

JACEK MAJOROWICZ

Instytut Geologiczny

PARAMETRY GEOTERMICZNE REJONU KRZEMIANKI I UDRYNIA NA TLE ZIEMSKIEGO POLA CIEPLNEGO NE POLSKI

UKD 550.836.2:552.3/.4:551.71/72:622.341(438—18) Krzemianka i Udryń: 550.362(438—18)

Pomiary geotermiczne wykonane w otworach wierconych w rejonie Krzemianki i Udrynia są szczególnie interesujące, gdyż są to informacje o parametrach termicznych uzyskane najgłębiej w obrębie krystalicznych skał prekambryjskich na całej platformie wschodnio-europejskiej. Pomiary te wykonane w ostatnich latach w zespole skał norytowo-amortozytowych instruzji surwańskiej sięgają do 2,2 km.

Uzyskanie dokładnych informacji o parametrach geotermicznych skał osadowych nadkładu krystaliniku, jak też w skałach krystalicznych, ma duże znaczenie dla omawianego rejonu w związku z występującymi tam złożami rudy magnetytowo-wanadowej i tytanowej w skałach prekambryjskich (15).

Temperatury głębokie w obrębie złoża determinują możliwości eksploatacji na dużych głębokościach. Ich znajomość jest także niezbędna dla rozwiązywania problemów wentylacji głębokich kopalń. Rozpoznanie warunków geotermicznych nadkładu osadowego krystaliniku ma również znaczenie dla technicznych zagadnień związanych z wierceniem szybów przy zastosowaniu metody mrożeniowej.

Nowe pomiary geotermiczne w NE Polsce wykonane w rejonach Krzemianki, Udrynia, a ostatnio w Zambrowie w otworach nawiercających skały krystaliczne do dużych głębokości, mają również znaczenie dla poznania pola cieplnego Ziemi na starej platformie prekambryjskiej dla potrzeb badań geotektonicznych.

PROFILE GEOTERMICZNE W REJONACH KRZEMIANKI I UDRYNIA

Profilowania temperatury zostały wykonane w głębokich odwiertach Krzemianka 20 oraz Udryń IG-4, zlokalizowanych w obrębie intruzywów norytowo-amortozytowych, do głębokości 2200 m (Krzemianka 20) oraz 2255 m (Udryń IG-4). Temperatury mierzono po 10 dobach stójki wiertniczej, czasu potrzebnego na ustalenie się stacjonarnych warunków termicznych, w odwiercie Krzemianka 20 i po 12 dobach w odwiercie Udryń IG-4. Przy pomiarach wykorzystano termometry elektryczne produkcji radzieckiej typu ETMI-55. Temperaturę sprawdzono na wielu głębokościach punktowymi pomiarami za pomocą termometrów maksymalnych. W takich warunkach błędy określenia wartości bezwzględnej temperatury nie przekraczają $\pm 1^\circ\text{C}$, natomiast błąd względny określenia wartości gradientu geotermicznego jest niższy od 5% (7). Profile termiczne z obu otworów wraz z zaznaczeniem punktów pomiarów termometrami maksymalnymi pokazano na rycinach (ryc. 1 i 2).

Analiza geotermogramów w utworach nadkładu osadowego krystaliniku wskazuje na to, iż w górnej części profilu — w utworach czwartorzędowych, trzeciorzędowych, kredowych i jurajskich, charakteryzujących się dużymi porowatościami, przepuszczalnościami i zawodnieniem — mamy brak przy-

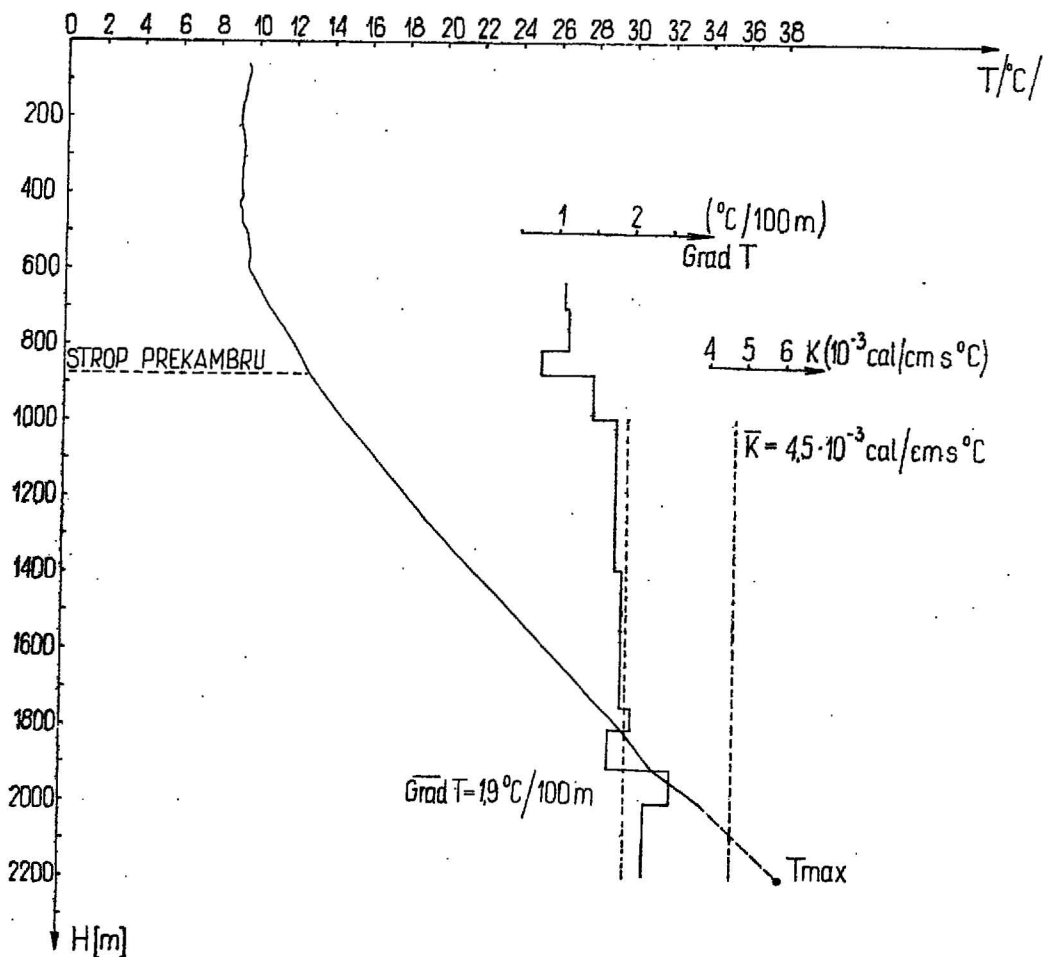
rostu temperatury z głębokością (grad. $T = 0$), a nawet następuje jej malenie. Przyrosty temperatury z głębokością obserwuje się poczynając od utworów dolnego triasu, charakteryzującego się dużo niższą przepuszczalnością.

