadu długowiecznych pierwiastków radioaktywnych, znajdujących się głównie w górnych partiach skorupy, a także ciepła związanego z różnymi procesami zachodzącymi w litosferze (tektoniczne, wulkaniczne itp.). Charakter przenoszenia ciepła zależy od konkretnych warunków geodynamicznych regionu; może odbywać się drogą przewodnictwa lub/i drogą konwekcji.

Strumień ciepły Q , nazywany też gęstością strumienia ciepłego, wyznacza się z równania:

$$Q = \lambda \Delta T,$$

gdzie;

λ — przewodnictwo ciepłe skał ($W/m^{\circ}C$), wyznaczone w badaniach laboratoryjnych próbek skał,

ΔT — gradient temperatury ($^{\circ}C/m$), określane w wyniku pomiarów temperatury w otworach wiertniczych. Strumień ciepły wyraża się zazwyczaj w mW/m^2 .

Średnia wartość strumienia dla całej powierzchni Ziemi wynosi $82 mW/m^2$, w tym dla kontynentów z szelfami $57 mW/m^2$, a dla oceanów $99 mW/m^2$ (Sclater i in., 1980). Dla charakterystyki strumienia ciepłego Karpat i ich przedpola Kutas (1993) przyjął trzy przedziały:

- strumień niski do $50 mW/m^2$,
- strumień podwyższony od 51 do $70 mW/m^2$,
- strumień wysoki powyżej $70 mW/m^2$.

Cała platforma wschodnioeuropejska charakteryzuje się niskimi wartościami strumienia; średnia wartość wynosi $42 mW/m^2$. Wzdłuż SW brzegu platformy na obszarze Polski obserwuje się (Plewa, 1994) bardzo duże zróżnicowanie wartości strumienia, niskie w NW Polsce, wysokie w segmencie kujawskim i bardzo zmienne w segmencie małopolskim. Podwyższone i wysokie wartości strumienia występują na bloku górnośląskim i w przyległych do niego Karpatach fliszowych.

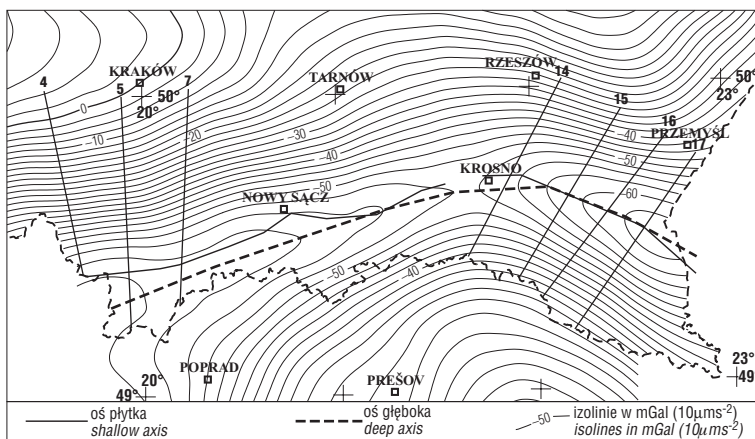
Cechą charakterystyczną rozkładu pola ciepłego w Karpatach Wschodnich i w Karpatach Zachodnich aż po linię Kraków–Zakopane jest wzrost strumienia od obszarów platformowych w kierunku wewnętrznych obszarów Karpat. Na tę regionalną prawidłowość nakładają się anomalie o różnych rozmiarach i amplitudach, związane z budową i rozwojem skorupy ziemskiej (Čermák i in., 1992; Plewa, 1994; Kutas i in., 1996). W Karpatach fliszowych strumień ciepły rośnie do $50-60 mW/m^2$. Zapadlisko zakarpacie i basen panoński wyróżniają się anomalią regionalną i anomalią lokalnymi o wysokich wartościach strumienia, przekraczających $100 mW/m^2$. Anomalie te występują na szerokim tle podwyższonego pola w granicach $55-65 mW/m^2$.

