

Interpretacja i modelowanie ziemskiego strumienia ciepłego w obszarze eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97 — analiza krytyczna

Jacek Majorowicz*, Marta Wróblewska**, Piotr Krzywiec**

Interpretation and modeling of earth's heat flow within the area of POLONAISE'97 seismic experiment — critical analysis. Prz. Geol., 50: 848–857.

S u m m a r y. Interpretation of thermal field within the area of the POLONAISE'97 seismic experiment faces numerous problems, that are analyzed in this paper. Low to medium quality of temperature logs acquired in several hundreds of deep boreholes is mainly result of measurements completed under unstable conditions, before thermal equilibrium time; however, data from deeper parts of boreholes could be used for interpretation. Error of heat flow determination within 15%, and results from errors of measured geothermal gradient, and errors of measured or estimated thermal conductivity. Because of these errors, interpretation and modeling of geothermal data should take into account only significant variations, beyond the measurement error range. Heat flow variations within the Polish territory area in order of 40–80 mW/m², and this allows for interpretation of regional variations of heat flow changes; analysis of smaller variations would be unreliable. The preliminary results of integrated geothermal-seismic analysis are ambiguous, mainly because of poor knowledge of radiogenic heat production within the crust. Modeling of radiogenic heat production using correlation with crustal seismic velocities suggests high thermal contrast across Moho surface within the area between the East European Craton and adjacent areas. These results are not compatible with high Pn velocities in the area characterized by highest heat flow. Future projects of deep research boreholes should contain proposals for high quality thermal measurements.

Key words: geothermics, crust, lithosphere, deep refraction seismics, tectonophysics

Zróżnicowanie temperatury powierzchniowej Ziemi jest jednym z parametrów geofizycznych, dostępnych bezpośrednio obserwacjom. Dlatego też, zagadnienie zróżnicowania strumienia ciepłego i jego związku ze strukturą termiczną Ziemi jest tematem rozważań naukowych już od bardzo dawna (np. Dembowski, 1830). W Polsce pierwsze pomiary temperatury były wykonywane w trakcie naftowych prac poszukiwawczych w Karpatach (Arctowski, 1924, 1925). Po drugiej wojnie światowej nastąpił znaczny rozwój termicznych pomiarów geofizycznych, wykonywanych na potrzeby przemysłu naftowego i hydrogeologii (Plewa, 1994). Uzyskiwane wyniki były wykorzystywane do różnych celów, m.in. do rozważań na temat budowy i ewolucji skorupy ziemskiej na terenie Polski (Čermak i in., 1989; Majorowicz, 1979; Majorowicz & Plewa, 1979).

W ostatnich latach mamy do czynienia z ogromnym postępowaniem w rozpoznaniu budowy skorupy i litosfery ziemskiej na obszarze Polski. Związane jest to z realizacją dwóch regionalnych programów badawczych, znanych pod nazwami POLONAISE'97 i CELEBRATION'2000, opartych na sejsmicznych pomiarach refrakcyjnych (Guterch & Grad, 2000). Dane pomierzone w trakcie tego drugiego eksperymentu sejsmicznego są w chwili obecnej nadal w trakcie przetwarzania, natomiast dane projektu POLONAISE'97 zostały już częściowo udostępnione (Guterch i in., 1999; Krysiński i in., 2000). Dane uzyskane w trakcie tego eksperymentu sejsmicznego, wraz z danymi pozyskanymi wzdłuż innych głębokich profili refrakcyjnych, ułożonych w NW Polsce, takich jak LT-7 (Guterch i in., 1994) i TTZ (Grad i in., 1999), dostarczyły unikalnych i niezwykle cennych informacji, które wraz z dostępnymi wysokiej jakości danymi grawimetrycznymi i magnetycznymi, mogą być wykorzystane do konstrukcji modeli budowy i ewolucji skorupy ziemskiej (Krzywiec i

in., 2001), w tym jej struktury termicznej (Bruszevska, 2001) i reologii (Jarosiński & Poprawa, 2001).

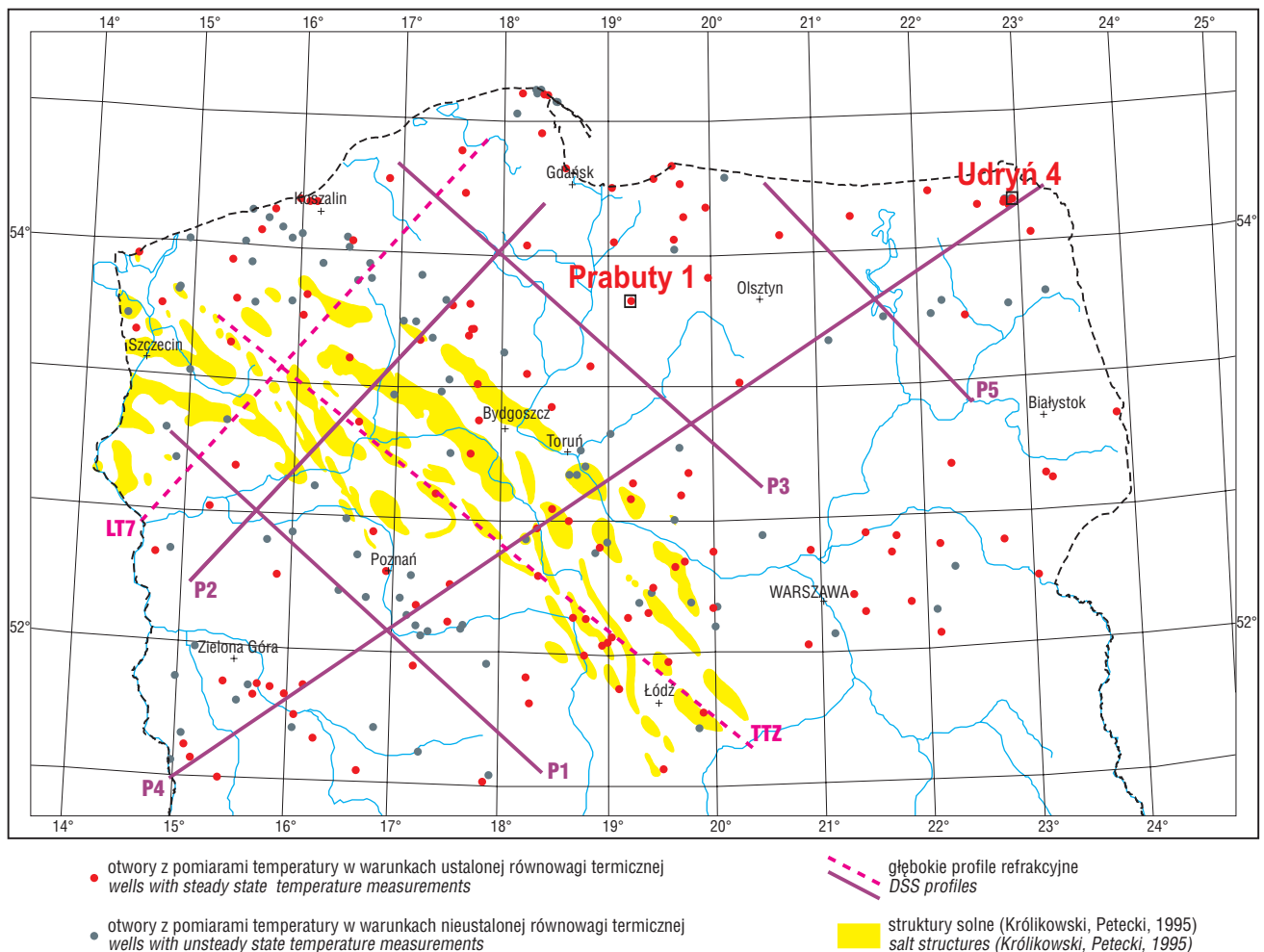
Dostępność wysokiej jakości danych sejsmicznych, grawimetrycznych i magnetycznych z obszaru północnej Polski nie idzie w parze z dostępnością równie wysokiej jakości danych geotermicznych. Brakuje bowiem bezpośrednich pomiarów produkcji ciepła radiogenicznego (produkowanego w wyniku rozpadu izotopów uranu, toru i potasu). Z terenów północnej oraz północno-wschodniej Polski dysponujemy danymi geotermicznymi, pochodzącymi ze skonsolidowanego podłoża platformy i to jedynie z prekambryjskich skał krystalicznych, pomierzonymi do głębokości nie większej niż kilkaset metrów (Majorowicz, 1984). W związku z tym modelowanie generacji ciepła i rozkładu temperatur jest możliwe jedynie przy wykorzystaniu szacowanych zależności pomiędzy produkcją ciepła radiogenicznego a prędkościami fal sejsmicznych oraz zależności między prędkościami fal sejsmicznych (Pn) a temperaturą (Rybach & Bunterbartch, 1984; Kubik, 1986; Hyndman & Lewis, 1998). Dostępność wyników głębokich badań sejsmicznych nowej generacji powinna pozwolić na skonstruowanie nowych, bardziej wiarygodnych modeli termicznych skorupy ziemskiej na obszarze Polski. W niniejszym artykule zostały zaprezentowane wyniki krytycznej analizy danych geotermicznych z obszaru projektu POLONAISE'97, a także wstępne rezultaty zintegrowanej analizy tych danych z danymi sejsmiki refrakcyjnej.