Zjawisko malenia temperatury z głębokością w omawianych utworach, występujące do głębokości 550—600 m w otworach Krzemianka i Udryń można tłumaczyć zmianami klimatycznymi, a przede wszystkim wpływem ostatnich zlodowaceń na pole cieplne górnych warstw skał osadowych w północnej Polsce, w tym szczególnie ostatniego neoplejstoceńskiego zlodowacenia północnopolskiego. Zmiany klimatyczne zachodzące na powierzchni ziemi powodują zmiany gradientu geotermicznego i temperatur w górnych warstwach skał osadowych. Zmiany krótkookresowe, roczne, przy wymianie ciepła na drodze przewodności konduktywnej, sięgają według J. Jaegera (4) głębokości nie większej od 20 m.

Zasięg wpływu klimatycznych długookresowych powierzchniowych zmian temperatur jest dużo większy i sięga kilkuset metrów. Głębokość zasięgu długookresowych zmian klimatycznych jest zależna od okresu tych zmian, powierzchniowych różnic temperatur pomiędzy poszczególnymi epokami, a także od własności termicznych ośrodka skalnego (stałej dyfuzji). Ten zasięg głębokościowy jest oczywiście dużo większy w przypadku, gdy ciepło jest przewodzone również na drodze przewodnictwa konwektywnego w zawodnionych i przepuszczalnych warstwach skał osadowych, tak jak to mamy w rozważanym przypadku utworów czwartorzędu, trzeciorzędu, kredy i jury w rejonie Krzemianki i Udrynia, gdzie zaburzenia na krzywych temperatur obserwuje się do głębokości ok. 600 m. Można przyjąć według V. Cermaka i A. Jessopa (2), że temperatura na powierzchni kontaktu między strefą zlodowacenia, a skałą sięgała -4°C , natomiast po cofnięciu się zlodowacenia i nadejściu okresu ciepłego średnia temperatura sięgała wartości $7-9^\circ\text{C}$. Tak więc, zmiana temperatury z głębokością mogła rozpocząć się od jej obniżenia, związanego z epokami zlodowaceń, które miały miejsce w plejstocenie do głębokości ok. 600 m.

Po nadejściu okresu ocieplenia w holocenie nastąpiło zwiększenie się temperatury górnych partii piętra osadowego w związku ze wzrostem temperatury na powierzchni. Wzrost ten jest wyższy w warstwach bliższych powierzchni o dużych przepuszczalnościach i zawodnieniu. Omawiany proces powoduje zmiany obserwowane w rozkładzie temperatur w utworach zalegających do głębokości ok. 600 m, a mianowicie malenie temperatury z głębokością i charakterystyczny paraboliczny kształt górnej części krzywej zmian temperatury z głębokością.

Analogiczne krzywe zmian temperatury z głębokością w górnych warstwach skorupy ziemskiej zarejestrowano według V. Cermaka i A. Jessopa (2) na tarczy kanadyjskiej w odwiertach Hearst, Kapus-



Ryc. 1. Profil termiczny, gradient geotermiczny (grad T) i przewodność cieplna (K) w otworze Krzemianka 20.

Fig. 1. Temperature profile, geothermal gradient (grad T) and heat conductivity (K) in the borehole Krzemianka 20.

kasing oraz Cochrane również do głębokości ok. 600 m. Także w tym rejonie po zlodowaceniach, które zakończyły się około 6000 lat temu nastąpiło ocieplenie, co spowodowało obserwowane obecnie zniekształcenie krzywych temperatury i istnienie ujemnych gradientów geotermicznych. Oprócz tak długookresowych zmian klimatycznych zmiany temperatur, które zachodziły w mniejszych okresach czasu w ostatnim tysiącleciu miały także wpływ na rozkład temperatur w górnych warstwach piętra osadowego w rozpatrywanym rejonie. Wpływ tych zmian w ostatnim tysiącleciu został zauważony w otworach wierconych na tarczy kanadyjskiej (3).

