

昭和 50 年 6 月

原 著

温泉帯水層中の温度分布

北海道大学理学部地球物理学教室 浦上 晃 一

Effects of Hot Water Flow upon Temperature
Distribution in Confined Aquifer

Koichi URAKAMI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

ABSTRACT

Results of investigation on several hot spring localities of confined aquifer type indicate the existence of a fracture through which hot water is supplied from the deep to the aquifer. In this paper, the numerical technique was used to solve the heat transfer equation for a homogeneous aquifer with uniform thickness. It is shown that the hot water flow has a direct effect upon temperature distribution in the aquifer.

1. ま え が き

温泉湧出地域の地温分布は熱伝導と共に温泉水および地下水流動の効果を受けている。特に層状泉においては、透水性のよい帯水層内を流動する温泉水の流速が大きく多量の熱を輸送すると考えられるので、地温分布が温泉水の流動状況に強く影響されることが予想される。従来から、測定された鉛直地温分布などの解釈のために温泉水流動の効果が定性的に論じられることはあったが、深部の熱現象に関する理論的研究はほとんど行われていない。そこで、温泉水などの流体流動にともなう熱輸送を考慮した一般的な熱輸送方程式を数値的に解き、温泉帯水層内の温度分布と温泉水の流動状況との関係を調べた。

2. 基礎方程式

以下簡単のために、温度分布として特殊熱源による異常分布のみを考え、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。

地中の熱流量は伝導によるものおよび温泉水あるいは地下水の移動にともなう輸送される熱量の和として

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

で与えられる。ここで、 θ は温度； K は流体によって飽和された地層の熱伝導率； ρ , c , v はそれぞれ流体の密度，比熱および流速である。上式に保存則を適用すると

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

と熱輸送の方程式が得られる。 q は単位体積あたりの揚湯量である。温泉水または地下水の水頭を p ，地層の透水係数を k とすれば，Darcy の法則により

$$v = -k \operatorname{grad} p \quad (3)$$

となり，また水頭 p は次の方程式を満足する。

$$\operatorname{div}(k \operatorname{grad} p) - q = 0 \quad (4)$$

一般に k は温度の関数であるが，ここでは地層の状態のみによる定数と考える。このようなポテンシャル流のほかに地層内の温度差が大きくなれば熱対流が発生することがあるが，その臨界温度勾配は非常に大きく（地層の透水係数にもよるが模型実験によれば $2.2 \sim 6.9^{\circ}\text{C}$ ），その効果は無視してよい。

3. 層状泉のモデル

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。すなわち基盤岩の裂隙・間隙に導びかれた温泉水がその上部の帯水層内を流動している。さらにこの温泉は帯水層上部に堆積した粘土質の不透水性地層によって被圧されていることが多い。

第1図はこのような温泉のモデルである。(I) は上部の不透水層，(II) は深さ d のところに上端をもつ厚さ m の被圧帯水層であり，(III) は基盤である。これらは均質，等方的であると仮定する。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広がっているものとする。地下水の流れの場の中に湧出した温泉水は図(B)のように広がり，揚湯域では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とする。

地層内の微小な不均質性および境界面の凸凹によって帯水層内を流動している温泉水の上下混合が促進される結果，帯水層内の鉛直地温勾配がほとんどなく，一定温度に保たれていることが多い。例えば，第2図に山形県天童温泉において測定した鉛直地温分布を示したが²⁾，約 80 m 以深の礫岩層を主体とする帯水層内の地温傾斜は $0.0 \sim 8.0 \times 10^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ と非常に小さく，上部の粘土質の不透性堆積層内の温度分布とは異なる特異な分布を示している。このような場合，帯水層内の温度分布は平面的であり，方程式の2次元化が可能である。

いま，帯水層内に断面積 $dx dy$ ，長さ m の柱状の体積要素を考え，下端から供給される熱量を $G(x, y) dx dy$ ，上端から放出されている熱量を $g(x, y) dx dy$ とし，体積要素について保存則を適用すると，(2)と同様に

$$Km \left\{ \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial y^2} \right\} - \rho c m \left\{ v_x \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} + v_y \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \right\} - \rho c Q \bar{\theta} + G - g = 0 \quad (5)$$