Dane termiczne w północnej Polsce — analiza krytyczna

Na obszarze północnej Polski znajduje się 231 otworów, w których zostały wykonane pomiary temperatury (ryc. 1), jednak tylko w 148 otworach pomiary wykonano w warunkach bliskich ustalonej równowagi termicznej. Zaburzenia wywołane cyrkulacją płuczki w trakcie wiercenia otworu wpływają w znaczący sposób na pomierzoną wartość temperatury. Czas, jaki jest potrzebny do przywrócenia równowagi termicznej, zależy od wymaganej jakości pomiaru temperatury i wynosi od około 10 dni (dla

*Northern Geothermal, 105 Carlson Close, Edmonton, Alberta, T6R 2J8, Canada; email: majorowicz@powersurfr.com

**Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: mwro@pgi.waw.pl, krzywiec@pgi.waw.pl



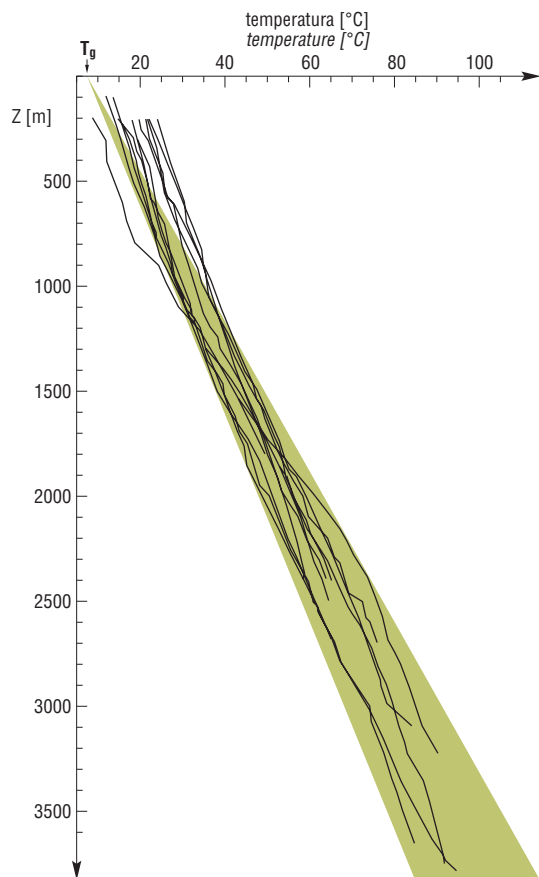
Ryc. 1. Lokalizacja otworów na obszarze północnej Polski, w których wykonano pomiary temperatury
Fig. 1. The location of wells in N Poland with temperature measurements

dokładności rzędu stopni) do miesięcy i lat (dla dokładności rzędu dziesiątek i setek części stopnia). Przykład badawczego otworu KTB o głębokości 4 km (Clauser, 1999) pokazuje, że nawet czas rzędu miesięcy może być niewystarczający. W otworze tym wykonano bowiem dwa pomiary — pierwszy z nich po ośmiomiesięcznym okresie „stójki”, a następny po upływie przeszło 8 lat. Rozbieżność pomiędzy obydwoma krzywymi była znaczna, rzędu wielu stopni C.

Pomiary termiczne były w Polsce wykonywane po okresie pojedynczych dni „stójki” otworu, gdyż w polskich warunkach przyjmuje się, że czas potrzebny do przywrócenia równowagi w otworze o głębokości do 1,5 km wynosi nie mniej niż 8 dni. Oprócz tego, że pomiary temperatury w otworach wykonywano w stosunkowo krótkim okresie po zakończeniu wiercenia, to należy również wziąć pod uwagę fakt, że były one obciążone różnego rodzaju błędami pomiarowymi, związanymi ze zbyt szybkim tempem pomiaru, nieprawidłowym wycechowaniem termometru oraz jego charakterystyką (mierzona wielkość często przekraczała normę fabryczną). Oprócz pomiarów w warunkach bliskich ustalonym (z dokładnością temperatury rzędu kilku stopni C) dysponujemy również pomiarami niestabilnymi oraz punktowymi pomiarami temperatury na spodzie otworu (ang. *bottom hole temperature* — BHT), wykonanymi termometrem maksymalnym. Pomiary typu BHT są obecnie standardowymi pomiarami temperatury

wykonywanymi na całym świecie. Dno otworu traktuje się jako strefę o najmniej zmienionej temperaturze, w związku z tym pomierzona w niej temperaturę po naniesieniu poprawek przyjmowano jako rzeczywistą w danym punkcie. Wykreślana na podstawie BHT krzywa zmienności temperatury wraz z głębokością nie oddaje jednak jednoznacznej wartości gradientu temperatury (Förster, 2001).

Według badań eksperymentalnych Popowa i innych (1998), w których pomiary wykonywano po „stójce” wiertniczej rzędu od dni do kilku lat, wynika, że w najgłębszej części otworu (30% całkowitej głębokości) zmiany gradientu geotermicznego są najmniejsze. Powodem tego jest fakt, iż dolne części otworu podlegają krótszemu procesowi zmian temperatury, związanemu z cyrkulacją płuczki w procesie wiercenia. Warunki w górnej części profilu są najbardziej anomalne i dalekie od stanu równowagi pomiędzy płuczka w otworze a rzeczywistą temperaturą otaczających je skał. Dotyczy to prawie 90% polskich pomiarów termicznych. W celu zilustrowania powyższego problemu zestawiono profile temperatururowe w otworach ze „stojką wiertniczą” ponad 240 godzin dla obszarów platformowych północnej Polski (ryc. 2). Można zauważyć, że w większości wypadków średnia temperatura gruntu z ekstrapolacji podpowierzchniowych gradientów geotermicznych jest wyższa niż 10°C (10–25°C). Znana długookresowa jest wyższa niż 10°C (Plewa, 1984), tak więc



ewidentnie górne części profilowań termicznych są w stanie równowagi nieustalanej. Wynikają z tego poważne błędy w określeniu gradientu geotermicznego (rzędu 10–15%), a co za tym idzie także strumienia ciepłego. Błąd z tym związany przekracza błąd wynikający z niedokładności kalibracji sond do pomiarów temperatury oraz kompensacji zmian w czasie ciągłego pomiaru sondą termiczną (elektryczny termometr oporowy). Precyzja stosowanych wcześniej ciągłych profilowań z użyciem karotażowych termometrów oporowych była o rząd wielkości niższa niż w przypadku obecnie stosowanych sond termistorowych.

W nowych projektach głębokich wierceń na obszarze Polski (Lewandowski, 2000; Lewandowski i in., 2001) koniecznie powinno być w związku z tym uwzględnione wykonanie badań geotermicznych wyższej jakości.

Obecnie coraz rzadziej są wykonywane pomiary temperatury po „stójce” wiertniczej. Spowodowane jest to oczywiście względami ekonomicznymi (długi okres przestoju otworu oznacza znaczny wzrost kosztów) i dotyczy większości pomiarów w basenach osadowych na świecie. Poza specjalistycznymi wierceniami badawczymi typu KTB, w większości przypadków ciągłe pomiary na całej głębokości otworu w warunkach równowagi ustalonej nie

→

Ryc. 3. Mapy gęstości strumienia ciepłego NW Polski wykonane na podstawie obliczeń różnych autorów w ostatniej dekadzie: A — Plewa (1994), B — Gordienko & Zavgorodnyaya (1996), C — Karwasiecka & Bruszezwska (1997)

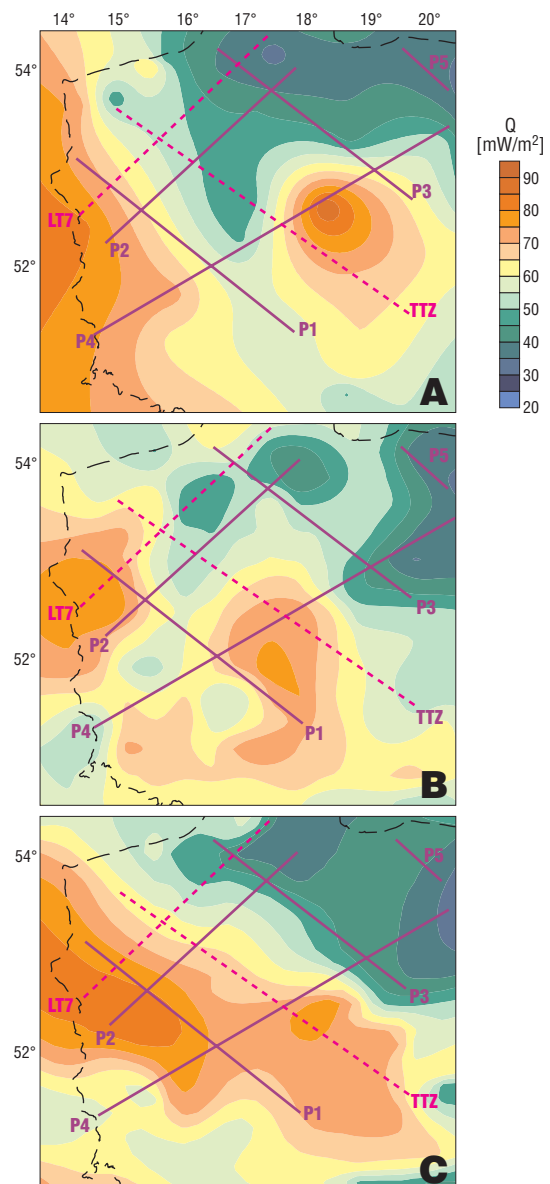
Fig. 3. Heat flow density maps of NW Poland according to different authors: A — Plewa (1994), B — Gordienko & Zavgorodnyaya (1996), C — Karwasiecka & Bruszezwska (1997)