Jeżeli przyjąć, iż temperaturą uzyskaną z ekstrapolacji odcinka profilu temperatury niezaburzonego zmianami klimatycznymi, obserwowanego w utworach triasu zarówno w Krzemiance, jak też w Udryniu, do głębokości 20 m (do głębokości leżącej poza strefą zmian rocznych) odpowiada temperaturze charakteryzującej warunki stacjonarne, to uzyskane różnice między tą temperaturą a powierzchnią na tej głębokości w rozpatrywanych otworach oraz średnią roczną temperaturą dla powierzchni mogą dać informacje o amplitudzie zmian termicznych związanych ze zmianami klimatu. Temperatura dla głębokości 20 m uzyskana z ekstrapolacji obu pomiarów geotermicznych w otworach Krzemianka 20 i Udryń IG-4 waha się od 0°C do 1,5°C. Jeżeli przyjąć, że temperatura na powierzchni w okresie zlodowacenia wynosiła -4°C (2, 3), to różnica między temperaturą warstwy powierzchniowej, a temperaturą związaną ze stacjonarnym polem cieplnym, równa od -4 do -2,5°C spowodowała wychłodzenie przepuszczalnych warstw osadowych do głębokości ok. 600 m.

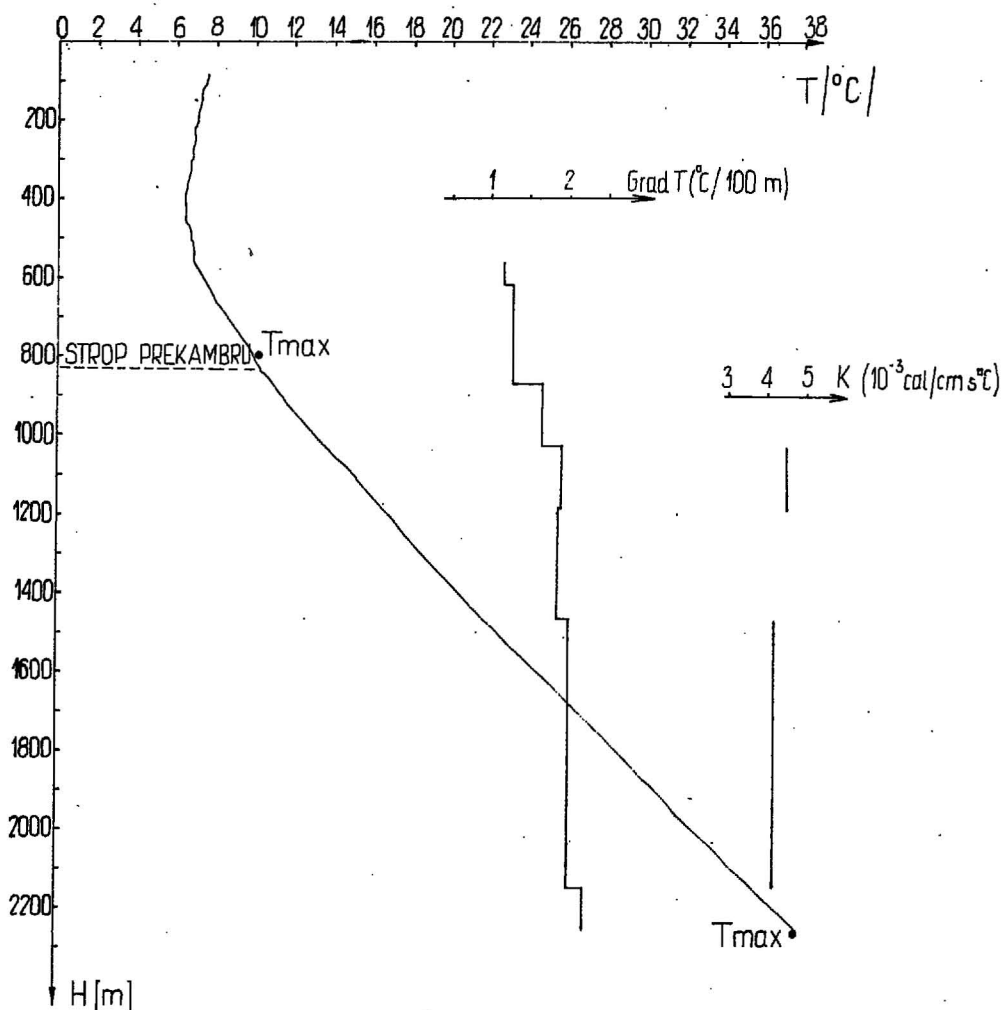
Ocieplenie klimatu spowodowało, że temperatury obserwowane obecnie na głębokości 20 m wynoszą w obu rozpatrywanych rejonach od 7 do 9°C i są wyższe od obecnie obserwowanej średniej rocznej temperatury powierzchniowej dla Suwalszczyzny, która wynosi +6°C. Ostatni fakt może wiązać się z tym, że po okresie ostatniego maksymalnego ocieplenia, które miało prawdopodobnie miejsce w latach 900—1300, po 1500 r. nastąpiło kolejne ochłodzenie klimatu (3). Zmiany średnich temperatur powierzchniowych dla tych okresów wpłynęły na warunki termiczne górnej warstwy piętra osadowego i stąd obserwowane obecnie temperatury dla głębokości 20 m są wyższe od średniej temperatury rocznej i mogą być związane z omawianym okresem ocieplenia w niedawnej przeszłości.

Zmniejszenie temperatur z głębokością oraz istnienie ujemnych wartości grad. T do głębokości ok. 600 m w otworach Krzemianka i Udryń ma duże znaczenie dla techniki mroźniowej budowy szybów wiertniczych.

