

Lucjan ROMAN

## Pomiary temperatury w otworze Magnuszew

### WSTĘP

Pomiary temperatury w otworze Magnuszew były wykonane trzykrotnie: 18 kwietnia 1956 r. oraz 13 czerwca i 31 grudnia 1958 r.

W czasie pierwszego pomiaru sprofilowano termicznie otwór na odcinku 47,5—750 m, w czasie drugiego 64,5—2992 m i trzeciego — 62,0—2550 m.

Pierwszy i drugi pomiar temperatury płuczki w otworze był wykonywany przy niestabilnym reżimie cieplnym. I tak okres czasu spokoju płuczki w otworze przed pomiarem w dniu 18 kwietnia 1956 r. wynosił poniżej jednej doby, a przed pomiarem w dniu 13 czerwca 1958 r. — 36 godzin. Były to okresy zbyt krótkie dla zrównania się temperatury płuczki i skał. Na podstawie tych pomiarów nie można więc ustalić wielkości stopnia geotermicznego, można wyciągnąć tylko pewne wnioski co do własności termicznych poszczególnych kompleksów skalnych.

Trzeci pomiar temperatury w dniu 31 grudnia 1958 r. (po 14 dniowym spokoju płuczki w otworze) został wykonany w warunkach ustalonego reżimu cieplnego. Na tej podstawie można wnioskować o wielkości średniego stopnia geotermicznego na zmierzonych odcinkach i o zmianach tego stopnia w zależności od własności termicznych przewierconych skał.

We wszystkich trzech przypadkach pomiary wykonano elektrycznymi termometrami oporowymi. Zakłada się, że wykonawca (Przedsiębiorstwo Geofizyki Przemysłu Naftowego), zgodnie z obowiązującymi zasadami, stosowane przy pomiarach termometry elektryczne poddawał periodycznej (co trzy miesiące) kalibracji. Wpływ zmian średnicy otworu i obecności w nim kolumn rur na zarejestrowane temperatury był nieznaczny i mieścił się w granicach, nie dających się ustalić z zarejestrowanych profili temperatur.

Ustaleniem średniego stopnia i gradientu geotermicznego w otworze Magnuszew zajmował się również St. Depowski (1960). Otrzymany rezultat porównał on z odpowiednimi danymi z terenów ZSRR.

## PIERWSZY POMIAR TEMPERATURY

W czasie pierwszego pomiaru temperatury, przy najkrótszym uprzednim okresie spokoju płuczki w otworze, lustro płuczki znajdowało się na głębokości 47,5 m i temperatura płuczki wynosiła 7°C. Temperatura płuczki była więc w tym przypadku niższa od temperatury skał. Temperatura około 7°C utrzymywała się i głębiej, bo aż do 180 m. W tych warunkach strumień ciepła płynął od skał do płuczki, powodując stopniowe jej nagrzewanie.

Wkrótce po przepłukaniu otworu (prawdopodobnie tylko do głębokości 180 m) wykonano pomiar temperatury i stąd prawie równoległy do osi głębokości jej przebieg, widoczny na fig. 1.

Dolne warstwy płuczki, pozostające przez nieco dłuższy okres czasu w spokoju, chociaż również zaburzone pomiarami elektrycznymi w dniu 17 kwietnia 1956 r., wykazują wzrost temperatury na odcinku 180÷277,5 m o 0,5°C, na odcinku 277,5÷747,5 m temperatura wzrasta z 7,9°C do 16,6°C. Szybszy wzrost temperatury zaznacza się w granicach 277,5÷352,5 m i 705,0÷750,0 m.

## PROFILE TEMPERATURY DO 200 m GŁĘBOKOŚCI

Lustro płuczki przed drugim pomiarem temperatury w dniu 13 czerwca 1958 r. obniżyło się do głębokości 64,5 m, a w czasie trzeciego pomiaru, w dniu 31 grudnia 1958 r. — do 62 m.

Temperatura płuczki w czasie drugiego pomiaru na odcinku od 64,5÷200 m różniła się znacznie od temperatury skał. Na podstawie porównania danych z drugiego pomiaru z pomiarami otrzymanymi w dniu 31 grudnia (fig. 1) temperatura płuczki była o 2,8 do 3°C wyższa od temperatury skał. Strumień ciepła przepływał więc w tym przypadku od płuczki do skał, powodując jej ochładzanie, odwrotnie, niż to miało miejsce przy pierwszym pomiarze. W związku z tym na głębokości 75 m obserwujemy odchylenie ujemne od zasadniczego przebiegu krzywej, a więc odwrotnie niż to miało miejsce w toku pierwszego pomiaru.

