

Reologiczny model litosfery w strefie szwu transeuropejskiego (TESZ) wzdłuż profilu sejsmicznego LT-7 (NW Polska — SE Niemcy)

Marek Jarosiński*, Paweł Poprawa*, Fred Beekman**

Rheological structure of the Trans-European Suture Zone along LT-7 deep seismic profile (NW Poland and SE Germany). *Prz. Geol.*, 50: 1073–1081.

S u m m a r y. The present study concerns rheological structure of the Trans-European Suture Zone (TESZ) and neighbouring tectonic units in Poland and SE Germany, along the LT-7 deep seismic sounding (DSS) profile. The SW-NE trending transect, 560 km in length, crosses the Variscan platform (VP — without its TESZ segment), part of the TESZ composed of external Variscan orogen and its foreland (VSZ — Variscan Suture zone), the Teisseire-Tornquist Zone (TTZ), and terminates on the western slope of the East European Craton (EEC; fig. 1). Both complex crustal structure and significant lateral changes in surface heat flow along the LT-7 profile make it an attractive object for study of the rheological differentiation of lithosphere. 1-D temperature and rheological modelling was performed for 10 sites located along the LT-7 profile. The most important and best-constrained input data are seismic wave velocity structure (fig. 2) and surface heat flow density (fig. 3). A simplified petrological model (fig. 4) based on P-wave velocity differentiation has been founded on a concept of quartz/diorite/diabase/pyroxenite/olivine layering of the lithosphere. Lithosphere temperature profiles for each site were derived by analytical solutions of Fourier's law, applied to two layer crust model with the mantle being infinite half-space. For analysed sites, for each petrological defined layer constant value of radioactive heat production and thermal conductivity were assumed (fig. 4). For calculations of strength envelopes, Byerlee's frictional law, for brittle layers and powerlaw creep for ductile layers were used. An assumption of wet rheology was generally applied. In order to narrow the range of possible solutions, the rheological models were to fulfill three principal conditions: (1) Thickness of thermal lithosphere should laterally vary from 70 km to 200 km (constrained by extrapolated seismological data). (2) Mantle heat flow and lithospheric thickness should change smoothly from site to site. (3) Cumulative strength of the lithosphere for the strain rate $10^{-16} s^{-1}$ should always be higher than $2 \cdot 10^{12} N/m$ (neotectonic quiescent of the analysed area indicates that the lithosphere sustains plate boundary forces). In spite of poor control on some input data and no restrictive principal conditions, possible solutions of the model fall into a narrow range of options. Performed modelling allowed to estimate cumulative lithospheric strength along the profile (fig. 5a), which changes of more than an order of magnitude from $30-50 \cdot 10^{12} N/m$ at the edge of the EEC, through $15-25 \cdot 10^{12} N/m$ in the TTZ and less than $5 \cdot 10^{12} N/m$ in the VSZ, to $5-15 \cdot 10^{12} N/m$ in the VP. Calculated mantle heat flow (fig. 5b) varies in a range from $20 mW/m^2$ in the EEC, through $20-35 mW/m^2$ in the TESZ (with maximum values at its SW boundary), to $25-30 mW/m^2$ in the VP. For the same segments of the profile thickness of thermal lithosphere estimated on 170–200 km, 90–160 km and 110–140 km (fig. 5c), respectively. Additionally, thermal modelling led also to some constraints on the radioactive heat production in the upper crust. The first-order feature of the obtained rheological section (fig. 5c) is that the transition zone from the VSZ to the VP is extremely weak. As evidenced from coincidence with high surface and mantle heat flow, observed mechanical weakening is thermally controlled. The second significant outcome of the model is the existence of rheological layering of the lithosphere. Apart of the EEC, only two strong layers were recognised, namely uppermost crust and uppermost mantle. These layers are separated by extremely weak lower crust, more than 20 km thick. For the lithosphere of the EEC three or four strong layers were recognised. Some of them might be mechanically welded to each other. Sensitivity of the rheological model to variability of radioactive heat production and surface heat flow has been also examined (fig. 6). Changes of these parameters in realistic range lead to significant differences in the shape of strength envelopes and thickness of thermal lithosphere. This leads to the conclusion, that any independent control on lithospheric thickness would be crucial for improving quality of rheological model.

Key words: rheology of the lithosphere, tectonic stress, seismic profile, thermal profile, NW Poland

Niniejsza praca prezentuje wyniki analizy struktury reologicznej litosfery wzdłuż profilu LT-7, przebiegającego w kierunku SW-NE przez wschodnie Niemcy i NW Polskę, od Lipska po Lębork (ryc. 1; Guterch i in., 1994). Przecina on obszar o zróżnicowanej strukturze wgłębnej (ryc. 2), na którą składają się NE fragment paleozoicznej platformy, skonsolidowanej w trakcie orogenezy waryscyjskiej (VP), strefa szwu transeuropejskiego (TESZ) oraz skłon kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC; Guterch i in., 1994; Dadlez, 1997). Ze względu na zróżnicowanie obrazu sejsmicznego w obrębie TESZ odcinek ten umownie podzielono na strefę Teisseyre'a-Tornquista (TTZ) oraz na warscyjski fragment TESZ (VSZ). Podział na wyżej wymienione bloki znajduje uzasadnienie zarówno w wykonanym na podstawie profilowania sejsmicznego modelu prędkościowym (Guterch i in., 1994), jak i modelu

gęstościowym dla tego samego przekroju (Królikowski & Petecki, 1997).

Ponadto, wzdłuż profilu LT-7 zachodzą znaczące, oboczne zmiany gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego (zob. np. Majorowicz & Plewa, 1979; Majorowicz, 1984; Hurtig i in., 1992; Čermak i in., 1992; Plewa, 1994; Balling, 1995; Karwasiecka & Bruszezewska, 1997) z charakterystyczną, rozległą anomalią dodatnią, zlokalizowaną na pograniczu Polski i Niemiec (ryc. 3). Nakładanie się zróżnicowania strukturalnego i termicznego sugeruje możliwość występowania znaczących pionowych oraz obocznych kontrastów właściwości mechanicznych litosfery, co czyni ten profil atrakcyjnym obiektem modelowań reologicznych.

Prezentowany model reologiczny wzdłuż profilu LT-7 jest wstępnym etapem trwających obecnie badań na profilach refrakcyjnych projektu POLONAISE (Guterch i in., 1999; Grad i in., 1999; Jensen i in., 1999). Napływ nowych, dobrej jakości danych o strukturze sejsmicznej skorupy ziemskiej, np. projekt CELEBRATION 2000 (Guterch i in., 2000; ryc. 1), a także generalny postęp w geofizycznym rozpoznaniu głębszych partii skorupy ziemskiej, daje nadzieję na rozwój tego typu badań w najbliższych latach.

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; mjar@pgi.waw.pl; ppop@pgi.waw.pl

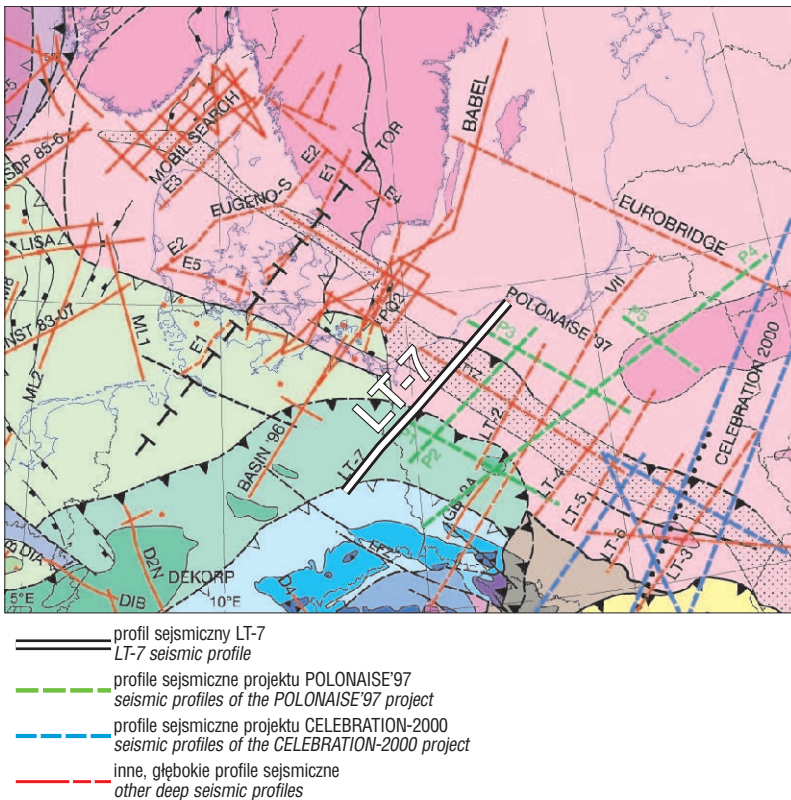
**Vrije Universiteit, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, Holandia; beef@geo.vu.nl

