



Title	温泉地域における熱輸送
Author(s)	浦上, 晃一
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 35, 15-32
Issue Date	1976-06-30
DOI	10.14943/gbhu.35.15
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14058
Type	bulletin (article)
File Information	35_p15-32.pdf



[Instructions for use](#)

温泉地域における熱輸送

浦上 晃一

北海道大学工学部
(昭和50年12月20日受理)

Heat Transfer in Hot Springs Area

By Koichi URAKAMI

Faculty of Engineering, Hokkaido University
(Received December 20, 1975)

A numerical method producing extremely rapid convergence of accelerated process was devised for solving heat transfer equation in steady state. The method was applied to simulation for a simple generalized model of hot springs of confined aquifer type and to numerical modeling of hot water flow system in Tendo hot springs. Results of the simulation show that hot water flow has a direct effect upon temperature distribution in the aquifer. Total heat energy discharged as hot water from the area increases in proportion to hot water discharge until the discharge reaches certain limit, and exceeding the limit increasing rate of the heat energy gradually decreases due to cold groundwater mixing. This relation can be used to estimate the maximum discharge from hot springs area with little change in hot water flow system. The hot water flow system in Tendo was simulated using geological and hydrological data. From comparison of observed temperature with calculated temperature the quality of hot water supplying from the deep was estimated as about 800 l/min.

I. ま え が き

温泉水の地下流動は熱の輸送に関して重要な役割を演じ、温泉地域で測定された結果をみると、その熱構造が温泉水の流動状況に支配されるとさえ思われる。しかし、温泉水流動の効果についてはほとんど研究されていない。わずかに、湧出温度分布から流動方向を推定したら、地温分布にみられる特異な傾向を解釈するためにその効果が定性的に論じられている程度である。そこで、簡単なモデルについて数値計算し、温泉水流動による熱輸送の効果を調べ、さらに、天童温泉における調査結果を用い、地下深部から供給されている温泉水の量などを推定してみた。

II. 基礎方程式

以下簡単のために、温度分布としては温泉脈など特殊熱源による異常分布を考え、さらに熱源生成以来長年月が経過していることが多いので温度分布は定常であると仮定する。地下水および温泉水の流れもまた定常であると仮定する。地層はこれら流体によって飽和されているものとし、流体の密度・比熱・粘性係数は温度および化学成分の濃度によらず一定であるとする。この仮定によって、熱対流など密度差にもとづく流れは無視されることになる。

熱流量は伝導によるものと流体流動にともなう輸送される熱量の和として

$$f = -K \text{grad } \theta + \rho c \mathbf{v} \theta \quad (1)$$

で与えられる。ここで θ は温度、 K は地層の熱伝導率であり、 ρ 、 c 、 \mathbf{v} はそれぞれ流体の密度、比熱、流速である。上式に保存則を適用すると

$$\text{div}(K \text{grad } \theta - \rho c \mathbf{v} \theta) - \rho c q \theta = 0 \quad (2)$$

と定常な熱輸送の方程式が得られる。ここで q は単位体積あたりの揚水量である。流体の水頭を P 、地層の透水係数を k とすると、流速は Darcy の法則により

$$\mathbf{v} = -k \text{grad } P \quad (3)$$

となり、また水頭は

$$\text{div}(k \text{grad } P) - q = 0 \quad (4)$$

を満足する。

III. 計算方法

それぞれのモデルについて、数値計算し、水頭分布および温度分布を求めた。

地下水・温泉水の流速が大きい場合には、温度分布を求める計算式が不安定となり、極めて長時間の演算が必要となる。そのため、従来から数値計算によく用いられる種々の方法を試みたが、いずれも十分な精度の解が得られなかった。そこで、記憶容量が少なくすむ、計算方法が単純であるとの理由から、緩和法を改良し、つぎに述べる方法を用いて計算した。この方法によって演算時間が $1/10$ 程度に短縮できるものと思われる。

Fig. 1 に示される長方形領域 (斜線を施した部分) において、熱の流れに関して保存則を適用すると、(2) に対応してつぎの差分方程式が得られる。

$$\frac{1}{G_{ij}} \left\{ A_{ij} + (v_A)_{ij} \right\} \theta_{i-1j} + \frac{1}{G_{ij}} \left\{ B_{ij} + (v_B)_{ij} \right\}$$

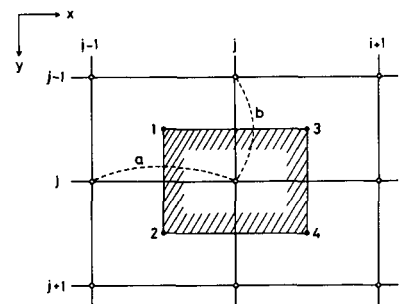


Fig. 1. Finite difference mesh for numerical calculation.

$$\theta_{i+1j} + \frac{1}{G_{ij}} \left\{ C_{ij} + (v_C)_{ij} \right\} \theta_{ij-1} + \frac{1}{G_{ij}} \left\{ D_{ij} + (v_D)_{ij} \right\} \theta_{ij+1} + \frac{1}{G_{ij}} \left\{ E_{ij} + (v_E)_{ij} \right\} \theta_{ij} = 0 \quad (5)$$

$$A_{ij} = \frac{1}{2} \cdot \frac{b}{a} \left\{ (K_x)_{ij}^1 + (K_x)_{ij}^2 \right\}, \quad B_{ij} = \frac{1}{2} \cdot \frac{b}{a} \left\{ (K_x)_{ij}^4 \right\}, \quad C_{ij} = \frac{1}{2} \cdot \frac{a}{b} \left\{ (K_y)_{ij}^1 + (K_y)_{ij}^3 \right\},$$

$$D_{ij} = \frac{1}{2} \cdot \frac{a}{b} \left\{ (K_y)_{ij}^2 + (K_y)_{ij}^4 \right\}, \quad E_{ij} = -(A_{ij} + B_{ij} + C_{ij} + D_{ij}) \quad (6)$$

$$A'_{ij} = \frac{1}{2} \cdot \frac{b}{a} \left\{ (k_x)_{ij}^1 + (k_x)_{ij}^2 \right\}, \quad B'_{ij} = \frac{1}{2} \cdot \frac{b}{a} \left\{ (k_x)_{ij}^3 + (k_x)_{ij}^4 \right\}, \quad C'_{ij} = \frac{1}{2} \cdot \frac{a}{b} \left\{ (k_y)_{ij}^1 + (k_y)_{ij}^3 \right\},$$

$$D'_{ij} = \frac{1}{2} \cdot \frac{a}{b} \left\{ (k_y)_{ij}^2 + (k_y)_{ij}^4 \right\} \quad (7)$$

$$(v_A)_{ij} = -\frac{1}{2} A'_{ij} (P_{ij} - P_{i-1j}), \quad (v_B)_{ij} = -\frac{1}{2} B'_{ij} (P_{ij} - P_{i+1j}), \quad (v_C)_{ij} = -\frac{1}{2}$$

$$C'_{ij} (P_{ij} - P_{ij-1}) \quad (v_D)_{ij} = -\frac{1}{2} D'_{ij} (P_{ij} - P_{ij+1}), \quad (v_E)_{ij} = (v_A)_{ij} + (v_B)_{ij} + (v_C)_{ij} + (v_D)_{ij} + abq_{ij} \quad (8)$$