←

Ryc. 2. Profile temperatury w otworach z północnej Polski (czas „stójki” wiertniczej > 240 godzin), wskazujące na niedostatecznie ustaloną równowagę cieplną. W wielu przypadkach w górnych częściach profilów pomierzono temperatury wyższe niż współczesna średnia temperatura przypowierzchniowa $T_p = 8^\circ\text{C}$

Fig. 2. Temperature logs from boreholes located in N Poland (stand-by period > 240 h) that show insufficient temperature equilibrium period. Upper parts of temperature logs often indicate higher surface temperatures than present-day mean ground surface temperature $T_p = 8^\circ\text{C}$

są wykonywane. Dla obszaru Polski dysponujemy głównie danymi archiwalnymi o zróżnicowanej jakości, należy więc próbować wydobyć z nich jak najwięcej wiarygodnych informacji. Ocena ich jakości, stopnia wpływu czynników zewnętrznych i oszacowanie związanych z tym błędów wymaga dużego doświadczenia. Rozwój technik komputerowych, jaki dokonał się w ciągu ostatniego ćwierćwiecza, pozwala obecnie stosować nowe, dokładniejsze procedury obliczeniowe, umożliwiające znacznie bardziej zaawansowane przetwarzanie danych.



Wpływ ilości i jakości danych geotermicznych oraz różnego rodzaju założeń i parametrów uwzględnianych w trakcie ich opracowywania na uzyskane wyniki dobrze obrazuje porównanie map strumienia ciepłego NW Polski (ryc. 3). Generalny rozkład anomalii na wszystkich mapach jest zachowany, jako że do ich konstrukcji wykorzystano częściowo te same dane. Pierwsza mapka (ryc. 3A, Plewa, 1994) była wykonana na podstawie najmniejszej liczby oznaczeń, natomiast trzecia (ryc. 3C, Karwasiecka & Bruszevska, 1997) na podstawie trzykrotnie większej liczby oznaczeń, dzięki czemu jest ona bardziej szczegółowa. Obserwowane na mapach zróżnicowanie pola ciepłego w generalnych zarysach pozostaje w związku z budową podstawowych jednostek strukturalnych Polski (Karwasiecka & Bruszevska, 1997), gdzie niskie wartości strumienia ciepłego charakteryzują kraton, natomiast wyższe platformę paleozoiczną. Mapka druga (ryc. 3B, Gordienko & Zavgorodnyaya, 1996) przedstawia rozkład strumienia na podstawie gradientu temperatury i dodatkowych informacji dotyczących przewodności ciepłej skał z obszaru Ukrainy, Rosji, Litwy i Białorusi.

Na krzywych zmienności strumienia ciepłego wzdłuż głębokich profili sejsmicznych, przedstawionych na ryc. 4, widać, iż różnice pomiędzy mapkami (ryc. 3A, B i C) miejscami wynoszą około 20 mW/m^2 . Przyczyną takiej rozbieżności w dużej mierze jest nie tylko subiektywne podejście autorów poszczególnych map do oceny wartości Q (zmienny wybór interwału, dla którego obliczano Q), ale także zmienna liczba danych otworowych i ich nierów-

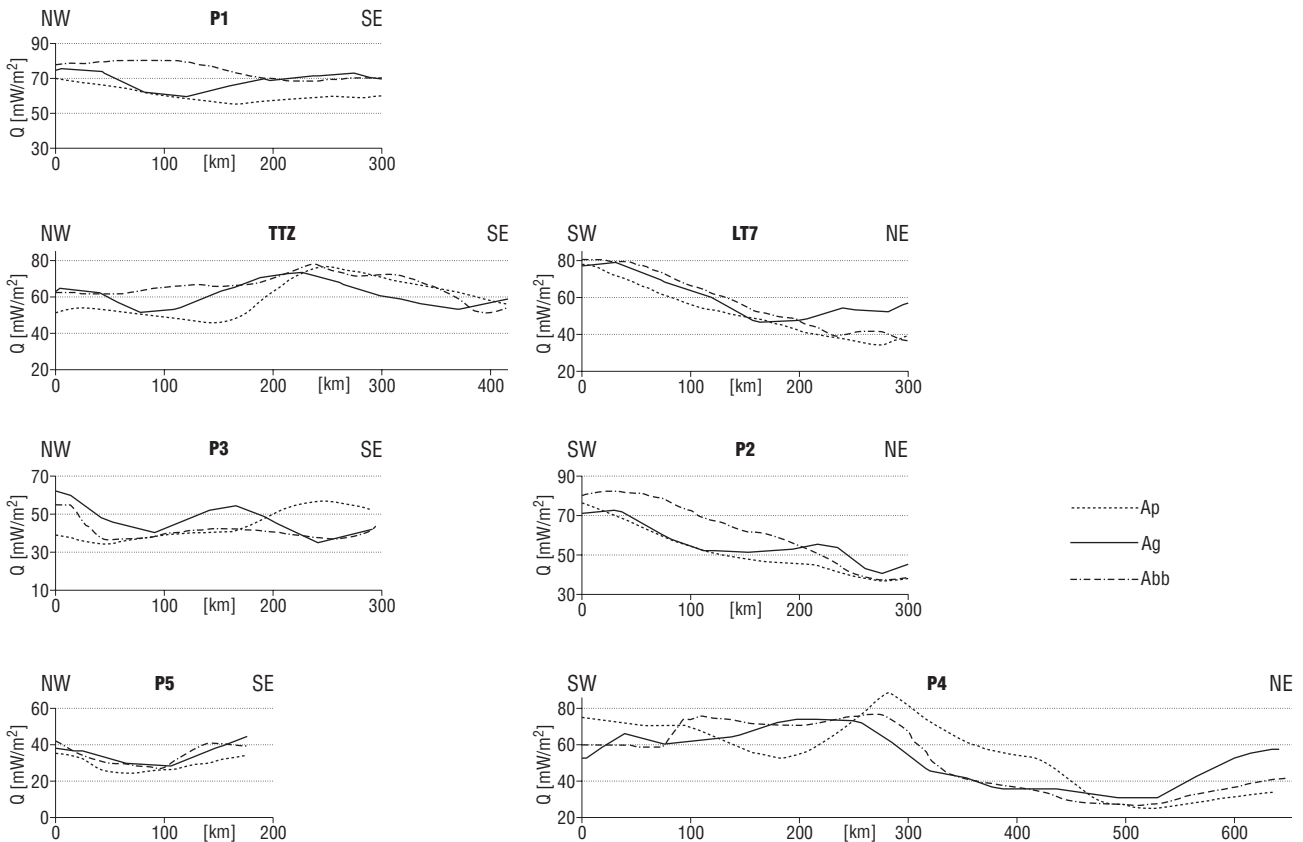
nomierny rozkład w stosunku do poszczególnych profili sejsmicznych. Na przykład w SE części profilu P1 (ryc. 4; między 200 a 300 punktem na profilu), w sąsiedztwie krzywej sporządzonej na podstawie mapki z ryc. 3A (wg Plewy, 1994) znajdują się jedynie 3 otwory. Natomiast w okolicy punktu 100 dane dla każdej z map mają różną lokalizację, przy czym dla krzywej wykonanej na podstawie mapki z ryc. 3A jedyny otwór (Ośno IG-2) mogący wpłynąć na tę informację znajduje się bardzo daleko od linii profilu.