Metoda obliczania profilu reologicznego

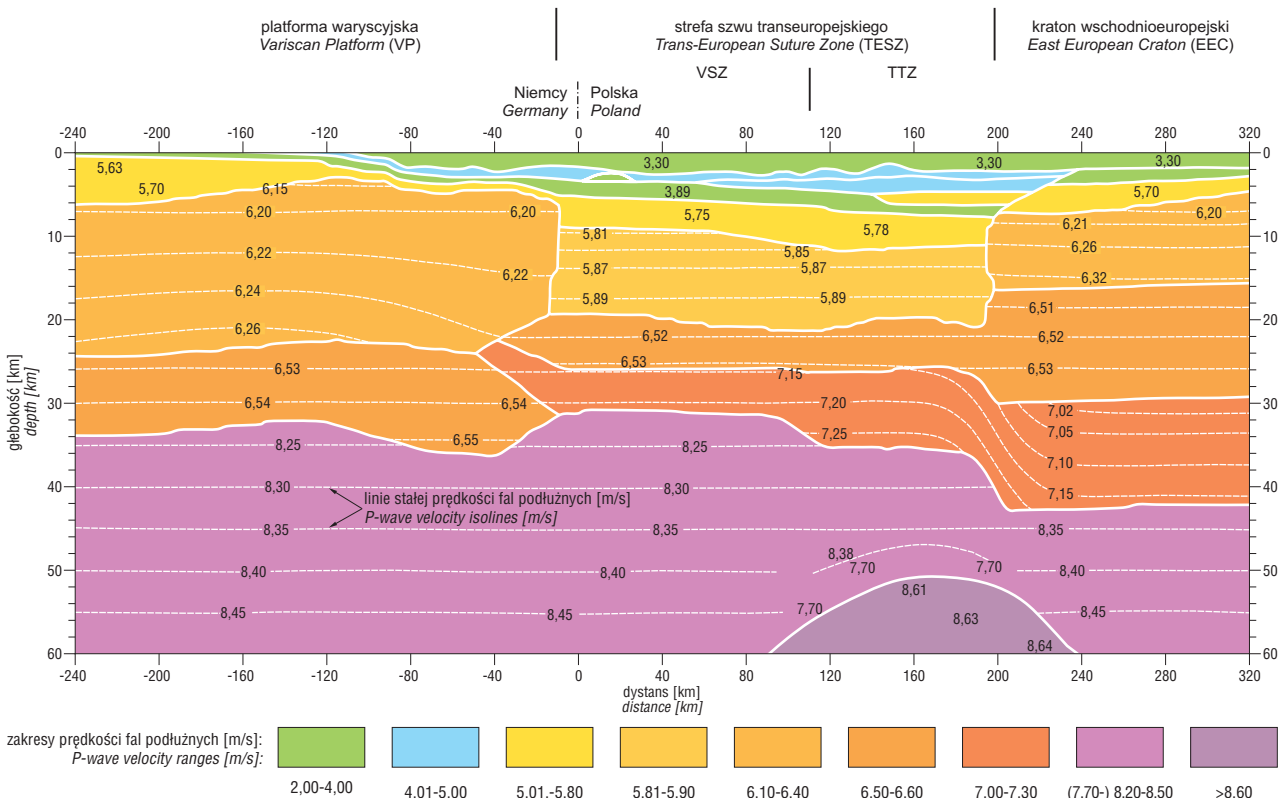
Niniejsza praca została poprzedzona metodycznym artykułem (Jarosiński i in., 2002), w którym omówiono podstawy tej metody oraz zamieszczono odesłania do reprezentatywnej literatury przedmiotu. W związku z powyższym, wstęp metodyczny jest tu ograniczony do niezbędnego minimum.

Modele reologiczne litosfery określają jej wytrzymałość, która jest wyrażona najczęściej wielkością naprężenia dyferencjalnego (największej różnicy naprężeń) na danej głębokości. Wytrzymałość poszczególnych warstw, w zależności od sposobu ich odkształcenia, jest uwarunkowana w różnym stopniu litologią, temperaturą, ciśnieniem i tempem deformacji. Prezentowane w niniejszym artykule modele są jednowymiarowe oraz stacjonarne, tj. ich parametry i warunki brzegowe są niezmiennymi w jednokrotnym cyklu obliczeń (Jarosiński i in., 2002).

Profile reologiczne litosfery obliczono stosując oprogramowanie napisane przez Beekmana (1994). Analogiczne algorytmy obliczeniowe były stosowane w wielu obszarach na świecie (m.in. Cloetingh & Banda, 1992; Beekman, 1994; Lankreijer i in., 1997, 1999; Van Wees & Beekman, 2000; Moisisio i in., 2000), co gwarantuje



Ryc. 1. Lokalizacja profilu LT-7, a także innych głębokich profili sejsmicznych w otoczeniu strefy TESZ, na tle uproszczonej mapy tektonicznej centralnej Europy
Fig. 1. Location of LT-7 profile, as well as other deep seismic profiles in the vicinity of TESZ, with the background of simplified tectonic map of Central Europe



Ryc. 2. Model prędkościowy dla głębokiego profilu sejsmicznego LT-7 (wg Guterch i in., 1994) wraz z przyjętym w niniejszej pracy podziałem skorupy ziemskiej wzdłuż przekroju na indywidualne segmenty
Fig. 2. Velocity model for the deep seismic profile LT-7 (after Guterch i in., 1994) with division of the crust along the cross-section into individual segments, adopted in the present paper

porównywalność wyników poszczególnych analiz. Modelowanie przeprowadzono dwustopniowo: w pierwszej kolejności programem Geotherm obliczano wykresy temperatury z głębokością, a następnie programem Yield obliczono profile wytrzymałościowe (por. Beekman, 1994).

Profil temperatury litosfery

Obliczenia wykresów temperatury z głębokością przeprowadzono, za pomocą równania przepływu ciepła według Fouriera:

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(k\nabla T) + A$$

gdzie: T — oznacza temperaturę, t — czas, ρ — gęstość, c_p — pojemność cieplną w temperaturze pokojowej i ciśnieniu atmosferycznym, k — współczynnik przewodnictwa termicznego, natomiast A — radiogeniczną produkcję ciepła.

Do modelowań termicznych przyjęto uproszczony profil litosfery, w którym wyróżniono trzy warstwy, zakładając ich wewnętrzną jednorodność i izotropowość. Są to skorupa górna, skorupa dolna oraz płaszcz litosferyczny, traktowany tu jako nieskończona półprzestrzeń (por. ryc. 4). Dla powyższych warstw przyjęto stałe wartości parametrów cieplnych. Warunki brzegowe dla każdego modelu termicznego stanowią:

- 1) średnia temperatura roczna powierzchni Ziemi (7°C), od której liczono rozkład temperatury w głąb,
- 2) temperatura spagu termicznej litosfery (1300°C), będący maksymalną temperaturą, do której prowadzono obliczenia oraz
- 3) gęstość powierzchniowego strumienia cieplnego.

Profil wytrzymałości litosfery

Obwiednia wytrzymałościowa była liczona dla przyjętej za modelem sejsmicznym wielowarstwowej litosfery oraz dla uprzednio obliczonego profilu temperaturowego. W pierwszej kolejności sprawdzano warunek, czy na danej głębokości, przy obliczonej temperaturze i ciśnieniu oraz zadany tempie deformacji, skała o określonym składzie petrograficznym zachowuje się krucho czy podatnie. W tym celu liczono wartości potencjalnej wytrzymałości skały w warunkach kruchych oraz podatnych, z których niższa wartość określała rodzaj deformacji, panujący na danej głębokości.