W części niezaburzonej profili termicznych obejmującej część piętra osadowego od stropu triasu do prekambriu średnie wartości gradientu geotermicznego są następujące: dla Udrynia grad. T = 1,27°C/100 m i grad. T = 1,1°C/100 m dla Krzemianki.

Poniżej strefy zwietrzliny skał krystalicznych następuje wzrost temperatury z głębokością, który charakteryzują średnie wartości gradientu termicznego grad. T = 1,9°C/100 m dla Udrynia oraz grad. T = 1,9°C/100 m dla Krzemianki.

Interwałowe wartości gradientu geotermicznego pokazano w tab. I, natomiast w tab. II przedstawiono wartości temperatury dla różnych głębokości.



Ryc. 2. Profil termiczny, gradient geotermiczny (grad T) i przewodność cieplna (K) w otworze Udryń IG-4.

Fig. 2. Temperature profile, geothermal gradient (grad T) and heat conductivity (K) in the borehole Udryń IG-4.

Temperatury w skałach krystalicznych w Krzemiance i Udryniu zmieniają się od 10–12°C dla stropu prekambriu do 37–38°C dla głębokości 2250 m. Są to warunki wyjątkowo sprzyjające dla eksploatacji złoża, która może obejmować przy odpowiedniej wentylacji poziomy zalegające nawet poniżej 2 km.

Jeżeli weźmiemy pod uwagę, że generacja ciepła na jednostkę objętości i czasu dla kompleksu intruzywnych skał norytowo-anortozytowych zawierających rudę ilmenitowo-magnetytową jest bardzo niska i wynosi tylko $0,22 \cdot 10^{-18}$ cal/cm³s (13) oraz, że przewodność cieplna tych skał zmienia się w niewielkich granicach ($4-5,1 \cdot 10^{-3}$ cal/cm s °C) można dość dokładnie określić temperaturę na większych głębokościach przyjmując, że przyrost temperatury z głębokością charakteryzuje wartość grad. T. Z wyliczeń przeprowadzonych przez autora wynika, że na głębokości 2,5 km temperatura w rejonie Krzemianki – Udrynia będzie się wahała od 43 do 45°C, a na głębokości 3 km wyniesie od 53 do 56°C.

Tak niskie temperatury węgłone są związane z niskimi wartościami gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego (Q) płynącego z wnętrza Ziemi ($Q = -K \text{ grad. } T$) i niską generacją ciepła w skałach intruzywnych norytowo-anortozytowych ($A = 0,2 \cdot 10^{-18}$ cal/cm³s). Wyliczona wartość strumienia ciepła dla rejonu Krzemianki wynosi $Q = 0,82 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s, natomiast dla Udrynia $Q = 0,85 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s. Ze względu na błąd określenia wartości grad. T oraz przewodności cieplnej K ok. 5% z przybliżeniem do pierwszego miejsca po przecinku strumień ciepły Q dla obu otworów $\approx 0,8 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s.

Jest to wartość bardzo niska, jeśli wziąć pod uwagę, że średnia kontynentalna wielkość strumienia ciepłego wynosi $Q = 1,45 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s. Wartości uzyskane dla Krzemianki i Udrynia są również niższe od średnich dla obszarów platform prekambryjskich wynoszących $Q = 1,01 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s (5, 6).

POLE CIEPLNE ZIEMI W NE POLSCE

Niskie wartości gradientu geotermicznego i strumienia ciepłego stwierdzone w otworach Krzemianka i Udryń nie są anomaliami związanymi tylko

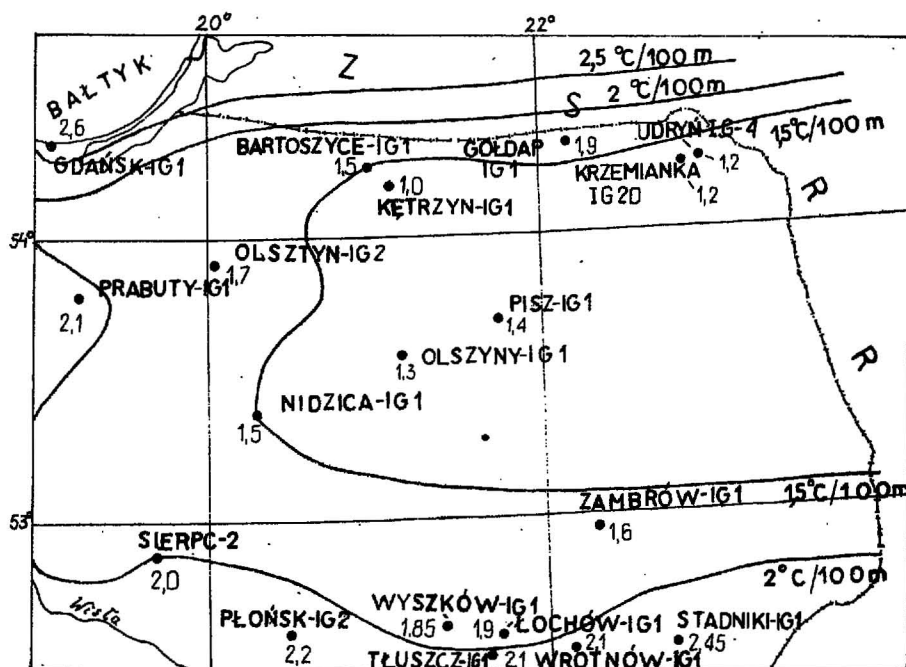
Tabela I

WARTOŚCI GRADIENTU GEOTERMICZNEGO DLA REJONU KRZEMIANKI I UDRYNIA

Krzemianka		Udryń	
interwał głębokości (m)	grad T (°C/100 m)	interwał głębokości (m)	grad T °C/100 m
0–635	grad T < 0	0–560	grad T < 0
635–700	1,07	560–620	1,17
700–810	1,27	620–860	1,29
810–875	0,76	860–1030	1,65
875–990	1,47	1030–1070	2,25
990–1390	1,77	1070–1190	1,75
1390–1750	1,86	1190–1470	1,82
1750–1810	2,00	1470–2150	2,00
1810–1910	1,70	2150–2254	2,40
1910–2000	2,55		
2000–2200	2,20		