Przyjmuje się, że za tło odpowiadają źródła radiogeniczne w skorupie, zaś za anomalię regionalną, obejmującą cały obszar Karpat odpowiada źródło ciepła, które powstało przez podnoszenie się astenosfery w kolejnych etapach rozwoju tektonicznego: w jurze środkowej (160–180 mln lat) przy formowaniu się basenu karpaciego i w eocenie (35–54 mln lat) w okresie aktywności tektonicznej na obszarze Karpat wewnętrznych i basenu panońskiego. Znaczne wyniesienie astenosfery podgrzewałoby litosferę tworząc w niektórych jej obszarach ciała (astenolity) o częściowym stopieniu, zwiększonym przewodnictwie elektrycznym oraz zmniejszonej prędkości sejsmicznej i gęstości.

Analizowany obraz pola ciepłego jest oparty na wyznaczeniu strumienia ciepłego opisaną wyżej metodą klasyczną. Nie uwzględnia ona wpływu potencjalnych zaburzeń powodowanych konwekcją ciepła w przypowierzchniowych, przepuszczalnych otworach. Dlatego ostatnio (Majowicz i in., 2001) zaproponowano nową metodę wyznaczania przewodnictwa ciepłego skał i odpowiednich korekt pomiarów temperatury w otworach wiertniczych.

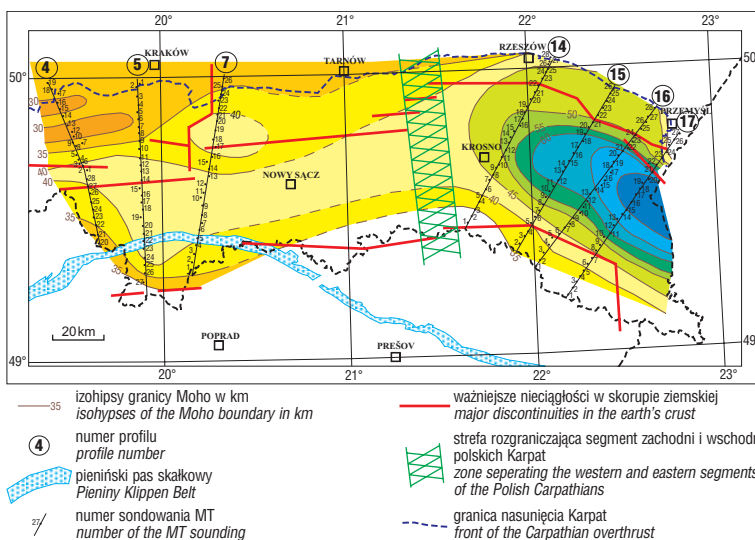
Charakterystyka strumienia ciepłego polskich Karpat i obszarów przyległych

Analizę rozkładu strumienia ciepłego oparto o opublikowane bądź opracowane wyniki pomiarów strumienia ciepłego na obszarach Polski (Plewa,



Ryc. 1. Osie minimum grawimetrycznego na tle regionalnych anomalii pola siły ciężkości

Fig. 1. Gravity minimum axes at the background of the regional anomalies



Ryc. 2. Szkic głębokości granicy Moho

Fig. 2. Sketch of the Moho depth

1994; Sroka, 1991; Karwasiecka & Bruszezwska, 1997), byłej Czechosłowacji (Čermak i in., 1992) i południowo-zachodniej Ukrainy (Kutas, 1993; Kutas i in., 1996). Obraz strumienia ciepłego przedstawia ryc. 3. Na rycinie podano skrócone nazwy otworów wiertniczych, dla których wyznaczono wartości strumienia. Mimo znacznej ilości danych charakterystyka rozkładu strumienia ciepłego jest niepełna, przede wszystkim ze względu na nierównomierny rozkład punktów (otworów). Szczególnie brakuje danych w środkowej części polskich Karpat. Również północny obszar Słowacji jest pozbawiony danych.