Dla deformacji kruchych założono, że limit naprężeń ścinających jest wyznaczany prawem Byerlee'ego (1978), a więc poprzez opory tarcia na powierzchniach istniejących w skale zniszczeń o orientacji sprzyjającej poślizgowi. Naprężenia dyferencjalne σ liczono wówczas ze wzoru (Ranalli, 1995):

$$\sigma = \alpha \rho g z (1 - \lambda)$$

gdzie: α — jest współczynnikiem, którego wielkość jest zależna od reżimu naprężeń (Simbson, 1974, Beekman, 1994), ρ — jest średnią gęstością kolumny nadkładu, g — jest przyspieszeniem grawitacyjnym, z

— głębokością, natomiast λ — jest współczynnikiem ciśnienia płynów porowych

W niniejszej pracy modele reologiczne wykonano w dwóch wariantach, tj. dla reżimu uskoków normalnych (wytrzymałość w ekstensji — wartości ujemne na wykresach) oraz dla reżimu uskoków odwróconych (wytrzymałość w kontrakcji — wartości dodatnie na wykresach). Przyjęto hydrostatyczne ciśnienie płynów porowych oraz stałą wartość współczynnika tarcia statycznego na powierzchniach uskoków ($\mu = 0,6$), jaka wynika z testów Byerlee'ego (1978).

Wytrzymałość warstw podatnych liczono przy założeniu, że jedynym mechanizmem ich deformacji jest pełźnięcie dyslokacyjne σ , określone funkcją potęgową (Kirby, 1983).

$$\sigma = \left[\frac{\epsilon}{A_p} \right]^{\frac{1}{N}} \cdot \exp \left[\frac{E_p}{NRT} \right]$$

gdzie: ϵ — oznacza tempo deformacji, A_p , N i E_p — są stałymi materiałowymi wyznaczonymi empirycznie, R — jest uniwersalną stałą gazową, natomiast T — oznacza temperaturę bezwzględną

Wartości stałych materiałowych, zastosowane w funkcji potęgowej opisującej pełźnięcie dyslokacyjne, przyjęte za Ranallim (1995) oraz Carterem i Tsennem (1987), zestawiono w tab. 1.

Zastosowany program nie umożliwia modelowania przejściowej strefy deformacji krucho-podatnych, gdyż nie zostały dotąd zaproponowane równania konstytutywne opisujące taki mieszany mechanizm odkształcenia. Ze względu na powyższe ograniczenie, przy modelowaniu przyjęto arbitralnie maksymalną wartość naprężenia dyferencjalnego 1000 MPa. Pokrywa się ona z maksymalnym naprężeniem, dla którego ma zastosowanie potęgowa funkcja pełźnięcia mikrodyslokacyjnego, zaś przewyższa nieco postulowane przez Orda & Hobbsa (1989) maksymalne wartości wytrzymałości skał *in situ* dla kompresyjnego reżimu naprężeń.

Dane wejściowe do modelu reologicznego

Podstawowymi parametrami prezentowanego modelu, których wartości pochodzą z niezależnych pomiarów geofizycznych, są struktura sejsmiczna skorupy ziemskiej oraz

Tab. 1. Parametry funkcji potęgowej pełźnięcia dyslokacyjnego dla typów petrograficznych wykorzystanych w modelowaniu (wg Goetze & Evans, 1979; Carter & Tsenn, 1987; Ranalli, 1995)

Table 1. Parameters of powerlaw creep function for petrographic types used in modelling (after Goetze & Evans, 1979; Carter & Tsenn, 1987; Ranalli, 1995)

Petrografia	Suchy (S) Mokry (M)	Potęga N	Energia aktywacji EPL [J/mol]	Stała inicjująca APL [$\text{Pa}^{-N}, \text{s}^{-1}$]
sól kamienna	s	4,5	66 500	7,94e-31
kwarcyt	m	1,9	172 600	1,26e-13
granit	m	1,9	140 600	7,94e-16
dioryt	m	2,4	212 000	1,26e-16
diabaz	s	3,05	276 000	6,31e-20
dunit	m	4,5	498 000	3,98e-25

gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego. Dla pozostałych parametrów obliczeniowych zostały przyjęte wartości standardowe z literatury.

Parametry modelowania termicznego

Gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego wzdłuż profilu przyjęto opierając się na kompilacji publikowanych danych Majorowicza i Plewy (1979), Majorowicza (1984), Hurtiga i in. (1992), Plewy (1994) oraz Karwasieckiej i Bruszewskiej (1997), uzupełnionych o dane niepublikowane (ryc. 3). Jego wartości wzdłuż profilu LT-7 zmieniają się w szerokim zakresie (ryc. 3, 5b). Najniższe, wynoszące poniżej 40 mW/m^2 , są stwierdzane na EEC w rejonie Łeby. W obrębie TESH systematycznie rosną ku SW, aż do granicy polsko-niemieckiej, gdzie osiągają maksymalnie ponad 80 mW/m^2 . Dalej ku SW, w obrębie VP, powierzchniowy strumień ciepły maleje, osiągając w rejonie Lipska wartości poniżej 60 mW/m^2 .

Słaby stopień rozpoznania przewodnictwa termicznego skał na Niżu Polskim powoduje, iż są możliwe znaczne rozbieżności w wartościach obliczanego powierzchniowego strumienia ciepłego, mimo uwzględniania podobnych pomiarów temperatur w otworach wiertniczych (Szewczyk, 2001). Na przykład Karnkowski (1999), przy nieco innym podejściu metodycznym niż wcześniej stosowane, uzyskał w strefie TESH wartości niższe od Majorowicza (1984) czy Karwasieckiej i Bruszewskiej (1997), miejscami nawet o 20 mW/m^2 . Z uwagi na powyższe, zakres możliwości błędów przyjętych wartości gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego jest znaczący.

Parametrem wpływającym znacząco na profil temperatury litosfery jest rozkład produkcji ciepła radiogenicznego. W każdym z modeli jednowymiarowych dla poszczególnych warstw przyjęto stałe wartości tego parametru. Uproszczenie takie tylko nieznacznie wpływa na profile reologiczne, gdyż parametr ten różnicuje przebieg jedynie najpłytszej części wykresu temperatury, a tu ze względu na kruchy charakter deformacji, wytrzymałość jest niezależna od temperatury (Jarosiński i in., 2002). Z uwagi na zróżnicowanie strukturalne litosfery przyjęto oboczne zmiany produkcji ciepła w górnej skorupie zarówno pomiędzy wydzielonymi segmentami profilu LT-7, jak i w obrębie tych segmentów (ryc. 4). Wstępne wartości

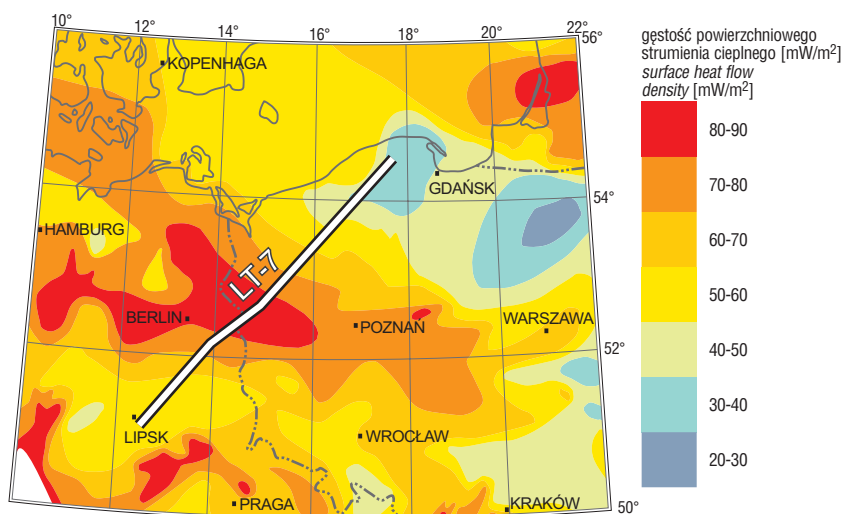
tego parametru przyjęto na podstawie literatury (Rybach & Buntebarth, 1982; Čermak i in., 1989; Čermak & Bodri, 1991; por. Fountain, 1986), a następnie w wyniku modelowania reologicznego wzdłuż LT-7 zostały one nieco zmodyfikowane. Ostatecznie dla górnej skorupy, gdzie produkcja ciepła jest najintensywniejsza, uzyskano wartości (ryc. 4): $1,3\text{--}1,9 \cdot 10^{-6} \text{ W/m}^3$ dla VP; $2,0\text{--}2,2 \cdot 10^{-6} \text{ W/m}^3$ dla VSZ; $1,3\text{--}1,6 \cdot 10^{-6} \text{ W/m}^3$ dla TTZ oraz $0,85 \cdot 10^{-6} \text{ W/m}^3$ dla EEC. Dla dolnej skorupy generalnie założono produkcję ciepła na poziomie $0,3 \cdot 10^{-6} \text{ W/m}^3$, poza EEC, dla którego przyjęto wartości $0,2 \cdot 10^{-6} \text{ W/m}^3$. W obrębie płaszczki litosferycznej produkcja ciepła radiogenicznego jest z punktu widzenia modeli reologicznych zaniedbywalna (np. Beckman, 1994; Ranalli, 1995).