ここで、 θ_{ij} 、 P_{ij} 、 q_{ij} はそれぞれ格子点(i,j)における温度、水頭、単位面積あたりの揚水量である。また $(K_x)_{ij}^1$ 、 $(K_y)_{ij}^1$ は点1 (Fig. 1 参照)におけるx方向およびy方向の熱伝導率である。同様に $(k_x)_{ij}^1$ 、 $(k_y)_{ij}^1$ は透水係数を表わす。

もし $q_{ij} = 0$ であれば、 $(v_E)_{ij} \approx 0$ である。その場合、(5)において $(v_A)_{ij}$ 、 $(v_B)_{ij}$ などの対流項が大きくなれば、 $\{E_{ij} + (v_E)_{ij}\}$ が他の係数 $\{A_{ij} + (v_A)_{ij}\}$ などに比べ小さくなり、計算が不安定になる。

緩和法による計算では、残差がステップ数に対して指数関数的に減少する。また加速係数が大きすぎて発散するような場合でも最初の数ステップは残差が減少する。もし加速係数を一定値ではなく

$$\omega = \alpha \exp \{ -1/\beta \} \quad (9)$$

とすれば、初期の計算が安定な部分が有効に利用でき、しかも発散をおさえることができる。ここで1はステップ数、 α および β は定数である。さらに、 $\lambda_1 = 0 < \lambda_2 < \dots < \lambda_i < \dots < \lambda_n = 1$ となるような係数 λ_i を用い、(2)の代りに

$$\text{div}(K \text{grad} \theta - \lambda_i \rho \mathbf{e}_v \theta) - \lambda_i \rho c q \theta = 0 \quad (10)$$

について差分方程式を作り、まず λ_1 についてある程度収束するまで計算し、ついで λ_2 、 $\lambda_3 \dots$ と順々に計算して行けば演算時間がかなり短縮でき、しかも最終的な解に向かって緩やかに収

斂する。このとき、加速係数は

$$\omega_i = \alpha_i \exp \{ -l_i / \beta_i \} \tag{11}$$

と各 λ_i について異なった値を用いる。

(5)~(8)から容易に予想されるように、格子間隙を短くすると計算式が安定になり、急速な加速が可能となるが、いっぽう、格子点の数が増加し、そのため収束速度が減少する。ここに、演算時間を最小にする最適な格子間隙、 λ_i 、 α_i 、 β_i の組が存在するものと思われるが、残念ながら、それらを求める方法がない。しかし、筆者の経験によれば、格子間隙をできるだけ短くした方が演算時間が短縮できるようである。

IV. 温泉帯水層内の温度分布

海岸・河岸の周辺に発達する沖積層・洪積層内に湧出する温泉は層状泉の形態をとる。すなわち基盤岩層の裂罅・間隙に導びかれた温泉水がその上部に堆積した透水性の地層内を流動している。この温泉水は粘土質の不透水性の地層によって被圧されていることが多い。Fig.2はこのような温泉のモデルである。(I)は上部不透水層、(II)は深さdのところを上端をもつ厚さmの被圧帯水層であり、(III)は不透水性の基盤である。これらの地層はいずれも均質であると仮定する。地下深くから温泉水を導びく岩石の割れ目は図(A)のように帯水層上端まで達しているとし、帯水層は水平方向に無限に拡がっているものとする。温泉水は地下水の流れの中に湧出し、図(B)のように拡がり、揚湯域において基盤に達する井戸によって帯水層全層から平均的に揚湯されているものとする。

帯水層内では、温泉水・地下水の優勢な流れがあるため、鉛直方向の地温傾斜がほとんどなくほぼ一定温度に保たれていることが多い(浦上晃一, 1970)。このような場合、帯水層内の温度分布は平面的であり、方程式が2次元化できる。

いま帯水層内に断面積 $dx dy$ 、高さ m の柱状の体積要素を考え、その下端から供給されている熱量を $G dx dy$ 、上端から放出されている熱量を $g dx dy$ とし、体積要素について保存則を適用すると

$$K_2 m \left\{ \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial y^2} \right\} - \rho c m \left\{ v_x \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} + v_y \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial y^2} \right\} - \rho c Q \bar{\theta} + G - g = 0 \tag{12}$$

が得られる。ここで $\bar{\theta}$ は平均温度：

$$\bar{\theta} = \frac{1}{m} \int_d^{d+m} \theta dz \tag{13}$$

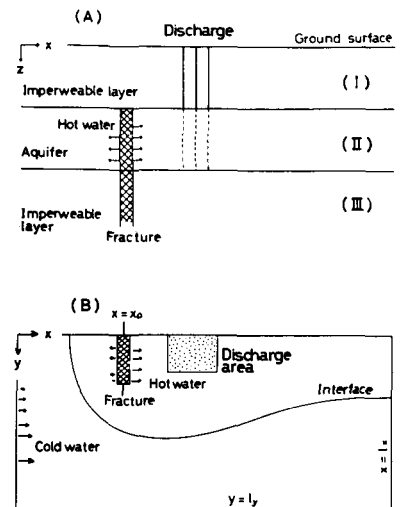


Fig. 2. Schematic representation of hot springs of confined aquifer type.

であるが、上述のように鉛直勾配がほとんどない場合には $\bar{\theta}(x, y) \doteq \theta(x, y, z)$ と考えてよい。 K_2 は帯水層の熱伝導率であり、 Q は単位面積あたりの揚湯量である。帯水層の透水量係数を T とすると

$$\left. \begin{aligned} m v_x &= -T \frac{\partial P}{\partial x} \\ m v_y &= -T \frac{\partial P}{\partial y} \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

であり、

$$T \left\{ \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right\} - Q = 0 \quad (15)$$

が成立する。

浦上晃一 (1970) によれば、地表において Newton の冷却則が成立するとき、帯水層上端から放出されている熱量は

$$\left. \begin{aligned} g &= K_1 \alpha \bar{\theta} \\ \alpha &= \frac{hd+1}{h} \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

となる。ここで、 K_1 は上部不透水層の熱伝導率、 h は放熱係数である。

深部から温泉水を導びく割れ目はほぼ一定温度に保たれた熱源であり、 G はこの熱源から供給される熱量と考えられる。熱源の温度を θ_0 とすると、温度差 $(\theta_0 - \bar{\theta})$ に比例し、割れ目から遠ざかるにしたがって指数関数的に減少すると予想されるので

$$\left. \begin{aligned} G &= K_3 h_3 (\theta_0 - \bar{\theta}) \exp \left\{ - \left(\frac{x-x_0}{a} \right)^2 - \left(\frac{y-Y}{b} \right)^2 \right\} \\ Y &= y_0 \exp \left\{ - \left(\frac{x-x_0}{c} \right)^2 \right\} \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

と仮定した。ここで、 K_3 は基盤の熱伝導率、 h_3 は比例定数である。また a, b, c は定数、 Fig. 2 のように $x = x_0$ を中心線とする帯状の供給域を考えたとき、その長さが y_0 である。

1. 一次元モデル

供給域が無限長すなわち $y_0 \rightarrow \infty$ のとき、(12)は

$$K_2 m \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial x^2} - m v_x \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} - \rho c Q \bar{\theta} + G - g = 0 \quad (18)$$

となる。伝導による熱輸送を無視し、 $G = 0$ とすると、温度分布は

揚湯がないとき

$$\bar{\theta} = \theta_0 \exp \{ -\beta(x-x_0) \}, \quad \beta = \frac{\alpha K_1}{\rho c u_0} \quad (19)$$

単位長さあたり一定の割合で揚湯されているとき、 $x_0 \leq x \leq x_0 + u_0/Q$ において

$$\bar{\theta} = \theta_0 \left[1 - \frac{Q}{u_0} (x-x_0) \right]^\gamma, \quad \gamma = \frac{\alpha K_1}{\rho c Q} \quad (20)$$

と与えられている(浦上晃一, 1971). ここで u_0 は $x=x_0$ における単位巾あたりの流量である.