WARTOŚCI TEMPERATUR WGLEBNYCH DLA REJONU KRZEMIANKI I UDRYNIA W STOPNIACH CELSIJUSA

Nazwa rejonu	Głębokość (m)																					
	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500	1600	1700	1800	1900	2000	2100	2200
Krzemianka	9,5	9,1	9,2	9,2	9,3	9,6	10,8	12,1	13,2	14,7	16,5	18,2	19,9	21,9	23,8	25,7	27,5	29,5	31,1	33,5	35,8	38
Udryń	7,5	6,9	6,8	6,5	6,7	7,4	8,5	9,8	11,2	13,0	14,8	16,6	18,3	20,2	22,4	24,3	26,3	28,3	30,2	32,2	34,2	36,5



Ryc. 3. Mapa izolinii średniego gradientu geotermicznego w północno-wschodniej Polsce (wartości grad. T w °C/100 m).

Fig. 3. Isolines of geothermal gradient in north-eastern Poland (units — °C/100 m).

z obszarem intruzywnym, lecz są charakterystyczne dla większego obszaru wyniesionej części podłoża krystalicznego masywu mazursko-suwalskiego. Na przedstawionej mapie wartości średnich ważonych grad. T NE Polski dla piętra osadowego widać, że najniższe wielkości gradientu temperatury obserwuje się w rejonie masywu mazursko-suwalskiego. Jak to wynika z danych z terytorium ZSRR wielkości grad. T tego samego rzędu co w Polsce w obszarze tego masywu obserwuje się w jego wschodnim przedłużeniu na masywie białoruskim (grad. T < 1,5 °C/100 m; 1).

Wartości grad. T dla piętra krystalicznego są znane tylko na podstawie pomiarów w otworach Krzemianka, Udryń i Zambrów, gdzie wykonane pomiary objęły dość duże interwały skał prekambryjskich. Wartości grad. T podłoża są wyższe od wartości charakteryzujących nadkład osadowy (patrz dane z Krzemianki i Udrynia — tab. I), co spowodowane jest dużą przewodnością cieplną formacji osadowych, charakteryzujących się silnym zawodnieniem (zawodnienie zwiększa przewodność cieplną). Biorąc pod uwagę fakt, że przewodność cieplna zawodnionych skał osadowych nadkładu nie zmienia się dla rozpatrywanego rejonu w szerokich granicach (7, 8) można powiedzieć, iż przedstawiony obraz zmian grad. T charakteryzuje zmienność strumienia ciepłego w omawianym obszarze. Powierzchniowe zmiany wartości grad. T są tu proporcjonalne do zmian w rozkładzie strumienia ciepłego.

Na ryc. 4 oraz w tab. III przedstawiono wartości gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego.

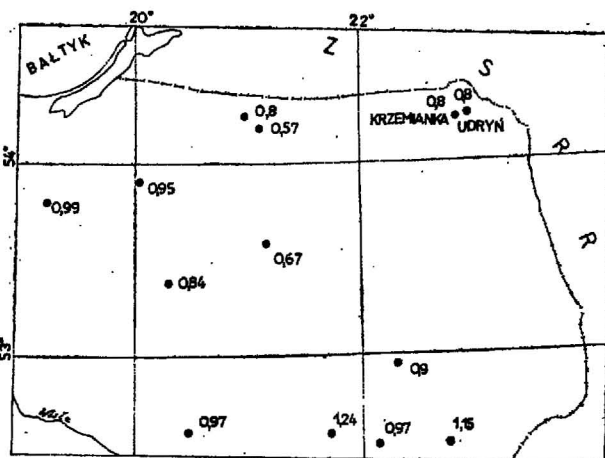
Z trzynastu pomiarów wartości Q trzy pochodzą z prac S. Plewy (9) i M. Węsierskiej (14) (w otworach Bartoszyce IG-1, Łochów IG-1 i Ketrzyn IG-1).

Wartości Q z otworów Prabuty IG-1, Olsztyn IG-2, Olszyny IG-1, Nidzica IG-1, Płońsk IG-2, Stadniki IG-1, Wrotnów IG-1 były już publikowane przez autora (5—8). Wartości strumienia ciepłego w 3 otworach: Krzemianka 20, Udryń IG-4 (patrz poprzedni rozdział) oraz Zambrów IG-1 podano po raz pierwszy. Pomiar geotermiczny w Zambrówie wykonano w 1975 r. po 10-dniowej stójce wiertniczej. Wyliczona średnia wartość grad. T dla nadkładu osadowego = 1,56 °C/100 m dla interwału głębokości 210—1014 m. Średnia wartość przewodnictwa ciepłego $K = 5,8 \cdot 10^{-3}$ cal/cm²°C. Gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego $Q = 0,9 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s.