Wartości średniego przewodnictwa termicznego dla górnej skorupy, dolnej skorupy oraz płaszczki litosferycznej przyjęto za Beckmanem (1994); w warunkach powierzchniowych wynoszą one odpowiednio $2,5 \text{ W/mK}$, $2,0 \text{ W/mK}$ oraz $3,2 \text{ W/mK}$ (ryc. 4). Należy podkreślić, że istnieje duża rozbieżność pomiędzy różnymi autorami co do przewodnictwa poszczególnych warstw litosfery (zob. Clauser, 1988). Čermak i in. (1989) np., w modelu termicznym pobliskiego profilu LT-2, przyjęli odmienne wartości tego parametru, a mianowicie: dla górnej skorupy $3,0 \text{ W/mK}$, dla dolnej skorupy $2,0 \text{ W/mK}$, zaś dla płaszczki litosferycznej — $2,5 \text{ W/mK}$.

Dane sejsmiczne a model petrologiczny

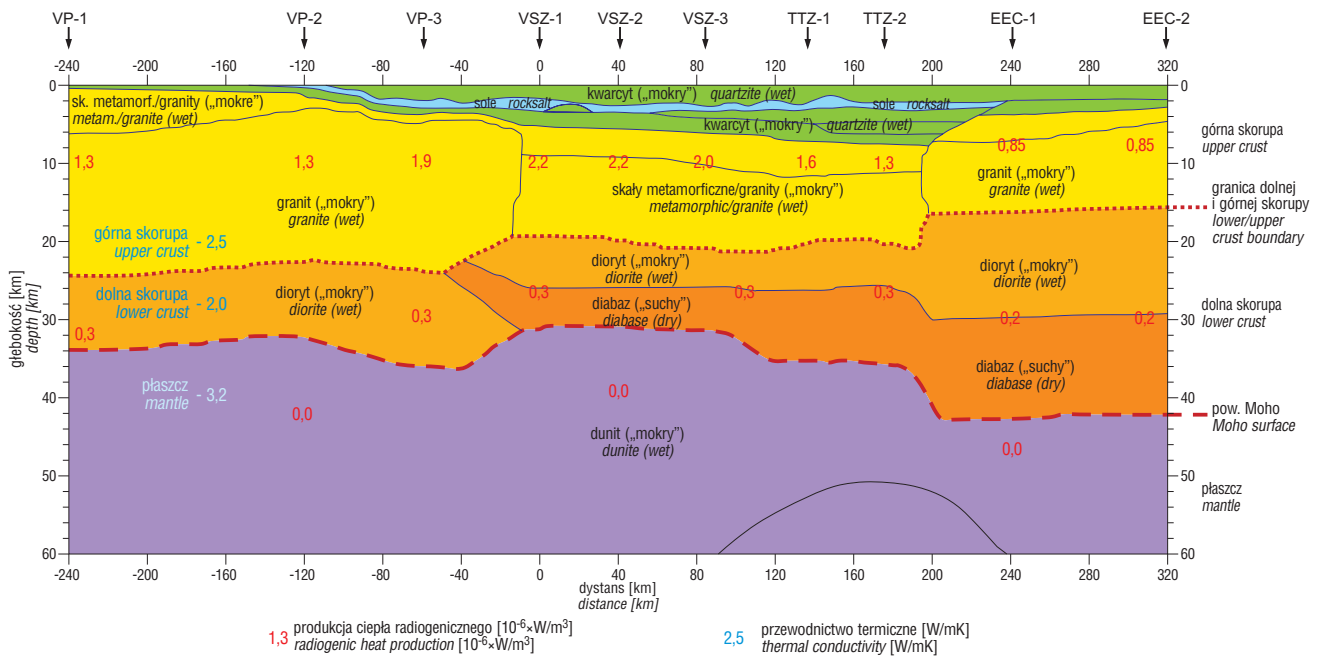
Model petrologiczny został utworzony na podstawie głębokiego profilu refrakcyjnego LT-7 (Guterch i in., 1994; ryc. 2). Należy podkreślić, że model prędkości propagacji fal sejsmicznych pozwala jedynie na uproszczone i zgeneralizowane wydzielenia, bez uwzględnienia wewnętrznej różnorodności litologicznej poszczególnych warstw.

Przyjęty tu podział na strefy o charakterystycznej miąższości i rozwarstwieniu skorupy ziemskiej nawiązuje do zasięgu poszczególnych jednostek strukturalnych wzdłuż analizowanego przekroju (ryc. 4): VP ma trójwarstwową skorupę krystaliczną o miąższości, wraz z pokrywą osadową, $32\text{--}36 \text{ km}$; VSZ cechuje się cienką, czterowarstwową skorupą krystaliczną, która łącznie z pokrywą osadową osiąga miąższość ok. 32 km ; TTZ ma



Ryc. 3. Mapa gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego w rejonie profilu LT-7. Kompilacja na podstawie danych Majorowicza i Plewy (1979), Majorowicza (1984), Hurtiga i in. (1992), Čermaka i in. (1992), Plewy (1994), Ballinga (1995) oraz Karwasieckiej i Bruszewskiej (1997)

Fig. 3. Map of surface heat flow density for the vicinity of the LT-7 profile. Compilation based on data of Majorowicz and Plewa (1979), Majorowicz (1984), Hurtig et al. (1992), Čermak et al. (1992), Plewa (1994), Balling (1995) and Karwasiecka & Bruszewska (1997)



Ryc. 4. Przyjęty w prezentowanych analizach strukturalny i petrograficzny model skorupy oraz górnej części płaszczu wzdłuż profilu LT-7, wraz z wartościami parametrów radiogenicznej produkcji ciepłej i przewodności termicznej, użytych w modelowaniach
Fig. 4. Structural and petrographic model of crust and upper mantle along LT-7 profile, used in the present analysis, with values of radiogenic heat production and thermal conductivity parameters, used in modelling

podobnie do VSZ rozwarstwowaną skorupę, lecz o nieco większej miąższości, tj. ok. 35 km; EEC ma również czterowarstwową skorupę krystaliczną, która wraz z pokrywą osadową osiąga miąższość ok. 45 km.

Na podstawie zróżnicowania prędkości fali podłużnej oraz analogii zaczerpniętych z literatury (np. Holbrook i in., 1992; Christensen & Mooney, 1995), poszczególne warstwy modelu sejsmicznego o określonych prędkościach utożsamiono z typami litologicznymi (ryc. 4). Przyjęto, że prędkości fali podłużnej mniejsze niż 3,89 km/s cechują warstwę osadową. Prędkości w przedziale 5,7–6,32 km/s mogą reprezentować warstwę „granitową”, bądź utwory niskiego stopnia metamorfizmu. Metasedymenty w obrębie tej warstwy wyróżniono w strefach TTZ i VSZ, gdzie stwierdzono relatywnie niższe prędkości niż w VP i EEC. Mimo zróżnicowania tej warstwy na metasedymenty i granity, przyjęto dla niej jeden typ reologiczny, uwarunkowany kwarcem. Założono, że prędkości w wąskim przedziale 6,50–6,55 km/s cechują warstwę „diorytową”. Warstwom o prędkościach 7,02–7,25 km/s, występującym w obrębie VSZ, TTZ i EEC przypisano skład diabazu. Dla płaszczu litosferycznego, z prędkościami w przedziale 8,25–8,64 km/s (do głębokości 60 km), przyjęto jednorodny skład o charakterze dunitu. Dla każdego typu petrologicznego przyjęto empirycznie wyznaczone wielkości parametrów funkcji potęgowej (tab. 1).

Dla modelu reologicznego znaczenie miała nie tyle precyzja przyjętych wydzieleni litologicznych, co ich właściwości mechaniczne. Pokrywa osadowa, np. jest reprezentowana przez kwarcyty przewartwione solą kamienną. Mimo, iż założenie takie jest dalekie od rzeczywistości, to jest wystarczające dla modelu reologicznego, ponieważ cały kompleks osadowy (poza solami) znajduje się w obrębie strefy deformacji kruchych, której wytrzy-

małość w znikomym stopniu jest uwarunkowana litologią. Dla warstw deformowanych podatnie natomiast najważniejszy jest najszabszy minerał skałotwórczy, który w najwyższym stopniu decyduje o właściwościach reologicznych skały (np. Handy, 1990).