W takiej sytuacji przy kreśleniu szkicu rozkładu strumienia ciepłego kierowano się ogólnym obrazem rozkładu

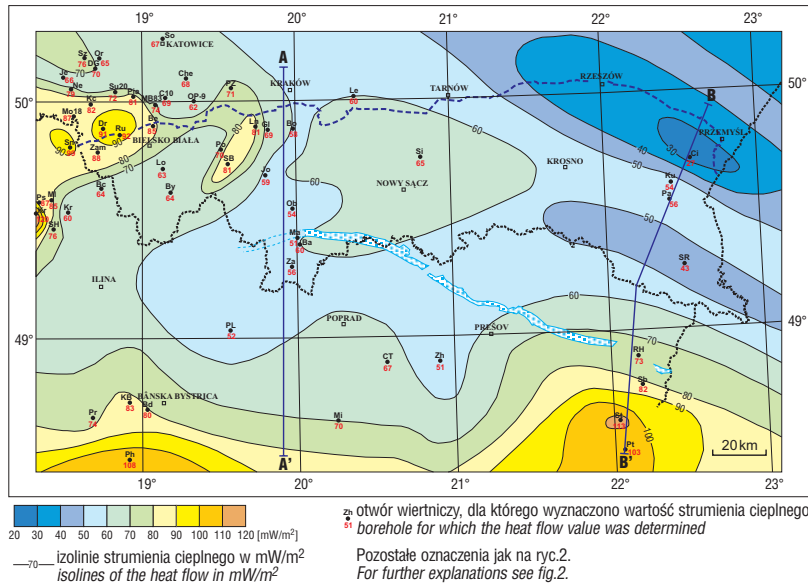
tego parametru w całym regionie pannońsko-karpackim (Kováč i in., 1997; Kutas i in., 1996). Przyjęto też, że rozkład strumienia powinien być ogólnie skorelowany ze stylem strukturalno-tektonicznym orogenu karpackiego. Ponieważ styl ten najwyraźniej manifestuje się w obrazie anomalii grawimetrycznych starano się, ażeby tam, gdzie to było możliwe, rysować szkic zgodnie z tym obrazem. Oczywiście tam, gdzie brakuje danych, przebieg izolinii ma charakter orientacyjny. Mimo nierównomiernego rozkładu danych opracowany szkic rozkładu strumienia ilustruje główne trendy zmian tego parametru. Tak powstały obraz strumienia ciepłego dla polskich Karpat (ryc. 3), jest nieco odmienny od tego, jaki przedstawiają dotychczasowe prace (m.in. Karwasiecka & Bruszezwska, 1997).

Na zachodnim skraju szkicu, w Beskidzie Morawsko-Śląskim, strumień ciepły osiąga wartości wysokie, powyżej 70 mW/m². Występuje tu rozległa, dodatnia anomalia, obejmującej rejon Górnego Śląska (Karwasiecka & Bruszezwska, 1997; Karwasiecka, 2001a, b). Ponieważ wykracza ona poza granicę nasunięcia karpackiego, nie będziemy jej bliżej analizować. Można tylko dodać, że na jej tle pojawiają się drobniejsze, lokalne anomalie, z których nie wszystkie, jako jednopunktowe, zostały wyeksponowane.

Ze szkicu wynika, że oddzielną anomalię tworzą wysokie wartości strumienia wyznaczone dla otworów Sucha Beskidzka IG 1 (SB) i Lencze IG 1 (Ln) na W od profilu Zakopane-Kraków. Maksymalne wartości strumienia przekraczają tu 80 mW/m².