Pozyskiwanie nowych informacji na temat strumienia ciepłego ze starych danych pomiarowych (tj. profilowań termicznych) było i jest dokonywane na podstawie nowej analizy tych danych poprzez:

1. zastosowanie nowej metodologii we wprowadzaniu poprawek na efekt nieustalonego reżimu ciepłego dla gradientu geotermicznego, połączone z nowymi pomiarami przewodności ciepłej (Karwasiecka & Bruszevska, 1997; Sroka, 1991);

2. nowe oszacowania wartości strumienia na podstawie przyporządkowania średnich wartości przewodności ciepłej uogólnionym wydzieleniom litostratygraficznym (Gordienko & Zavgorodnyaya, 1996);

3. określanie strumienia ciepłego na podstawie estymowanych wartości przewodności ciepłej skał, wyznaczonych na podstawie analizy porowatości, zailenia i składu mineralnego, przy wykorzystaniu danych karotażowych, oraz założonych na podstawie literatury wartości przewodności dla tych elementów (Szewczyk, 2001), a także metodą iteracyjnego przybliżania policzonej krzywej tem-



Ryc. 4. Przekroje zmienności gęstości strumienia ciepłego wzdłuż wybranych profili sejsmicznych projektu POLONAISE'97 oraz profili LT-7 i TTZ. Ap, Ag i Abb — krzywe wykreślone na podstawie map gęstości strumienia odpowiednio: Plewy (1994), Gordienki & Zavgorodney (1996), Karwasieckiej & Bruszevskiej (1997)

Fig. 4. Heat flow density changes along selected deep seismic profiles of POLONAISE'97 experiment, and profiles TTZ & LT-7. Ap, Ag i Abb — curves derived from heat flow density maps according to Plewa (1994), Gordienko & Zavgorodnyaya (1996), Karwasiecka & Bruszevska (1997), respectively

peratury do pomierzonej, poprzez dobór strumienia ciepłego; wówczas wielkość początkowa strumienia ciepłego określona jest na podstawie modelu przewodnościowego oraz temperatury pomierzonej na dostatecznie dużej głębokości, na której wpływ zmian paleoklimatycznych jest minimalny.

We wszystkich przypadkach dokładność określenia strumienia ciepłego zależy od jakości wykonania krzywej pomiarowej temperatury, a jakość ta na ogół jest niska. Stosowanie metod przybliżeń przewodnictwa ciepłego (por. punkty 2 i 3) nie zastąpi laboratoryjnych pomiarów przewodności ciepłej próbek skalnych nasyconych wodą. Wszelkie procedury estymacji w znacznym stopniu zależą od przyjętych na podstawie danych literaturowych parametrów ciepłych podstawowych elementów skały oraz od jakości wykorzystanych danych karotażowych. W związku z tym zwiększenie liczby laboratoryjnych pomiarów przewodności ciepłej jest niezbędnym warunkiem uzyskania wiarygodnych wyników dotyczących struktury termicznej skorupy. Modele przewodnościowe estymowane na podstawie interpretacji danych karotażowych oraz analiz podstawowych składników skały mogą pomóc w określeniu jednorodnych przewodnościowo stref, dla których należałoby wykonać pomiary na rdzeniach. Jest to niezbędne do weryfikacji założeń szacunkowego określania przewodności ciepłej.

W ostatnich latach pomiary laboratoryjne przewodności ciepłej zostały wykonane zaledwie dla 19 otworów z obszaru NW Polski. Wynik pomiaru był zależny od przyjętej metody (próbka sucha, nasycona). Brak korelacji pomiędzy uzyskanymi wynikami (Karwasiecka, informacja ustna) skłania do refleksji odnośnie ich jakości. Przewodność ciepła określona laboratoryjnie jest informacją punktową i kontroluje przebieg krzywej K, wykreślonej na podstawie objętościowego modelu litologicznego i założonych parametrów petrofizycznych dla poszczególnych typów skał (por. Szewczyk, 2001).

Problemy modelowania reżimu termicznego skorupy ziemskiej NW Polski

Interpretacja oraz modelowanie rozkładu temperatury skorupy i górnego płaszcza są możliwe dla obszarów, dla których istnieją wystarczająco dokładne dane o strumieniu ciepłym. W przypadku NW Polski z wysoką jakością głębokich danych seismiki refrakcyjnej nowej generacji kontrastuje słaba, a w najlepszym wypadku średnia jakość pomierzonych danych termicznych. Jakość danych pomiarowych jest efektem nieustalonego stanu równowagi termicznej w otworach, w których proces wiercenia trwał miesiącami, a nawet latami, natomiast pomiar termiczny wykonywano kilka bądź kilkanaście dni po zakończeniu cyrkulacji płuczki. Jednocześnie bardzo ograniczona jest liczba pomiarów przewodności ciepłej próbek rdzeni. Problemem jest również mała liczba pomiarów — otwory z pomiarami termicznymi odległe są niekiedy od siebie o dziesiątki kilometrów, co ogranicza możliwość wiarygodnego określenia anomalii termicznych oraz realistyczną analizę na podstawie ich inwersji. Jakość i liczba danych ogranicza więc możliwości szczegółowego modelowania zmian reżimu termicznego w skali kilometrów. Część danych charakteryzuje wystarczająco wysoka jakość do celów interpretacji zmian o dużej amplitudzie ilościowej (zmiany $> 10 \text{ mW/m}^2$) i o dużej magnitudzie przestrzennej tych zmian (skala dziesiątków kilometrów). Dodatkowym

problemem, napotykanym w trakcie badań geotermicznych, jest brak dobrej znajomości generacji ciepła radiogenicznego skał oraz przewodności ciepłej skał skorupy występujących pod miąższym piętrem osadowym. Stosowane statystyczne zależności między generacją ciepła a prędkościami fal sejsmicznych na podstawie publikowanych badań laboratoryjnych stanowią jeden z niewielu sposobów na określenie wglębnego rozkładu strumienia ciepłego w skorupie. Inną możliwością jest szukanie zależności między pomierzonym strumieniem ciepłym a generacją ciepła radiogenicznego skał dla podłoża krystalicznego (Majorowicz, 1984).

Pierwsze modelowania rozkładu strumienia ciepłego w skorupie do granicy Moho oraz rozkładu temperatury były wykonane na podstawie głębokich danych sejsmicznych starej generacji (profile DS-VII, LT-2, LT-4 i LT-5; Majorowicz, 1979; Milanowski, 1984; Čermak i in., 1989), przy wykorzystaniu zależności między produkcją ciepła radiogenicznego skał krystalicznych a prędkościami w nich fal sejsmicznych (por. Rybach, 1976; Rybach & Bunterbath, 1984), odpowiednio dla skał paleozoicznych i prekambryjskich:

$$\ln A = 12,6 - 2,17 V_p$$

$$\ln A = 13,7 - 2,17 V_p$$

A — produkcja ciepła radiogenicznego [W/m^3]
 V_p — prędkość fali sejsmicznej [km/s]

Modelowania wykonane przez Majorowicza dla profilu DS-VII (1979/1980) oraz przez Milanowskiego (1984) wzdłuż profilu (geotrawersu) Morze Barentsa–Wschodnie Alpy wskazują na duży kontrast w rozkładzie podskorupowego strumienia ciepłego oraz temperatur (rzędu kilkuset stopni — $400\text{--}900^\circ\text{C}$). Podobne wyniki uzyskano dla profilu LT-7 (Bruszevska, 2001).

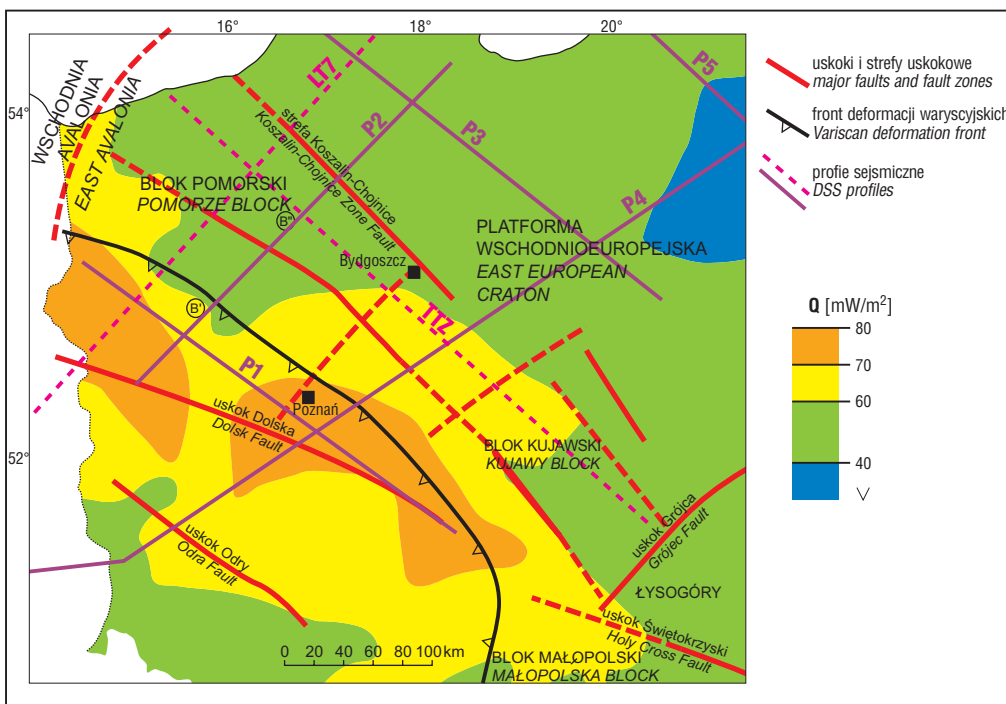
Modele wykonane przez Čermaka i innych (1989) dla profili z grupy LT redukują kontrast w podskorupowym strumieniu (praktycznie stała wartość $26 \text{ mW/m}^2 \pm 5$) oraz w rozkładzie temperatur na powierzchni Moho między starym kratonem i terenami przyległymi od zachodu ($620\text{--}850^\circ\text{C}$). Dla obszaru leżącego poza strefą TTZ na obszarze Niżu Polskiego wartości temperatur na powierzchni Moho wahają się pomiędzy 600 a 700°C . Obliczone temperatury zależą od założeń dotyczących przewodnictwa, od przyjętych zależności między generacją ciepła radiogenicznego a prędkościami fal sejsmicznych lub gęstościami oraz od przyjętych założeń dotyczących przewodnictwa i generacji ciepła w warstwach osadowych. Większość tych parametrów jest znana słabo lub wcale i w związku z tym modelowany zakres temperatur w skorupie powinien być weryfikowany przez inne dane, w tym oceny petrograficzne oraz rozkład prędkości fal Pn.