と熱輸送の方程式が導びかれる。ここで $\bar{\theta}$ は平均温度

$$\bar{\theta} = \frac{1}{m} \int_a^{a+m} \theta dz \quad (6)$$

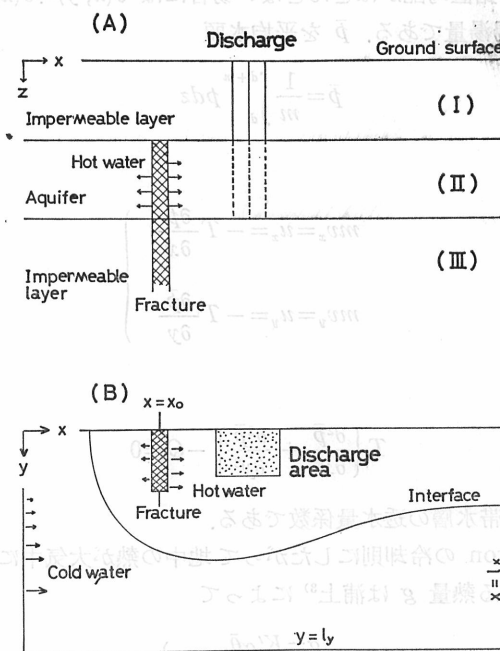


Fig. 1. Schematic representation of a hot springs of confined aquifer type.

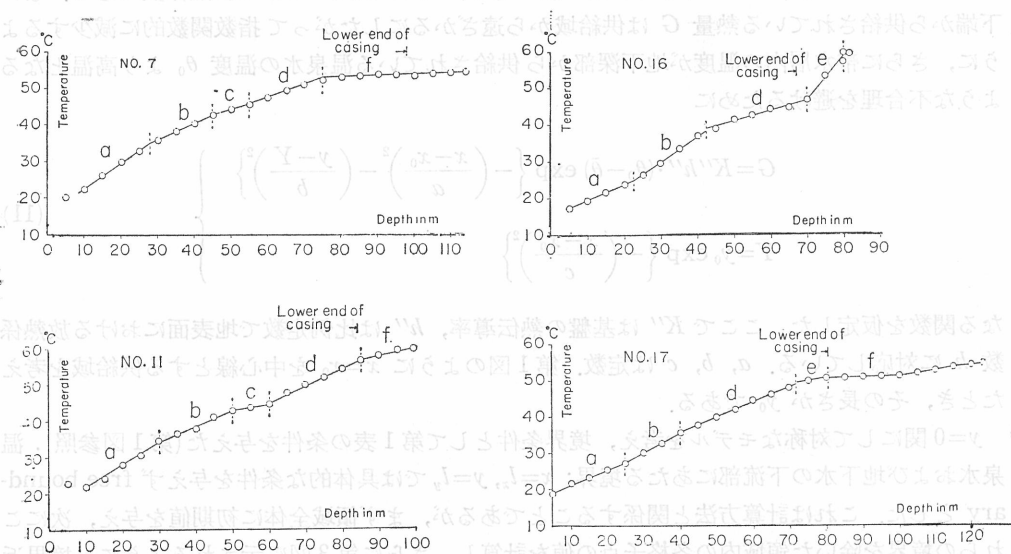


Fig. 2. Vertical temperature distributions at Tendo Hot Springs in Yamagata Prefecture.

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。

Q は単位面積あたり揚湯量である。 \bar{p} を平均水頭

$$(I) \quad \bar{p} = \frac{1}{m} \int_d^{d+m} p dz \quad (7)$$

とすれば、

$$(II) \quad \left. \begin{aligned} mv_x = u_x &= -T \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} \\ mv_y = u_y &= -T \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

となり、さらに \bar{p} は

$$(B) \quad T \left\{ \frac{\partial^2 \bar{p}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{p}}{\partial y^2} \right\} - Q = 0 \quad (9)$$

を満足する。但し T は帯水層の透水量係数である。

地表面において Newton の冷却則にしたがって地中の熱が大気中に放出されているとき、帯水層上端から放出される熱量 g は浦上³⁾によって

$$\left. \begin{aligned} g &= K' \alpha \bar{\theta} \\ \alpha &= \frac{hd+1}{h} \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