$\rho c = 1 \text{ cal/cm}^3 \cdot ^\circ\text{C}$, $\theta_0 = 50^\circ\text{C}$, $u_0 = 0.1 \text{ cm}^2/\text{sec}$, $d = m = 100 \text{ m}$, $K_1 = K_2 = 3.5 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$, $h = 1.0 \text{ m}^{-1}$ として, (19)および(20)を用いて温度分布を計算すると Fig. 3 の実線のようになる. 全揚湯量の u_0 に対する割合を揚湯率 R として, $R = 0, 50, 100\%$ の場合が計算してある. 図中, \circ 印は(18)において $G = 0$ として計算した温度分布を示したものであるが, $R = 100\%$ の場合の揚湯域下流部を除き, 全体として伝導項を無視した場合との温度差が少なく, この計算では伝導による熱流量が温泉水流動によるものに比べかなり小さいことを示している.

2. 2次元モデル

Fig. 2 において $y = 0$ に関して対称なモデルを考える.

境界条件として, 次の条件を与える.

地下水・温泉水の流れについて

$$\left. \begin{aligned} P &= P_0 = \text{const.} && \text{at } z = 0 \\ \text{free boundary} &&& \text{at } x = lx, y = ly \\ \frac{\partial P}{\partial y} &= 0 && \text{at } y = 0 \end{aligned} \right\} \quad (21)$$

熱の流れについて

$$\left. \begin{aligned} \bar{\theta} &= 0 && \text{at } x = 0 \\ \text{free boundary} &&& \text{at } x = lx, y = ly \\ \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} &= 0 && \text{at } y = ly \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

温泉水・地下水の流れの下流側の境界では, 具体的な条件を与えないで free boundary とし, 領域内部の値から境界値を決定する方法を用いた(浦上晃一, 1976).

計算には, $P_0 = 20 \text{ m}$, $m = 100 \text{ m}$, $K_1 = 3.0 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$, $K_2 = 3.5 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$, $K_3 = 4.5 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$, $h_1 = 1.0 \text{ m}^{-1}$, $h_3 = 0.1 \text{ m}^{-1}$, $x_0 = 1160 \text{ m}$, $lx = 2500 \text{ m}$, $ly = 1400 \text{ m}$, $a = 240 \text{ m}$, $b = 360 \text{ m}$, $c = 480 \text{ m}$ を用いた. また以下特に断わらないかぎり, $T = 10 \text{ cm}^2/\text{sec}$, $d = 100 \text{ m}$, $y_0 = 100 \text{ m}$ とし, 深部から供給されている温泉水の量を一定 (600 l/min.) として計算した. なお単位面積あたりの揚湯量および供給量はどの計算でもそれぞれ一定とした.

Fig. 4 は $R = 0\%$ すなわち揚湯がない場合の水頭分布 (単位は m) を示したものである. 矢印をつけた直線によって温泉水・地下水の流動状況が表わしてある. 流速は供

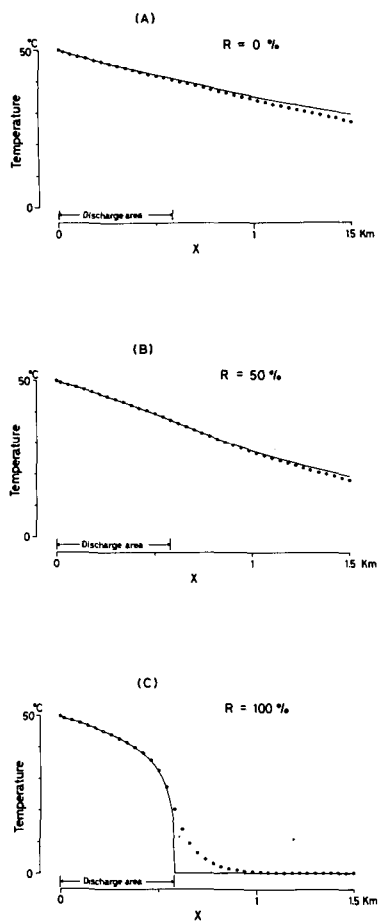


Fig. 3. Temperature distributions in the aquifer. Solid lines are calculated by eq. (19) and (20). White circles are computed using one-dimensional model.

給域近傍で最大 6.9×10^{-5} cm/secであり、下流部では 5×10^{-6} cm/sec程度である。水頭は供給域で24mと最も大きく、深部から湧出した温泉水は供給域から周辺に向かって拡がり、よどみ点(x=367m, y=0m)を通る流線(図中の鎖線)によって温泉水流動域と地下水流動域とが分離されている。

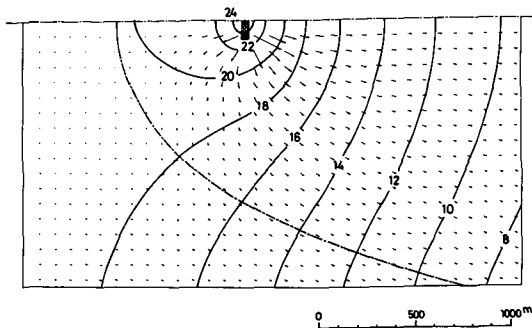


Fig. 4. Horizontal distribution of water head and flow pattern in the aquifer.

この水頭分布を固定し、透水量係数を $0.1 \sim 10$ cm²/secとして、温度分布を計算すると、Fig. 5 (A)~(D)のようになる。また(A')~(D')には

$$R_f = \frac{|\rho c v \bar{\theta}|}{|K \text{grad} \bar{\theta}| + |\rho c v \bar{\theta}|} \times 100 \quad (23)$$

によって定義される熱量の割合(図中の実線), 熱流量: $| -K \text{grad} \bar{\theta} + \rho c v \bar{\theta} |$ (図中の破線, 単位は HFU) が示してある。温泉水によって深部から供給されている熱量は透水量係수에比例し, $3 \times 10^5 \sim 3 \times 10^7$ cal/min. と増加する。それともなって熱流量が増加しており, R_f には温泉水流動域において特に著しい変化がみられる。(A')では R_f が10程度であり, 伝導による熱輸送が卓越しているが,(D')では温泉水流動域において90以上となり, 温泉水

