

Jacek MAJOROWICZ

Aspekty geologiczne rozkładu parametrów geotermicznych w Polsce i Europie Środkowej

Ostatnio przeprowadzone badania pola cieplnego globu ziemskiego oraz analizy statystyczne światowych notowań wartości parametrów geotermicznych dowiodły konieczności ścisłego powiązywania elementów opisujących warunki termiczne skorupy i górnego płaszcza Ziemi z danymi geologicznymi, w szczególności zaś geotektonicznymi.

Dla rozwiązania całości zagadnienia nieodzowna jest korelacja danych obserwowanych na powierzchni z procesami czysto fizycznymi, przebiegającymi we wnętrzu Ziemi. Istotne znaczenie mają tu przede wszystkim informacje o źródłach generacji ciepła.

Pierwszym krokiem na drodze wiodącej do stwierdzenia korelacji między wielkościami strumienia cieplnego q a wiekiem rozwoju tektonicznego rozpatrywanych rejonów było wykrycie anomalnie niskich wartości q i gradientów geotermicznych G na obszarach prekambryjskich tarcz krystalicznych, dokonane na podstawie badań nad przebiegiem tych wartości na terenie tarczy bałtyckiej, ukraińskiej, indyjskiej, kanadyjskiej, brazylijskiej i afrykańskiej (S. A. Kraskowski, 1961). Analiza wszystkich wartości strumieni cieplnych, jak i gradientów geotermicznych na tle głównych jednostek tektonicznych Ziemi, przy wykorzystaniu metod statystycznych wykazała korelację między różnymi stopniami rozwoju tektonicznego i charakterem rozkładu parametrów pola cieplnego. Fakt ten w świetle najnowszych badań nie ulega już wątpliwości (W. H. K. Lee, S. Uyeda, 1965; W. H. K. Lee, 1970; F. A. Makarenko, B. G. Polak, J. B. Smirnow, 1968).

Do 1970 r. na świecie dokonano 3127 notowań wartości strumienia cieplnego q . Wartość średnia światowa strumienia wynosi $1,47 \pm 0,74 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sek}^{-1}$, średnia wartość q dla kontynentów, wyliczona z uśrednienia 597 pomiarów tego parametru, równa się $\bar{q}=1,45 \pm 0,46$, dla oceanów natomiast wynosi $\bar{q}=1,47 \pm 0,78$. Wartości średnie strumienia są średnimi ważonymi, gdzie waga W związana jest z błędem poszczególnych wielkości q . Waga W dla pomiarów z błędem $E=10\%$ równa się 5; dla $E=20\%$, $W=4$; $E=30\%$, $W=3$ itd. Wartości średnie gęstości strumieni cieplnych dla odrębnych regionów geotektonicznych wg W. H. K. Lee, S. Uyeda (1970) podano w tab. 1.

Tabela 1

Wartości średnie gęstości strumieni ciepłych dla wybranych regionów

Region	N-pomiarów	\bar{q} strumień $\mu\text{cal cm}^{-2}\text{sek}^{-1}$	Odchylenia standardowe σ
Obszary platform prekambryjskich	214	0,98	0,24
Obszary postprekambryjskie nie objęte erogenezą	96	1,49	0,41
Obszary orogeniczne, mezozoiczno- -kenozoiczne	159	1,76	0,58
Obszary orogeniczne, paleozoiczne	88	1,43	0,40

Dane zamieszczone w pracach radzieckich badaczy (F. A. Makarenko, B. G. Polak, J. B. Smirnow, 1968) potwierdzają fakt o małych wartościach strumienia dla rejonów platform prekambryjskich ($N=122$ pomiarów), $q=0,95$, gdzie $\sigma=0,17$, w tym średnia ważona dla tarczy ukraińskiej ($N=14$) $q=0,90$, gdzie $\sigma=0,15$, natomiast dla tarczy bałtyckiej ($N=14$), $q=0,77$, $\sigma=0,15$. Wartość średnia dla platformy Wschodniej Europy ($N=51$), $q=1,0$, gdzie $\sigma=0,16$. Analiza wartości średnich dla rejonów geologicznych, będących w różnym stopniu rozwoju tektonicznego, wyraźnie wskazuje na duży kontrast wartości między obszarami prekambryjskimi i postprekambryjskimi. Średnie odchylenia standardowe średnich arytmetycznych q dla obszarów orogenicznych mezozoiczno-kenozoicznych przyjmują bardzo duże wartości $\sigma=0,58$, natomiast dla rejonów platform prekambryjskich bardzo małe $\sigma=0,24$, w tym dla tarcz — $\sigma=0,15$.

Fakty te nasuwają wniosek o powiązaniu rozkładu parametrów geotermicznych ze stopniem rozwoju geotektonicznego danych rejonów. Procesy tektoniczne są powodem zmian energetycznych, przekształconych w ciepło i one determinują w dużym stopniu pole ciepłe skorupy.

Ujęcie globalne rozkładu parametrów pola cieplnego w rozważaniach statystycznych i porównanie średnich statystycznych rozkładów q , G , $1/G$ z danymi sejsmologicznymi wskazało na istnienie korelacji między „aktywnością” cieplną, przejawiającą się przede wszystkim w obszarach młodych orogenów, a aktywnością sejsmiczną tych obszarów. Na zróżnicowanie wartości strumienia ciepłego oraz gradientów obserwowanych w powierzchniowych warstwach skorupy oprócz niejednorodności w rozkładach gęstości strumienia ciepłego w rejonach górnego płaszczka wpływają także procesy geologiczne i związane z nimi przemiany energetyczne, egzo- i endotermiczne. Takimi procesami są: metamorfizm, magmatyzm, deformacje mechaniczne, tarcie związane z procesami tektonicznymi, utlenianie siarczków, rozprężanie się gazów oraz niejednorodny rozkład źródeł ciepła w skorupie. Wszystkie te procesy w sposób istotny wpływają na rozkład wartości strumienia ciepłego q , determinującego — w obszarach o własnościach przewodnictwa zbliżonych do

jednorodności — gradient geotermiczny $G = \frac{dT}{dh}$ oraz wielkości temperatury na danych głębokościach $T(h)$.