Warunki brzegowe i procedura modelowania reologii

Immanentną cechą modeli reologicznych litosfery jest niedostateczna kontrola parametrów modelowania bezpośrednimi pomiarami. Z tego względu, dla ograniczenia ilości możliwych rozwiązań przyjęto, że wszystkie modele jednowymiarowe oraz relacje między nimi wzdłuż profilu sejsmicznego, muszą spełniać trzy wymienione poniżej warunki:

- 1) miąższość termicznej litosfery, przez analogię do obszarów sąsiednich (Panza, 1985; Pasquale i in., 1991; Balling, 1995), zmienia się w granicach 70–200 km.
- 2) Zarówno strumień cieplny z płaszczu, jak i miąższość litosfery muszą się zmieniać płynnie pomiędzy modelowanymi profilami. Jest to uzasadnione tym, że odstęp między profilami są mniejsze lub porównywalne z miąższością litosfery.

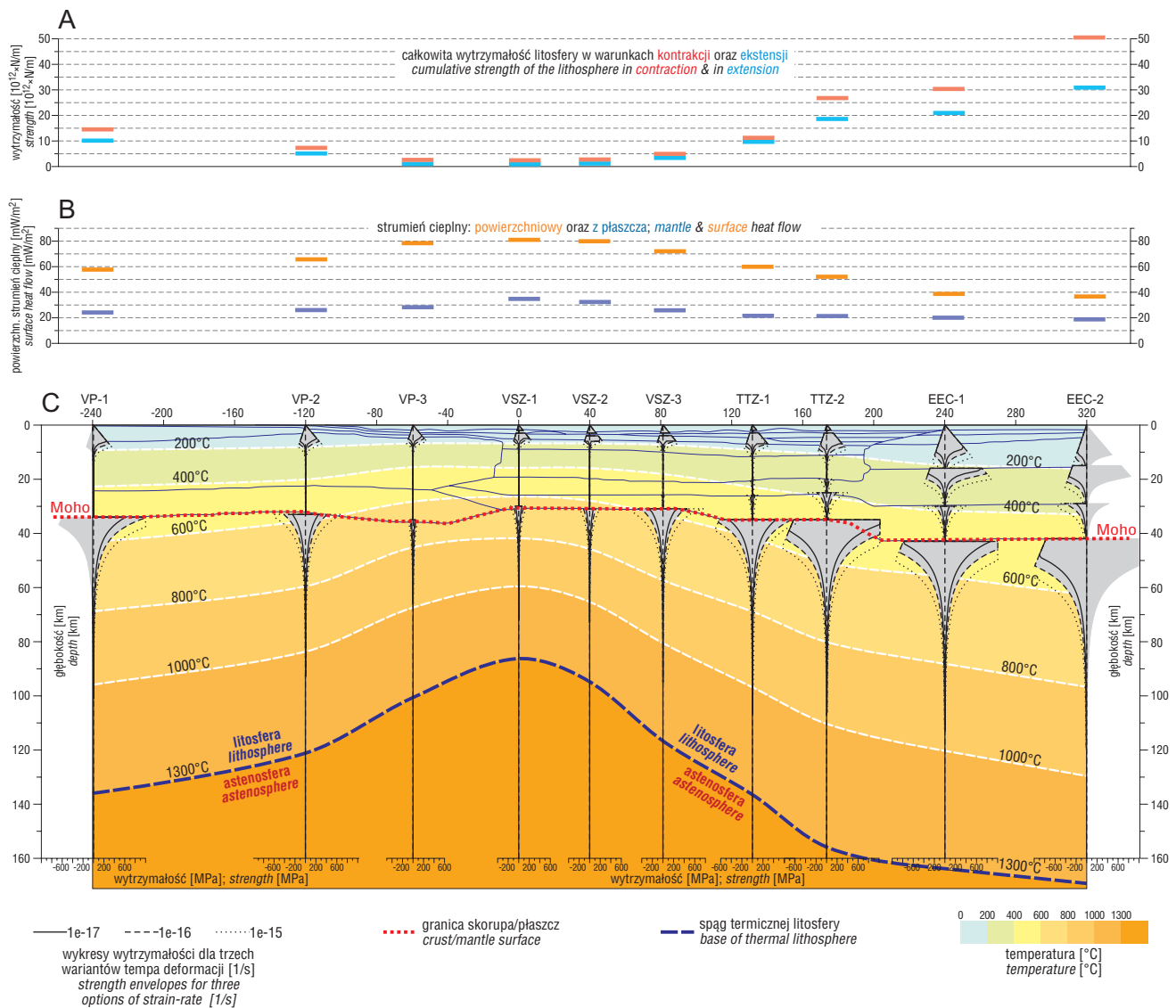
- 3) Całkowita wytrzymałość litosfery w kontrakcji, przy średnim tempie deformacji (10^{-16}s^{-1}), powinna być większa niż $2 \cdot 10^{12} \text{N/m}$, gdyż takiego rzędu są minimalne siły tektoniczne oddziałujące na krawędzie płyt litosferycznych (Kusznir, 1991). Ponieważ, nawet w strefie o najniższej wytrzymałości litosfera jest stabilna, zatem siły oddziałujące na krawędzie litosfery nie przekraczają jej wytrzymałości. Model spełniający powyższe warunki można uznać za półtora-wymiarowy (1,5D).

Modelowanie jednowymiarowe przeprowadzono dla 10 profili, zlokalizowanych wzdłuż profilu LT-7, roz-

mieszczonych tak, aby najlepiej charakteryzowały zmienność struktury litosfery (ryc. 5). We wstępnej fazie modelowania próbowano utrzymać stałe wartości produkcji ciepła radiogenicznego w obrębie poszczególnych jednostek strukturalnych. Jako, że niemożliwe było wówczas spełnienie powyżej wymienionych warunków, parametr ten umiarkowanie zróżnicowano. Poszczególne profile modelowano wielokrotnie, metodą kolejnych przybliżeń, korygując wielkość produkcji ciepła, tak, aby na szeregu sąsiednich profili otrzymać płynność zmian strumienia ciepłego z płaszcza oraz miąższości litosfery. Mimo znacznego zakresu dopuszczalnej zmienności poszczególnych parametrów oraz niezbyt restrykcyjnych warunków modelowania stwierdzono, że jego wynik zamyka się w wąskim przedziale możliwych rozwiązań.

Wyniki modelowania reologii

Dla każdego z 10 profili wyliczono oddzielnie wytrzymałość w warunkach ekstensji (na wykresach nadano im umownie wartości ujemne) oraz kontrakcji (na wykresach wartości dodatnie; ryc. 5c). Z kolei, dla każdego z tych dwóch reżimów przedstawiono po trzy wykresy, odnoszące się do temp deformacji $10^{-15} s^{-1}$, $10^{-16} s^{-1}$ oraz $10^{-17} s^{-1}$, typowych dla obszarów platformowych (np. Ranalli, 1995). Modelowanie przy różnych wariantach wartości tego parametru było konieczne, gdyż tempa współczesnych deformacji poziomych na terenie Polski nie zostały dotąd określone. Zostały jedynie wyznaczone pierwsze wektory przemieszczeń śródpłytowych (Hefty, 1998). Na wykresach reologicznych (ryc. 5c) kolorem szarym podkreślono profile wytrzymałościowe dla średniego



Ryc. 5. Zestawienie głównych wyników modelowań termicznych i reologicznych (dyskusja w tekście): (A) obliczona całkowita wytrzymałość litosfery w warunkach kontrakcji oraz ekstensji; (B) obliczona gęstość strumienia ciepłego z płaszcza, odniesiona do przyjętej w modelu gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego; (C) wykresy wytrzymałości litosfery w kolejnych analizowanych punktach wzdłuż profilu LT-7 przy założonych tempach deformacji odpowiednio $10^{-17}/s$, $10^{-16}/s$ i $10^{-15}/s$, obliczony rozkład temperatur w obrębie litosfery oraz obliczona miąższość termicznej litosfery, której spąg przyjęto na izotermie $1300^{\circ}C$

Fig. 5. Compilation of the main results of thermal and rheological modelling (see text for discussion): (A) calculated cumulative strength of the lithosphere in contraction and in extension; (B) calculated density of mantle heat flow, related to adopted in the present model density of surface heat flow; (C) strength envelopes for lithosphere calculated for following locations along LT-7 profile with deformation rates assumed for $10^{-17}/s$, $10^{-16}/s$ and $10^{-15}/s$, calculated distribution of temperatures in the lithosphere and calculated thickness of thermal lithosphere, for which bottom is defined by $1300^{\circ}C$ isotherm

tempa deformacji 10^{-16} s^{-1} , dla którego również przeprowadzono obliczenia wytrzymałości całkowitej poszczególnych warstw. Wytrzymałości te podawano dla odkształceń kontrakcyjnych, gdyż z dotychczasowych wyników pomiarów współczesnych naprężeń wynika, że w najwyższej części skorupy ziemskiej na obszarze Polski panuje reżim kompresyjny (Jarosiński, 2000).