Porównując amplitudę anomalii temperatur w obrębie warstwy piasków od 64,5 m do 85,0 m z drugiego i trzeciego pomiaru (fig. 2) zauważymy, że amplituda ta jest znacznie większa w drugim pomiarze (0,6°C) niż w trzecim (0,3°C). Podobnie ility margliste i margle ilaste od 149 m do 161,6 m dają również ujemne anomalie o amplitudach 1,3°C i 0,8°C.

Duża zmienność własności termicznych skał w obrębie stosunkowo krótkich interwałów, występujących do 175 m, powoduje falisty przebieg zmian temperatury wraz ze zmianą głębokości, obserwowany na wszystkich trzech termogramach w początkowych górnych ich odcinkach, do głębokości 175 m. Głębiej zmiany temperatury mają przebieg bardziej prostopadły.

Wprawdzie słabo, dają się jednak zauważyć i na termogramie z pierwszego pomiaru pewne inne lokalne anomalie o znakach odwrotnych niż na pozostałych. Ich amplituda jest bardzo mała.

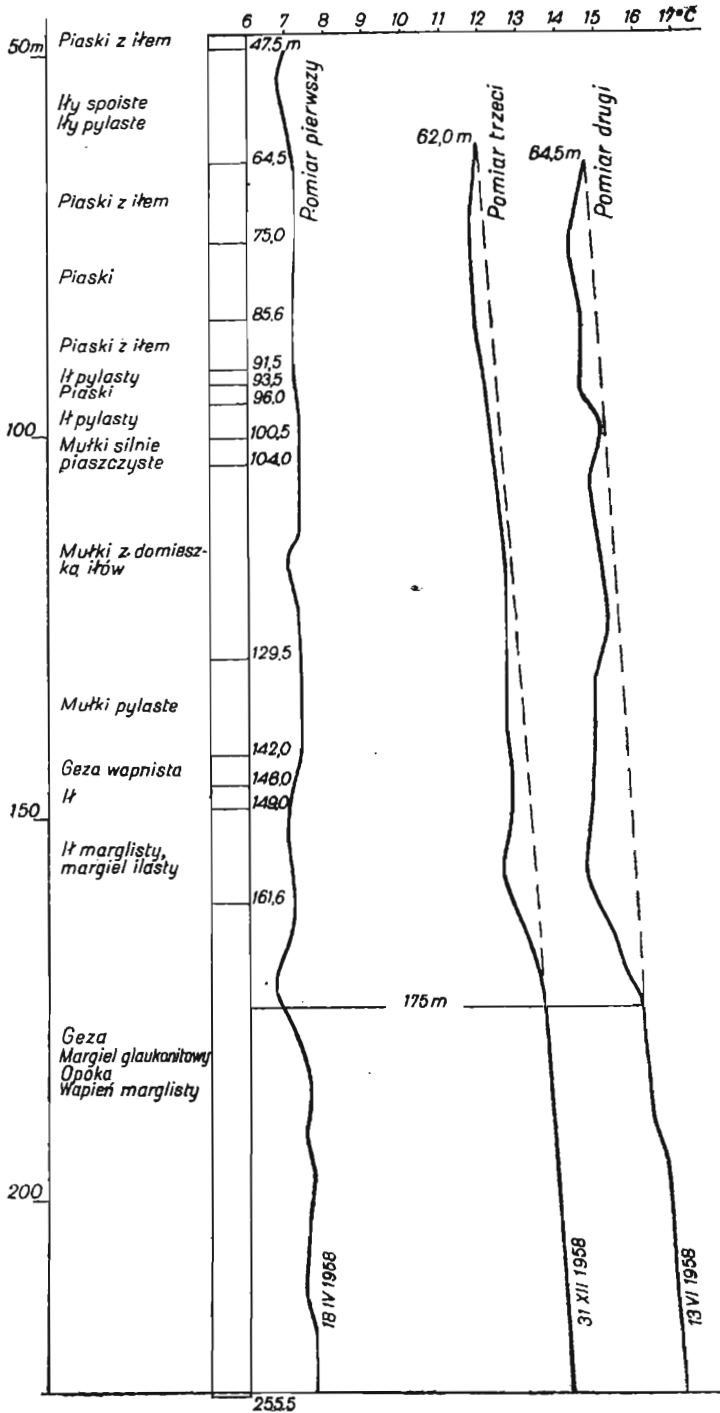


Fig. 1. Zestawienie pomiarów temperatury w otworze Magnuszew (do głębokości 200 m)