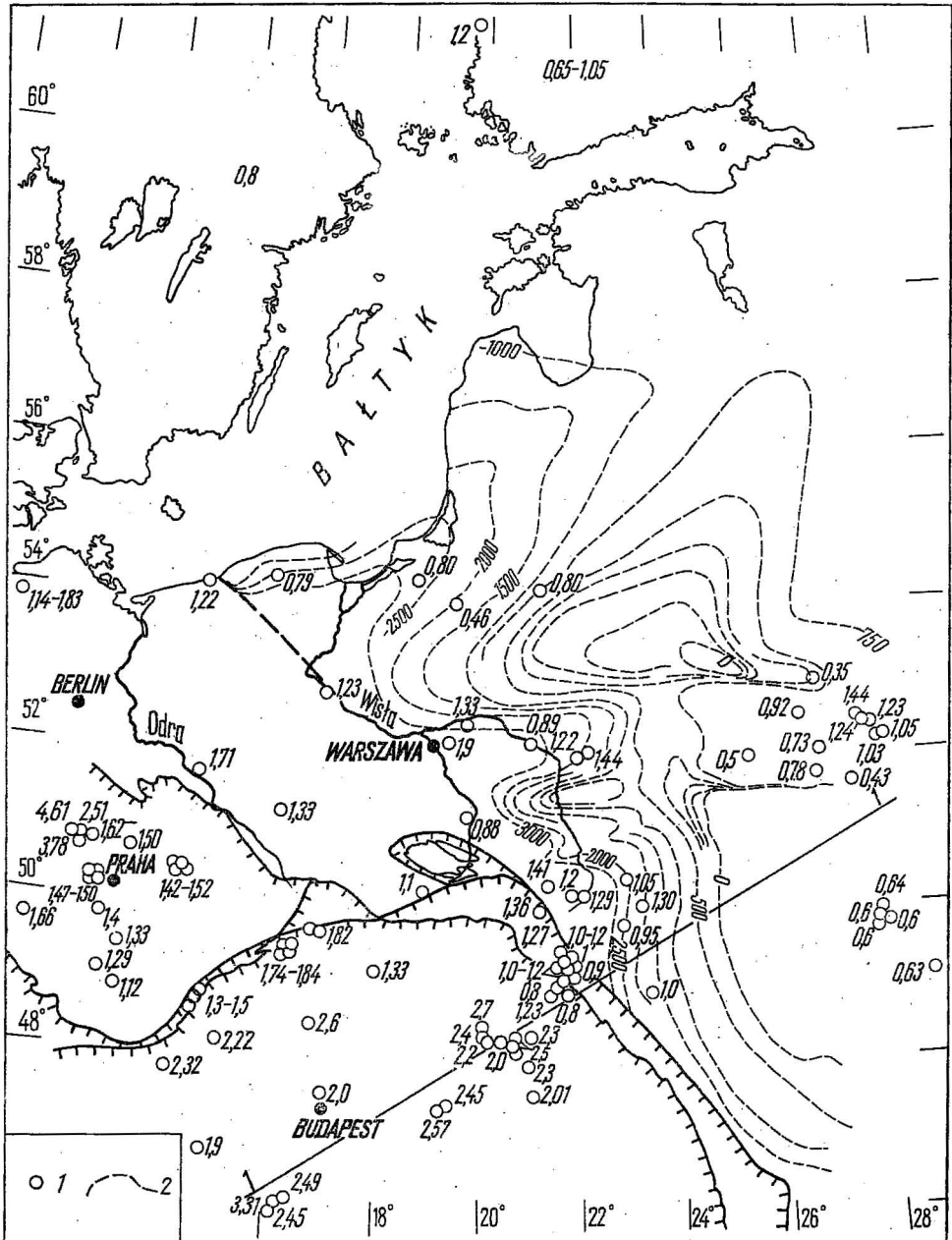


Fig. 1. Rozkład wartości gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego w Polsce i Europie centralnej

Distribution of values terrestrial heat flow in Poland and in Central Europe
 1 — notowania wartości strumienia q [$\mu\text{cal cm}^{-2}\text{s}^{-1}$]; 2 — izohipsy stropu podłoża krystalicznego

1 — records of flow values q [$\mu\text{cal cm}^{-2}\text{s}^{-1}$]; 2 — contour lines of the top of the crystalline basement

Dla rejonów prekambryjskich, charakteryzujących się stosunkowo niewielkimi zmianami wartości strumienia ciepłego na stosunkowo dużych obszarach ($\sigma=0,24$), zmiany gradientu geotermicznego spowodowane są przede wszystkim charakterem zmienności litofacjalnych i związanych z nimi zmianami w wartościach przewodności ciepłej λ , gdzie

$$\lambda = q (\text{grad } T)^{-1} \quad (1)$$

Porównanie wartości gradientu geotermicznego $G = \frac{dT}{dh}$ dla stosun-

kowo jednorodnych, jeśli chodzi o własności termofizyczne, lecz różnych wiekiem, platform prekambryjskich i paleozoicznych wskazuje na istnienie różnic w wartościach gradientów geotermicznych, różnic spowodowanych głównie zmianami w wartościach strumienia ciepłego q .

Według danych statystycznych q dla prekambryjskich platform wynosi $0,98 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sek}^{-1}$, różniąc się diametralnie od średnich gęstości strumienia w regionach związanych z orogenezą paleozoiczną ($q=1,43 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sek}^{-1}$). Obserwowane zróżnicowanie średnich gradientów G w obszarach struktur mezozoiczno-kenozoicznych związane jest jak najbardziej z dyferencjacją wartości q dla tych rejonów. Jak wynika z analizy danych statystycznych parametrów pola temperatury różnych regionów geologicznych, istniejące różnice w wartościach średnich q mogą być wykorzystane jako informacje przyczynkowe, mające znaczenie przy rozpatrywaniu problemów geotektonicznych.