と与えられている。 K' は上部不透水層の熱伝導率、 h は地表面における放熱係数である。また下端から供給されている熱量 G は供給域から遠ざかるにしたがって指数関数的に減少するように、さらに帯水層内の温度が地下深部から供給されている温泉水の温度 θ_0 より高温となるような不合理を避けるために

$$\left. \begin{aligned} G &= K'' h'' \cdot (\theta_0 - \bar{\theta}) \exp \left\{ - \left(\frac{x-x_0}{a} \right)^2 - \left(\frac{y-Y}{b} \right)^2 \right\} \\ Y &= y_0 \exp \left\{ - \left(\frac{x-x_0}{c} \right)^2 \right\} \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

なる関数を仮定した。ここで K'' は基盤の熱伝導率、 h'' は比例定数で地表面における放熱係数 h に対応している。 a, b, c は定数。第1図のように $x=x_0$ を中心線とする供給域を考えたとき、その長さが y_0 である。

$y=0$ 関にして対称なモデルを考え、境界条件として第1表の条件を与えた(第1図参照)。温泉水および地下水の下流部にあたる境界: $x=l_x, y=l_y$ では具体的な条件を与えず free boundary とした。これは計算方法と関係することであるが、まず領域全体に初期値を与え、次にこれらの境界を除いた領域内の各格子点の値を計算し、さらに第3図に示されるように、境界近傍の3点の値を2次式で表わし、その式を外挿することによって求めた境界値を次の step の初期値に含める。供給域では一定水頭を与えることが多いが、ここでは深部から温泉水によって供給される熱量を一定にするために供給量一定の条件を与えた。

第1表 境界条件

	水頭分布	温度分布
$x=0$	$\bar{p}=p_0=\text{const.}$	$\bar{\theta}=0^\circ\text{C}$
$x=l_x$	free boundary	free boundary
$y=0$	$\partial\bar{p}/\partial y=0$	$\partial\bar{\theta}/\partial y=0$
$y=l_y$	free boundary	free boundary

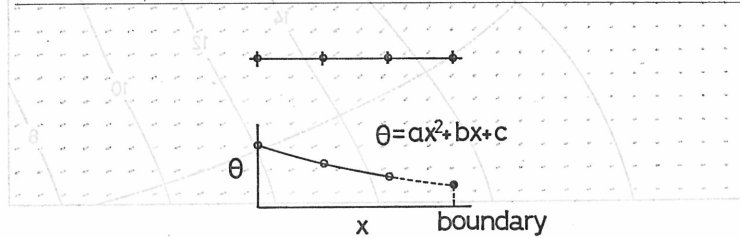


Fig. 3. Free boundary.

温度分布に最も影響を及ぼすと考えられる透水量係数は各地の測定結果(第2表)の平均的な値 $10 \text{ cm}^2/\text{sec}$ とし, 供給量は $600 \text{ l}/\text{min.}$, 他の定数は帯水層の厚さを 100 m , 帯水層上端の深さを 100 m と想定し, $\theta_0=50^\circ\text{C}$, $K'=3.0 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$, $K=3.5 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$, $K''=4.5 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$, $\alpha=1.0 \times 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$, $h''=1.0 \times 10^{-3} \text{ cm}^{-1}$, $x_0=1.16 \times 10^5 \text{ cm}$, $y_0=1.0 \times 10^4 \text{ cm}$, $a=2.4 \times 10^4 \text{ cm}$, $b=3.6 \times 10^4 \text{ cm}$, $c=4.8 \times 10^4 \text{ cm}$ を与えた. 以下特に断わらないかぎりこれらの数値を用いて計算してある. またそれぞれの計算において, 単位面積あたりの供給量, 揚湯量がそれぞれ等しくなるようにした. 温泉水によって深部から供給される熱量は $50^\circ\text{C} \times 600 \text{ l}/\text{min.} \times 2 = 6.0 \times 10^7 \text{ cal}/\text{min.}$ であって, このモデルは熱階級 III に相当する.

第2表 温泉帯水層の透水量係数

測定地域	透水量係数
十勝川温泉 (北海道)	10.1
川湯温泉 (北海道)	47.7 — 49.6 (48.7)
弟子屈温泉 (北海道)	15.8 — 40.9 (23.1)
虎杖浜温泉 (北海道)	1—11
天童温泉 (山形県)	9.0 — 55.4 (34.2)
東根温泉 (山形県)	21.7 — 60.0 (35.8)
糠平温泉 (北海道)	0.47— 2.14 (1.36)

() 内は平均値 単位は cm^2/sec

計算はSOR法によったが, 温度の計算式が極めて不安定であるため, 従来の方法では透水量係数の小さい場合にしか収束しなかったため, 一般的な場合も計算できるように2, 3改良した. 計算領域 $2600 \text{ m} \times 1400 \text{ m}$, 格子間隙 40 m , 格子点 66×36 である.