Tak z mapy średnich wartości grad. T, jak też wartości gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego wynika, że najniższe wartości tych parametrów pola ciepłego obserwujemy w rejonie centralnej części wyniesionego masywu mazursko-białoruskiego (dla części białoruskiej masywu $Q \leq 0,8 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s wg G. B. Bogomołowa, 1). Wyższe wartości grad. T > 1,5 °C/100 m obserwuje się przy przechodzeniu w rejon brzeżne masywu, w kierunku północnym w rejon syneklizy perybaltyckiej i w kierunku południowym w obszar rowu podlaskiego. W rowie podlaskim wartości grad. T = 2 °C/100 m, natomiast strumień ciepły $Q = 1—1,2 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s. Wartości tego samego rzędu zostały zaobserwowane w rejonie zapadliska brzeskiego, a następnie w rejonach zapadliska prypeckiego i aulakogenu dniewrowsko-dniepczkiego (1).

WARTOŚCI GĘSTOŚCI POWIERZCHNIOWEGO STRUMIENIA CIEPLNEGO W NE W POLSCE

Nazwa otworu	Interwał głębokości (m)	grad T ($^{\circ}\text{C}/100$)	przewodność cieplna ($10^{-3}\text{cal}/\text{cm}\cdot\text{s}^{\circ}\text{C}$)	strumień cieplny ($10^{-6}\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$)	autor
Krzemianka 20	875—2200	1,90	4,5	0,8	J. Majorowicz
Udryń IG-4	860—2254	1,94	4,26	0,8	"
Zambrów IG-1	210—1014	1,56	5,8	0,9	"
Olsztyn IG-2	730—2565	1,66	5,7	0,95	J. Majorowicz (8)
Prabuty IG-1	880—3375	1,75	5,7	0,99	"
Nidzica IG-1	650—1663	1,41	5,9	0,84	J. Majorowicz (8)
Olszyny IG-1	505—1210	1,09	6,2	0,87	"
Płońsk IG-2	1567—2925	2,24	4,6	0,97	"
Stadniki IG-1	540—1545	2,40	4,5	1,15	"
Wrotnów IG-1	637—1995	2,09	4,9	0,97	"
Bartoszyce IG-1	200—2130	1,50	5,2	0,80	S. Plewa (9)
Kętrzyn IG-1	200—1695	1,00	4,6	0,46—0,68	M. Węsierska (14)
Łochów IG-1	515—2113	2,10	6,4	1,15—1,33	"

Ryc. 4. Wartości strumienia ciepłego w północno-wschodniej Polsce (w jednostkach strumienia ciepłego $10^{-6}\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$).Fig. 4. Heat flow stations in north-eastern Poland (in heat flow units, $10^{-6}\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$).

NIEKTÓRE ASPEKTY INTERPRETACJI

Ogólnie, cały rozpatrywany obszar NE Polski posiada niskie wartości grad. T oraz Q charakterystyczne dla obszarów platform prekambryjskich, w tym polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, które swoimi parametrami geotermicznymi różnią się od innych młodszych geotektonicznie jednostek (6, 8).

Jeśli wziąć pod uwagę fakt, że główne źródło ciepła skorupy jest pochodzenia radiogenicznego z rozpadu długotrwałych izotopów promieniotwórczych, głównie U^{235} , U^{238} , Th^{232} , K^{40} , rozproszonych w skałach piętra osadowego, granitowego i bazaltowego, to można przypuścić, że lokalne zmiany Q i grad. T obserwowane w NE Polsce są związane ze zróżnicowaniem generacji ciepła w skorupie ziemskiej tego rejonu.

Ponieważ skały piętra osadowego Niziny Polskiej dają średnio produkcję ciepła $4\cdot 10^{-13}\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$ (8) jest to jednym z powodów istnienia najniższych wartości Q i grad. T w najbardziej wyniesionych częściach platformy, prawie pozbawionych miąższych serii skał pochodzenia osadowego. Piętro osadowe o miąższości ok. 2,5 km powoduje zmianę wartości Q o $0,1\cdot 10^{-6}\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$. Piętro osadowe o miąższości tego rzędu posiadają obniżenie podlaskie i synekliza perybaltycka, gdzie wartości Q wzrastają, jak również obszar niecki brzeżnej.

Należy również wziąć pod uwagę to, iż w rejonie wyniesienia mazursko-białoruskiego nastąpiła głęboka erozja fundamentu krystalicznego (do 10 km

wg W. Ryki, 11). Usunięcie tak miąższej warstwy skał krystalicznych zawierających źródła ciepła radiogenicznego spowodowało oczywiście zmniejszenie się wielkości Q i grad. T w tym rejonie w porównaniu z mniej wyniesionymi i mniej zerodowanymi częściami podłoża w obszarach niecki brzeżnej, rowu podlaskiego i syneklizy perybaltyckiej, zawierających jednocześnie dodatkowe źródła ciepła w skałach piętra osadowego.

Dla wielu rejonów geotektonicznych stwierdzono prostoliniową zależność między strumieniem cieplnym Q a powierzchniową produkcją ciepła radiogenicznego $A(Z=0)$, gdzie Z — głębokość (10). Jest to zależność typu:

$$Q = Q_0 + DA(Z=0) \quad [1]$$

gdzie Q_0 i D stałe.

Rejony geotektoniczne różnią się wielkościami Q_0 i D . Według Roya i in. (10) wielkość Q_0 charakteryzuje strumień ciepły z górnego płaszczka, natomiast D miąższość górnej warstwy piętra granitowego o największej generacji ciepła.

Dla rejonów tektonicznie stabilnych, jak platformy prekambryjskie, wielkość ciepła pochodzącego z wnętrza pod warstwą o miąższości D jest niższa niż dla rejonów młodszych platform i górotworów.