List of temperature measurements in Magnuszew bore-hole (to 200 m. depth)

Widać więc z tych przykładów, że znak anomalii na termogramach zależy od tego, czy temperatura płuczki jest wyższa, czy też niższa od temperatury skał, i że amplituda anomalii, po upływie pewnego czasu rośnie od początkowej wartości zerowej zaraz po przepłukaniu otworu do wielkości maksymalnej, po czym znowu maleje.

### PROFILE TEMPERATURY PONIŻEJ 200 m GŁĘBOKOŚCI

Fig. 2 przedstawia termogramy otworu Magnuszew poniżej 200 m, sporządzone na podstawie drugiego i trzeciego pomiaru temperatury.

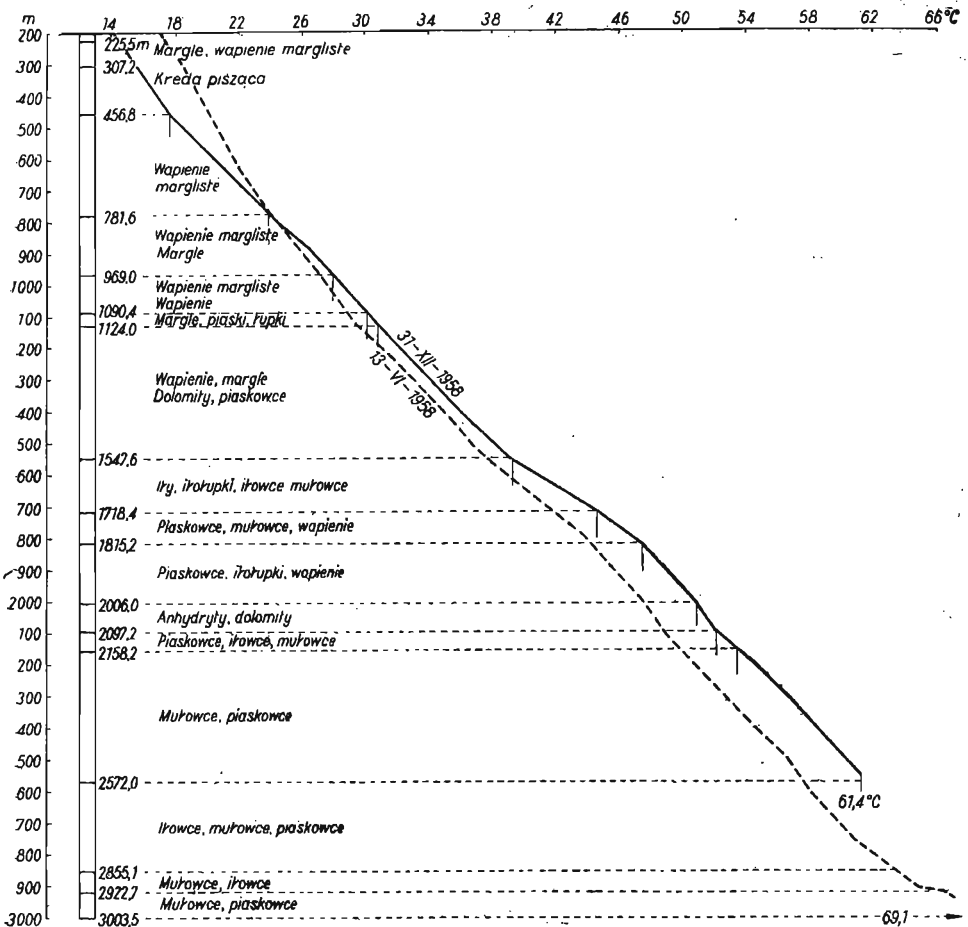


Fig. 2. Termogramy otworu Magnuszew (poniżej 200 m głębokości)  
Thermograms of Magnuszew bore-hole (below 200 m. depth)

Termogramy te przecinają się na głębokości 781,6 m, powyżej której temperatura płuczki w czasie drugiego pomiaru była wyższa od temperatury skał, a poniżej — niższa.