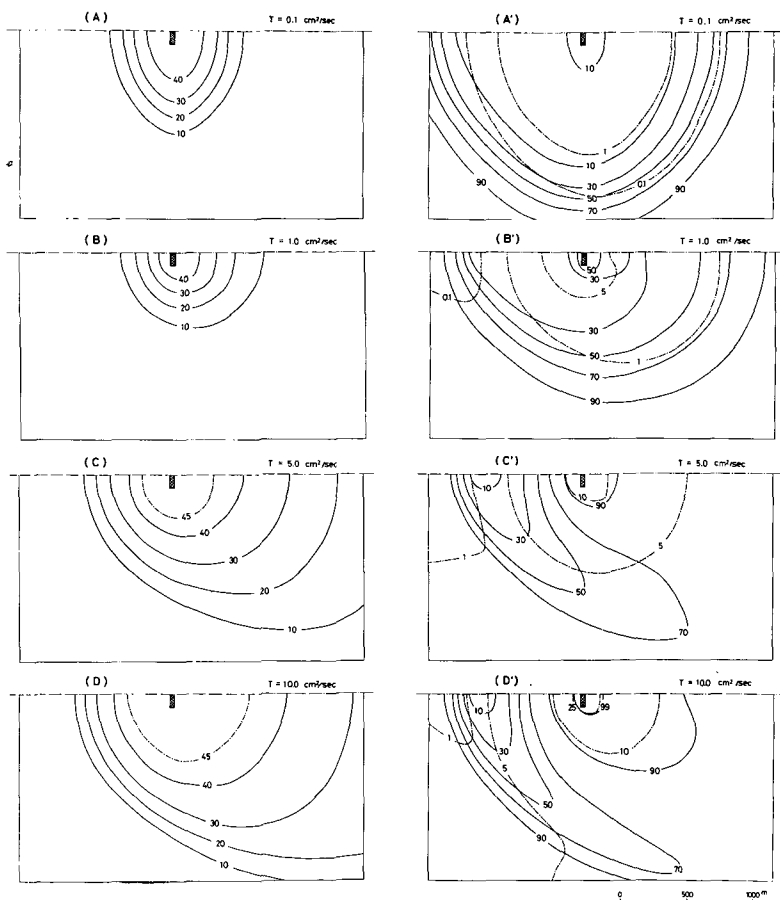


Fig. 5. Effects of transmissibility on temperature distributions: (A) (D), distributions of R_f defined by eq. (23) (solid lines) and heat flow (chain lines). (A') (D').

流動によって輸送されている熱量は伝導によるものの10倍以上となっている。温度分布はこのような熱の流れに影響され、透水量係数の増加にともなって高温域が拡大し、やがて温泉水流動域全体が高温となり、低温な地下水流動域との間に明瞭な境界が認められるようになる。しかし、(A)の温度分布は、高温域が(B)より大きい、等温線が楕円形であるなど、(B)~(D)の温度分布とは異なった傾向を示している。(A)の温度分布の形が関数Gの特徴と一致することから、この場合、帯水層内の温度が深部から供給されている熱によって維持されていると考えられる。

Fig. 6は揚湯率を0~100%と変えたときの温度分布(単位は $^{\circ}\text{C}$)の変化を示したものである。揚湯率の増加にともなって高温域が急激に縮小し、揚湯域の下流部における温度低下がだいに顕著になっている。温泉水・地下水の流れ(図中、矢印をつけた直線)を注意してみると、温度分布は温泉水の流動状況はかなり正確に反映していることが判る。揚湯域がかなり遠方まで分散している場合には高温域が揚湯域を囲む広い範囲に拡がり(Fig. 7)、また供給域を大きくし単位

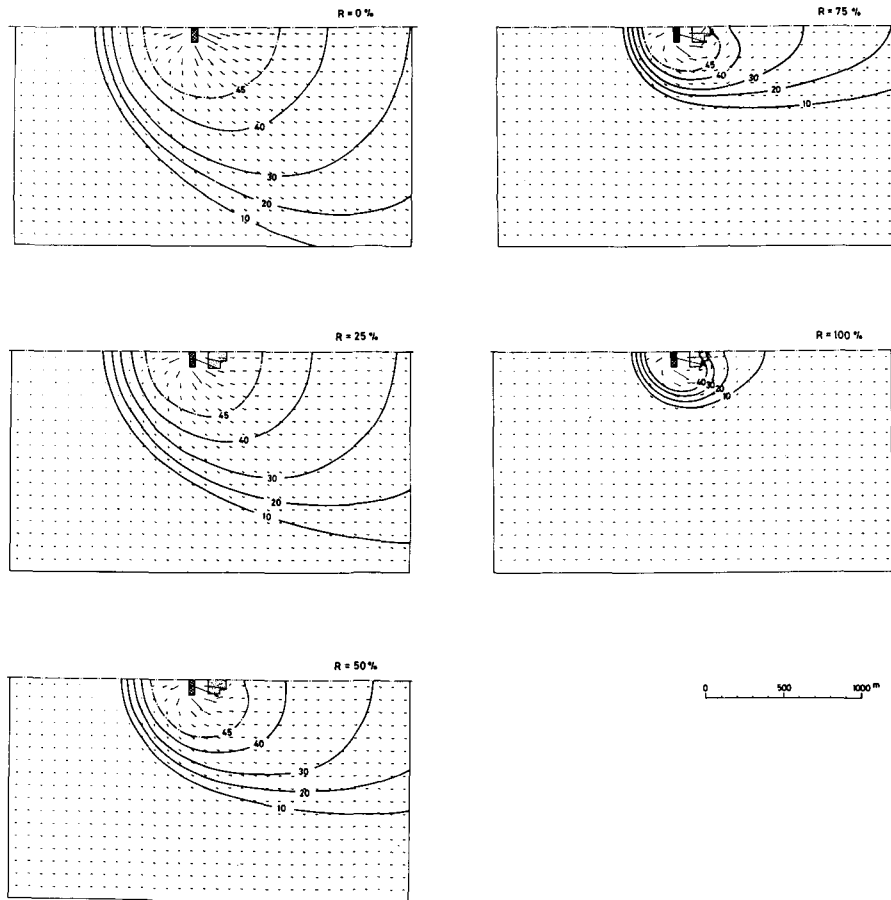


Fig. 6. Temperature patterns when discharge ratio is changed.

面積あたりの供給量を小さくすると揚湯域の下流における温度低下が増大する (Fig. 8), このような変化は温泉水流動状況の変化から容易に予想されることである。

Fig. 9 は帯水層上端の深さを (A): 100 m, (B): 20 m としたときの温度分布を示したものである。帯水層の位置が浅くなれば上端から放出される熱量が増加するために全体的に温度が低下する。

Fig. 10 は供給域が一定水頭 (21 m) に保たれているとし, 揚湯量を (A): 0 l/min., (B): 300 l/min., (C): 600 l/min. とし て計算したものである。深部から供給されている温泉水の量は揚湯量に応じて, 342.7, 521.6, 706.3 l/min. と増加する。そのため, 温度分布は供給量一定の場合 (Fig. 6) ほど急激に変化していない。

3. 限界揚湯量の推定

Fig. 11 は揚湯率と地域全体からの揚湯熱量 (温泉揚湯にともなって地上に放出されている熱量) との関係を示したものである。A は供給域と揚湯域とが一致する場合の予想される変化である。全揚湯熱量は, 揚湯率が 100% になるまでは直線的に増加するが, 100% 以上では周辺の地下水を揚水することになって, ほとんど増加しない。直線の傾きは深部から供給されている温泉水の温度によって決まる。B は Fig. 6 と同一モデルで計算されたものである。温泉水が帯水層内を流下する際に冷却されるので直線の勾配が A に比べ小さくなっている。また揚湯率 100% のときには, 地下水の混入があるため (Fig. 6 参照); 直線関係からずれている。

C は $\alpha = 2 \times 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$ (揚湯域は Fig. 7 (B) と同じ) とし て計算したものであり, 帯水層上端から放出される熱量が増加するため, 直線の傾きがさらに緩やかになっている。この場合, 直線関係が成立する上限は揚湯率約 75% である。

ある温泉地から揚湯できる最大量はその地域に深部から供給されている温泉水の量に等しい。

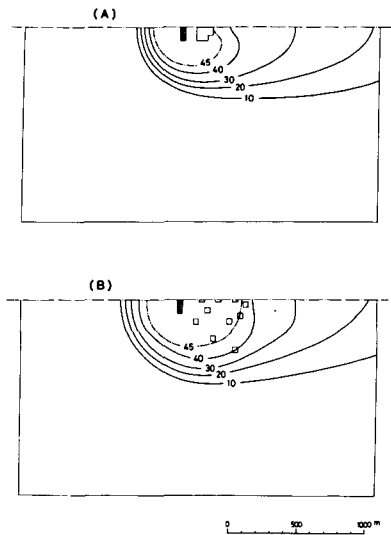


Fig. 7. Temperature patterns when discharge points are changed. R = 75%.