Zestawienie wykresów wytrzymałościowych wzdłuż przekroju sejsmicznego ukazuje dużą zmienność wytrzymałości litosfery (ryc. 5c). Sumaryczna wytrzymałość litosfery (ryc. 5a) jest największa w obrębie segmentu EEC, gdzie w warunkach kontrakcji wynosi ona ok. $30\text{--}50 \cdot 10^{12}$ N/m. Następnie ku SW sukcesywnie maleje, osiągając w strefie TTZ wartości rzędu $15\text{--}25 \cdot 10^{12}$ N/m. W SW części strefy TESZ, tj. na skraju segmentu VP, sumaryczna wytrzymałość litosfery osiąga minimalne wartości, wynoszące poniżej $5 \cdot 10^{12}$ N/m. Dalej ku SW wytrzymałość litosfery ponownie wzrasta i na platformie epipaleozoicznej w SE Niemczech wynosi ona ok. $5\text{--}15 \cdot 10^{12}$ N/m w.

Największa, bo dwudziestokrotna różnica w wytrzymałości litosfery występuje pomiędzy najslabszym profilem VP-3, a najbardziej wytrzymałym EEC-2. Osłabienia litosfery w centralnej części profilu nie można zniwelować, np. poprzez przyjęcie większej produkcji ciepła radiogenicznego w obrębie górnej skorupy, gdyż przyjęte dla segmentów VP i VSZ wartości są już i tak wyjątkowo wysokie. Z kolei dalsze ich podnoszenie spowodowałoby, wybitne obniżenie spągu litosfery oraz dodatkowo, zachwianie proporcji pomiędzy powierzchniowym strumieniem ciepłym i strumieniem z płaszcza, która najczęściej zawiera się w zakresie wartości 0,4–0,6 (np. Pollack & Chapman, 1977).

Analizowane profile ukazują wyraźne rozwarstwienie litosfery na warstwy mocne i słabe. Za warstwę mocną umownie uznano tę, której wytrzymałość na danej głębokości przekracza 50 MPa. I tak, w SW części segmentu VP (VP-1 i VP-2) występują dwie warstwy wytrzymałe: górna skorupa metamorficzna razem z granitową o miąższości < 10 km oraz płaszcz litosferyczny o miąższości ok. 30 km. Pomiędzy nimi rozciąga się ponad 20 km strefa osłabienia w obrębie środkowej i dolnej skorupy o typie reologicznym granitu i diorytu. Podobne modele otrzymano dla NE skraju segmentu VP (VP-3) i dla większej części VSZ (VSZ-1 i VSZ-2). Cechą szczególną tych profili jest ponadto zanik wytrzymałości górnego płaszcza. Kolejne trzy analizowane profile (VSZ-2, TTZ-1 i TTZ-2) przedstawiają stopniowy wzrost wytrzymałości płaszcza ku krawędzi kratonu. Stopniowo, wzmacnia się również warstwa diabazowa w najniższej skorupie. W obrębie EEC wszystkie wydzielone warstwy cechują się wysoką wytrzymałością na deformacje.

Wyniki modelowania wskazują, że wzdłuż całej pozakratonicznej części profilu górna część skorupy, obejmująca skały osadowe oraz najwyższą część podłoża krystalicznego, jest oddzielona mechanicznie od płaszcza, wzdłuż osłabionej środkowej i dolnej skorupy o miąższości ok. 20 km. Jedynie w obrębie TTZ jest możliwe mechaniczne spojenie pomiędzy najniższą warstwą skorupy a płaszczem. Z kolei dla EEC model sugeruje możliwość mechanicznego spojenia wszystkich warstw litosfery.

Dla wyobrażenia, jaką część obciążeń tektonicznych są w stanie przenieść poszczególne warstwy litosfery, porównać można ich sumaryczne wytrzymałości w kontrakcji. Dla kratonu sumaryczna wytrzymałość wszystkich warstw skorupy jest ok. dwukrotnie mniejsza niż wytrzymałość

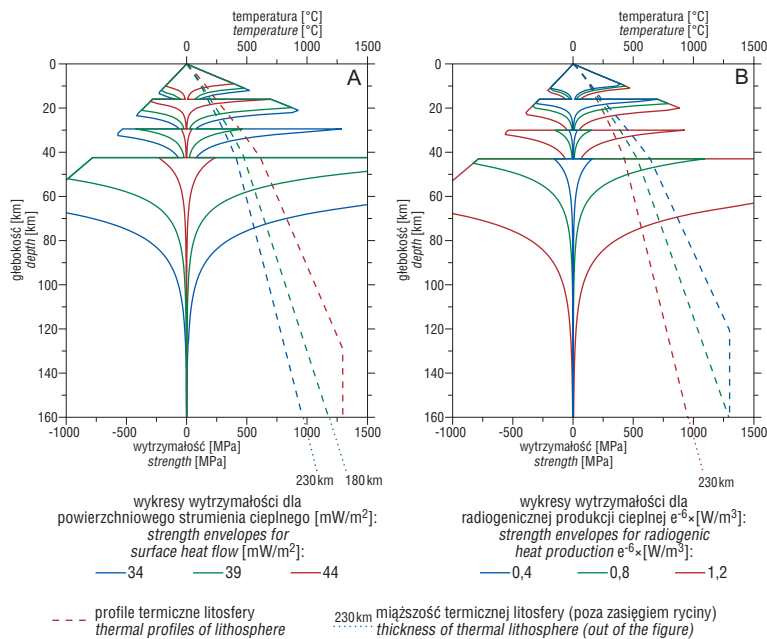
płaszcza. W obrębie TTZ i na SW skraju VP, ze względu na relatywne osłabienie skorupy, płaszcz jest od niej 5–10-ciokrotnie mocniejszy. Z kolei dla profili z wygrzanym, najslabszym płaszczem (VP-3 i VSZ-1) wytrzymałość skorupy (i to tylko jej najwyższej części) jest porównywalna z wytrzymałością płaszcza.

Z uzyskanego w wyniku modelowania termicznego przebiegu izoterm wynika, że najbardziej wygrzana litosfera jest najmniej wytrzymała. Oboczne zmiany sumarycznej wytrzymałości litosfery (ryc. 5a) są proporcjonalne do zmian gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego (ryc. 5b), a także do miąższości termicznej litosfery (ryc. 5c). Z powyższego wynika, że w analizowanym obszarze gradient temperatury jest pierwszorzędnym czynnikiem, warunkującym reologię litosfery. Tym niemniej, obserwowane minimum wytrzymałości w rejonie profilu VP-3 nie pokrywa się ze strefą maksymalnego gradientu temperatury, występującą w rejonie profilu VSZ-1. Przyczyną tego odchylenia jest przede wszystkim obniżenie stropu płaszcza w VP-3 do głębokości, na której temperatura jest wyższa niż w stropie płaszcza w VSZ-1. Ponadto, wyjątkowe osłabienie skorupy ziemskiej w południowo-zachodniej i centralnej części profilu jest spotęgowane znaczną głębokością zalegania warstwy o reologii granitowej, cechującą się relatywnie słabą wytrzymałością. Drugorzędny wpływ na całkowitą wytrzymałość litosfery ma skład petrograficzny, który jest z kolei główną przyczyną jej rozwarstwienia reologicznego.

Przeprowadzone modelowania pozwoliły również na obliczenie gęstości strumienia ciepłego z płaszcza. Jego wartości wynoszą od ok. 20 mW/m^2 na kartonie wschodnioeuropejskim, przez ok. $20\text{--}35 \text{ mW/m}^2$ w strefie TESZ z maksimum w jej SW części, do ok. $25\text{--}30 \text{ mW/m}^2$ na platformie paleozoicznej w SE Niemczech (ryc. 5b). Została także obliczona miąższość termicznej litosfery, która w poszczególnych, powyżej wymienionych strefach, wynosi odpowiednio 170–200, 90–160 oraz 110–140 km (ryc. 5c).

