



Title	5. 1m深地温に就いての2、3の問題
Author(s)	福富, 孝治; FUKUTOMI, Takaharu
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 9, 45-53
Issue Date	1962-03-06
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.9.45
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13836
Type	departmental bulletin paper
File Information	9_p45-53.pdf



5. 1 m 深地温に就いての2, 3の問題*

福 富 孝 治

(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和36年8月受理 —

I. 序 言

筆者等は屢々温泉地域において1 m 深地温を面積 $50 \times 50 \text{ m}^2$ 又は $100 \times 100 \text{ m}^2$ に1点位の割合で実測し、その水平分布図をつくり、地下構造特に地下熱源の形の推定と地下の熱源(主として温泉脈)から周囲の岩石を通して熱伝導により大気中に放出される熱量の推算の資料に用いている。

しかし、1 m 深地温に関しては次のような種々の問題がある。例えば、通常1 m 深地温の値は気温の年周変化の影響を受けているが、これらの値から年周変化などの影響のない一定気温(たとえば 0°C) の場合の地温の値に換算したり、或いは異なった2つ以上の季節に於いて行なった同一温泉地域の1 m 深地温の測定値を1つの季節の値に換算するには如何したらよいか又は1 m 深地温と同一地点の0.5 m 地温とから求められた地温の垂直温度傾度と1 m 深地温の値とは直線的關係で変化するが、その理論的根拠並びにその常数の物理的意味はどうか等の問題がある。以下にこれらの3つの問題について考察を行なってみよう。

II. 1 m 深地温の実測値を温泉脈の様な特殊熱源 だけによる地温の値に換算する方法

深さ1 m の地温の値は気温の日週変化の影響は殆んど受けないが、それより長い周期の気温変化、例えば年周変化の影響を受けて変化する。又温泉脈のような特殊熱源が地下にない普通の場所においても、地表から地下に向って100 m 毎に 3°C というような普通の地下増温率(これを α とする)で略々直線的に地温は上昇する。これは普通の場所でも地下かなり深い所には定常的熱源が存在しているための影響であると考えることが出来る。温泉地などでは、更に地下に温泉脈のような特殊な熱源が比較的浅い所に存在しており、以上の3つの影響で1 m 深地温の分布はかなり複雑な様子を呈している。従って、若し上記の3つの中初め2つの影響を取除いて温泉脈のような特殊熱源だけによる地温分布を知ることが出来れば好都合である。このため上に述べたような温泉地の熱的狀態をかなり一般的に示す模型(I)を考えて議論を進めることにする。

* 北海道大学理学部地球物理学教室談話会, No. 2 (昭和30年4月26日), No. 4 (昭和31年6月26日), No. 6 (昭和32年6月25日) に於いて発表。

第1図において、ef は平坦な地面である。地面から垂直下方に z 軸をとり地面内に直交軸、 x, y をとる。地中は到る所均質でその熱拡散率を K とし、点 (x, y, z) の地温を θ とする。従って、地中の熱伝導方程式は

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = K \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) \quad (1)$$

で表わされる。但し t は時間、 $K = \frac{\kappa}{\rho c}$ で κ, ρ, c は夫々岩石の熱伝導度、密度、比熱である。

境界条件としては題意に適するように次の3つの関係を与える。

1) 地面においては Newton の冷却法則に従って熱が地中から空気中に流れていると仮定する。

$$\therefore \left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{z=0} = h(\theta_0 - T_a) \quad (2)$$

但し、 $\left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{z=0}$ は地中の垂直温度傾斜の地表における値、 θ_0 は地表の地温、 $h = h'/\kappa$ で h' は Newton の冷却常数、 T_a は気温である。

気温は年周変化を主とした次式で表わされるものとする。

$$T_a = T_m + \sum_{n=1}^{\infty} A_n \sin(n\omega t - \epsilon_n) \quad (3)$$

但し、 T_m はその土地の年平均気温、 $\omega = \frac{2\pi}{\tau}$ 、 τ は 365 日、 t の単位は日、 $n=1, 2, 3, \dots$ なる整数、 A_n, ϵ_n は夫々 τ/n なる周期の気温変化の振幅及び位相の遅れである。