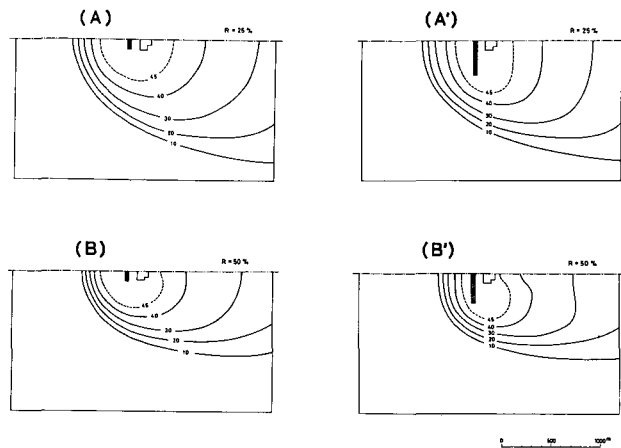


Fig. 8. Temperature patterns when length of fracture zone is changed. (A) (B): 100 m, (A') (B'): 300 m.

しかし、温泉を保護するためには揚湯量にある限界量以下におさえる必要がある。いまこの限界量を揚湯率（揚湯量）と全揚湯熱量との間に直線関係が成立する上限とすると、この限界は地下水を混入させないで揚湯できる限界であり、これはまた温泉水の流動状況を急激に変化させることなく揚湯できる限界となっている。温泉地では、湧出温度・化学成分などの調査結果から、深部から供給された温泉水と地下水との混合水が揚湯されていると考えられているが、その場合でも、地下水の混入する割合が増加すると全揚湯熱量の割加率が減少し、同様の議論が成り立つ。

Fig. 12 は天童温泉における揚湯量と揚湯熱量（山形市の年平均気温 11°C を基準地下水温として算定した）との関係を示したものである。点のばらつきがあるものの、最大揚湯量 868 l/min 以内では直線関係が成立していると考えられ、揚湯はまだ限界に達していないと判断される。

V. 天童温泉の供給量の推定

前章で述べたように、温泉帯水層内の温度分布は温泉水の流動状況に支配される。流動状況は、地質構造に左右されるのはもちろんであるが、深部から供給されている温泉水の量・割れ目の位置および揚湯量・揚湯域の分布など供給と揚湯との関係にもよる。すると、この関係を変化させたときの温度分布の応答を調べることによって、逆にその地域の湧出機構が推定できると思われる。つぎに天童温泉において福富孝治他(1967)

によって調査された結果を用いて、地下深部から供給されている温泉水の量などを推定してみた。

1. 調査結果の概略

Fig. 13 は天童温泉の泉源分布図である。現在、温泉は4泉源（黒丸）から動力によって揚湯されており、その他の泉源（白丸）は廃井となっている。Fig. 14 は鉛直地温分布を示したもの

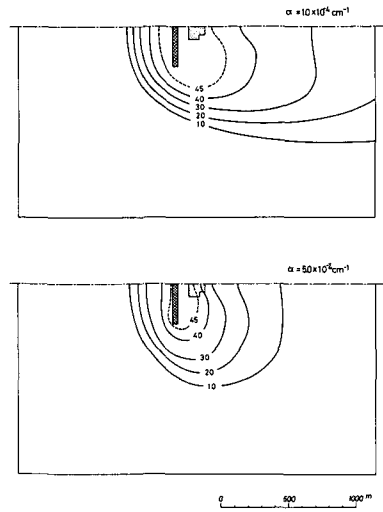


Fig. 9. Temperature patterns when cooling factor (α) at the top of the aquifer is changed.

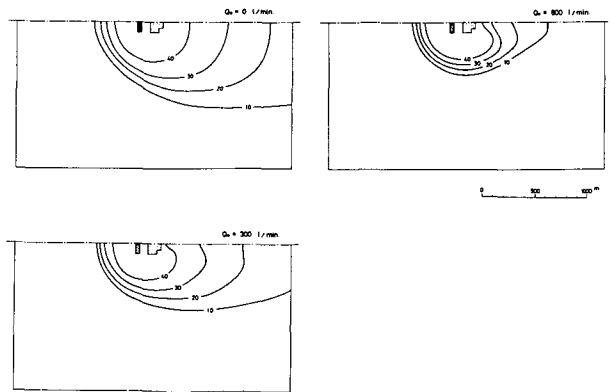


Fig. 10. Temperature distributions in the aquifer. Water head in the recharge area is assumed to maintain constant (21 m). Q_0 indicates discharge rate from the area.

であるが、約80m以深では温度傾斜がほとんどなく温泉帯水層と推定されている。温泉湧出地域は70~100mの厚い沖積層で覆われており (Fig. 15), 温泉水はその下部の礫岩層を主体とする第三紀層内を流動していると考えられている。

Fig. 16 は湧出温度と Cl^- との関係を示したものである。この地域に湧出する温泉はA (湧出温度=73°C, Cl^- =156 mg/l), B (46°C, 156 mg/l) および (50°C, 71 mg/l) の3源温泉の混合によって生ずると考えられている。A源温泉は地下深部から供給されている温泉である。B源温泉はA源温泉と温度が異なるだけで化学成分に変化がなく、湧出温度の分布 (Fig. 17) および温泉水圧の分布 (Fig. 18) から、A源温泉が帯水層内を流下する際に冷却されたものであると解釈されている。Fig. 16 において、A Cを結ぶ直線の延線上にDをとると、Dは化学成分をほとんど含まないが温度30°Cを少し越えた微温泉である。このような微温泉がこの地域の南東付近の地下に存在することは事実であって、No. 19の東方およそ500mの山の傾斜面に掘された廃井について測定された鉛直地温分布 (Fig. 14, No. 23) をみると、平野面から深さ80~90mで水温32~34°Cの微温泉層に達している。

地下深部からA源温泉を導びく割れ目の位置は pumping test の結果から推定されている。割れ目の方向が温泉帯水層内の等水頭線に平行であるとして、Fig. 17 中に斜線を施した(1)および(3)の両直線の間にあると推定されている。しかし、水頭分布は局所的な影響を受けており、むしろ温度分布の方がより平均的な流れを反映していると考えられる。Fig. 17 の等温線に平行な方向は山元断層 (第3紀層中の推定断層) の方向と一致し、しかもこの断層が Fig. 17 の斜線を施した範囲内にあることから、ここでは温泉水が山元断層に導びかれ深部から上昇していると

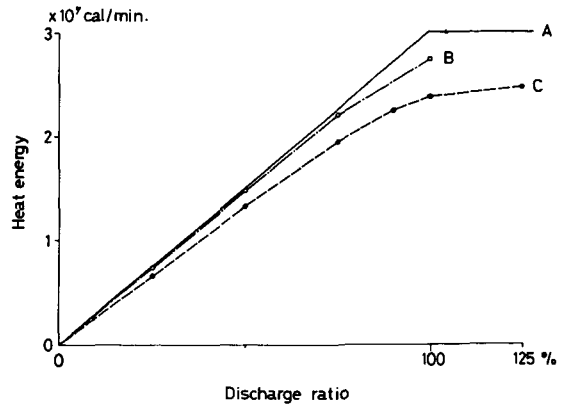


Fig. 11. Relation between heat energy discharged as hot water and discharge ratio.