Interpretacja danych geotermicznych z obszaru eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97 Polski — wyniki wstępne

Regionalne zmiany strumienia ciepłego. Mimo błędów w określeniu współczesnego strumienia ciepłego można na obszarze Polski określić pewne wyraźne, regionalne trendy strumienia ciepłego o dużej magnitudzie, gdyż wielkość tych zmian przekracza wielkość błędów pomiarowych oraz efektów związanych z zaburzeniami klimatycznymi. W celu analizy związku strumienia ciepłego z

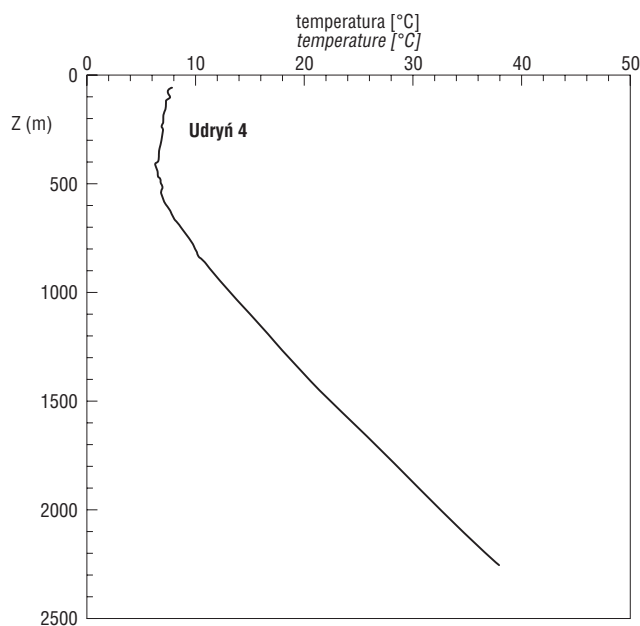
wglębną budową skorupy ziemskiej na obszarze objętym eksperymentem sejsmicznym POLONAISE'97 skonstruowano mapę rozkładu strumienia ciepłego (ryc. 5), będącą nową wersją publikowanej mapy Majorowicza (1984), zmodyfikowaną poprzez zwiększenie interwału konturowania oraz uwzględniającą różnego rodzaju błędy zawarte w dostępnych danych (por. dyskusja powyżej). Porównanie tej mapy z mapami innych autorów (por. ryc. 3A–C) wskazuje na ewidentny kontrast w wartościach strumienia pomiędzy Polską północną (niski strumień rzędu $40\text{--}60\text{ mW/m}^2$) a obszarem o wysokim strumieniu ciepłym (strumień rzędu $60\text{--}90\text{ mW/m}^2$), znajdującym się między uskokiem środkowej Odry a TTZ (Karwasiecka & Bruszezka, 1997). Wartości strumienia większe niż 80 mW/m^2 notujemy głównie w strefie, której osią jest w przybliżeniu uskoki Dolska. Podwyższone wartości strumienia w środkowej części strefy TTZ, między południową częścią bloku pomorskiego a północną częścią bloku kujawskiego (Dadlez, 2000), są najprawdopodobniej związane z występowaniem licznych struktur solnych. Otwory w strefach wysadów solnych mają tu o około 20% wyższą wartość strumienia ciepłego niż w strefach poza wysadami; wiąże się to z dużą przewodnością cieplną utworów solnych oraz związanym z tym przestrzennym zaburzeniem rozkładu strumienia ciepłego. Niższy strumień ciepły obserwuje się w części północnej strefy TTZ (większość obszaru bloku pomorskiego) czyli na obszarze, gdzie tektonika solna nie jest tak złożona jak na południe od tej strefy. W związku z tym niższy strumień z północnej części strefy TTZ (rzędu 50 mW/m^2) jest najprawdopodobniej charakterystyczny dla wglębnego strumienia ciepłego skorupy w całej strefie TTZ. Z podobnego założenia wyszli Čermak i inni (1989), charakteryzując całą strefę TTZ strumieniem tego rzędu (54 mW/m^2). Wpływ wysokich wartości przewodności cieplnej struktur solnych może tłumaczyć szereg anomalnych wartości strumienia ciepłego wzdłuż brzeżnej części strefy TTZ, szczególnie w rejonie Poznania.

Wpływ zmian paleoklimatycznych na współczesny rozkład strumienia ciepłego. W głębszych partiach warstw osadowych (od setek metrów do kilometrów) wglębny gradient geotermiczny jest w równowadze z temperaturą z okresu ostatniego zlodowacenia, charakteryzującego się ujemnymi temperaturami (Kukkonen i in., 1998). Na terenie Polski wpływ zmian klimatycznych ostatniego zlodowacenia i przejścia do cieplejszego klimatu w holocenie był po raz pierwszy zauważony przy pomiarach geotermicznych w północno-wschodniej Polsce, w rejonie Krzemianki–Udryń (Majorowicz, 1976). Sprawę wpływu efektu paleoklimatycznego sygnalizował również Plewa (1994). Na rycinie 7 pokazano inwersję profilu temperaturowego w otworach rejonu Udrynia i Prabuty. W otworze Udryń-4 (ryc. 6) obserwowanej w otworze anomalii temperatury odpowiada relatywna zmiana temperatury powierzchniowej w holocenie, rzędu 7°C (ryc. 7). Dla porównania efekt ten jest prawie niewidoczny w otworze Prabuty-1 (zmiana mniejsza niż 1°C , ryc. 7). Wstępna analiza otworowych profilowań temperaturowych w Polsce wskazuje, że efekt ten jest bardzo zmienny powierzchniowo, co w dużym stopniu wynika ze słabej jakości danych geotermicznych z górnych fragmentów badanych otworów o warunkach najbardziej zaburzonych procesem wiercenia. Może to być efektem zmian paleoklimatycznych (efekt zlodowacenia oraz następującego po nim ocieplenia) lub — w mniejszym zakresie — efektów hydrogeologicznych. Mimo braku jednoznacznej odpowiedzi na powyższy problem, wynikający ze słabej jakości profilowań temperaturowych, trzeba wziąć pod uwagę prawdopodobieństwo zaburzenia gradientu termicznego, jak też strumienia ciepłego, przez efekt klimatyczny w górnym 1000 m profilu temperaturowego. W skałach krystalicznych tarczy bałtyckiej efekt ten powoduje zmianę od -10 mK/m blisko pod powierzchnią ziemi do 0 mK/m na głębokości 1100 m. Zmiany gradientu poniżej tej głębokości są dodatnie i mniejsze niż 4 mK/m (Kukkonen i in., 1998). Kukkonen i



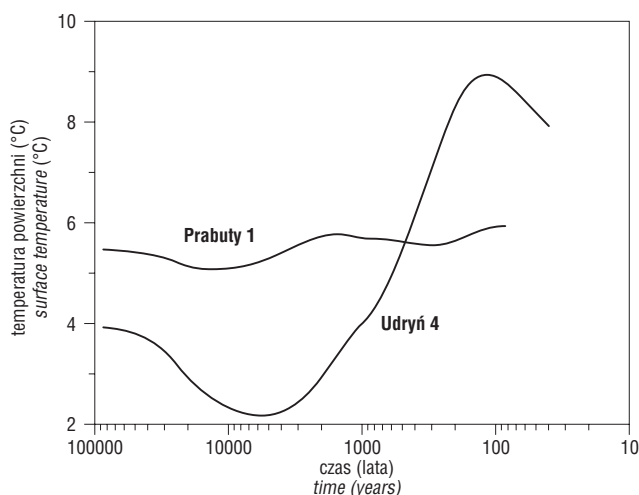
←
Ryc. 5. Mapa rozkładu strumienia ciepłego w NW Polsce, zmodyfikowana za Majorowiczem (1984). Główne jednostki tektoniczno-strukturalne NW Polski wg Dadleza (2000), lokalizacja profili sejsmicznych nowej generacji wg Gutercha i Grada (2000)

Fig. 5. Map of heat flow in NW Poland, modified after Majorowicz (1984). Major tectonic-structural of NW Poland according to Dadlez (2000), location of new generation deep seismic profiles according to Guterch & Grad (2000)



Ryc. 6. Zmiany temperatury w profilu otworu Udryń-4 (NW Polska, Suwalszczyzna)

Fig. 6. Temperature log vs. depth from borehole Udryń-4 (NW Poland, Suwałki area)



Ryc. 7. Zmiany temperatury gruntu w czasie na podstawie inwersji rozkładu anomalii temperatury w otworach Udryń-4 i Prabuty-1

Fig. 7. Ground temperature changes with time based on temperature inversion for boreholes Udryń-4 and Prabuty-1

inni (1998) oceniają, że na obszarach, gdzie temperatura przypowierzchniowej warstwy ziemi spadła w okresie zlodowacenia do -10°C , a nawet -15°C , dopiero poniżej głębokości 800–1200 m strumień ciepły może być określony z dokładnością wyższą niż 5 mW/m^2 . Na obszarze głębokiego basenu osadowego — jak np. w otworach z NW Polski — dodatnie maksimum anomalii temperatury związanej z efektem klimatycznym będzie przesunięte do mniejszych głębokości, ze względu na niższą przewodność większości skał osadowych. W tych otworach strumień ciepły jest najprawdopodobniej zaburzony przez efekt zlodowacenia i ocieplenia do głębokości co najmniej 2 km, jednakże już poniżej głębokości 600 m wartości strumienia będą wymagały korekcji poniżej 10%, a więc poniżej

błędów wynikających z błędów pomiarowych oraz niestabilnego reżimu cieplnego po okresie wiercenia.