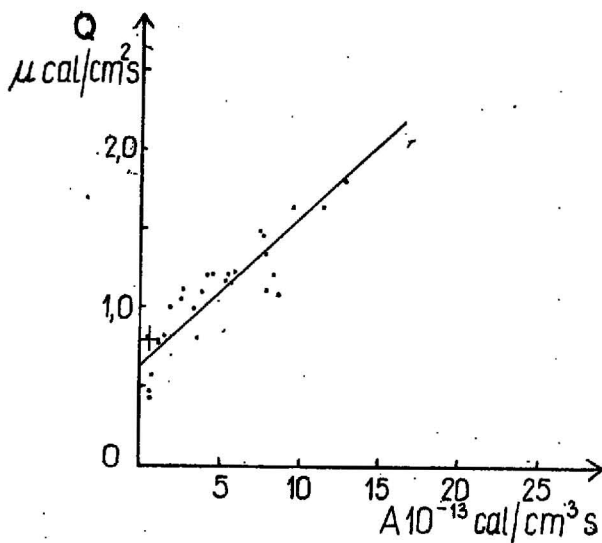
Na ryc. 5 zestawiono wielkości Q i $A(Z=0)$ na podstawie danych literaturowych dla starych platform (2, 10, 12, 13). Jak widać istnieje regresja liniowa typu $Q = Q_0 + DA(Z=0)$, gdzie $Q_0 = 0,6\cdot 10^{-6}\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$, $D = 10\text{ km}$, $\sigma_{yx} = 0,2\cdot 10^{-6}\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$ (σ_{yx} — odchylenie standardowe regresji).

Wartość strumienia ciepłego dla rejonu Krzemianki—Udrynia $Q = 0,8$ odpowiada wielkości $A = 0,22\cdot 10^{-13}\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$. Punkt ten zaznaczono na ryc. 5. Widać, że spełnia on zależność $Q = Q_0 + DA(Z=0)$ w granicach średniego odchylenia standardowego regresji liniowej.

Tak więc niskie wielkości strumienia ciepłego dla omawianego rejonu są prawdopodobnie spowodowane niską generacją ciepła w piętrze krystalicznym oraz niskim strumieniem płynącym z wnętrza, co charakteryzuje wszystkie obszary starych platform. Dla przykładu można podać, że wielkość Q_0 charakteryzuje głównie podskorupową wielkość strumienia ciepłego Q_0 wynosi dla obszarów młodszych tektonicznie mezokenozoicznych $1,4\cdot 10^{-6}\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$ (10) i jest przeszło dwukrotnie wyższa od podskorupowego strumienia ciepłego starych kratonów.

WNIOSKI I UWAGI KOŃCOWE

1. Warunki geotermiczne rejonu Krzemianki—Udrynia są wyjątkowo sprzyjające dla eksploatacji górniczej, ze względu na niskie temperatury wahające się od $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$ dla stropu prekambru do $37\text{--}38^{\circ}\text{C}$ dla głębokości 2250 m. Wyliczone temperatury dla głębokości 2,5 km wynoszą prawdopodobnie $43\text{--}45^{\circ}\text{C}$, natomiast dla 3 km — $53\text{--}56^{\circ}\text{C}$.



Ryc. 5. Zależność statystyczna strumienia ciepłego Q od powierzchniowej produkcji ciepła radiogenicznego dla rejonów starych platform. Punkty wg prac Roy'a i in. (10), J. Sclatera (12), C. A. Swanberga i in. (13), V. Čermaka i in. (2). Krzyżykiem zaznaczono punkt odpowiadający intruzywom norytowo-anortozytowym w rej. Krzemianki — Udrynia.

Fig. 5. Statistical dependance of heat flow Q on surface radiogenic heat production for the regions of old platforms. Points after Roy et al. (10), J. Sclater (12), C. A. Swanberg et al. (13), V. Čermak et al. (2). Point marked with cross corresponds to the norite-anorthosite intrusion of Krzemianka and Udryń (NE Poland).

2. W górnej części geotermogramów w rejonie Krzemianki i Udrynia do głębokości 600 m zaznacza się wpływ długookresowych zmian klimatycznych związanych ze zlodowaceniami, a następnie ociepleniem klimatu oraz wpływ warunków hydrogeologicznych.

Do głębokości ok. 600 m obserwuje się ujemne wartości grad. T i strefę wychłodzenia części piętra osadowego do temperatur poniżej średniej rocznej dla powierzchni.

Jest to warunek sprzyjający dla budowy szybów przy zastosowaniu metody mroźniowej.

3. Najniższe wartości strumienia ciepłego i grad. T w NE Polsce obserwuje się na wyniesieniu mazursko-suwańskim, natomiast wyższe w rowie podlaskim, syneklizie perybałtyckiej i niecce brzeźnej.

4. Niskie wartości strumienia ciepłego i grad. T NE Polski (w tym rejonu Krzemianki—Udrynia) prawdopodobnie są związane z niską wielkością podskorupowego strumienia ciepłego charakterystycznego dla platform prekambryjskich oraz z niską generacją ciepła w skorupie ziemskiej tego rejonu.

Wpływ na rozkład strumienia ciepłego i grad. T na tym obszarze ma miąższość warstwy skał osadowych oraz miąższość warstwy zerodowanej skał podłoża prekambryjskiego, które zawierają źródła ciepła radiogenicznego.

LITERATURA

1. Bogomołow G. W., Cybulia Ł. A., Atroszczenko P. P. — Gleotermiczieskaja zonalnost teritorii BSSR. Nauka i Techn. Mińsk. 1972.
2. Čermak V., Jessop A. — Heat flow, heat generation and crustal temperature in the Kapuskasing area of the Canadian Shield. Tectonophysics, 1971, no. 11.
3. Čermak V. — Underground temperature and inferred climatic temperature of the past millennium. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1971, no. 1—19.