2) 深さ d に地面に平行な gi 面を考え、この面の温度は常に一定温度

$$\theta_a = T_m + \frac{a}{h} + ad \quad (4)$$

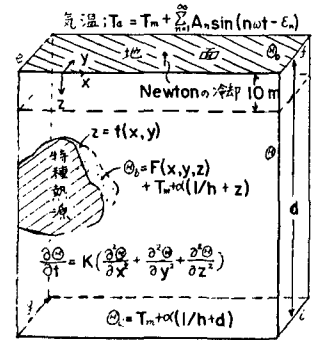
に保たれているものとする。 a は常数で模型 (III) の場合の地温垂直勾配である。 θ_a, a 及び d は互に独立ではなく3つの中2つがきまれば(4)式によってもう1つもきまる。一般に d は次に述べる特殊熱源の影響が及ばない程深くとる方が好都合である。

3) d と比較してかなり浅く、しかも気温の年週変化の影響(周知のように凡そ深さ 10 m 迄)は及ばない程度の深さに温泉脈の様な特殊熱源 $z=f(x, y)$ があって、その表面温度は

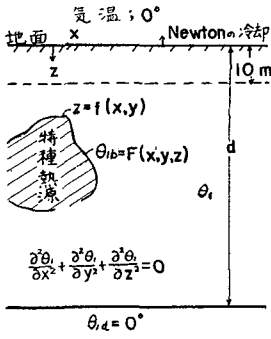
$$\theta_b = F(x, y, z) + T_m + a \left(\frac{1}{h} + z \right) \quad (5)$$

で表わされるものと仮定する。

次に模型 (II) 及び (III) を考える。模型 (II) (第2図 a) に於いては、気温は常に 0°C で地面では矢張り Newton の冷却が行なわれている。地面からの深さ d の gi 面では温度 θ_{1d} は 0°C

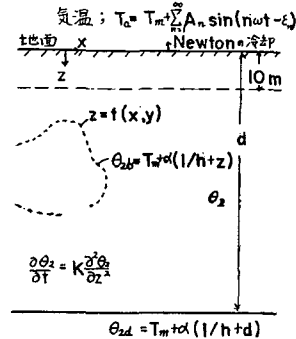


第1図 模型 (I)
Fig. 1. Model (I)



第2図(a) 模型 (II)

Fig. 2. (a) Model (II)



第2図(b) 模型 (III)

Fig. 2. (b) Model (III)

に保たれている。特種熱源 $z=f(x, y)$ の表面温度 θ_{1b} は $F(x, y, z)$ である。温泉脈のような特種熱源はその成生以来長年月を経過しているので地中の温度分布は定常状態に達していると考えられる。他の条件は模型 (I) と同様である。この模型における点 (x, y, z) の温度を θ_1 で表わす。この場合の地中の熱伝導の式は

$$\frac{\partial^2 \theta_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta_1}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta_1}{\partial z^2} = 0 \tag{6}$$

となる。

次に模型 (III) (第2図 b) に於いては、気温は (3) 式によって変化し、地面から Newton の冷却が行なわれているのも同様である。深さ d の gi 面では温度 θ_{2d} は (4) 式と同じ値である。特種熱源 $z=f(x, y)$ の表面温度 θ_{2b} は

$$\theta_{2b} = T_m + a \left(\frac{1}{h} + z \right) \tag{7}$$

で、気温が T_m で一定値の場合の定常的な温度の垂直分布の値と一致しているとする。他の条件は模型 (I) と同様である。この場合、熱の移動は x, y には無関係で z と t に関係して行なわれるので、 z の深さの温度を θ_2 とすれば地中の熱伝導の式は

$$\frac{\partial \theta_2}{\partial t} = K \frac{\partial^2 \theta_2}{\partial z^2} \tag{8}$$

で表わされる。

さて、模型 (I), (II) 及び (III) の間には

$$\theta = \theta_1 + \theta_2 \tag{9}$$

なる関係があり、(9) 式は (1), (6) 及び (8) の熱伝導方程式は勿論、地面及び深さ d の gi 面並びに特殊熱源 $z=f(x, y)$ の表面における温度についての総ての境界条件を満足している* (9) 式の

* 若し熱源の深さが気温の周期的変化の影響が及ぶ 10 m 以浅まで延びている場合には、この深さの範囲では θ_2 の値には $T_m + a(1/h + z)$ 以外に周期的変化の項が入ってくるので、熱源の表面温度と一致しない。即ち境界条件は満足されない。