W artykule podano rozkład wartości gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego w Europie centralnej (fig. 1). Wartości — przedstawione na tle głównych jednostek strukturalnych — zebrano na podstawie przeglądów światowych i europejskich notowań gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego (E. Štenz, 1954; T. Boldiszar, 1964; E. A. Lubimowa, 1964; W. H. K. Lee, S. Uyeda, 1965; S. Plewa, 1966; V. Čermak, 1968; F. A. Makarenko, B. G. Polak, J. B. Smirnow, 1968; M. Puranen, 1968; G. Simmons, Horai Ki-iti, 1968; J. G. Bogomołow, 1970; G. B. Bogomołow, E. A. Lubimowa, Ł. A. Cybula, I. N. Kutasow, P. R. Atroszczenko, 1970; G. A. Czeremenski, 1970; R. I. Kutas, W. W. Gordijenko, 1970; W. H. K. Lee, 1970; E. A. Lubimowa, I. S. Feldman, 1970; J. G. Bogomołow, Ł. A. Cybula, 1971; J. N. Kaszpur, 1971; M. Węsierska, 1971). Zebrane wartości obrazują całość badań i pomiarów regionalnych rozkładów gęstości powierzchniowego strumienia oraz aktualny stan znajomości rozkładu tego parametru na terenie Europy centralnej.

Analiza geologiczno-geofizyczna rozpatrywanych parametrów nasuwa wnioski co do charakteru rozkładu wartości q i ich korelacji z wiekiem i stopniem rozwoju tektonicznego oraz lokalnymi strukturami geologicznymi. Jak wskazuje mapka (fig. 1), istnieje kontrast w wartościach strumienia ciepłego pomiędzy obszarami prekambryjskiej platformy Wschodniej Europy i paleozoicznej platformy Zachodniej i Środkowej Europy. Szczególne znaczenie, jeśli chodzi o rozpatrywanie pola temperatury na tle tektoniki Europy, mają wartości z obszaru Polski. Granica platformy prekambryjskiej Europy Wschodniej nie jest ostatecznie ustalona z powodu nieznanego wieku sfałdowanego podłoża w północno-zachodniej Polsce, w Danii i północnych Niemczech (J. Znosko, 1966).

Stąd też duże znaczenie przy rozpatrywaniu tego problemu przez geologów mają dane geofizyczne, mapy anomalii grawimetrycznych, magnetycznych, głębokie sondowania sejsmiczne.

W świetle przytoczonych wyżej faktów takimi cennymi informacjami geofizycznymi mogą być dane geotermiczne. Są to, oczywiście, informacje przyczynkowe, niemniej jednak bardzo charakterystyczne. Wartości strumienia ciepłego platformy prekambryjskiej Wschodniej Europy wahają się poniżej wartości średniej dla kontynentów ($\bar{q}=1,42$) i w granicach wartości średniej dla obszarów platform prekambryjskich ($\bar{q}=0,98$). Anomalnie niską wartością q jest wielkość strumienia dla skłonu wyniesienia białoruskiego ($\bar{q}=0,34$). Związane to jest po części z warunkami hydrogeologicznymi tego rejonu (F. A. Makarenko, B. G. Polak, J. B. Smirnow, 1968). Na tle stosunkowo jednorodnego pola ciepłego prekambryjskiej platformy Wschodniej Europy stosunkowo wysokimi wartościami charakteryzują się strumienie ciepłe, ciągnące się równoleżnikowo w rejonie obniżenia podlaskiego i zapadliska brzeskiego ($1,9 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sek}^{-1}$; $1,44 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sek}^{-1}$, $1,3 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sek}^{-1}$; $1,33 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sek}^{-1}$) oraz w północno-wschodniej części zapadliska prypeckiego ($1,44$, $1,23$, $1,24$).

Drugim anomalnym regionalnym polem ciepłym na tle zachodniej części prekambryjskiej platformy Wschodniej Europy są równoleżnikowo rozłożone, ciągnące się od Tomaszowa Lubelskiego na południowy wschód, wysokie wartości gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego ($q=1,44$, $1,36$, $1,21$, $1,29$, $1,30 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sek}^{-1}$), przekraczające wyraźnie wartości średnie dla obszarów platform prekambryjskich. Czym można tłumaczyć tak wysokie wartości strumienia ciepłego w rejonie platformy Wschodniej Europy, charakteryzującej się jako całość niskimi wartościami q ($\bar{q}=1,0 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sek}^{-1}$, w tym tarcza ukraińska $\bar{q}=0,77$, radziecka część tarczy bałtyckiej $q=0,86$)? Dla Finlandii M. Puranen (1968) na podstawie 5 pomiarów podaje jako wartość średnią $q=0,90 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sek}^{-1}$. Dla części szwedzkiej tarczy bałtyckiej przyjmuje się $\bar{q}=0,8 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sek}^{-1}$. Obniżenie podlaskie, charakteryzujące się tak wysokimi wartościami gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego, jest zachodnim przedłużeniem zapadliska prypeckiego i ma charakter rowu tektonicznego (J. Znosko, 1966). Wyniesienie białorusko-mazursko-suwałskie oraz wyniesienie Sławatycz o charakterze zrębu tektonicznego mają korzenie sięgające głębokich partii skorupy. Przewodnictwo ciepłe takich korzeni związane z ich tektoniczną stabilnością jest bardzo wysokie, stąd przy założeniu jednorodnego rozkładu źródeł w piętrze granitowym i górnym płaszczu $q=\text{const}$, wzrost przewodności λ powinien powodować bardzo niskie wartości gradientów ciepłych w tym rejonie, co się obserwuje. Bardzo niskie wartości gradientów istnieją w rejonie wyniesienia mazursko-suwałskiego (Krzemianka IG-1: $\bar{G}=0,71 \text{ } ^\circ\text{C } 100 \text{ m}^{-1}$) oraz wyniesienia Sławatycz ($\bar{G}=1,1 \text{ } ^\circ\text{C } 100 \text{ m}^{-1}$). Jeśli chodzi o obniżenie podlaskie i zapadlisko brzeskie, to na obserwowane wysokie wartości gradientu G (Mielnik IG-1: $G=1,56 \text{ } ^\circ\text{C } 100 \text{ m}^{-1}$, S. Plewa, 1966; Magnuszew: $G=2,02 \text{ } ^\circ\text{C } 100 \text{ m}^{-1}$, L. Roman, 1962; Okuniew IG-1: $\bar{G}=2,3$; Płońsk 1: $\bar{G}=2,1$; Żebrak IG-2: $\bar{G}=2,2 \text{ } ^\circ\text{C } 100 \text{ m}^{-1}$) oraz na wysokie wartości stru-