W czasie trzeciego pomiaru, w dniu 31 grudnia 1958 r., płuczka pozostawała uprzednio w spokoju przez okres 14 dni. W czasie tego pomiaru otwór był zarurowany do głębokości 1775 m rurami o średnicy  $9\frac{3}{8}$ ", a do głębokości 2712 m rurami o średnicy  $6\frac{5}{8}$ ".

Początkowa różnica temperatur między płuczką i skałami na głębokości 1775 m nie przekraczała  $45^{\circ}\text{C}$ , a na głębokości 2712 m —  $60^{\circ}\text{C}$ . W takich warunkach, zgodnie z pracą W. N. Dachnowa i D. J. Dżakonowa (1952), dla pomiaru temperatury z dokładnością do  $1^{\circ}\text{C}$  okres postoju płuczki w otworze winien wynosić odpowiednio od 9 do 13 dni. Zastosowany więc 14-dniowy postój płuczki w otworze na całym mierzonym odcinku był wystarczający dla dokonania pomiaru naturalnej temperatury skał z dokładnością do  $1^{\circ}\text{C}$ .

Można więc przyjąć, że w czasie trzeciego pomiaru ilości ciepła jakie poszczególne warstwy płuczki pobierały od skał, równały się oddawanym ilościom ciepła. Wobec tego pomiar odbywał się w warunkach ustalonej wymiany ciepła i ustalonych temperatur. Termogram z trzeciego pomiaru jest więc obrazem naturalnych zmian temperatur skał zależnie od głębokości, czyli że można go nazwać geotermogramem.

Krzywa zmian temperatury zależnie od głębokości została wykonana na podstawie pomiarów z dnia 13.VI.1958 r. przy nieustalonym reżimie cieplnym w otworze, w warunkach sztucznego pola cieplnego. Dla niej więc przyjmujemy termin termogramu.

## KOMPLEKSY TERMICZNIE JEDNORODNE I ICH GRADIENTY

Zmiany temperatury wraz ze zmianą głębokości przedstawione geotermogramem w formie linii łamanej składającej się z odcinków prostych, nachylonych pod różnymi kątami do osi współrzędnych. Tangensy kątów nachylenia poszczególnych odcinków do osi głębokości przedstawiają wielkości pionowych gradientów geotermicznych na danych głębokościach. Geotermogram jest więc równocześnie obrazem zmian gradientu geotermicznego. Możemy więc stwierdzić, zgodnie z poglądem St. Pawłowskiego, że dla pogłębienia problematyki pomiarów w otworach nie wystarcza charakterystyka warunków geotermicznych tylko przy pomocy średniej przeciętnej wartości stopnia geotermicznego.

Załamania krzywej gradientu geotermicznego wiążą się w profilu Magnuszew ze zmianami litologicznymi. Na przykład ostra zmiana wielkości gradientu geotermicznego, widoczna na wykresie na głębokości 1547,6 m, zaznacza granicę między wyżej leżącymi skałami węglanowymi i niżej leżącymi skałami ilastymi; na głębokości 2097,2 m wyznacza ona granicę między wyżej leżącymi anhydrytami i podścielającymi je skałami piaszczysto-ilastymi.

W sumie wydzielono 13 kompleksów, w obrębie których obserwuje się na ogół stałość gradientu geotermicznego. Głębokości tych kompleksów, odpowiadające im temperatury, różnice temperatur, gradienty i ich wagi w całości profilu przedstawiono w tabeli 1.

Średni więc gradient dla kompleksu od 62 m do 2555 m wynosi  $0,01987^{\circ}\text{C}/1\text{ m}$  i odpowiednio średni stopień geotermiczny 50,3 m. Nie jest to dokładnie średni stopień geotermiczny dla Magnuszewa do