Analiza błędów modelu

Dla określenia wpływu możliwych błędów w danych wejściowych na profile reologiczne, przeanalizowano wrażliwość modelu na zmienność parametrów termicznych (ryc. 6). Wielkość powierzchniowego strumienia ciepłego jest określaną z dokładnością nie większą niż kilkanaście procent (np. Čermak i in. 1992; Szewczyk, 2001). Na przykładzie profilu EEC-1 przedstawiono wykresy wytrzymałości dla trzech wariantów strumienia ciepłego, tj. 39 mWm^{-2} , jaki przyjęto w modelu podstawowym (ryc. 5), oraz wartości odbiegających od niego o 13% (ryc. 6a). Zgodnie z oczekiwaniem, wytrzymałość litosfery maleje wraz ze wzrostem strumienia ciepłego (44 mWm^{-2}), gdyż wtedy na skutek zwiększonego gradientu termicznego, podatny mechanizm relaksacji naprężeń działa na mniejszych głębokościach. Wytrzymałość dolnej warstwy skorupy ziemskiej wówczas zanika i dojść może do mechanicznego odspojenia pomiędzy wszystkimi warstwami w obrębie litosfery. W przypadku obniżenia strumienia ciepłego do 34 mWm^{-2} , wszystkie warstwy skorupy i najwyższa część płaszcza są wytrzymałe i spójne ze sobą, tzn. na granicy warstw wytrzymałość nie spada poniżej 10 MPa. Wynika z tego, że zmienność strumienia ciepłego w granicach dopuszczalnych dla obszaru badań może powodować istotne, jakościowe zmiany w profilu reologicznym.



Ryc. 6. Wrażliwość modelu reologicznego na zmienność parametrów termicznych, analizowana na przykładzie modelu EEC-1 przy tempie deformacji 10^{-16} /s: (A) zależność obliczanych wytrzymałości litosfery oraz miąższości termicznej litosfery od gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego, dla którego arbitralnie przyjęto zmiany w zakresie 34–44 mW/m^2 ; (B) zależność obliczanych wytrzymałości litosfery oraz miąższości termicznej litosfery od radiogenicznej produkcji ciepła w obrębie skorupy, dla której arbitralnie przyjęto zmienność w zakresie $0,4\text{--}1,2 \cdot 10^{-6} \text{ W/m}^3$

Fig. 6. Sensitivity of the rheological model for thermal parameters changes, analysed basing on EEC-1 profile with assumed deformation rate 10^{-16} /s: (A) dependence of calculated strength envelopes and thickness of thermal lithosphere on density of surface heat flow, arbitrarily changed in the range 34–44 mW/m^2 ; (B) dependence of calculated strength envelopes and thickness of thermal lithosphere on the crust radiogenic heat production, arbitrarily changed in the range $0,4\text{--}1,2 \cdot 10^{-6} \text{ W/m}^3$

Analizowano również wrażliwość modelu na zmienność produkcji ciepła radiogenicznego przy stałym strumieniu powierzchniowym 39 mWm^{-2} (ryc. 6b). Parametr ten jest stosunkowo słabo kontrolowany pomiarami, dlatego przyjęto znaczną rozpiętość jego wartości w zakresie 50% względem podstawowej wartości przyjętej do modelu reologicznego, tj. $0,8 \cdot 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}$. Przy stałej wartości strumienia powierzchniowego, przyjęcie większej produkcji ciepła radiogenicznego w górnej skorupie powoduje mniejsze zapotrzebowanie na ciepło z płaszczu. Wówczas relatywnie chłodniejszy i mocniejszy staje się górny płaszcz i dolna skorupa. Z uwagi na powyższe, zmiany tego parametru mają najmniejszy wpływ na wytrzymałość najwyższej skorupy (por. ryc. 6b), zaś największy na wytrzymałość górnego płaszczu.

Oba analizowane parametry termiczne mają istotny wpływ na obliczaną miąższość termicznej litosfery, która jest tu zmienna w szerokim zakresie od 120–130 km do 230 km (ryc. 6a, 6b). Wynika z tego, że niezależna od modelowań termicznych informacja o miąższości litosfery pozwoliłaby uściślić inne, słabiej kontrolowane parametry modelu.

Stwierdzono ponadto, że zmienność przewodnictwa termicznego w profilu litosfery, w realistycznych granicach, ma mniejszy wpływ na profil reologiczny niż wyżej dyskutowane parametry. Większe rozbieżności mogą wynikać jedynie dla miąższości termicznej litosfery,

zwłaszcza, gdy zmieniamy przewodnictwo w obrębie górnego płaszczu. Między tymi wielkościami występuje zależność wprost proporcjonalna.

Zasadnicze znaczenie dla wytrzymałości litosfery ma także obecność wody w poszczególnych jej warstwach. Woda w sieci krystalicznej powoduje znaczne osłabienie skały w trakcie deformacji podatnej. Mimo, iż problem jej obecności w dolnej skorupie i górnym płaszczu nie jest rozstrzygnięty (np. Thomson, 1992), we wszystkich modelach przyjęto konsekwentnie reologię „mokrą” (poza warstwą „diabazową” w dolnej skorupie). Ponieważ uznaje się, że profile reologiczne, o przyjętej w tym modelu konstrukcji, wskazują zazwyczaj na górny limit wytrzymałości litosfery (Ranalli & Murphy, 1987), dlatego założenie „mokrej”, tj. słabszej reologii może je zbliżać do rzeczywistości.

Uwagi końcowe

Otrzymany model wytrzymałościowy cechują duże oboczne kontrasty oraz rozwarstwienie reologiczne litosfery. Głównym jego elementem jest osłabienie litosfery ze znaczną redukcją wytrzymałości płaszczu ponad wybitną anomalią powierzchniowego strumienia ciepłego (również strumienia ciepłego z płaszczu) w centralnej części profilu. Całkowite odspojenie mechaniczne pomiędzy górną skorupą a płaszczem zaznacza się wzdłuż prawie całej pozakratonowej części profilu. Wraz ze zmianą parametrów termicznych w granicach realistycznych bezwzględna wytrzymałość litosfery zmienia się znacząco. Jednakże zasadnicze trendy zmienności obocznej zaprezentowanego modelu oraz generalne rozwarstwienie mechaniczne litosfery są zachowane.

Przedstawiony model reologiczny wzdłuż profilu sejsmicznego LT-7 nie jest ani unikalny, ani ostateczny. Ze względu na niedostateczne rozpoznanie parametrów fizycznych skał na głębokościach wykraczających poza zasięg głębokich wierceń, w wielu przypadkach przyjmowano wartości standardowe, wynikające, np. z badań laboratoryjnych na próbach skalnych spoza badanego obszaru. Należy podkreślić, że dla sprecyzowania parametrów modelowania, duże znaczenie miałyby dodatkowa kontrola miąższości mechanicznej litosfery, która na obszarze Polski nie została jeszcze wyznaczona. Jej określenie, np. badaniami sejsmologicznymi, zwiększyłoby dokładności rekonstrukcji zarówno struktury reologicznej jak i termicznej.

Mimo swych niedostatków modele reologiczne umożliwiają zrozumienie genezy struktury tektonicznej litosfery, a także mechanizmów jej współczesnych deformacji. Również, na zasadzie relacji zwrotnej, dane o strukturze i ewolucji tektonicznej danego obszaru powinny posłużyć weryfikacji modelu reologicznego. Na obecnym, wstępnym etapie badań celowo pominięto dyskusję geologicznych konsekwencji przyjęcia powyższego modelu reologicznego, gdyż możliwa jest jego dalsza modyfikacja

w trakcie prac na sąsiednich profilach projektu POLONAISE.

Za konstruktywne uwagi do niniejszego tekstu serdecznie dziękujemy Marcinowi Dąbrowskiego (Uniwersytet Wrocławski). Ponadto za udostępnienie niepublikowanych materiałów oraz za dyskusje w czasie przygotowywania pracy dziękujemy Beacie Bruszewskiej. Prezentowana praca została wykonana w ramach badań statutowych Państwowego Instytutu Geologicznego, projekt Nr 6.20.1371.00.0.