mienia \bar{q} decydujący wpływ mogą mieć dwa czynniki: 1) głęboki rozłam tektoniczny, sięgający swymi korzeniami do nieciągłości Conrada (7—12 km) i związany z tym ułatwiony transport ciepła na drodze konwekcji; 2) pojawienie się składowych poziomych gradientów geotermicznych przy przechodzeniu od wyniesienia białorusko-mazursko-suwałskiego w obszar obniżenia o dużej (dochodzącej w części osiowej do 2500 m) pokrywie skał osadowych, co jest związane z kontrastowo różną opornością cieplną $1/\lambda$.

Porównanie rozkładu pola cieplnego w rejonie obniżenia podlaskiego, zapadliska brzeskiego, a także aulakogenu dniewrowsko-donieckiego (J. N. Kaszpur, 1971; J. G. Bogomołow, Ł. A. Cybula, 1971) z przebiegiem głębokich rozłamów tektonicznych wg sejsmotektonicznej mapy Europy (V. V. Beloussow, A. A. Sorsky, V. I. Bune, 1966) potwierdza wniosek o związku anomalnie wysokich, jak dla platform prekambryjskich, wartości strumieni cieplnych z tymi to strefami głębokich pęknięć i związanego z nimi konwekcyjnego transferu ciepła. Mechanizm konwekcyjnego transportu ciepła w rejonach rozłamów całkowicie tłumaczy obserwowane anomalie pola cieplnego w rejonach prekambryjskich platform.

Pola anomalne odkryto ostatnio na Półwyspie Kolskim uważanym dotychczas za region jednorodny pod względem rozkładu pola cieplnego (G. A. Czeremski, 1970). Takie anomalne wartości \bar{q} , ciągnące się na SE od Tomaszowa Lubelskiego, odbiegające od wartości średnich charakterystycznych dla starych platform, są spowodowane przypuszczalnie tymi samymi przyczynami, a mianowicie równoleżnikowo położoną strefą naruszeń tektonicznych. Jeśli chodzi o podwyższone wartości strumieni cieplnych w rejonie niecki brzeźnej, to trudno wypowiedzieć się na podstawie tak skąpego materiału pomiarowego czy są one związane z ciągnącą się z NW w kierunku SE strefą głębokich rozłamów tektonicznych, mających korzenie sięgające górnego płaszczu, czy też związane są z przejściem od obszaru konsolidacji prekambryjskiej w obszar platformy paleozoicznej. Jak wynika z danych statystycznych (W. H. K. Lee, 1970) oraz ostatnio stwierdzonej eksponentialnej zależności między gęstością strumienia cieplnego a wiekiem skał (R. K. Verma, V. M. Hamza, P. K. Panda, 1970) należy oczekiwać diametralnie różnych wartości strumienia w obszarze platformy prekambryjskiej i paleozoicznej.

Wartości strumienia dla platformy prekambryjskiej Wschodniej Europy na terenie Polski wynoszą $q=0,79; 0,80; 0,80; 0,80; 0,46$, dla obszaru platformy paleozoicznej natomiast $q=1,72; 1,32; 1,22; 1,23$. Granica między tymi obszarami potwierdzona jest także przez dane z terenu ZSRR i NRD (fig. 1). Niewielkie jeszcze zagęszczenie pomiarów strumienia na obszarze Polski nie daje, oczywiście, podstaw do wyciągania daleko idących wniosków. Stąd istnieje duża potrzeba wykonania większej liczby pomiarów strumienia cieplnego na obszarach platformy paleozoicznej i prekambryjskiej w granicach Polski zachodniej. Dane te w dużym stopniu mogłyby się stać cenną informacją przy rozważaniach tektonicznych.

Analiza przedstawionego tu rozkładu gęstości strumienia cieplnego potwierdza wnioski wyciągnięte na podstawie badań statystycznych o dyferencjacji wartości na obszarach objętych orogenezami paleozoicznymi-

mi, mezozoicznymi i kenozoicznymi, charakteryzującymi się wysokimi wartościami średnich odchyżeń standardowych. Wartości strumienia wahają się od anomalnie wysokich ($\bar{q}=4,41$) dla Saksonii do bardzo niskich ($\bar{q}=0,8$) dla zapadliska przedkarpackiego. Anomalnie wysokie wartości istnieją także na obszarze masywu panońskiego ($\bar{q}=3,31$). Wartości dla Karpat wahają się w granicach 1,2—2,6 i są bardzo zróżnicowane.