4. Jaeger J. — Applied theory of heat conduction. Ed. W. H. K. Lee, Geoph. Monogr. 8. Am. Geophys. Union, Washington.
5. Majorowicz J. — Heat flow data from Poland. Nature Phys. Sci., vol. 243, 105, London, 1973.
6. Majorowicz J. — Heat flow in Poland and its relation to the geological structure. Geothermics, 1973, vol. 2, no. 1.
7. Majorowicz J. — Obraz pola ciepłego Ziemi w obszarze Polski. Roczn. Pol. Tow. Geol., 1974, z. 2—3.
8. Majorowicz J. — Strumień ciepły na obszarze Niżu Polskiego. Acta geoph. pol. 1975, nr 3.
9. Plewa S. — Regionalny obraz parametrów geotermicznych obszaru Polski. Wyd. Geofiz. Geol. Naft., Kraków, 1966.
10. Roy R., Blackwell D., Birch F. — Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. Earth Planetary Sci. Lett., 1968, vol. 5.
11. Ryka W. — Development of the Crystalline Basement of North-Eastern Poland. Mater. i Pr. Zakł. Geof. PAN, 1970, nr 34.
12. Sclater J. — New perspectives in terrestrial heat flow. Tectonophysics, 1972, vol. 13.
13. Swanberg C. A., Chessman M. D., Simmons G., Smithson S., Gronlie G., Heier K. — Heat flow — heat generation studies in Norway. Ibidem, 1974, vol. 23.
14. Węsierska M. — A study of terrestrial heat flux in Poland. Mater. i Pr. Zakł. Geof. PAN, 1973, nr 60.
15. Znosko J. — Suwałki IG-1. Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego, z. 16, Wyd. Geol., Warszawa, 1973.

SUMMARY

The paper presents results of geothermal studies covering the area of NW-Polish section of the East European Precambrian Platform. The measurements taken in the areas of Krzemianka and Udryń, where boreholes about 2.2 km deep penetrated a 1.4 km section of Precambrian intrusive iron-bearing norite-anorthosite rocks, are analysed in detail. Values of heat flow and the geothermal gradient are determined for these areas. Table III shows newly obtained as well as already published heat flow values.

Tables I and II show temperatures recorded at various depth and geothermal gradients determined for the areas of Krzemianka and Udryń.

An analysis of geothermograms from Krzemianka and Udryń boreholes has shown the occurrence of disturbances in the heat field at the depths to 0.6 km. The disturbances are related to successive glaciation epochs and to the Holocene period of climate amelioration. Temperatures higher than the mean annual temperature on the surface were recorded at the depth of 20 m. It is assumed that the distribution of temperatures in upper layers of sedimentary stage was also influenced by changes in the climate during the last 1000 years, including a period of climate deterioration (following a local climate amelioration) from the late Medieval times.

Interdependences between the distribution of geothermal parameters for NW Poland and the tectonics are found. The lowermost values were recorded in the elevated basement of the Mazury-Białoruś massif, and higher values — in the areas of the Marginal Depression, Peribaltic syncline and Podlasie trough.

Low values of heat flow are presumably related to low generation of radiogenic heat in the area studied and to the low value of subcrustal heat flow, which is typical of Precambrian Platform areas ($Q_0 = 0.6 \cdot 10^{-8}$ cal/cm²s — see Fig. 5).

Low values of temperatures recorded in the crystalline massif and negative values of geothermal gradient from its sedimentary blanket are highly advantageous for iron mining in the areas of Krzemianka and Udryń.

РЕЗЮМЕ

В статье представлены результаты геотермических исследований, проведенных в северо-восточной Польше, в пределах Восточно-Европейской докембрийской платформы. Детально анализируются данные замеров по скважинам глубиной около 2,2 км в районе местностей Кшемянка и Удрынь, которые прошли комплекс докембрийских норит-анортозитовых пород с железным оруденением мощностью 1,4 км. Определялись величины теплового потока и геотермического градиента. Новые данные и ранее опубликованные величины теплового потока приведены в таблице 3. В таблицах 1 и 2 приведены глубинные температуры и геотермические градиенты по районам Кшемянка и Удрынь.

Анализ геотермограмм по скважинам Кшемянка и Удрынь показал, что в верхних горизонтах осадочного чехла до глубины 0,6 км наблюдаются нарушения теплового поля, связанные с эпохами плейстоценовых оледенений и потеплением в голоцене. Замеренные температуры на глубине 20 м превышают средние годовые температуры на по-

верхности. Предполагается, что на распределение температур в верхних горизонтах осадочного чехла повлияли также колебания климата за последнее тысячелетие, в том числе и похолодание (после местного потепления) в позднем средневековье.

Проявляется связь в распределении геотермических параметров с тектоникой северо-восточной Польши. Минимальные величины наблюдаются в районе Мазуро-Белорусского поднятия, а более высокие в районах Краевой мульды, Прибалтийской синеклизы и Подлясского грабена. Малые величины теплового потока обусловлены, вероятно, слабой генерацией радиогенной теплоты в данном районе и небольшой величиной подкорового теплового потока, что характерно для областей докембрийских платформ ($Q_0 = 0,6 \cdot 10^{-8}$ кал/см²/сек — см. фиг. 5).

Небольшие глубинные температуры в кристаллическом комплексе и отрицательные значения геотермического градиента в осадочном чехле являются благоприятными условиями для горной разработки железорудного месторождения в районе местностей Кшемянка и Удрынь.