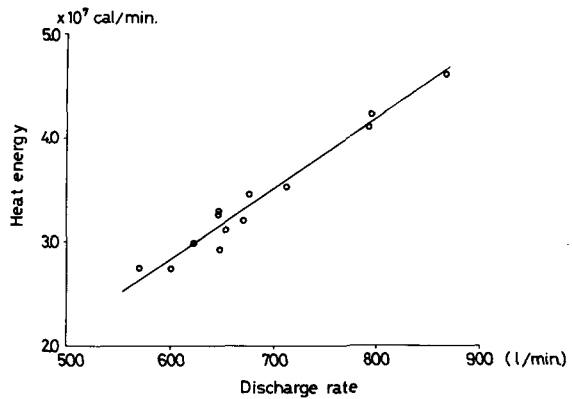


Fig. 12. Relation between heat energy discharged as hot water and discharge rate at Tendo hot springs.

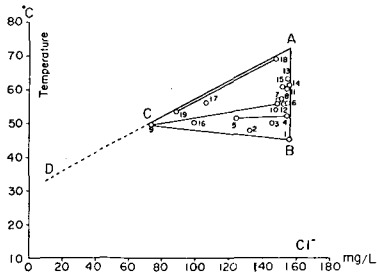


Fig. 16. Relation between temperature and Cl^- at Tendo hot springs. (after FUKUTOMI et al. 1967)

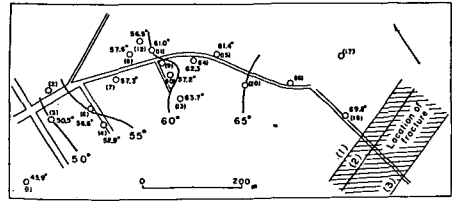


Fig. 17. Horizontal distribution of temperature in Tendo hot springs, Cl^- of which are more than 140 mg/l. (after FUKUTOMI et al. 1967).

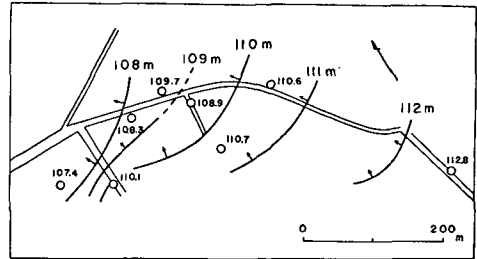


Fig. 18. Horizontal distribution of water head at hot spring wells above mean sea level, in Tendo. (after FUKUTOMI et al. 1967)

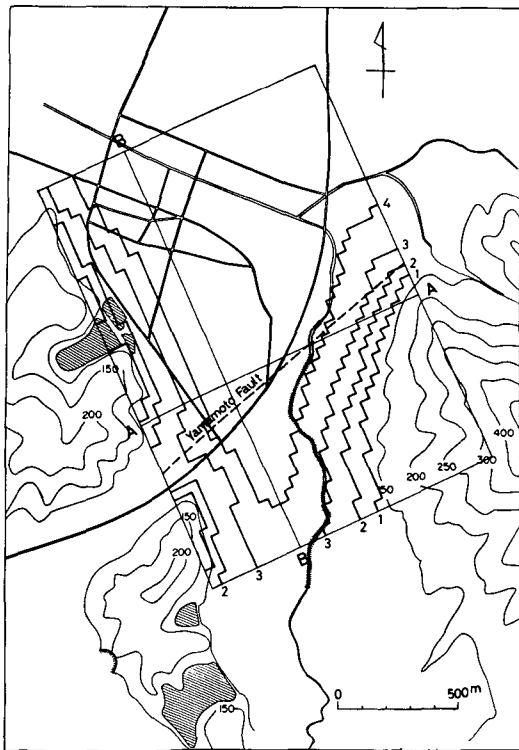


Fig. 19. Three dimensional model for Tendo hot springs, considered here.

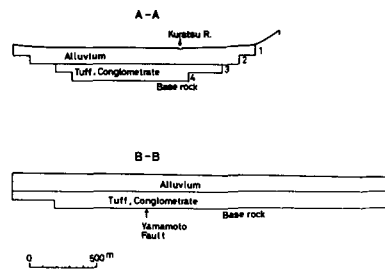


Fig. 20. Vertical cross section of the model along A-A and B-B shown in Fig. 19.

$$P = F(y, z) = \begin{cases} P_s(0, y) \exp\{-z/d\} & \text{沖積層において} \\ P_s(0, y) \exp\{-z_0/d\} & \text{温泉帯水層において} \end{cases} \quad (24)$$

とした。ここで、 $P_s(0, y)$ は地表面における水頭、 z は深度、 z_0 は帯水層上端の深度であり、 d は定数である。その他の境界では境界に直交する方向の水頭勾配 A , B_1 , B_2 を

$$\left. \begin{aligned} A(y, z) &= e_1 r_1(y) \frac{k_0}{k(z)} \\ B_1(x, z) &= e_2 r_2(x) \frac{k_0}{k(z)} \\ B_2(x, z) &= e_3 r_3(x) \frac{k_0}{k(z)} \end{aligned} \right\} \quad (25)$$

と与えた。ここで、 r_1, r_2, r_3 は地下水面のそれぞれの境界に直交する方向の勾配であり、 e_1, e_2, e_3 は定数である。 k_0 および $k(z)$ は表層および深さ z における地層の水平方向の透水係数である。Fig. 21において斜線を施した部分は不透水性の地層と考える。この地域の地下水面は地表面下1 m前後であったので、地下水面は地表面に等しいと仮定した (Fig. 22)。Fig. 23は各泉源の掘さく状況を示したものである。温泉水は破線の部分から揚湯されている。各泉源におい

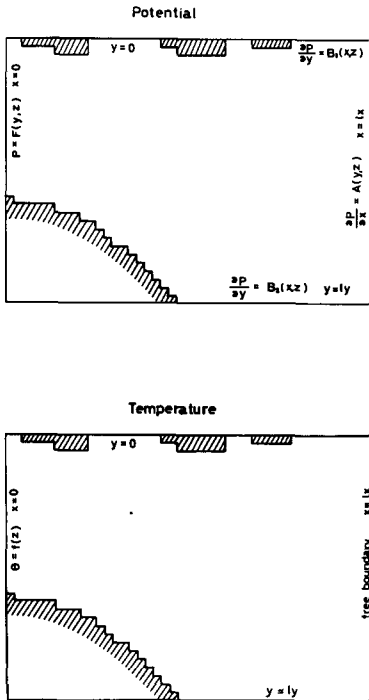


Fig. 21. Boundary conditions.