関係が $z=1\text{ m}$ 即ち 1 m 地温についても成立することは勿論である。

次に各模型が実際にどんな場合を代表しているか考えてみよう。模型 (I) が一般的な温泉地の場合に相当することは前に述べた通りである。模型 (II) は地下に温泉脈のような特種熱源だけが存在し水平方向に熱源から充分隔ると温度 0° 、又垂直下方に充分離れた地面からの深さ d で矢張り温度 0° 、空気の温度も 0° で地面から Newton の冷却が行なわれている簡単な場合である。模型 (III) は温泉の様な特種熱源のない普通の土地の熱的地下状態を示す場合或は温泉地では地下の温泉熱源から充分離れたその温泉地周辺地域を表わすと考えられる。

一温泉地域において数日間に 1 m 深地温が多くの場所で測定された場合、その値は θ である。熱源に近い場所と同じ高さ同じ土質と思われるその周辺地域の地温の値は θ_2 である。この値が果して特種熱源から充分離れていて模型 (III) に相当する値になっているかどうかは福富の表¹⁾から近似的に判定される。従って (9) 式に依って周辺地域の θ_2 の平均値を各 θ の値から差引いて各点毎に θ_1 の値を求めれば、これらが模型 (II) の温泉脈のような特種熱源だけによる地温の値となる。

このような関係は 1 m 深の垂直地温傾斜についても全く同様に成立する。

III. 1 m 深地温の実測値を異なつた時期の値に換算する方法

時期 t_0 及び t_1 に温泉地域の同一測点で測られた 1 m 深の地温は (9) 式によって次の様に表わされる。

$$\theta_{z=1}(x, y, t_0) = \theta_{1,z=1}(x, y) + \theta_{2,z=1}(t_0) \quad (10)$$

$$\theta_{z=1}(x, y, t_1) = \theta_{1,z=1}(x, y) + \theta_{2,z=1}(t_1) \quad (11)$$

(10), (11) 両式に於いて $\theta_{1,z=1}$ は時間に関係なく同じ値であるから、両式を辺々引算をすれば

$$\theta_{z=1}(x, y, t_0) = \theta_{z=1}(x, y, t_1) + \{\theta_{2,z=1}(t_0) - \theta_{2,z=1}(t_1)\} \quad (12)$$

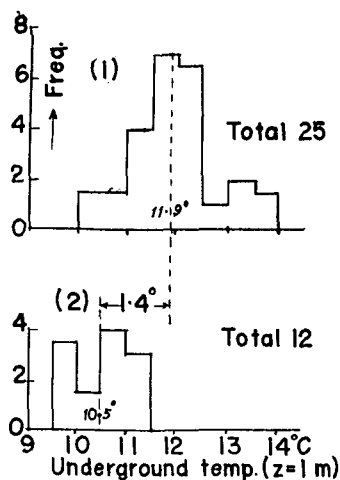
が得られる。

故に、 t_1 に於いて測定された値を t_0 の値に換算するには、 t_0 に於ける周辺地域の値から t_1 の周辺地域の値を引いた値を温泉地域の t_1 の測定値に加えればよいのである。この様な関係は 1 m 深地温だけでなく 1 m 深の地温垂直傾斜についても成立する。又この関係は表面条件が Newton の冷却でなく地面温度一定の場合にも成立する。地面温度一定の場合は更に時期によって熱拡散率が異なる場合にも成立するのである。

次に 1 例として糠平温泉地域²⁾ に於いて昭和 27 年 10 月 4~7 日と昭和 30 年 10 月 26~28 日の両回行なつた 1 m 深地温の測定値について (12) 式の関係が果して成立しているかどうかを検討してみよう。

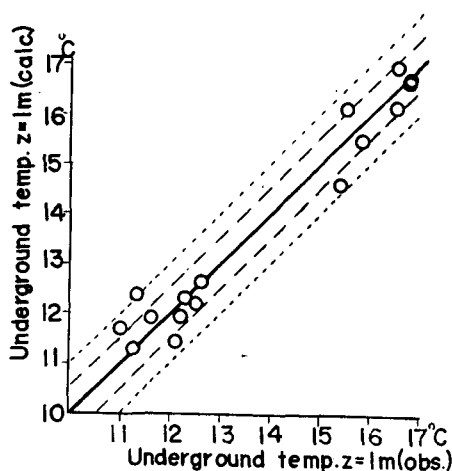
1) 福富孝治：北大地球物理学研究報告 1 (昭和 26 年), 21.