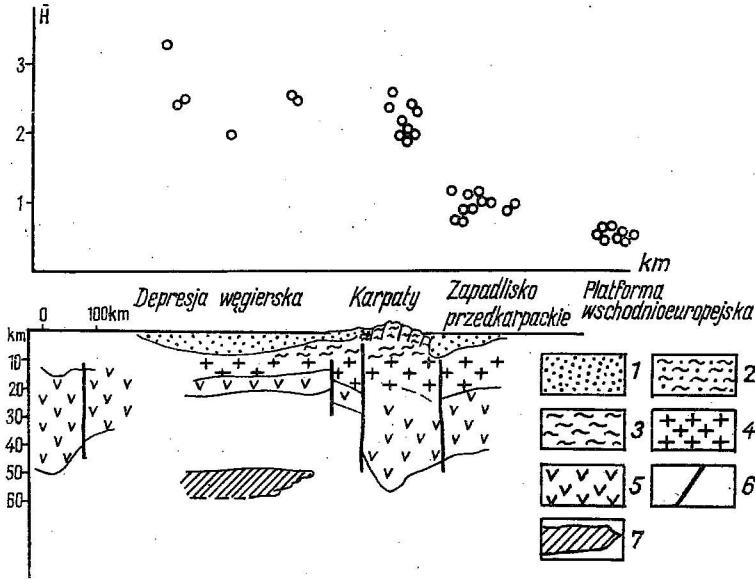


Fig. 2. Profil strumienia ciepłego przez depresję węgierską, Karpaty, zapadlisko przedkarpackie oraz SW część platformy wschodnioeuropejskiej

Profile of a heat flow within the Hungarian depression, Carpathians, Carpathian Fore-Deep and SW part of the East-European platform

- 1, 2, 3 — utwory piętra osadowego, 4 — piętro granitowe, 5 — piętro bazaltowe, 6 — głębokie rozłamy, 7 — anomalnie przewodząca warstwa górnego płaszczca
 1, 2, 3 — formations of sedimentary stage, 4 — granite stage, 5 — basaltic stage, 6 — deep fractures, 7 — anomalously conducting bed of the upper mantle

Porównanie charakteru przebiegu tych wielkości z rozkładem aktywności sejsmicznej wskazuje na ich ścisły związek. Obszary o podwyższonej aktywności sejsmicznej charakteryzują się podwyższonymi wartościami strumienia ciepłego. Tak więc obszary aktywne, na których objawia się działalność sejsmotektoniczna, wyraźnie różnią się wartościami parametrów pola ciepłego od obszarów starych platform prekambryjskich, np. od platformy Wschodniej Europy.

Bardzo wysokie wartości strumienia ciepłego obszaru depresji węgierskiej są porównywalne, a niekiedy przewyższają wartości dla obszaru Karpat. Przypuszczalnie ma to związek z budową górnego płaszczca i skorupy w tych obszarach. Aby to zjawisko wyjaśnić, należy zanotować kilka faktów stwierdzonych w ostatnich latach, a dotyczących rozkładu i intensywności źródeł ciepła w skorupie i górnym płaszczcu, miąższości piętra osadowego, granitowego i bazaltowego oraz głębokości za-

legania nieciągłości Moho i Conrada. Jak stwierdzono na podstawie danych z sondowań magnetotellurycznych, pod depresją węgierską istnieje anomalna przewodząca strefa około 20 km miąższości, rozciągająca się w górnym płaszczu na głębokościach od 40 do 60 km (fig. 2).

Z ostatnich badań, opublikowanych na sympozjum dotyczącym problemów geotermicznych (Madryt, 1969), wynika, że istnieje ścisła korelacja między parametrami geoelektrycznymi, anomalnym przewodnictwem w górnym płaszczu a aktywnością geotermiczną górnego płaszczu i skorupy w rejonie depresji węgierskiej i kaspjskiej (E. A. Lubimowa, I. S. Feldman, 1970). Istnienie takich stref może być związane, jak przypuszczają autorzy, z częściowym stopniem materiału górnego płaszczu, co zdają się potwierdzać także badania modelowe przewodnictwa oliwinów w przedziale temperatur 500°C — 1200°C . Do ciekawych wniosków można dojść, jeśli fakt ten zestawimy z badaniami części strumienia podskorupowego (badania te wykonano ostatnio w ZSRR, R. I. Kutas, W. W. Gordijenko, 1970), wykazującymi nierównomierny rozkład strumienia ciepłego w górnym płaszczu (dla tarczy ukraińskiej $\bar{q}=0,1$ — $0,2$, dla brzeżnej strefy platformy rosyjskiej $\bar{q}=+0,1$, dla Karpat $+0,5$ do $0,7$, dla depresji węgierskiej $+1,9$) oraz z obserwowanymi w rejonie depresji węgierskiej wysokimi wartościami powierzchniowego strumienia ciepłego (fig. 2).

Drugim czynnikiem, mającym decydujący wpływ na rozkład powierzchniowego strumienia ciepłego, jest ciepło radiogeniczne, stanowiące, według oszacowań Polańskiego, 65% całego ciepła obserwowanego przez pomiary \bar{q} na powierzchni. Jak wynika z ostatnich badań Roy'a i Masudy (E. A. Lubimowa, I. S. Feldman, 1970), przy minimalnym wydzielaniu ciepła przez perydotytowy płaszcz ($0,22 \cdot 10^{-14}$ cal $\text{cm}^{-3} \text{sek}^{-1}$) istnieje ścisły związek między miąższością piętra osadowego i granitowego a strumieniem ciepłym, wyrażający się zależnością

$$q = 0,47 + 0,05h \text{ (}\mu\text{cal cm}^{-2} \text{sek}^{-1}\text{)} \quad (2)$$

gdzie: h — głębokość zalegania nieciągłości Conrada. W przypadku wyższego udziału generacji ciepła przez górny płaszcz, związanej z budową pyrolytykową ($H = 1,2 \cdot 10^{-14}$ cal $\text{cm}^{-3} \text{sek}^{-1}$), wartości strumienia ciepłego mniej zależą od głębokościowego położenia granicy Conrada. Tak więc w przypadku małej zawartości elementów radioaktywnych (płaszcz perydotytowy) zmiany w miąższości warstwy granitowej kontrolują fluktuacje strumienia ciepłego na powierzchni. Przyglądając się profilowi poprowadzonemu przez depresję węgierską, Karpaty, zapadlisko przedkarpackie i platformę Wschodniej Europy oraz korelując głębokość zalegania nieciągłości Conrada z rozkładem wartości na tym profilu i w jego pobliżu widać, że nie ma ścisłej zależności między wielkością q i głębokością h (fig. 2). Zmiany q nie zachodzą według zależności (2).