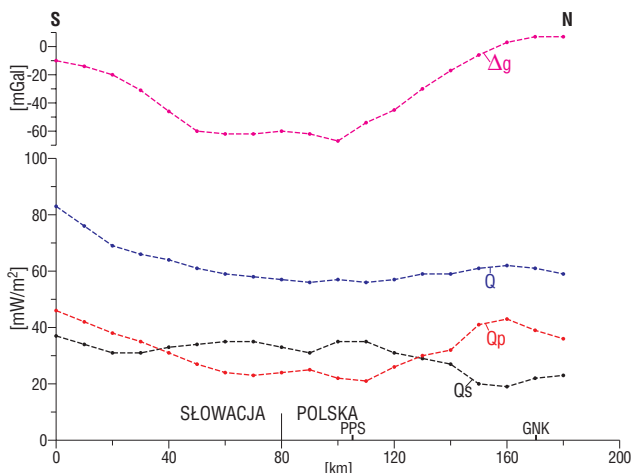
Dalej na wschód, poza dwoma pojedynczymi otworami Leszczyna 3 i Sierkierzyna IG1 (Le i Si), nie ma danych, dopiero w Bieszczadach wyznaczono

strumień w 4 otworach. Interesująca jest tu zmienność strumienia na linii tych otworów. Idąc od północy strumień różnie od 27 w otworze Cisowa IG1 (Ci), do 54 w otworze Kuźmina 1 (Ku) i 56 w otworze Paszowa 1 (Pa), a następnie maleje do 43



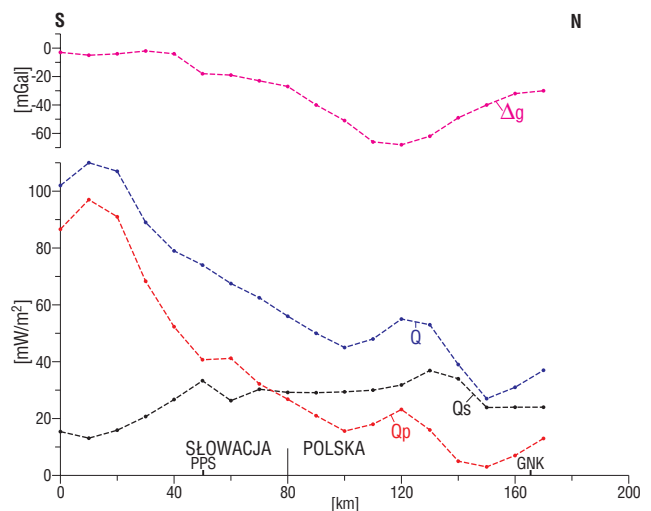
Ryc. 3. Mapa strumienia ciepłego polskich Karpat i obszarów przyległych. AA' i BB' — profile, wzdłuż których wyznaczono składową pionową ciepła radiogenicznego

Fig. 3. Map of the heat flow in the Polish Carpathians and adjacent areas. AA' i BB' — profiles with vertical component of the radiogenic heat determined



Ryc. 4. Strumień ciepły i jego składowe wzdłuż profilu AA'. Δg — krzywa anomalii Bouguera, Q — powierzchniowy strumień ciepły, Qp — składowa strumienia pochodząca od górnego płaszczka, Qs — składowa strumienia pochodząca od ciepła radiogenicznego skorupy Ziemi, PPS — pieniński pas skałkowy, GNK — granica nasunięcia Karpat

Fig. 4. Heat flow and its components along the profile AA'. Δg — Bouguer anomalies, Q — surface heat flow, Qp — heat flow component due to the upper mantle, Qs — heat flow component due to the radiogenic heat in the Earth's crust, PPS — Pieniny Klippen Belt, GNK — front of the Carpathian overthrust



Ryc. 5. Strumień ciepły i jego składowe wzdłuż profilu BB'. Objasnienia jak na ryc. 4

Fig. 5. Heat flow and its components along the profile BB'. For explanations see fig. 4

mW/m² w otworze Suche Rzeki (SR). Dalej na południe brakuje danych, dopiero w Słowacji, w odległości ok. 50 km, obserwuje się wyraźny wzrost wartości strumienia do 73 w otw. R. Hamre (RH) i maksymalnie do 113 mW/m² w otworze Stret (St). Podobny jak w Bieszczadach obraz strumienia obserwuje się w Karpatach Wschodnich po stronie ukraińskiej (Kutas, 1993). Na przedłużeniu dodatniej anomalii sygnalizowanej przez otwór Ku i Pa obserwowana jest anomalia o wartościach powyżej 50 mW/m².