2) 福富孝治：北海道衛生部編, 北海道温泉調査報告 1 (昭和 30 年), 1.



第3図 糠平温泉周辺地域の1 m 深地温の異つた時期における値の比較
 (1): 昭和27年10月4~7日
 (2): 昭和30年10月26~28日

Fig. 3. Comparison of underground temperatures ($z=1$ m) observed in Oct. 4-7, 1952 (upper) at the outskirts of Nukabira hot spring with those observed in Oct. 26-28, 1955.



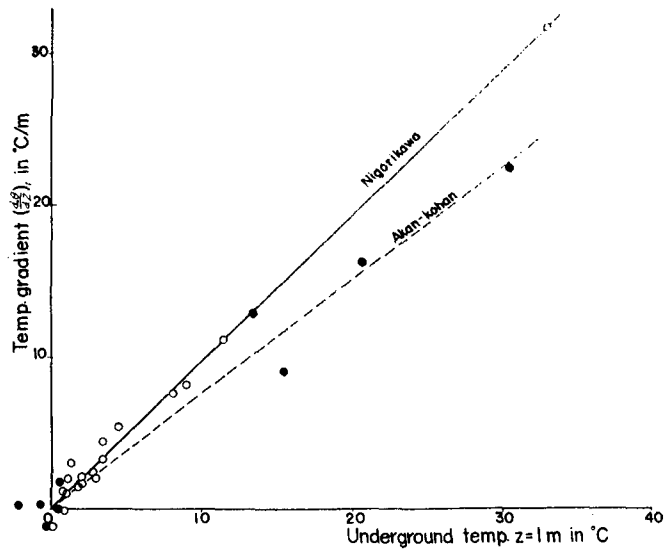
第4図 糠平温泉地域における昭和27年10月4~7日の地温の実測値(横軸)と昭和30年10月26~28日の同地点の測定値を上記の期日に換算した値(縦軸)との関係

Fig. 4. Relation between observed value of underground temperature ($z=1$ m) and the corresponding value reduced to the same period from that observed in different period.

第3図(上)及び(下)は夫々第1回及び第2回測定における周辺地域の1 m 深地温の値を0.5°C毎に分けてその頻度を示したものである。それらの平均値は夫々11.9°及び10.5°でその差即ち(12)式右辺第2項の値は1.4°である。両回の測定において温泉地域全体で重複した測点が16あるので、(12)式によって第2回の測定値に1.4°を加えて第1回への換算値を求め、これを縦軸にとり、それに対応する第1回の測定値を横軸にとって示したのが第4図である。図から判るように換算値と実測値はかなりよく一致しており、全体の数の凡そ70%は±0.5°Cの誤差範囲に、94%は±1.0°Cの誤差の範囲に入っている。

IV. 深さ1 m における地温と地温垂直勾配との関係

温泉地域で1 m 深地温を測定する際、地温が高い測点低い測点を10ヶ所位選んで深さ0.5 mの地温を測定し、両温度から0.75 mにおける地温の垂直勾配 $\left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)$ を算出し、その場所の1 m 深地温 θ_1 との関係を探ると比例関係が得られる。第5図にはその例として濁川温泉地域(図中白丸)と阿寒湖畔温泉地域(図中黒丸)の場合を示した。図の値は実測した地温及び温度勾配から前章に述べたように、周辺地域の地温及び温度勾配を差引いて、特種熱源だけが存在し、地面からは0°の空気へNewtonの冷却が行なわれる場合に直してある。



第 5 図 濁川及び阿寒湖畔の両温泉地域における深さ 0.75 m の地温垂直勾配と 1 m 深地温との関係

Fig. 5. Relation between vertical temperature gradient at $z=0.75$ m and the corresponding underground temperature at $z=1$ m in the Nigorikawa and the Akan-kohan hot spring regions.