Jeśli wziąć pod uwagę różnicę w podskorupowej generacji ciepła pod depresją węgierską, Karpatami, zapadliskiem przedkarpackim oraz tarczą ukraińską oraz obserwowane wysokie wartości q na terenie depresji węgierskiej (2,01—2,57, T. Boldiszar, 1964), a także niskie wartości w rejonie zapadliska przedkarpackiego (0,8—1,5), to widoczny stanie się duży wpływ tej generacji na rozkład powierzchniowego strumienia ciepłego.

nego, wpływ związany z niejednorodnościami w budowie górnego płaszczu. Tak więc zmiany w rozkładzie q w górnym płaszczu w dużym stopniu są odzwierciedlane poprzez obserwacje powierzchniowe. Niskie wartości podskorupowego strumienia na terenie tarczy ukraińskiej (0,1—0,2) w porównaniu z wartościami obserwowanymi ($q=0,77$) świadczą o tym, że na terenie omawianych rejonów starych platform prekambryjskich głównymi źródłami ciepła są przemiany radioaktywne w skorupie. Tak więc zmiany strumienia cieplnego na powierzchni będą tutaj odzwierciedlać w przybliżeniu głębokość zalegania nieciągłości Conrada.

Oczywiście, na czynniki głębokościowego rozkładu źródeł nakładają się także inne wpływy: niejednorodność rozkładu przewodności cieplnej, związanej ze zmianami litofacjalnymi, poziome gradienty geotermiczne, magmatyzm, sejsmiczność, tarcia tektoniczne, mechaniczna deformacja itd. Wpływy te zaburzają lokalnie globalny rozkład pola (por.: przykładowo omówione wyżej niejednorodności rozkładu q , związane prawdopodobnie ze strefami rozłamów tektonicznych, wysokie wartości q i odchylenia standardowe na terenie młodych orogenez oraz na terenach aktywnych sejsmicznie itd.). Jak więc wykazano wyżej, wytlumaczenie różnic w rozkładzie parametrów pola temperatury trzeba przeprowadzić w powiązaniu z wieloma czynnikami, tj. danymi geologicznymi, magnetotellurycznymi, sejsmologicznymi, sejsmicznymi i geotermicznymi.

Jeśli chodzi o rozkład gradientów geotermicznych w Polsce, to dotychczas przyjmowano jako jeden z głównych czynników determinujących przebieg wartości temperatur dla danych głębokości wzdłuż profilu NE—SW (obok zmian w wartościach q) pojawianie się gradientów poziomych, przy założonym modelu dwóch obszarów, nadkładu osadowego i piętra krystalicznego i różnicy skokowej w głębokości zalegania podłoża oraz izotermalnej powierzchni, leżącej na dużych głębokościach. Jednakże, jak wynika z ostatnio przeprowadzonych badań, dotyczących niejednorodnego rozkładu źródeł ciepła w górnym płaszczu i skorupie, niejednorodności sygnalizowane na obszarze Polski (diametralnie różne wartości q dla Mielnika IG-1 i Wschowy $q = 0,88; 1,72$ — S. Płewa, 1966) nie pozwalają przyjąć istnienia powierzchni izotermalnej we wnętrzu Ziemi. Różnice w rozkładach gradientu i stopnia geotermicznego na obszarze Polski spowodowane są przede wszystkim różnicami w wartościach gęstości powierzchniowych strumieni q , a nie przewodności cieplnej λ . Tym bardziej, że — jak wynika z badań laboratoryjnych (S. Płewa, 1966) — przewodności średnie dla Polski zmieniają się niewiele (0,0052—0,0060 $\mu\text{cal cm}^{-2} \text{sek}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$). Korelację między rozkładem w gradientach i stopniach geotermicznych a niejednorodnym rozkładem można zaobserwować w Polsce na terenie platformy prekambryjskiej. Przebieg izoliny $1/G$ w interwale 200—2500 m wyraźnie wiąże się z charakterem przebiegu izohips wiązanych ze stropem podłoża krystalicznego. Nierówne zaleganie stropu krystaliniku i nierównomierna miąższość nadkładu osadowego — ośrodków o różnych przewodnościach cieplnych — może być powodem powstawania składowych poziomych gradientów, przy założeniu jednorodnego rozkładu źródeł (niskie wartości strumienia podskorupowego 0,1—0,2 $\mu\text{cal cm}^{-2} \text{sek}^{-1}$, R. I. Kutas, W. W.

Gordijenko, 1970). Założenie to pociąga za sobą przyjęcie małych wahań w głębokości nieciągłości Conrada na terenie polskiej części prekambryjskiej platformy Europy Wschodniej, co nie zostało potwierdzone innymi badaniami.

Jednym z ważniejszych zagadnień geotermicznych, rozpracowywanych ostatnio szczególnie intensywnie, jest: strefy występowania podwyższonych gradientów temperatury a perspektywiczność występowania węglowodorów. Poszukiwania geofizyczne w rejonie platformy rosyjskiej (W. F. Jerofiejew, 1970) wykazały, że rejony ze strefami podwyższonych temperatur (synekliza bałtycka, kaspijska, aulakogen prypecko-dnieprowsko-doniecki, zapadlisko przedkarpackie, antykliza wołgo-uralaska) charakteryzują się ropo- i gazononością na skalę przemysłową. W rejonach tych obserwuje się ścisły związek między przestrzennym rozmieszczeniem pokładów ropy i gazu a wielkością parametrów opisujących pole cieplne tych regionów. Związek między rozmieszczeniem węglowodorów i aktywnością geotermiczną zaznaczył się jeszcze w przeszłych epokach geologicznych. Aktywność geotermiczna złóż określiła charakter pojawienia się złóż różnego typu. Jak to wynika z badań laboratoryjnych i teorii przekazu ciepła w środowiskach o porowatości kapilarnej, przy istnieniu gradientu temperatury w miejscach zalegania ropy i gazu może mieć miejsce frakcjonowanie materiału na drodze termosmozy. W rezultacie lekkie fazy zbierają się w obszarze o wyższych temperaturach, ciężkie zaś — w mniej nagrzanym. W związku z tym faktem, wypływającym z przesłanek fizycznych, a także na podstawie danych obserwacyjnych wynika, że ciężka ropa występuje w strefach o obniżonych wartościach gradientów, natomiast lekka — w podwyższonych. Rozmieszczenie zalegania węglowodorów w planie regionalnym i zmiana własności fizykochemicznych zgadzają się więc z rozmieszczeniem pól temperaturowych basenów ropo- i gazonośnych. Fakt ten ma duże znaczenie, jeśli rozpatrywać go w świetle badań rozkładów parametrów geotermicznych dla Polski (fig. 1).