Otwory Ci i SR z niskimi wartościami strumienia znajdują się na skrzydłach niżu grawimetrycznego; w samej strefie niżu, w otworach Ku i Pa, obserwuje się podwyższone wartości strumienia. Czy między linią otworów bieszczadzkich a linią Kraków–Zakopane, w strefie niżu grawimetrycznego istnieje pasmo podwyższonych wartości strumienia trudno na tym etapie rozpoznania stwierdzić, ponieważ brakuje danych. Narysowany przebieg izoliny jest tylko jednym z możliwych wariantów.

Główne elementy składowe strumienia ciepłego

Na powierzchniowy strumień ciepły składa się ciepło wytwarzane w skorupie ziemskiej i ciepło płynące z górnego płaszcza. W pewnym uproszczeniu można przyjąć, że ten pierwszy składnik tworzy ciepło radiogeniczne, które jest funkcją zawartości w skałach pierwiastków promieniotwórczych. Ich występowanie zależy od składu petrologicznego, a w szczególności od litologiczno-facjalnego charakteru skał, ich wieku i pozycji tektonicznej. Ponieważ występowanie pierwiastków promieniotwórczych jest dominujące w grupie skał granitowych znajdujących się głównie w górnej skorupie, a te są lżejsze od innych, to powinna istnieć korelacja między produkcją ciepła a gęstością skał, który to parametr z kolei decyduje o obrazie anomalii grawimetrycznych. Wiele korelacji w postaci najczęściej liniowej zależności ciepła radiogenicznego od gęstości, a także od prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych, dla skał litosfery prezentowane są w licznych pracach (m.in. Rybach & Buntebarth, 1984).

Chociaż korelacje liniowe między ciepłem radiogenicznym a parametrami fizycznymi skał są wygodne dla oceny produkcji ciepła w górnej skorupie, to należy sobie zdawać sprawę, że rzeczywisty model rozkładu pierwiastków promieniotwórczych i ich udziału w powierzchniowym strumieniu ciepłym jest daleko bardziej złożony. Dlatego tam, gdzie istnieją bezpośrednie dane geochemiczne i petrologiczne, jak to ma miejsce dla górnej skorupy, należy w pierwszej kolejności z nich korzystać. Natomiast algebraiczne zależności, z braku bezpośrednich danych, mogą być wykorzystane dla wyznaczenia energii cieplnej pochodzącej z dolnej skorupy.

Różnica między powierzchniowym strumieniem ciepłym a wyznaczonym ciepłem skorupy stanowi ciepło płynące z górnego płaszcza przez nieciągłość Moho. Modele budowy dolnej litosfery zakładają, że dominujący udział mają skały zasadowe i ultrazasadowe, a te zawierają znikome ilości pierwiastków promieniotwórczych. Zatem płynące ciepło pochodzi głównie z gorącej astenosfery, której głębokość występowania decyduje o wielkości tego komponentu strumienia ciepłego.

Ażeby przekonać się jaki udział do strumienia wnoszą skały skorupy Ziemi oszacowano wielkość składowej pio-

nowej ciepła radiogenicznego korzystając z przekrojów strukturalno-gęstościowych uzyskanych w wyniku modelowania magnetotellurycznego i grawimetrycznego (Królkowski & Petecki, 2001). Wybrano dwa profile (ryc. 3) przedłużone na obszar Słowacji, jeden AA' w segmencie zachodnim, którego fragmentem jest profil 5 sondowań MT i drugi BB' w segmencie wschodnim, przebiegający w polskiej części Karpat w pobliżu profilów 16 i 17 sondowań MT. Wybór tych profili uzasadnia względnie dobre rozpoznanie powierzchniowego strumienia ciepłego; w ich pobliżu istnieje sporo otworów wiertniczych, dla których wyznaczono ten parametr. Ciepło radiogeniczne po stronie słowackiej na profilu AA' przyjęto z pracy Majcina (1993), natomiast na profilu BB' wyznaczono na podstawie przekroju strukturalnego skorupy, przedstawionego w pracy Bezaka i in. (1997).