Literatura

- BALLING N. 1995 — Heat flow and thermal structure of the lithosphere across the Baltic Shield and northern Tornquist Zone. *Tectonophysics*, 244: 13–50.
- BEEKMAN F. 1994 — Tectonic modelling of thick-skinned compressional intraplate deformation. *Vrije Universiteit Amsterdam*.
- BYERLEE J.D. 1978 — Friction of rock. *Pure Appl. Geophysics*, 116: 615–626.
- CARTER N.L. & TSENN M.C. 1987 — Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27–63.
- ČERMAK V. & BODRI L. 1991 — A heat production model of the crust and upper mantle. *Tectonophysics*, 194: 307–323.
- ČERMAK V., BALLING N., DELLA VEDOVA B., LUCAZEAU F., PASQUALE V., PELLIS G., SCHULZ R. & VERDOYA M. 1992 — Heat flow density. [W:] Freeman R. & Mueller S. (red.) — *A Continent Revealed — the European Geotraverse. Atlas of compiled data*. University Press, Cambridge: 47–57.
- 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.
- CHRISTENSEN N.I. & MOONEY W.D. 1995 — Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. *J. Geophys. Res.*, 100: 9761–9788.
- CLAUSER C. 1988 — Opacity — the concept of radiative thermal conductivity. [W:] Haenel R., Rybach L. & Stegna L. (red.) — *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination*. Kluwer Academic Publishers, Solid Earth Science Library, Dordrecht–Boston–London: 143–165.
- CLOETINGH S. & BANDA E. 1992 — Europe's lithosphere — physical properties. *Mechanical structure*. [W:] Blundell D., Freeman R. & Mueller S. (red.) — *A continental revealed — The European Geotraverse*. Cambridge University Press, Cambridge: 80–91.
- DADLEZ R. 1997 — Seismic profile LT-7 (northwest Poland): geological implications. *Geol. Mag.*, 134: 653–659.
- FOUNTAIN D. M. 1986 — Is there a relation between seismic velocity and heat production for crustal rocks? *Earth and Planetary Sci. Letters*, 79: 145–150.
- GOETZE C. & EVANS B. 1979 — Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 59: 463–478.
- GRAD M., JANIK T., YLINIEMI J., GUTERCH A., LUOSTO U., TIIRA T., KOMMINAHO K., ŚRODA P., HÖING K., MAKRIJÄRVI J. & LUND C.-E. 1999 — Crustal structure of the Mid-Polish Trough beneath the Teisseyre–Tornquist Zone seismic profile. *Tectonophysics*, 314: 145–160.
- GUTERCH A., GRAD M., JANIK T., MATERZOK R., LUOSTO U., YLINIEMI J., LOCK E., SCHULZE A. & FORSTNER 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: 1489–1496.
- GUTERCH A., GRAD M., THYBO H., KELLER G.R. & THE POLONAISE WORKING GROUP 1999 — POLONAISE '97 — An international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. *Tectonophysics*, 314: 101–121.
- GUTERCH A., GRAD M., KELLER G.R., POSGAY K., VOZÁR J., SPIČAK A., BRUECKL E., HAJNAL Z., THYBO H. & SELVI O. 2000 — Central European Lithospheric Experiment Based on Refraction 2000. Joint Meeting of EUROPROBE (TESZ) and PACE Projects — Abstract Volume. *Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, Warsaw: 29–34.
- HANDY M.R. 1990 — The solid-state flow of polyminerale rocks. *J. Geophys. Res.*, 95: 8647–8661.
- HEFTY J. 1998 — Estimation of site velocities from CEGRN GPS campaigns referred to CERGOP reference frame. *Publ. Warsaw University of Technology, Instytut of Geodesy and Geodetic Astronomy*, 39: 67–79.
- HOLBROOK W.S., MOONEY W.D. & CHRISTENSEN N.I. 1992 — The seismic velocity of the deep continental crust. [W:] Fountain D.M., Arculus R. & Kay R.W. (red.) *Continental lower Crust*. Elsevier, Amsterdam: 1–43.
- HURTIG E., ČERMAK V., HAENEL R. & ZUI V. 1992 — *Geothermal Atlas of Europe*. Verlagsgesellschaft, Gotha.
- JAROSIŃSKI M. 2000 — Neotectonic and present-day reactivation of the Carpathian orogen and its foreland as inferred from contemporary stress, intraplate motions and Quaternary tectonic features. *PANCARDI 2000 Meeting — Abstracts, Vijesti Hrvatskoga Geološkog Društva*, 37: 55–56.
- JAROSIŃSKI M., POPRAWA P. & DĄBROWSKI M. 2002 — Modelowanie reologii litosfery — wprowadzenie do metody. *Prz. Geol.*, 50: 879–892.
- JENSEN S. L., JANIK T., THYBO H. & THE POLONAISE WORKING GROUP 1999 — Seismic structure of the Palaeozoic Platform along POLONAISE '97 profile P1 in northwestern Poland. *Tectonophysics*, 314: 123–143.
- KARNKOWSKI P. H. 1999 — Origin and evolution of the Polish Rotliegend basin. *Pol. Geol. Inst. Special Papers*, 3: 1–93.
- KARWASIECKA M. & BRUSZEWSKA B. 1997 — Gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego Ziemi na obszarze Polski. *Państw. Inst. Geol. CAG* 21/98.
- KIRBY S.H. 1983 — Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21: 1458–1487.
- KRÓLIKOWSKI C. & PETECKI Z. 1997 — Crustal structure at the Trans-European Suture Zone in northwest Poland based on gravity data. *Geol. Mag.*, 134: 661–667.
- KUSZNIR N.J. 1991 — The distribution of stress with depth in the lithosphere: thermo-rheological and geodynamic model. [W:] Whitmarsh R.B., Bott M.H.P., Fairhead J.D. & Kusznir N.J. (red.) *Tectonic stress in the lithosphere*. The Royal Society, London: 95–110.
- LANKREIJER A., MOCANU V. & CLOETINGH S. 1997 — Lateral variations in lithosphere strength in the Romanian Carpathians: constraints on basin evolution. *Tectonophysics*, 272: 269–290.
- LANKREIJER A., BIELIK M., CLOETINGH S. & MAJČIN D. 1999 — Rheology predictions across the western Carpathians, Bohemian massif, and the Pannonian basin: Implications for tectonic scenarios. *Tectonics*, 18: 1139–1153.
- MAJOROWICZ J. 1984 — Problems of tectonic interpretation of geothermal field distribution in the platform areas of Poland. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, A-13(160): 149–166.
- MAJOROWICZ J. & PLEWA S. 1979 — Study of heat flow in Poland with special regard to tectonophysical problems. [W:] Čermak V. & Rybach L. (red.) *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Springer-Verlag, Berlin, 240–251.
- MOISIO K., KAIKKONEN P. & BEEKMAN F. 2000 — Rheological structure and dynamical response of the DSS profile BALTIC in the SE Fennoscandian Shield. *Tectonophysics*, 320: 175–194.
- ORD A. & HOBS B.E. 1989 — The strength of the continental crust detachment zones and the development of plastic instabilities. *Tectonophysics*, 158: 269–289.
- PANZA G.F. 1985 — Lateral variations in the lithosphere in correspondence of the Southern segment of EGT. [W:] Galson D.A. & Muller St. (red.) — *Second EGT Workshop: The Southern Segment*. European Science Foundation, Strasbourg, France, 47–51.
- PASQUALE V., VERDOYA M. & CHIOZZI P. 1991 — Lithospheric thermal structure in the Baltic shield. *Geophys. J. Int.*, 106: 611–620.
- PLEWA S. 1994 — Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. *Wyd. Centrum Podstawowych Problemów Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków*.
- POLLACK H.N. & CHAPMAN D.S. 1977 — On the regional variation of heat flow, geotherms and lithosphere thickness. *Tectonophysics*, 8: 279–296.
- RANALLI G. 1995 — *Rheology of the Earth*. Chapman and Hall, London, New York.
- RANALLI G. & MURPHY D.C. 1987 — Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132: 281–295.
- RYBACH L. & BUNTEBARTH G. 1982 — Relation between petrophysical properties density, seismic velocity, heat generation, and mineralogical constitution. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 57: 367–376.
- SIBSON R.H. 1974 — Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature*, 249: 542–544.
- SZEWCZYK J. 2001 — Estymacja gęstości strumienia ciepłego metodą modelowań właściwości termicznych ośrodka. *Prz. Geol.*, 49: 1083–1088.
- THOMSON A.B. 1992 — Water in the Earth's upper mantle. *Nature*, 358: 295–302.
- VAN WEES J.D. & BEEKMAN F. 2000 — Lithosphere rheology during intraplate basin extension and inversion — Inferences from automated modelling of four basins in western Europe. *Tectonophysics*, 320: 219–242.