Wykazane i omówione wyżej strefy o podwyższonych wartościach q i G , ciągnące się równoleżnikowo w rejonie obniżenia podlaskiego, zapadliska brzeskiego, prypeckiego oraz aulakogenu dnieprowsko-donieckiego, są szczególnie perspektywiczne pod względem występowania węglowodorów. Warunki geotermiczne obniżenia podlaskiego są identyczne jak zapadliska brzeskiego, prypeckiego oraz aulakogenu dnieprowsko-donieckiego, tj. rejonów, gdzie natrafiono na przemysłowe koncentracje węglowodorów. Fakt ten koreluje także z przesłankami geologicznymi; ślady występowania ropy i gazu w rejonie obniżenia podlaskiego są częste (S. Depowski, 1970).

Interesujące wydają się także równoleżnikowo położone wysokie wartości q , ciągnące się na SE od Tomaszowa Lub., ponieważ mogą się one, tak jak anomalia q obniżenia podlaskiego, wiązać ze strefami głębokich rozłamów tektonicznych. Badania nad polem temperatury oraz zagęszczenie punktów pomiarowych na terenie Polski wydają się być bardzo wskazane.

*

Już po napisaniu niniejszego artykułu ukazał w „Nature G.B.” 1971, 3, vol. 230, artykuł M. W. Marpera, który podał aproksymowane wartości

gradientu geotermicznego, jak i strumienia ciepłego dla basenu Morza Północnego. Wartości strumienia zawierają się w przedziale 1,19 — 1,48. Porównanie ich z wartościami średnimi przytoczonymi w tab. 1 wskazuje na fakt, że są one charakterystyczne dla obszarów objętych orogenezami paleozoicznymi. Jednocześnie wartości gradientu geotermicznego $G=2,97$ także świadczą o wysokiej aktywności cieplnej omawianego rejonu. Udało się również uzyskać dane o gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego z obszaru Rugii, Zatoki Rańskiej i Pomorskiej. Wartości zawierają się w przedziale 1,2 — 2,4 i także są charakterystyczne dla paleo-Europy. Wartości w okolicy Berlina wahają się od 2,0 do 2,4 $\mu\text{cal cm}^{-2}\text{s}^{-1}$ (gradient około 3,3) stąd można powiedzieć, że są one ściśle związane z platformą waryscyjską, tak jak i wartości z Wschowy ($q = 1,72$) oraz uzyskane ostatnio przez autora szacunki strumienia dla Środy i Gorzowa Wlkp. (1,5 — 1,85), gdzie gradient geotermiczny przyjmuje wartości 3,28—3,52. W ostatnich miesiącach R. I. Kutas podał dodatkowe wartości strumienia dla zapadliska przedkarpacciego. Wahają się one około wielkości 1,0 i potwierdzają fakt o bardzo niskich wartościach strumienia w tym rejonie (patrz fig. 1). Fakt ten można wiązać z prekambryjskim podłożem, a nie z filiszem karpaccim będącym tutaj ciałem „obcym” w tej brzeżnej strefie. Stąd nie należy dziwić się tak niskim wartościom q , które są raczej charakterystyczne dla prekambryjskiego podłoża.

Zakład Geofizyki
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 16 czerwca 1971 r.

PIŚMIENNICTWO

- BELOUSSOV V. V., SORSKY A. A., BUNE V. I. (1966) — The seismo-tectonic map of Europe. Scale 1:5 000 000. Moscow.
- BOLDISZAR T. (1964) — Terrestrial heat flow in the Carpathians. *Jour. Geoph. Res.*, **69**, p. 5269—5277. Washington D.S.
- ČERMAK V. (1968) — Terrestrial heat flow in Czechoslovakia and its relation to some geological features. Report of the twenty third session, Czechoslovakia. *Proceedings of section 5*, p. 75—85. Academia, Praha.
- DEPOWSKI S. (1970) — Występowanie bituminów. *Biul. Inst. Geol.*, **251**, p. 206—210. Warszawa.
- LEE W. H. K. (1970) — On the global variations of terrestrial heat-flow. *Physic of the earth and planetary interiors*, **2**, p. 332—341. Amsterdam.
- LEE W. H. K., UYEDA S. (1965) — Review of heat flow data. *Terrestrial heat flow. Geoph. Monograph*, **8**, p. 187—190. Washington.
- LUBIMOWA E. A. (1964) — Heat flow in the Ukrainian shield in relation to recent tectonic movements. *Jour. Geoph. Res.*, **69**, p. 5277—5285. Washington D. S.
- LUBIMOWA E. A., FELDMAN I. S. (1970) — Heat flow, temperature, and electrical conductivity of the crust and upper mantle in the USSR. *Tectonophysics*, **10**, p. 245—291. Amsterdam.
- MAKARENKO F. A., POLAK B. G., SMIRNOW J. B. (1968) — Geothermal field on the USSR territory. Report of the twenty-third session, Czechoslovakia. *Proceedings of section, 5*, p. 67—73. Praha.