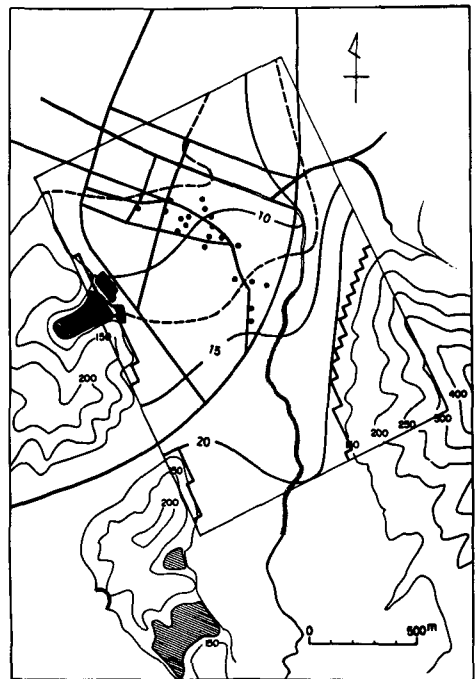


Fig. 22. Horizontal distribution of water head of shallow groundwater.

て、一様に揚湯されているとして各格子点における揚湯量を求めた。揚湯深度が不明の泉源については孔底から揚湯されているとし、さらに孔底深度も不明の場合には湧出温度と Cl^- との関係および近傍の泉源の状況などから揚湯深度を推定した。また単位体積あたりの供給量は供給域全体にわたって一定であるとした。

温度分布.

前述のように、この地域の上流には微温泉が存在する。そこで、 $x = 0$ における境界条件として Fig. 14 の No. 23 に示されている温度分布を与えた。下流部 $x = lx$ においては free boundary とした。その他の境界では境界面に直交する方向の温度勾配が 0 であると仮定した。帯水層下端から供給される熱量は(17)で与える。地表面からは $K_0 h \theta$ すなわち表面温度は比例する放熱があるとする。ここで K_0 は表層の熱伝導率、 h は放熱係数である。

計算にはつぎに述べる数値を用いた。

温泉帯水層の透水量係数は pumping test の結果平均 $34.2 \text{ cm}^2/\text{sec}$ と決定されている。帯水層の厚さを 80m とすると透水係数は $4.25 \times 10^{-3} \text{ cm}/\text{sec}$ となる。沖積層は砂礫、粘土混り砂、粘土などの互層である。鉛直方向の透水係数は透水性の悪い地層の値に支配され、また水平方向では透水性の良い地層に支配されることを考え、沖積層の透水係数を水平方向で $5.0 \times 10^{-4} \text{ cm}/\text{sec}$ 、鉛直方向では $5 \times 10^{-5} \text{ cm}/\text{sec}$ とした。 $d = 1000 \text{ m}$ 、 $e_1 = e_2 = 1.0$ 、 $e_2 = 0.5$ とした。揚湯量は温泉が自噴していた当時の値を用いた。当時の湧出量、湧出温度、孔底温度を Table 1 に示した。沖積層、温泉帯水層および不透水性基盤の熱伝導率はそれぞれ 3.0×10^{-3} 、 3.5×10^{-3} 、 $5.0 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{cm}\cdot\text{sec}\cdot^\circ\text{C}$ とした。放熱係数は鉛直地温分布 (Fig. 14) から求めた値の平均 0.12 m^{-1} を用い、深部から供給されている温泉水の温度は湧出温度と Cl^- との関係から推定される値 73°C を用いた。また帯水層下端から供給される熱量については、 $h_3 = 0.1 \text{ m}^{-1}$ 、 $a = 200 \text{ m}$ 、 $b = 280 \text{ m}$ 、 $c = 400 \text{ m}$ とした。

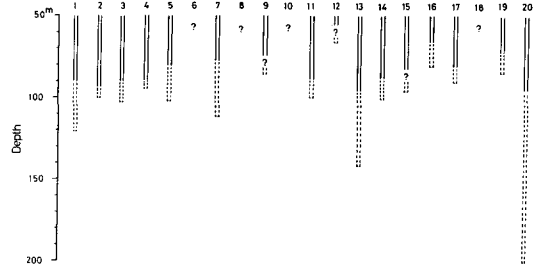


Fig. 23. Depth of hot water discharge (broken lines).

Table 1. Discharge rate, temperature at orifice and borehole bottom.

No.	1	2	3	4	5	7	9	11	12	13	14	15	16	17	19
Discharge rate (l/min.)	54.0	58.1	79.2	13.5	39.6	63.0	9.9	36.0	11.0	108.0	45.0	32.8	12.6	27.7	20.0
Temperature at orifice (°C)	45.9	48.5	50.5	52.9	51.9	57.0	49.9	61.0	56.5	63.7	62.3	61.4	50.4	56.5	54.4
Temperature at borehole bottom (°C)	48.5	50.5	54.3			61.2		63.2	59.5	666.0	64.0	66.0	62.5	61.2	

3. 計算結果および考察

計算結果は平均揚湯深度（およそ90m）における分布が示してある。温度分布は山形市の年平均気温 11°C を基準地下水温とし、その差が示してある。

Fig. 24 は地下深部から供給量を 800l/min. としたときの水頭分布（単位はm）を示したものである。斜線を施した部分が供給域であり、太い実線は温泉帯水層の境界である。黒丸は泉源の位置を示す。地域北東の境界付近では水頭が高く、この境界から地下水が流入している。温度分布（Fig. 25, 単位は $^{\circ}\text{C}$ ）をみると、この地下水の流動域と温泉水流動域との境界が温泉湧出域のやや東側に存在することが判る。供給量が 1000l/min. と多くなると、温泉水の勢力が強くなるため、高温域が拡大し、地下水流動域との境界が東方に移動する（Fig. 26）。Fig. 27 は供給域を長くした場合の温度分布を示したものである。供給量は 800l/min. である。Fig. 24～27 にみられるように、温泉湧出域の温度は温泉水と北東部に分布する地下水との勢力関係に支配されている。しかし、地下水の流動状況が未知であり、その効果を見積ることは難しい。そこで、地下水の流れについては上述の境界条件を固定し、さらに2, 3のモデルについて数値計算した結果、Fig. 23～25 の計算に使用したモデルを採用することにした。

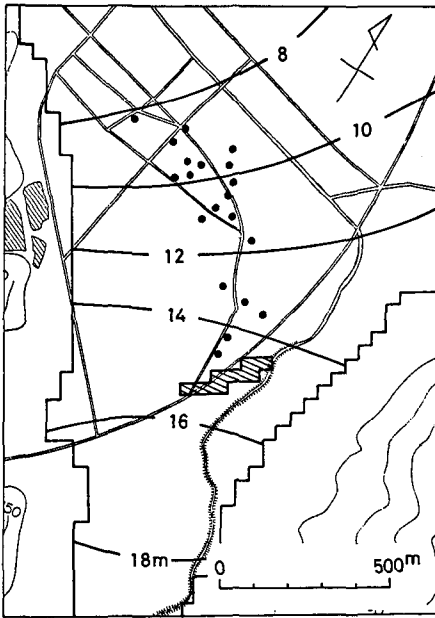


Fig. 24. Horizontal distribution of water head at the mean depth of hot water discharge. Recharge rate from the deep (Qrech) is assumed to be 800 l/min.