Ciepło radiogeniczne skały jest funkcją zawartości pierwiastków promieniotwórczych z grup uranu (U), toru (Th) i potasu (K), a ta wyznaczana jest drogą analiz geochemicznych próbek skał. Przyjęto następujące wielkości charakteryzujące ciepło radiogeniczne kolejnych kompleksów skorupy (Plewa, 1994; Sroka, 2000):

□ flisz wraz z paleozoiczno-mezozoicznym podłożem 1,3 $\mu\text{W}/\text{m}^3$,

□ krystaliczna część górnej skorupy 1,1 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, a granity w rejonie Tatr 1,6 $\mu\text{W}/\text{m}^3$,

□ dolna skorupa: ciepło szacowano według empirycznego wzoru (Rybach & Buntebarth, 1984), wiążącego wielkość ciepła z gęstością:

$$\ln A = 21,4 - 8,15\sigma,$$

gdzie:

A — ciepło radiogeniczne w $\mu\text{W}/\text{m}^3$,

σ — gęstość w g/cm^3 .

Wyniki obliczeń na profilu AA' przedstawiono na ryc. 4. Ciepło radiogeniczne skorupy (krzywa Q_s) na odcinku 30–140 km wykazuje podwyższone wartości i na tym odcinku przewyższa ciepło od płaszcza. Ten fragment krzywej znajduje się również w strefie minimum grawimetrycznego (krzywa Δg). Krzywa ciepła płynącego od płaszcza posiada wyraźne maksimum w pobliżu 155 kilometra profilu. To maksimum, jak i podwyższone wartości powierzchniowego strumienia Q są związane z dodatnią anomalią Q, rozciągającą się na zachód od profilu w rejonie otworów Sucha Beskidzka IG 1–Lencze IG1 (ryc. 3).

Na profilu BB' (ryc. 5), na odcinku od PPS po stronie słowackiej po 140 km profilu po stronie polskiej obserwuje się wyraźny wzrost krzywej ciepła radiogenicznego do ponad 50 mW/m². Na obydwu końcach profilu, zarówno po stronie słowackiej, jak i polskiej wartości Q_s maleją. Na odcinku profilu 80–170 km, czyli w szerokiej strefie minimum grawimetrycznego (krzywa Δg), ciepło radiogeniczne przewyższa znacznie ciepło od płaszcza. Na 135 km profilu obserwuje się lokalną anomalię na krzywej Q_s, która z niewielkim przesunięciem odpowiada anomalii Paszowa–Kuźmina na krzywej powierzchniowego strumienia Q.

Dyskusja i wnioski

Podwyższone wartości ciepła radiogenicznego na odcinku 30–140 km profilu AA' są związane ze zwiększoną

miąższością górnej, lżejszej skorupy. Ten interwał profilu odpowiada grawimetrycznemu minimum na krzywej Δg . Z kolei obniżone wartości składowej strumienia pochodzącej od płaszcza mogą wskazywać na obniżenie astenosfery w tym rejonie.

Obserwowana w segmencie zachodnim lokalna anomalia Sucha Beskidzka–Lencze znajduje się poza profilem AA'. Podwyższona wartość Q na profilu pochodzi ze zwykłej ekstrapolacji w kreśleniu mapy strumienia. Gdyby jednak przyjąć w rejonie tej anomalii podobną jak na profilu budowę skorupy, to jej źródła powinny znajdować się w górnym płaszczu. Mogą to być tzw. astenolity, czyli ciała o rozgrzanej, częściowo stopionej materii skalnej, występujące w dolnej litosferze lub nawet w skorupie (Bezák i in., 1997). Modelowania geotermiczne (Kutas i in., 1989; Kutas, 1993) wykazują, że ciała upłynnione mogą występować w skorupie ziemskiej nawet na głębokościach 7–15 km i że mogły one powstać w miocenie (4–15 mln lat).