Tabela 1

## Wielkości gradientów w otworze Magnuszew

Kompleks od — do w m	Temperatura od — do w °C	Różnica temperatur $\Delta t_i$	Grubość kompleksu w m $\Delta z_i$	Gradient $\Gamma_i = \frac{\Delta t_i}{\Delta z_i}$	Waga $W_i$
62,0 — 175,0	11,9 — 13,6	1,7	113,0	0,01504	3
175,0 — 456,8	13,6 — 17,6	4,0	281,8	0,01419	8
456,8 — 781,6	17,6 — 23,9	6,3	324,8	0,01939	10
781,6 — 969,0	23,9 — 28,0	4,1	187,4	0,02188	6
969,0 — 1090,4	28,0 — 30,2	2,2	121,4	0,01812	4
1090,4 — 1124,0	30,2 — 30,7	0,5	33,6	0,01488	1
1124,0 — 1547,6	30,7 — 38,9	8,2	423,6	0,01936	13
1547,6 — 1718,4	38,9 — 44,6	5,7	170,8	0,03337	5
1718,4 — 1815,2	44,6 — 47,5	2,9	96,8	0,02993	3
1815,2 — 2006,0	47,5 — 51,0	3,5	190,8	0,01834	6
2006,0 — 2097,2	51,0 — 52,1	1,1	91,2	0,01206	3
2097,2 — 2158,2	52,1 — 53,4	1,3	61,0	0,02131	2
2158,2 — 2555,0	53,4 — 61,4	8,0	396,8	0,02016	12

Dla obliczenia średniego gradientu geotermicznego ( $\Gamma_{\text{śr}}$ ), dla interwału 62 — 2555 m, na podstawie wielkości gradientów (kolumna 5 tabeli 1) posłużono się niżej podanym wzorem. W wzorze tym uwzględniono wpływ grubości danego kompleksu na średni gradient przez wprowadzenie odpowiedniej wagi ( $W_i$ ).

$$\Gamma_{\text{śr}} = \frac{\sum_{i=1}^{i=13} \Gamma_i \cdot W_i}{\sum_{i=1}^{i=13} W_i} = 0,0198740 \text{ C/1 m}$$

2555 m głębokości, ponieważ średni stopień dla danej głębokości należy liczyć od głębokości, na której zanikają roczne zmiany temperatury zależne od dopływu energii słonecznej. Położenie zwierciadła słupa płuczki w otworze na głębokości 62 m uniemożliwiło wykonanie pomiaru temperatury na odcinku od 0 do 62 m.

## WYRÓWNYWANIE TEMPERATUR MIĘDZY PŁUCZKĄ I SKAŁAMI

Termogram z 13.VI.1958 r., poczynając od punktu przecięcia z geotermogramem na głębokości 781,6 m, oddala się od niego coraz bardziej ku górze, jak i ku dołowi otworu. Na głębokości 200 m różnica temperatur między nimi wynosi już  $+3^\circ\text{C}$ , a na głębokości 2555 m —  $4^\circ\text{C}$ . Różnice temperatur między tymi dwoma pomiarami zależą od początkowej różnicy temperatur między płuczka i skałami. Ta początkowa różnica była tym większa, im występowała dalej od punktu przecięcia.

Można przyjąć, że ostygnięcie lub nagrzewanie płuczki w punktach dostatecznie oddalonych od granic warstw o różnym przewodnictwie

cieplnym miało charakter ostygnięcia cylindra o nieskończonej długości, zapełnionego jednorodnym ośrodkiem, którego temperatura w początkowym momencie czasu była stała.

Jeśli weźmiemy pod uwagę na przykład punkty położone na głębokościach 382,0 m (w obrębie kredy piszącej), 619,2 m (w obrębie wapieni marglistych), 1633,0 m (w obrębie skał ilastych) i 2051,6 m (w obrębie występowania anhydrytów), to stwierdzimy, że odpowiednie początkowe różnice temperatur na tych głębokościach między płuczką i skałami wynoszące  $\Delta t_0 = 7,5^\circ\text{C}$ ;  $3,3^\circ\text{C}$ ;  $-15,9^\circ\text{C}$ ;  $-23,8^\circ\text{C}$  zmniejszyły się po upływie 36 godzin do  $\Delta t = 2,3^\circ\text{C}$ ;  $1,3^\circ\text{C}$ ;  $-2,1^\circ\text{C}$  i  $-3,8^\circ\text{C}$ .