第 1 表

温泉地域	R (1/m)	h_1 (1/m)	$\times 10^{-3}$ ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$)	$\times 10^{-4}$ ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$)
阿寒湖畔 ³⁾	0.77	3.4	(1.7)	0.58
川湯 ⁴⁾	1.12	—	—	—
層雲峡 ⁵⁾	0.95	19	0.83	1.6
定山溪 ⁶⁾	0.82	4.5	(1.7)	0.77
洞爺湖 ⁷⁾	0.96	24	(1.7)	4.1
カルルス ⁸⁾	0.79	3.8	(1.7)	0.65
濁川 ⁹⁾	0.94	33	3.2	10.7
平均	0.91	14.6		3.0

3) 福富孝治・須川明・藤木忠美：北海道衛生部編，北海道温泉調査報告 5 (昭和 32 年)，15.

4) 福富孝治・須川明・藤木忠美：北大地球物理学研究報告，4 (昭和 31 年)，39.

5) 福富孝治・藤木忠美・須川明・梶原昌弘・大谷清隆：北海道衛生部編，北海道温泉調査報告 7 (昭和 35 年)，13.

6) 福富孝治・藤木忠美・須川明・中尾欣四郎：同上 6 (昭和 33 年)，17.

7) 福富孝治・藤木忠美・須川明：同上 4 (昭和 32 年)，1.

8) 福富孝治・藤木忠美・須川明：未発表.

9) 福富孝治・藤木忠美・須川明・大谷清隆・徳永英二：未発表.

第 1 表は、北海道の主要温泉数ヶ所において、第 5 図のような関係から求めた比例常数 $\left\{ \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) / \theta_1 \right\} \equiv R$ の値を示したものである。 R の値は 0.77~1.12 の範囲で変化し、その平均値は 0.91 であった。

いま空気の温度を基準にとって 0° とし、地面温度を θ_0 、地温の垂直勾配の地面における値を $\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_0$ とすれば、Newton の冷却式が成立つ場合には

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_0 = h_1 \theta_0 \quad (13)$$

なる関係がある。ここに $h_1 = \frac{H}{k_1}$ で、 k_1 は土の熱伝導度、 H は放熱係数である。 $H \rightarrow \infty$ 即ち $h_1 \rightarrow \infty$ とすれば地面温度が一定 (ここでは 0°) に保たれている場合に当る。

次に深さ 1 m における地温勾配 $\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_1$ と地温 θ_1 との比 R が如何な常数であるかを種々の場合について調べてみよう。

1) 土地が深い所まで均質な場合、或いは下層とは異なった熱伝導度 k_1 の薄い表層があるが、その厚さが 1 m より厚い場合。

この場合深さ 1 m における地温 θ_1 及び温度の垂直勾配 $\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_1$ は近似的には次式で与えられる。

$$\theta_1 = \theta_0 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_0 \cdot 1 \quad (14)$$

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_1 = \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_0 + \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right)_0 \cdot 1 \quad (15)$$

故に (13), (14) 式及び (15) 式から θ_0 及び $\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_0$ を消去すれば

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_1 = \frac{h_1}{1+h_1} \theta_1 + \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right)_0 \cdot 1 \quad (16)$$

が得られる。

熱源の深さは 1 m に比して充分大きいので、地表附近の温度分布は単純であり、二次微分係数 $\left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right)_0$ は他項に比較してかなり小さいと考えられる。従つて近似的に $\left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right)_0$ を度外視すると

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_1 = \frac{h_1}{1+h_1} \theta_1 = \frac{1}{1+\frac{1}{h_1}} \theta_1 \quad (16')$$

が得られる。但し、 $\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_1$ の単位は $\left(\frac{1}{m} \right)$ である。

故に、この場合の R は近似的には $h_1/(1+h_1)$ となり一般に 1 より小さい値である。 $h_1 \rightarrow \infty$ 即ち地面温度が一定の場合は $R=1$ である。

2) 熱伝導度 k_1 で厚さ s が 1 m 以下の薄い表層があつて、その下に熱伝導度 k_2 の層がある場合。

地表及び深さ 1 m の地温を夫々 θ_0 及び θ_1 とし、地表、上層と下層との境界面の上面及び下面並びに深さ 1 m の温度勾配を夫々 $\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)_0$, $\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)'$, $\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)''$ 及び $\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)_1$ とすれば、

$$\theta_1 = \theta_0 + \left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)_0 s + \left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)'' (1-s) \quad (17)$$

$$\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)' = \left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)_0 + \left(\frac{\partial^2\theta}{\partial z^2}\right)_0 s \quad (18)$$

$$k_1 \left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)' = k_2 \left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)'' \quad (19)$$

$$\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)_1 = \left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)'' + \left(\frac{\partial^2\theta}{\partial z^2}\right)'' (1-s) \quad (20)$$