Wgłębny strumień skorupowy. Analiza strumienia cieplnego, określonego dla głębszych części profilu temperaturowego, poniżej głębokości 600 m, a więc poniżej wyraźnego wpływu zlodowacenia, pozwala na wstępną analizę danych wzdłuż wybranych profili sejsmicznych projektu POLONAISE'97 oraz profili LT-7 i TTZ. Na ryc. 8 pokazano zmiany strumienia cieplnego w obrębie skorupy Qs, określone jako różnice między powierzchniowym strumieniem Q (strumień pomierzony) a strumieniem podskorupowym Qm, wyznaczonym przy założeniu, że strumień podskorupowy Qm (strumień z płaszcza Ziemi) waha się w granicach $Q_m = 20\text{--}30$ (26) mW/m^2 . Założenie to przyjęto za Čermakiem i innymi (1989).

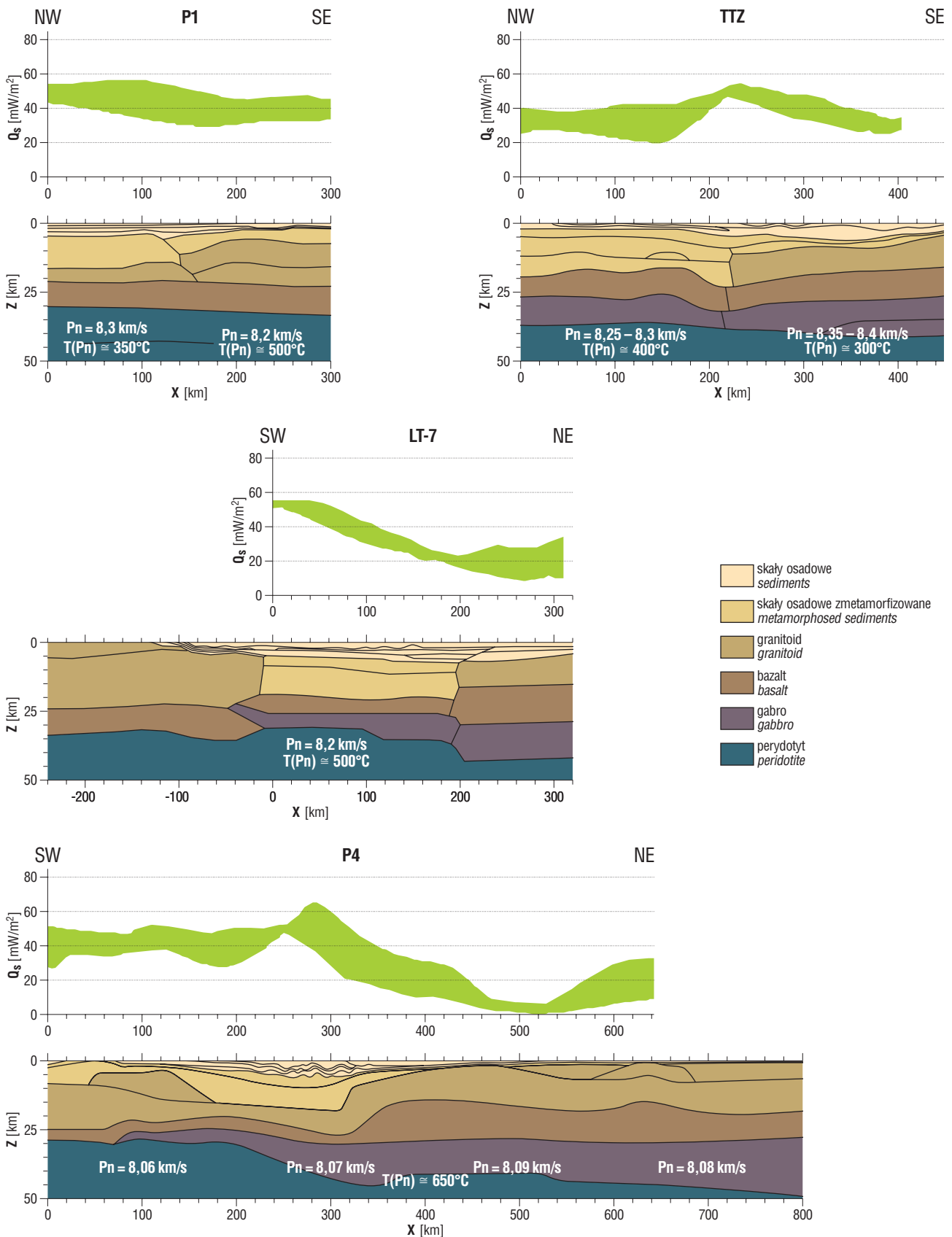
Porównanie rozkładów skorupowego strumienia ze wstępnymi modelami struktury skorupy ziemskiej interpretowanymi na podstawie danych sejsmicznych nowej generacji (Krysiński i in., 2000), wykazuje, że obserwowane wyraźne zmiany wielkości powierzchniowego strumienia cieplnego są słabo skorelowane ze zmianami obserwowanymi w obrębie skorupy. Typowym przykładem jest tu nagła zmiana strumienia ciepła, obserwowana wzdłuż profilu LT-7 (w obrębie strefy od 0 km do 200 km wzdłuż profilu), która w małym stopniu koreluje się ze zmianami w budowie skorupy, a w szczególności ze zmianą miąższości warstw osadowych i krystalicznych skorupy o największej generacji ciepła radiogenicznego (ryc. 8). Można w związku z tym przypuszczać, że założenie stałego strumienia podskorupowego (Čermak in., 1989) nie w pełni oddaje rzeczywiste stosunki termiczne w obrębie litosfery na tym obszarze. Rozwiązanie tego zagadnienia wymaga dalszej analizy.

Wartości temperatury powierzchni Moho zostały obliczone na podstawie wstępnych danych o rozkładach prędkości fal sejsmicznych Pn (ryc. 8). Obliczenia wykonano na podstawie relacji między temperaturą na powierzchni Moho a prędkościami Pn dla tej powierzchni, wykorzystując statystyczne relacje podane przez Blacka i Breile'a (1982) oraz zmodyfikowane przez Hyndmana i Lewisa (1998):

$$P_n = 8,55 - (0,73 \times 10^{-4}) \times T(P_n)$$

gdzie: $T(P_n)$ — temperatura na granicy Moho/płaszcz, szacowana na podstawie rozkładów prędkości fal sejsmicznych Pn.

Modelowanie generacji ciepła i temperatur jest możliwe przy wykorzystaniu znanych zależności laboratoryjnych pomiędzy produkcją ciepła radiogenicznego a prędkościami fal sejsmicznych oraz między prędkościami fal sejsmicznych Pn a temperaturą (Rybach & Bunterbarth, 1984; Kubik, 1986; Hyndman & Lewis, 1998; Black & Braile, 1982). Wysokim wartościom Pn odpowiadają niższe temperatury. Otrzymane według zależności Blacka & Breile'a (1982) wartości temperatury dla Moho wyniosły $300\text{--}650^{\circ}\text{C}$. Podobny zakres otrzymuje się, gdy brane są pod uwagę bardziej lokalne zależności, podane przez Kubika (1986). W NW Polsce niższe wartości temperatur obserwujemy w obszarze młodej platformy paleozoicznej, gdzie wysokie wartości Pn zostały określone na podstawie eksperymentów sejsmicznych (Guterch i in., 2000; Jensen i in.,



Ryc. 8. Rozkład skorupowego strumienia ciepła Q_s w wybranych profilach eksperymentu POLONAISE'97 oraz profilach LT-7 i TTZ, obliczony przy założeniu wartości strumienia płaszczka $Q_m = 25$ [mW/m²]. Interpretacja budowy struktury skorupy na podstawie rozkładu prędkości sejsmicznych wg. Krysiński i in. (2000). T(Pn) — temperatura na granicy Moho/płaszcz, szacowana na podstawie rozkładów prędkości sejsmicznych fal Pn

Fig. 8. Crustal heat flow Q_s along selected POLONAISE'97 profiles, and LT-7 and TTZ, calculated with assumption of the mantle heat $Q_m = 25$ [mW/m²]. Crustal structure and velocity model after Krysiński et al. (2000). T(Pn) — temperature at the Moho/mantle boundary, estimated using distribution of Pn velocities

1999). Uzyskane tak wartości temperatury są dużo niższe (o 200–400°C w obrębie platformy paleozoicznej) od temperatur uzyskanych z modelowań Bruszewskiej (2001), Majorowicza (1978/1979), Milanowskiego (1984) oraz Čermaka i in. (1989).