Odpowiednie stosunki  $\frac{\Delta t}{\Delta t_0}$  wynosiły:

na głębokości	382,0 m (kreda pisząca)	— 0,37
	619,2 m (wapień margliste)	— 0,39
	1633,0 m (skały ilaste)	— 0,13
	2051,6 m (anhydryty)	— 0,16

Dla anhydrytu, którego gradient geotermiczny wynosi  $\Gamma = 0,01206$ , dla kredy piszącej  $\Gamma = 0,01419$  i dla wapieni marglistych  $\Gamma = 0,01939$ , wraz ze wzrostem gradientu geotermicznego, a więc i oporu cieplnego, maleje tempo wyrównania temperatur między płuczką i skałami otaczającymi. W skałach ilastych, natomiast tempo zrównania temperatury płuczki z ich temperaturą jest większe nawet niż w anhydrycie, mimo że ich opór cieplny, sądząc po wielkości gradientu geotermicznego, byłby znacznie większy. Mają więc prawdopodobnie wpływ na przebieg tego zjawiska i inne jeszcze czynniki.

Na podstawie tych przykładów możemy stwierdzić, że zależnie od własności cieplnych skał otaczających otwór charakter ogrzewania płuczki będzie różny. Anomalii podwyższonego tempa ogrzewania płuczki, w obrębie skał ilastych w stosunku do pozostałych występujących w otworze skał, mimo ich podwyższonego oporu cieplnego i nawet kawerny 100 mm w łańch na głębokości od 1547,6 m do 1585 m, nie można na razie wytłumaczyć.

## OPÓR CIEPLNY WYDZIELONYCH KOMPLEKSÓW

W warunkach, w których można przyjąć, że nie ma zmian w wielkości strumienia cieplnego w poszczególnych przekrojach otworu na różnych głębokościach, gradient geotermiczny jest wprost proporcjonalny do oporu cieplnego skał. Zakładając więc stałość strumienia cieplnego w pobliżu otworu Magnuszew, możemy wnioskować na podstawie wielkości stopnia geotermicznego o właściwym oporze cieplnym skał.

Przyjęte jest podawanie gradientu geotermicznego jako przyrostu temperatury skał w  $^\circ\text{C}$  przy obniżeniu w pionie nie o jeden, lecz o 100 metrów. Tak określony gradient geotermiczny dla niektórych utworów litologicznych na różnych głębokościach w otworze Magnuszew, kształtuje się następująco dla poszczególnych skał:

kreda pisząca	307,2 ÷ 456,8 m — 1,4°C/100 m
wapienie margliste	456,8 ÷ 781,6 m — 1,9°C/100 m
wapienie margliste i margle	781,6 ÷ 969,0 m — 2,2°C/100 m
iły, iłołupki, iłowce, mułowce	1547,6 ÷ 1718,4 m — 3,3°C/100 m
anhydryty, dolomity	2006,0 ÷ 2097,2 m — 1,2°C/100 m
mułowce, piaskowce	2158,2 ÷ 2555,0 m — 2,0°C/100 m

Najmniejszy gradient geotermiczny (1,2°C na 100 m) obserwujemy w obrębie anhydrytów, występujących na głębokości 2006,0 ÷ 2097,2 m.

Zgodnie więc z przyjętym założeniem stałości strumienia ciepłego, opór cieplny anhydrytów byłby najmniejszy. Największy gradient (3,3°C/100 m) obserwujemy w obrębie skał ilastych, występujących na głębokości 1547,6 ÷ 1718,4 m, ich więc opór cieplny byłby największy.

W masie wapieni, margli, dolomitów, a zwłaszcza kredy, występujących do głębokości 1547,6 m, krzywa zmian temperatury zależnie od głębokości ma stosunkowo nieduży kąt nachylenia, świadczący o stosunkowo niskich oporach cieplnych tych utworów. W terygenicznych osadach, podścielających anhydryty i dolomit od głębokości 2097,2 m, gradient i opór cieplny wzrastają.

## WNIOSKI

Zgodnie ze stanowiskiem W. N. Dachnowa (1955) na obszarach platformowych i w pofałdowanych strefach orogenezy mezo- i paleozoicznej gradient geotermiczny waha się w granicach od 0,76 do 3°C/100 m. Wyliczona średnia wielkość gradientu 1,987°C na 100 m jest więc wartością przeciętną dla tego typu obszarów.

Zgodnie z klasyfikacją Königsbergera (1937), stosownie do wielkości stopnia geotermicznego przeciętnego dla utworów w otworze Magnuszew (50,3 m/1°C), rejon Magnuszewa należałoby zaliczyć do rejonów, które zbudowane są ze skał wulkanicznych, solnych, albo z osadów o gęstości 2,6 g/cm<sup>3</sup> i od permu nie były zaburzone, względnie podlegały tylko słabym zjawiskom magmatycznym i tektonicznym.