- PURANEN M. (1968) — Terrestrial heat flow in Finland. *Geoexploration*, **6**, p. 151—162. Amsterdam.
- PLEWA S. (1966) — Regionalny obraz parametrów geotermicznych na obszarze Polski. *Prace Geofizyczne i Geologiczne. Wyd. Geofizyka i Geologia Naftowa*. Kraków.
- ROMAN L. (1962) — Pomiarы termiczne w otworze Magnuszew. *Kwart. geol.*, **6**, p. 350—359, nr 2. Warszawa.
- SIMMONS G., HORAI KI-ITI (1968) — Heat flow data 2. *Jour. Geoph. Res.*, **73**, p. 6608—6629. Washington D.S.
- STENZ E. (1954) — Deep well temperatures and geothermal gradient at Ciechocinek. *Acta Geoph. Polon.*, **2**, p. 159—168. Warszawa.
- VERMA R. K., HAMZA V. M., PANDA P. K. (1970) — Further study of the correlation of heat flow with age of basement rocks. *Tectonophysics*, **10**, p. 301—320. Amsterdam.
- WĘSIERSKA M. (1971) — Badania gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego Ziemi. Odczyt na III konferencji naukowej PAN pt. Badania skorupy i górnego płaszczu Ziemi. Warszawa — Jabłonna.
- ZNOSKO J. (1966) — Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy. *Kwart. geol.*, **10**, p. 646—667, nr 3. Warszawa.
- БОГОМОЛОВ Ю. Г. (1970) — Данные о тепловом режиме земной коры юго запада БССР. *Доклады АН БССР*, **14**, стр. 57—61. Минск.
- БОГОМОЛОВ Ю. Г., ЦЫБУЛЯ Л. А. (1971) — О связи теплового режима и тектоники Брестской и Припятской впадин. *Доклады АН БССР*, **15**, стр. 64—67. Минск.
- БОГОМОЛОВ Г. Б., ЛЮБИМОВА Е. А., ЦЫБУЛЯ Л. А., КУТАСОВ И. Н., АТРОШЕНКО П. Р. (1970) — Тепловой поток в Припятской впадине. *Вести АН БССР, сер. физико-технич. наук*, **2**, стр. 97—104. Минск.
- ЕРОФЕЕВ В. Ф. (1970) — Геотермическая активность недр и размещение залежей углеводородов. *Советская Геология*, **11**, стр. 142—147. Москва.
- КАШПУР Я. Н. (1971) — О тепловом поле герцинских авлакогенов. *Доклады АН СССР, сер. геология*, **196**, стр. 654—657. Москва.
- КРАСКОВСКИЙ С. А. (1961) — О тепловом поле щитов. *Изв. АН СССР, сер. геофиз.*, **3**, стр. 387—393. Москва.
- КУТАС Р. И., ГОРДИЕНКО В. В. (1970) — Тепловое поле и глубинное строение Восточных Карпат. *Геофиз. сбор.*, **35**, стр. 70—77. Изд. Наукова думка. Киев.
- ЧЕРЕМЕНСКИЙ Т. А. (1970) — Термические аномалии Балтийского щита. *Доклады АН СССР, сер. геолог.*, **195**, стр. 1181—1183. Москва.

Яцек МАЙОРОВИЧ

**НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ
В ПОЛЬШЕ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЕ**

Резюме

В статье представлено распределение величины плотности поверхностного теплового потока q в Центральной Европе (фиг. 1). Эти значения, представленные на фоне основных тектонических элементов собраны путем просмотра мировых и Европейских данных этого

параметра. Геолого-геофизический анализ рассматриваемых параметров позволяет сделать выводы, касающиеся характера распределения значений q и их корреляции с возрастом и степенью тектонического развития, а также с локальными геологическими структурами. Средние значения q для главных тектонических элементов Польши и Центральной Европы колеблются около средних мировых значений, приведенных по В. Х. К. Лее (таб. 1). Повышенные значения плотности поверхностного теплового потока наблюдаются в районе докембрийской платформы на территории Восточной Европы (Подлясская впадина, Брестская впадина, Днепровско-Донецкий авлакоген, а также территория к ЮЗ от Томашова Любельского). Это связано, вероятно, с появлением конвекционной составляющей в районах глубоких тектонических разломов. На основании собранных значений составлен геотермический профиль через Паннонский массив, Карпаты, Предкарпатский прогиб и Восточно-Европейскую платформу (фиг. 2).

Проведенный анализ распределения q указывает на большое влияние подкорковой генерации тепла на температурное поле земной коры, а также на отсутствие корреляции значений потока с глубиной залегания границы Конрада вдоль профиля.

Jacek MAJOROWICZ

GEOLOGICAL ASPECTS OF DISTRIBUTION OF GEOTHERMAL PARAMETERS IN POLAND AND IN CENTRAL EUROPE

Summary

The paper gives the distribution of the values of the density of terrestrial heat flow q for the Central Europe area (Fig. 1). The values, presented against a background of the main tectonic units, were collected from the world's reviews and European reports of this parameter. The geological and geophysical analyses of the parameters investigated suggest a conclusion as to the character of the distribution of values q and their correlation with the age, with the degree of tectonic development, and with the local geologic structures. The mean values q for the main tectonic units of Poland and of Central Europe oscillate about the mean world's values given by W. H. K. Lee (Tab. 1). The increased values of the density of terrestrial heat flow are observed to occur within the Precambrian platform of East Europe (Podlasie depression, Brześć graben, Dnieper-Donets aulacogene, and the area situated SW of Tomaszów Lubelski). Most probably, this is related to the appearance of the convective component in the region of deep tectonic fractures. On the basis of the values collected, a geothermal profile has been constructed through the Pannonian massif, the Carpathians, the Carpathian foredeep, and the East-European platform (Fig. 2).

The analysis of q distribution points to a considerable influence of the sub-crustal generation of heat upon the temperature field of the earth's crust, and to a lack of the correlation of stream value with the occurrence depth of the Conrad discontinuity along the profile.