Niewykluczone są też inne źródła tej anomalii. Może ją wywoływać występowanie w górnej skorupie skał o zwiększonej zawartości pierwiastków promieniotwórczych, np. intruzja skał granitowych. A może to być również zjawisko konwekcji związane z ruchem wód głębinowych. Wydłużony charakter anomalii świadczy o istnieniu tu jakiegoś rozłamu w skorupie Ziemi, który stwarzał odpowiednie warunki dla migracji materii skalnej, lub umożliwia obecnie krążenie nagrzanych wód.

Wysoka anomalia powierzchniowego strumienia ciepłego na południowym odcinku profilu BB' pochodzi, jak widać na ryc. 5, prawie całkowicie od ciepła płynącego z górnego płaszcza. Jest ona interpretowana jako efekt płytkiego występowania astenosfery na głębokości 60–70 km (Majcin, 1993). W tym rejonie jednak model geotermiczny znacznie różni się od modelu sejsmicznego. Ten drugi wykazuje większą głębokość astenosfery 100–120 km. Dane sejsmiczne i modelowania grawimetryczne (Bezák i in., 1997) pokazują zgodnie spłylenie Moho, co pociąga za sobą spadek ciepła radiogenicznego.

Interesujące jest pochodzenie dodatniej anomalii Paszowa–Kuźmina widocznej zarówno na krzywej powierzchniowego strumienia ciepłego, jak i na pozostałych krzywych (ryc. 3). Dane po stronie ukraińskiej wskazują na jej wydłużony przebieg i możliwość jej kontynuacji w kierunku WNW. Jednak obszar na zachód od Krosna aż po profil AA', za wyjątkiem jednego punktu (Si) pozbawiony jest danych. Wcześniejsze interpretacje (Bezák i in., 1997) sugerowały, że możemy tu mieć do czynienia z lokalnym podniesieniem się astenosfery. Zbyt mała ilość danych obserwacyjnych nie pozwala na bardziej wiarygodną analizę tej anomalii.

Odnosząc się do obydwu profili, z których każdy jest reprezentatywny dla swojego segmentu polskich Karpat, należy zauważyć, że podwyższone wartości ciepła radiogenicznego w strefie niżu karpackiego, przewyższające ciepło od płaszcza, znajdują wytlumaczenie w zwiększonej miąższości górnej, „lekkiej” skorupy, co obserwuje się na większości interpretowanych przekrojów magnetotellurycznych (Królikowski i in., 2001).