Różnica między rozkładami temperatury obliczonymi na podstawie Pn, a rozkładami uzyskanymi innymi metodami jest szczególnie duża w obszarze młodej platformy, gdzie wartości strumienia z pomiarów temperatury i przewodności cieplnej są najwyższe. Wartości prędkości Pn w tym rejonie sugerują „zimną” powierzchnię Moho (300–500°C; ryc. 8), podczas gdy modelowania oparte na estymacjach rozkładu generacji ciepła radiogenicznego w skorupie, przewodności i obserwowanym strumieniu cieplnym (Majorowicz, 1978/1979; Milanowski, 1984; Čermak i in., 1989; Bruszewska, 2001) dają wartości temperatur dla Moho wyższe niż 700°C. Dane z Pn sugerują, że granica górny płaszcz/Moho kratonu wschodnioeuropejskiego i przyległych od zachodu obszarów (TTZ i platformy paleozoicznej) jest w chwili obecnej właściwie tak samo wychłodzona. Ta sugestia jest sprzeczna z obserwowanymi wyraźnymi różnicami regionalnymi rozkładu strumienia cieplnego oraz z wynikami modelowań opartych na założonych modelach generacji ciepła i przewodności w skorupie (Majorowicz, 1978/1979; Milanowski, 1984; Čermak i in., 1989; Bruszewska, 2001), które sugerują ciepłą skorupę i górny płaszcz w strefie platformy paleozoicznej. Istnienie cieplejszej skorupy i górnego płaszcza na zachód od strefy TTZ w stosunku do obszaru starego kratonu i jego platformy sugerują dane dotyczące elewacji powierzchni terenu i miąższości skorupy oraz ich związku z wielkością strumienia cieplnego (Bodri & Bodri, 1985). Prosty model zmian miąższości skorupy ziemskiej, wymagany do utrzymania równowagi izostatycznej w funkcji strumienia cieplnego (Bodri & Bodri, 1985; Hyndman & Lewis, 1999), pokazuje, że dla obszarów o elewacji powierzchni terenu rzędu 0–0,5 km, przy miąższości skorupy 40–45 km, strumień cieplny powinien być rzędu 35–50 mW/m², a przy miąższości skorupy 30–35 km — rzędu 60–80 mW/m². Potwierdza to obserwowany kontrast wartości strumienia cieplnego między obszarami o dużej miąższości skorupy (niskim strumieniu cieplnym) i małej miąższości skorupy (wysokim strumieniu cieplnym) dla obszaru Niżu Polskiego (obserwowana zmiana jest rzędu 40–80 mW/m²). Tak dużą regionalną zmianę w rozkładzie strumienia cieplnego potwierdzają również dane o paleostrumieniu cieplnym, uzyskane na podstawie analizy refleksyjności wityrytu (Majorowicz i in., 1984; Karnkowski, 1999). Dane te wskazują na istnienie w przeszłości (w okresie maksymalnego pograżenia osadów) kontrastu w gradiencie geotermicznym i strumieniu cieplnym między platformą paleozoiczną (wysoki strumień) a platformą wschodnioeuropejską (niski strumień).

Rozbieżności między niskimi temperaturami na powierzchni Moho, określanymi na podstawie wstępnych rozkładów prędkości fal sejsmicznych Pn, a wysokimi temperaturami wynikającymi z wysokiego strumienia cieplnego w obszarze platformy paleozoicznej mogą wynikać z wielu przyczyn:

□ rozkłady prędkości sejsmicznych Pn mogą być zawyżone dla obszarów o wysokim strumieniu cieplnym (platforma paleozoiczna). Dane termiczne sugerowałyby

tu prędkości nie wyższe niż 8,1 km/s, podczas gdy wyniki interpretacji danych refrakcyjnych są rzędu 8,1–8,4 km/s. Ostateczne wyniki analizy relacji struktury termicznej do struktury sejsmicznej będą przedstawione za pomocą ostatecznych modeli prędkościowych profili projektu POLONAISE'97 oraz profili TTZ, LT-7, LT-2, LT-4 i LT-5 (Majorowicz i in., 2002).

□ wykorzystana zależność między prędkościami Pn i temperaturą określoną statystycznie (Kubik, 1986; Hyndman & Lewis, 1998) jest nieadekwatna do warunków w analizowanym rejonie NW Polski,

□ pomierzone wysokie wartości strumienia w NW Polsce (na zachód od platformy wschodnioeuropejskiej) nie reprezentują strumienia cieplnego pod piętrzem osadowym ze względu na to, że strumień w piętrze osadowym może być zmieniony przez efekt hydrodynamiczny, związany z przepływem ciepła zmodyfikowanym przez składową konwektywną (wymuszona konwekcja przez grawitacyjny przepływ wód w ośrodkach porowatych o dużej przepuszczalności).

Podsumowanie

Istniejące dane geotermiczne stanowią cenny materiał do badań poświęconych strukturze termicznej skorupy i litosfery. Interpretacja obserwowanych zmian regionalnych (o skali wyższej niż szacowane błędy określania strumienia cieplnego) pozwala na rozpoznanie struktury termicznej skorupy — zmiany strumienia na terenie Polski są rzędu 40–80 mW/m² (100% zmiany), a więc wyższe niż błędy pomiarowe (ok. 15–20%). Interpretacja zmian o mniejszej amplitudzie jest mało wiarygodna. Wstępna interpretacja danych geotermicznych przy wykorzystaniu nowych danych głębokiej sejsmiki refrakcyjnej nie jest jednoznaczna, co wynika głównie ze słabej znajomości rozkładu produkcji ciepła radiogenicznego w skorupie. Modelowanie produkcji ciepła radiogenicznego na podstawie relacji z rozkładami prędkości sejsmicznych daje duży kontrast temperatury Moho między starym kratonem a obszarami przyległymi. Nie jest to poparte przez wysokie wartości prędkości fal sejsmicznych Pn, wyznaczane na podstawie sejsmiki, które sugerują niskie wartości temperatury na powierzchni Moho oraz niski strumień cieplny (patrz dyskusja powyżej). W obszarze o najwyższym strumieniu cieplnym obserwuje się wysokie wartości Pn, a więc odwrotne niż to wynika z relacji między Q a Pn. Jednocześnie obserwuje się mały kontrast w wartościach Pn ($8,2 \pm 0,1$ km/s) mimo bardzo dużego kontrastu w strumieniu cieplnym między obszarami platformy paleozoicznej a platformy prekambryjskiej (zmiany Q między 40–90 mW/m²).

Jak wynika z zaprezentowanej powyżej krytycznej analizy dostępnych pomiarów termicznych, wykonanych na obszarze NW Polski, weryfikacja danych szacunkowych przewodności cieplnej na podstawie nowych pomiarów przeprowadzonych na rdzeniach wiertniczych, korekty starych pomiarów oraz przyszłych dokładnych pomiarów w nowych głębokich wierceniach jest konieczna w celu dokładniejszego poznania zmian strumienia cieplnego w Polsce i uściślenia jego interpretacji w świetle danych sejsmicznych nowej generacji. Również planowane wykonanie nowych pomiarów laboratoryjnych przewodności cieplnej nie zaspokoi w pełni zapotrzebowania. Wiele rdze-

ni uległo zniszczeniu (np. z otworu Debrzno IG-1, dla którego dysponujemy krzywymi temperatury o bardzo dobrej jakości). Dodatkowym problemem jest fakt, iż najistotniejsze dla takich pomiarów skały ilaste z powodu wietrzenia i anizotropii stanowią bardzo trudny materiał pomiarowy, szczególnie w sytuacji wieloletniego przechowywania materiału rdzeniowego w nienajlepszych warunkach.

Badania struktury i ewolucji termicznej litosfery w N Polsce realizowane są w ramach tematu nr 2.94.0004.00.0, pt. *Budowa litosfery północnej części Polski (obszar projektu POLONAISE '97) na podstawie zintegrowanej analizy danych geofizycznych i geologicznych*, finansowanego przez NFOŚiGW. Autorzy dziękują prof. A. Guterchowi (Instytut Geofizyki PAN) oraz prof. M. Gradowi (Instytut Geofizyki UW) za owocną współpracę w ramach tego tematu, oraz prof. K. Pietsch (AGH) za wnikliwą recenzję artykułu. Podziękowania kierujemy również do dr. J. Śafandy oraz dr. V. Čermaka (Instytut Geofizyki Czeskiej Akademii Nauk, Praga) za cenne dyskusje dotyczące tematyki artykułu.