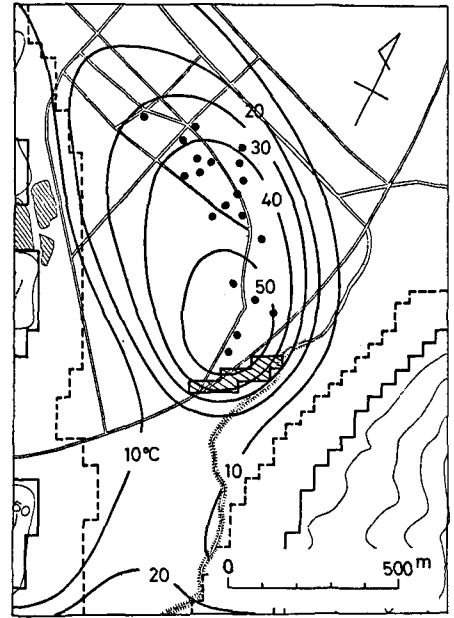


Fig. 25. Temperature distribution at the mean depth of hot water discharge about 90 m , in the case of $Q_{rech} = 800\text{ l/min.}$

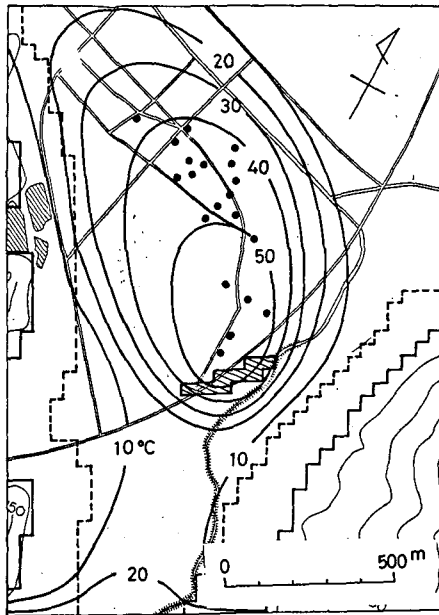


Fig. 26. Temperature distribution at 90m depth, in the case of $Q_{rech}=1000$ l/min.

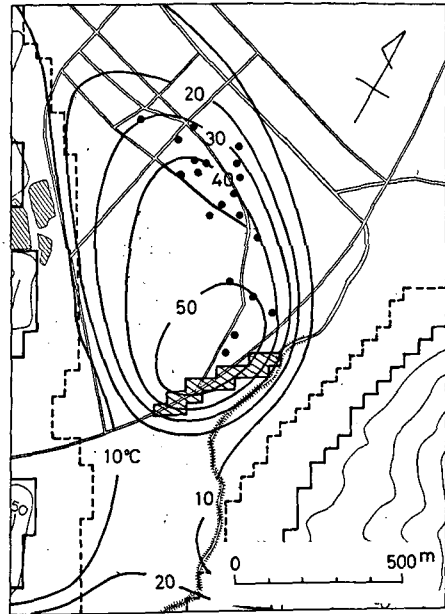


Fig. 27. Temperature distribution at 90m depth, in the case of $Q_{rech}=800$ l/min.

Fig. 28 は供給量 800 l/min. の場合、孔底温度・湧出温度と計算値との関係を示したものである。黒丸は孔底温度を用いたもの、白丸は湧出温度によるものである。数字は泉源の番号を示す。供給域近傍の泉源では計算値が実測値より大きく、末端部の泉源では逆に実測値の方が大きくなっている。計算値と実測値との差は No. 11 において最大であり、約 10°C である。Fig. 29 は供給量を 1000 l/min. としたときの実測値と計算値との関係を示したものである。末端部の泉源において、計算値の増加が目立つ。また計算値は全般に実測値より大きい。これは供給量を過大に見積っていることを意味する。供給域近傍より末端部における温度の方が供給量に敏感に応答すると考えられるので、その温度を比較すると、供給量 800 l/min. の場合、計算値が実測値よりやや小さく、供給 1000 l/min. の場合では大きすぎる。この結果、この地域に供給されていた温泉水の量はおよそ 800 l/min. と推定される。

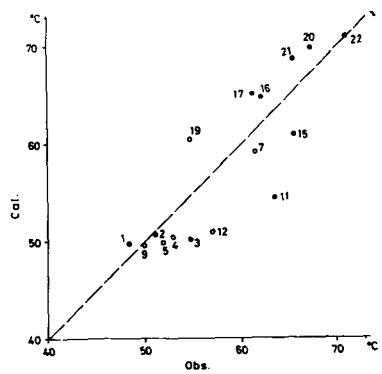


Fig. 28. Relation between observed and calculated temperature. $Q_{rech}=800$ l/min. Numerals attached to points are number of wells in Fig. 13.

実測値と計算値との関係 (Fig. 28, 29) には点のばらつ

きが目立ち、計算結果は必ずしも満足のいくものではないが、地質構造および周辺部の地下水についてさらに詳しい情報が得られたならば、もっと精度のよい推定が可能であり、ここに述べた方法は湧出機構を推定するための有力な手段となると思われる。

VI. おわりに

以上の結果をまとめるとつぎのようになる。

定常な熱輸送方程式についての新たな数値解法が考えられた。この方法によって、演算時間が従来の方法に比べ1/10程度に短縮できる。

理想化した層状泉のモデルについて数値計算した。温泉帯水層内の温度分布は温泉水の流動状況に支配される。温泉水によって地上に放出される熱量は揚湯量とともに直線的に増加し、ある限界に達すると地下水が混入するため、その増加率はしだいに減少する。この限界を温泉地の限界揚湯量とすると、揚湯量と放熱量との関係から、その限界量が推定できる。

天童温泉の調査結果をもとに数値計算をし、地下深部から供給されている温泉水の量がおよそ800 l/min. と見積られた。

おわりに、本研究を進めるにあたって田治米教授・藤木助教授・中尾助教授を始め地球物理学教室の皆様に御指導をいただいた。厚く感謝いたします。

なお、計算には北海道大学大型計算機センターのFACOM 230-60 および75、日本アイ・ビー・エム株式会社データセンターのIBM system 360 Model 195 os HASP MVTを使用した。

文 献

- 福富孝治他, 1967. 山形県天童温泉の地球物理学的研究. 北海道大学地球物理学研究報告, 18, 1-32.
 浦上晃一, 1970. 層状泉における熱の移動. 北海道大学地球物理学研究報告, 25, 1-23.
 浦上晃一, 1976. 地温分布におよぼす地下水流動の影響. 北海道大学地球物理学研究報告, 35 (投稿中).
 山形県温泉協会, 1973. 山形県温泉誌, 238-251.

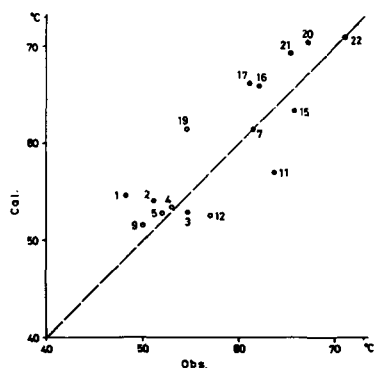


Fig. 29. Relation between observed and calculated temperature. Qrech=1000 l/min.