なる関係が成立つ。熱源の深さが充分大きければ (18), (20) 式の $\left(\frac{\partial^2\theta}{\partial z^2}\right)_0 s$ 及び $\left(\frac{\partial^2\theta}{\partial z^2}\right)'' (1-s)$ は他の項に比較して小さく近似的には無視出来ると考えられるから、従ってこれらの式と (13) 式とから次の関係が得られる。

$$\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)_1 \simeq \frac{1}{\frac{k_2}{H} + \frac{k_2 - k_1}{k_1} s + 1} \theta_1 = \frac{h_2}{1 + h_1 s + h_2 (1-s)} \theta_1 \quad (21)$$

但し、 $h_1 = \frac{H}{k_1}$, $h_2 = \frac{H}{k_2}$ である。

一般に表層の熱伝導度は下層の熱伝導度より小であるが、このような場合には R は 1 より小である。若し、地面温度が 0° に保たれている場合は $H \rightarrow \infty$, 即ち $h_2 \rightarrow \infty$ であるから

$$R = \frac{1}{\frac{k_2 - k_1}{k_1} s + 1} \quad (22)$$

となって h_2 が有限の場合より R は稍々大で 1 に近づく。若し上層の熱伝導度が下層の熱伝導度より大であれば (21), (22) 式から判るように R が 1 より稍々大きいことも有り得る。第 1 表に示されるように川湯温泉地域では R が 1 より稍々大きい値を示している (川湯地域の表層は凝灰岩質の岩石であるのに、その最上層部 20~30 cm は温泉作用で変質して緻密な層をなしているのが認められた。) が 2) の $k_1 > k_2$ の場合に相当しているのかも知れない。

然し、一般に温泉地域の表層は数 m の沖積層の場合が多く 1) に述べた場合に相当することが多いと考えられる。従って川湯地域を除いた他の地域の R の値を (16)' 式の場合と考えて h_1 の値を計算し第 1 表に示した。表から判るように $h_1 = \frac{H}{k_1}$ の値は $\left(\frac{1}{\text{m}}\right)$ 単位で 3~33 の広い範囲に散らばっていて平均は 15 位であり、地表面が一定温度に保たれている場合に近い。

層雲峡・濁川においては Blackwell 法による熱伝導度 k_1 の測定も第 1 表のように行なつてあるのでその値から Newton の冷却常数 H も推算される。他の温泉地の値としては一応理科年表の凝灰岩質土壌の値 $k_1 = 1.7 \times 10^{-3} (\text{cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1})$ を採用して H の値を参考までに求めた。これらの値を第 1 表に示した。即ち H の値として $0.6 \sim 11 \times 10^{-4} (\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1})$ を得た。

5. Some Notes on the Ground Temperature at a Depth of 1 m.

By Takaharu FUKUTOMI

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

1) Horizontal distribution of ground temperature at a depth of 1 m in a hot spring locality is useful for an estimation of the underground structure of heat source. Ground temperature at a depth of 1 m is hardly affected by the diurnal change of air temperature, but it is subjected to the effect of the annual change.

In this paper, the writer proposed the following method of eliminating the effect of such a long period fluctuation of air temperature as an annual change and of transforming to the simple case in which heat flows from the ground surface to air of temperature 0° by Newton's cooling from the data of horizontal distribution of ground temperature at a depth of 1 m measured in any season. The ground temperature at a depth of 1 m observed at a sufficiently distant position from a heat source in a hot spring locality is subtracted from that observed in the neighborhood of the heat source which is underlying at a depth of more than 10 m. The writer ascertained theoretically that this process is reasonable.

The horizontal distribution of ground temperature at a depth 1 m measured at one season is possible by this method to transform to that of the other season.

2) It has been frequently recognized in the hot spring localities that a linear relation exists between the vertical gradient of underground temperature and the corresponding ground temperature at a depth of 1 m in the same place. The writer explained theoretically this relation and discussed the physical meaning of the correlation factor.