Według J. Znoski (1961), niezaburzone utwory Magnuszewa powstały w obszarze szelfowym subwaryscyjskiej geosynkliny Łysogór na pofałdowanym podłożu nieokreślonego wieku.

Zakład Geofizyki I.G.

Nadesłano dnia 11 października 1961 r.

## PIŚMIENNICTWO

- ДАХНОВ В. Н. (1955) — Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. Гостоптехиздат. Москва.
- ДАХНОВ В. Н., ВЪЯКОНОВ Д. И. (1952) — Термические исследования скважин. Гостоптехиздат. Москва—Ленинград.



- DEPOWSKI S. (1960) — Pomiar stopnia geotermicznego w wierceni u oporowym Magnuszew. Prz. geol. nr 9, p. 475—476. Warszawa.
- JAKOSKY J. J. (1949) — Exploration Geophysics. Thermal Methods. Trija Publishing Company. Los Angeles.
- KRASSOWSKA A. (1959) — Komunikat z wierceni a oporowego Magnuszew. Prz. geol., nr 6, p. 275—276. Warszawa.
- NIEMCZYCKA T. (1959) — Opracowanie utworów jury w wierceni u Magnuszew. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- PAWLOWSKA K. (1959) — Opis wierceni a Maguszew. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- PAWLOWSKI S. (1957) — Wyniki rdzeniowania elektrycznego i pomiarów temperatury. Biul. Inst. Geol., 124, p. 114—118. Warszawa.
- ROTHÉ J. P. (1962) — Prospection geophysique, Methodes geothermiques. Paris.
- ZNOSKO J. (1961) — W sprawie głębokich wierceń na Niżu Polskim. Prz. geol., nr 4, p. 177—182. Warszawa.

Люциан РОМАН

### ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В СКВАЖИНЕ МАГНУШЕВ

#### Резюме

В статье рассматриваются результаты трехкратного измерения температуры, проведенного в скважине Магнушев (Фиг. 1 и 2). Фигура 1 содержит сводку трех измерений до глубины 200 м, фигура 2 содержит сводку двух измерений от 200 до 2555 м.

На фигуре 1 видно, что знаки и амплитуды локальных аномалий температуры зависят от взаимного отношения температуры бурового раствора и температуры горных пород. Перед первым измерением температуры буровой раствор оставался в покое в скважине менее 24 часов, перед вторым — 36 час. и перед третьим — 14 суток.

На термограмме (фиг. 2) видна определенная зависимость профиля температуры полученной в третьем измерении от литологического разреза скважины. Геотермические градиенты для отдельных выделенных комплексов приводятся в таблице 1. Для вычисления среднего градиента для интервала от 62 м до 2555 м (0,01987 гр.С/1.м) введен вес зависящий от мощности данного комплекса. С возрастанием геотермического градиента убывает темп выравнивания температуры между буровым раствором и окружающим комплексом горных пород.

Lucjan ROMAN

### TEMPERATURE MEASUREMENTS IN MAGNUSZEW BORE-HOLE

#### Summary

The author discusses the results of temperature measurements carried out three times in succession in the Magnuszew bore-hole in Centrale Poland (Figs. 1 and 2). In Fig. 1 he presents 3 measurements to 200 m. depth, in Fig. 2 two measurements made at the depth from 200 to 2555 m.

Thermograms Fig. 1 discloses that the signs and amplitudes of local anomalies in temperature depend of the relative proportion of temperature of the boring mud and of the rock temperature. Preceding the first temperature measurements, the mud was left motionless in the bore hole less than 24 hours; before the second measurements, this period was 36 hours and, before the third, 14 days.

In Fig. 2 the interdependence between the temperature found by the third measurement and the lithological profile of the bore-hole is clearly visible. For the individual rock complexes, the geothermal gradients have been shown in Table 1. For computing the mean gradient for the interval from 62 m. to 2555 m. ( $0.01987^{\circ}\text{C}$  per 1m.), the author utilized weight depending of the thickness of the given complex. Generally speaking, the rate of equalization of temperatures between mud and surrounding rock complex decreases with the rise of the geothermal gradient.