Literatura

- ARCTOWSKI H. 1924 — Nowe pomiary geotermiczne w szybach naftowych Borysławia, Krosna, Bitkowa. Kosmos, seria A.
- ARCTOWSKI H. 1925 — Nouvelles recherches sur les gradients thermiques dans les puits a petrole. Inst. de Geophys. de l'Univ. Lwów, Comm. 7, Kosmos.
- BLACK P.R. & BRAILE L.W. 1982 — Pn velocity and cooling of the continental lithosphere. J. Geophys. Res., 87:10557–10568.
- BODRI L. & BODRI B. 1985 — On the correlation between heat flow and crustal thickness. Tectonophysics, 120: 69–81.
- BRUSZEWSKA B. 2001 — Dwuwymiarowe modelowanie temperatury (T) i strumienia ciepłego (Q) skorupy ziemskiej. [W:] Krzywiec P., (red.), Budowa litosfery wzdłuż głębokich profili sejsmicznych LT-7 i P2 na podstawie zintegrowanej analizy danych geofizycznych oraz modelowań reologicznych. CAG Państw. Inst. Geol., nr 91/2002.
- ČERMAK V., ŠAFANDA J. & GUTERCH A. 1989 — Deep temperature distribution along three profiles crossing the Teisseyre-Tornquist tectonic zone in Poland. Tectonophysics, 164: 151–163.
- CLAUSER C. 1999 — Thermal Signatures of heat transfer processes in the Earth's crust. Lecture Notes in Earth Sciences, 85.
- DADLEZ R. 2000 — Pomeranian Caledonides (NW Poland) fifty years of controversies: a review and a new concept. Geol. Quart., 44: 221–236.
- DEMBOŃSKI J.S. 1830 — Trzy rozprawy czyli uwagi nad artykułami w trzech pismach peryodycznych warszawskich, to jest 1) w Kuryerze W., 2) w Pamiętniku W., umiejętności czystych i.t.d., 3) w Rozmaitościach W. umieszczonemi, pod napisem O Wewnętrznej Temperaturze Ziemi przez Jana Sebastjana Dembońskiego napisane. Kraków, 70.
- FÖRSTER A. 2001 — Analysis of borehole temperature data in the Northeast German Basin: continuous logs versus bottom-hole temperatures. Petroleum Geoscience, 7: 241–254.
- GORDIENKO V.V. & ZAVGORODNYAYA O.V. 1996 — Estimation of heat flow in Poland. Acta Geoph. Pol., 44: 173–181.
- GRAD M., JANIK T., YLINIEMI J., GUTERCH A., LUOSTO U., KOMMINAHO K., ŚRODA P., HOENIG K., MAKRIJ J. & LUND C.E. 1999 — Crustal structure of the Mid-Polish Trough beneath TTZ seismic profile. Tectonophysics, 314: 145–160.
- GUTERCH A. & GRAD M. 2000 — Nowa generacja programów badań głębokich struktur litosfery: eksperymenty sejsmiczne POLONAISE'97 i CELEBRATION 2000 w Europie Środkowej. Prz. Geol., 48: 1085–1095.
- GUTERCH A., GRAD M., JANIK T., MATERZOK R., LUOSTO U., YLINIEMI J., LUCK E., SCHULZE A. & FÖRSTER K. 1994 — Crustal structure of the transition zone between Precambrian and Variscan Europe from new seismic data along LT-7 profile (NW Poland and eastern Germany). C.R. Acad. Sci. Paris, 319, serie II, 1489–1496.
- GUTERCH A., GRAD M., THYBO H., KELLER R. & POLONAISE Working Group 1999 — POLONAISE'97 — International seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. Tectonophysics, 314: 101–121.
- HYNDMAN R.D. & LEWIS T.J. 1999 — Geophysical consequences of the Cordillera-Craton thermal transition in southwestern Canada. Tectonophysics, 306: 397–442.
- JAROSIŃSKI M. & POPRAWA P. 2001 — Reologiczny model litosfery w strefie szwu transeuropejskiego (TESZ) wzdłuż profilu sejsmicznego LT-7 (NW Polska–wschodnie Niemcy). [W:] Krzywiec P., (red.), Budowa litosfery wzdłuż głębokich profili sejsmicznych LT-7 i P2 na podstawie zintegrowanej analizy danych geofizycznych oraz modelowań reologicznych. CAG Państw. Inst. Geol., nr 91/2002.
- JENSEN S.L., JANIK T., THYBO H. & POLONAISE WORKING GROUP 1999 — Seismic structure of the Paleozoic Platform along POLONAISE'97 profile P1 in NW Poland. Tectonophysics, 314: 123–143.
- KARNKOWSKI P. 1999 — Origin and evolution of the Polish Rotliegend basin. Polish Geol. Inst. Spec. Papers 3, 93.
- KARWASIECKA M. & BRUSZEWSKA B. 1997 — Gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego ziemi na obszarze Polski. CAG Państw. Inst. Geol., nr 060 21/98.
- KRYSIŃSKI L., GRAD M. & POLONAISE WORKING GROUP 2000 — POLONAISE '97 — seismic and gravimetric modelling of the crustal structure in the Polish Basin. Phys. Chem. Earth (A), 25, (4): 335–363.
- KRZYWIEC P., BRUSZEWSKA B., JAROSIŃSKI M., JÓ WIĄK W., KRÓLIKOWSKI C., PELCZARSKI A., PETECKI Z., POPRAWA P., WISZNIEWSKA J., WYBRANIEC S., ZIENTARA P. 2001 — Budowa litosfery wzdłuż głębokich profili sejsmicznych LT-7 i P2 na podstawie zintegrowanej analizy danych geofizycznych oraz modelowań reologicznych. CAG Państw. Inst. Geol., nr 91/2002.
- KUBIK J. 1986 — The relation between the heat flow field and the distribution of the Pn-wave velocities for the European continent. Studia Geophys. Geod., 30: 60–78.
- KUKKONEN I.T., GOSNOLD W.D. & ŠAFANDA J. 1998 — Anomalous low heat flow density in eastern Karelia, Baltic Shield. Tectonophysics, 291: 235–249.
- LEWANDOWSKI M. 2000 — International Continental Scientific Drilling Programme (ICDP) — międzynarodowy program wierceń badawczych na obszarach kontynentalnych. Prz. Geol., 48: 540–541.
- LEWANDOWSKI M., ŻELA NIEWICZ A., MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., JAROSIŃSKI M. & SKOMPSKI S. 2001 — ICDP a wiercenia badawcze w Polsce: zaproszenie do dyskusji. Prz. Geol., 49: 46–51.
- MAJOROWICZ J.A. 1978/79 — Mantle heat flow and geotherms for major tectonic units in Central Europe. Pure & Applied Geophys. (PAGEOPH), 117: 109–123.
- MAJOROWICZ J. 1979 — Ziemskie pole ciepłe na Niziu Polskim w powiązaniu z tektoniką. Biul. PIG, 307: 5–60.
- MAJOROWICZ J. 1984 — Problems of tectonic interpretation of geothermal field distribution in the platform areas of Poland. Publ. Inst. Geophys., Pol. Ac. Sci., A-13 (160): 149–166.
- MAJOROWICZ J. 1976 — Parametry geotermiczne rejonu Krzemianki i Udrynia na tle ziemskiego pola ciepłego NE Polski. Prz. Geol., 24: 607–612.
- MAJOROWICZ J., MAREK S. & ZNOSKO J. 1984 — Paleogeothermal gradients by vitrinite reflectance data and their relation to the present geothermal gradient patterns of the Polish Lowland. Tectonophysics, 103, 141–156.
- MAJOROWICZ J. & PLEWA S. 1979 — Study of Heat Flow in Poland with Special Regard to Tectonophysical Problems. [W:] Čermak V. & Rybach L. (ed.), Terrestrial Heat Flow in Europe. Springer-Verlag, Berlin, 240–252.
- MAJOROWICZ J.A., ČERMAK V., ŠAFANDA J., KRZYWIEC P., WRÓBLEWSKA M., GUTERCH A. & GRAD M. 2002 (w druku) — Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE'97 international seismic experiment — Polish Lowland. Phys. Chem. Earth (A).
- MILANOVSKY S.YU. 1984 — Deep geothermal structure and mantle heat flow along the Barents Sea-East Alps geotraverse. Tectonophysics, 103, 175–192.
- PLEWA S. 1994 — Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. Wydawnictwo CPPGSMiE PAN, Kraków.
- POPOW Y., PRIMENOW V. & PEVZNER L. 1998 — Geothermal characteristics of the Vorotilovo deep borehole drilled into the Puchezh-Katunk impact structure, Tectonophysics, 291: 205–223.
- RYBACH L. & BUNTERBARTH 1984 — The variation of heat generation, density and seismic velocity with rock type in the continental lithosphere. Tectonophysics, 103: 335–344.
- SROKA K. 1991 — Nowe oznaczenia gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego Ziemi na przykładzie Karpat. Zesz. Nauk. AGH, 1373, Geofiz. Stos., Z. 8., Kraków.
- SZEWCZYK J. 2001 — Estymacja gęstości strumienia ciepłego metodą modelowań właściwości termicznych ośrodka. Prz. Geol., 49: 1083–1088.