Literatura

- BEZÁK V., ŠEFARA J., BIELIK M. & KUBEŠ P. 1997 — Models of the Western Carpathian Lithosphere. [In:] Geological evolution of the Western Carpathians. Grečula P. et al. (eds), Bratislava: 25–34.
- ČERMÁK V. (ed.) 1992 — Subsurface temperature and heat flow density maps on the territory of the Czechoslovakia. [In:] Geothermal Atlas of Europe. V. Hurtig and V. Čermák (eds.), Gotha: 21–24.
- KARWASIECKA M. & BRUSZEWSKA B. 1997 — Gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego Ziemi na obszarze Polski. CAG Państw. Inst. Geol., nr arch. 21/98.
- KARWASIECKA M. 2001a — Nowe wyniki badań gęstości strumienia ciepłego Ziemi w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. [In:] Rozpoznanie pola ciepłego Ziemi w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego dla potrzeb górnictwa i ciepłownictwa. S. Plewa (ed.). Studia. Rozprawy i Monografie, 90: 53–85.
- KARWASIECKA M. 2001b — Korelacja współczesnego pola ciepłego z polem uwęglenia w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Zesz. Nauk. Politechniki Śl., Ser. Gór., 249: 37–49.
- KOVÁČ M., BIELIK M., LEXA J., PERESZLÉNYI M., ŠEFARA J., TÚNYI I. & VASS D. 1997 — The Western Carpathian intramountane basins. [In:] Geological evolution of the Western Carpathians. Grečula P. (eds): 43–64, Bratislava.
- KRÓLIKOWSKI C., KLITYŃSKI W., PETECKI Z. & STEFANIUK M. 2000 — Deep lithosphere structure under Polish part of the Carpathians as a result of integrated magnetotelluric and gravity data interpretation. *Vijesti* 37/3, Spec. Issue, Abstracts: 70. Dubrovnik, Croatia.
- KRÓLIKOWSKI C., MŁYNARSKI S., PETECKI Z., ŻYTKO K., DZIEWIŃSKA L., ŻÓŁTOWSKI Z., KLITYŃSKI W. & STEFANIUK M. 2001 — Interpretacja kompleksowa wyników badań magnetotellurycznych i anomalii grawimetrycznych w zakresie struktury litosfery polskich Karpat. CAG Państw. Inst. Geol.
- C. KRÓLIKOWSKI & Z. PETECKI 2001 — Recent results of the gravity and magnetotelluric modellings: lithosphere structure in the Polish Carpathians. *Slovak Geol. Mag.*, 7: 131–138.
- KUTAS R.I. 1993 — Tęplotwoje polie i geotermičeskij režim litosfery. [In:] *Litosfera Centralnoj i Wastocznoj Jewropy. Obščaszčenie rezultatow isledowanij*. Nauk. Dumka, Kijew: 114–135.
- KUTAS R.I., CWIASZCZENKO W. A. & KORCZAGIN. I. N. 1989 — Modelirovanie tjeplowowo potoka kontinentalnoj litosfery. Nauk. Dumka, Kijew.
- KUTAS R.I., KRASOWSKIJ S.S., ORLIUK M.I. & PASZKIEWICZ I.K. 1996 — Model głubinnowo strojenia i tektoničeskowo razwitia litosfery Zapadnoj Ukrainy. *Geof. Żur.*, 18: 18–30.
- MAJGIN D. 1993 — Thermal state of the West Carpathian Lithosphere. *Studia Geoph. Geod.*, 4: 345–364, Acad. Sc. Czech Rep.
- MAJOROWICZ J., WRÓBLEWSKA M., SZEWCZYK J. & KRZYWIEC P. 2001 — Heat flow models across the TESSZ in the area of the POLONAISE'97 International Seismic Experiment. Abstracts, Joint Meeting on „Variscides–Craton–Uralides: Linkage between Orogenic and Intraplate Processes”, Moscow.
- PLEWA S. 1994 — Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. Wyd. CPPGSMiE PAN.
- RYBACH I. & BUNTEBARTH G. 1984 — The variation of heat generation, density and seismic velocity with rock type in the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 103: 335–344.
- SCLATER J. G., JAUPART C. & GALSON D. 1980 — The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18: 269–311.
- SROKA K. 1991 — Nowe oznaczenia gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego Ziemi w polskiej części Karpat. *Zesz. Nauk. AGH*, 1373, *Geof. Stos.*, 8: 153–162.
- SROKA K. 2000 — Związek wartości strumienia ciepłego Ziemi z ciepłem radiogenicznym w utworach fliszowych na profilu Kraków–Zakopane. *Pr. Inst. Gór. Naftowego i Gaz.*, 110: 461–464.
- STEFANIUK M. & KLITYŃSKI W. 1999 — Interpretation of magnetotelluric data along the Radoszyce–Przemysł line — Eastern part of the Polish Carpathians. *Rom. Jour. Tect. Reg. Geol.*, 77, suppl. 1 (Programme and abstracts).