4. 計算結果および考察

第4図は深部からの供給量 $600 \text{ l}/\text{min.}$, 揚湯量 $0.0 \text{ l}/\text{min.}$, 透水量係数 $10.0 \text{ cm}^2/\text{sec}$ として

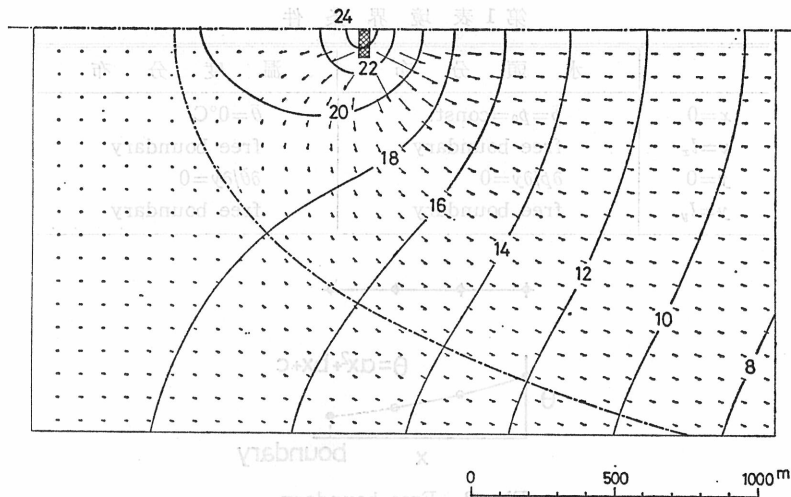


Fig. 4. Horizontal distribution of water head.

計算された水頭分布を示したものである。図中矢印をつけた直線によって温泉水および地下水の流動状況を表わした。領域右側の下部では、水頭勾配は約 $1/200$ 、流速は 5.0×10^{-6} cm/sec である（なお供給域近傍の最大流速は 6.9×10^{-5} cm/sec である）。水頭は供給域で約 24 m と最も大きく、深部から帯水層内に湧出した温泉水は等ポテンシャル線に直交するように流れ、よどみ点 ($x=367$ m, $y=0$ m) 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。

温泉水流動の効果を見るために、第 4 図の水頭分布を固定し透水量係数をそれぞれ 0.1, 1.0, 0.5, 10.0 cm²/sec と変化させ温度分布を計算した（第 5 図 (A)～(D), 単位は °C)。また (A')～(D') に

$$Rf = \frac{|\rho cv \bar{\theta}|}{|K \text{ grad } \bar{\theta}| + |\rho cv \bar{\theta}|} \times 100 \quad (12)$$

によって定義した流体流動にともなう熱流量の割合 Rf （図中の実線）、および熱流量

$$|-K \text{ grad } \bar{\theta} + \rho cv \bar{\theta}|$$

（図中の鎖線、単位は 100 HFU）の分布を示した。深部からの供給量および温泉水による供給熱量は透水量係数に比例し、それぞれ 6～600 l/min., $3.0 \times 10^5 \sim 3.0 \times 10^7$ cal/min. まで変化する。熱流量は供給熱量とともに増加しているが、その成分すなわち伝導による熱流量および流体流動にともなう熱流量はかならずしも増加していない。(C) (D) の温度分布にみられるように、供給域周辺では温度勾配が小さくなり伝導による熱流量はかえって減少している。両者の相対的な関係は Rf によって表わされる。温泉水流動域において特に顕著な変動が認められる。 $T=0.1$ cm²/sec: (A) の場合では Rf が 10 程度である伝導による熱輸送が卓越していると考えられるが、透水量係数が大きくなるにしたがって Rf が増加し、 $T=10$ cm²/sec: (D') の場合には給域周辺で 99 以上すなわち温泉水流動によって輸送される熱量は伝導によるものの 100 倍以上にもなっている。このような温泉水流動による熱流量の変化が温度分布に影響をおよぼし、温泉水流動域がしだいに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

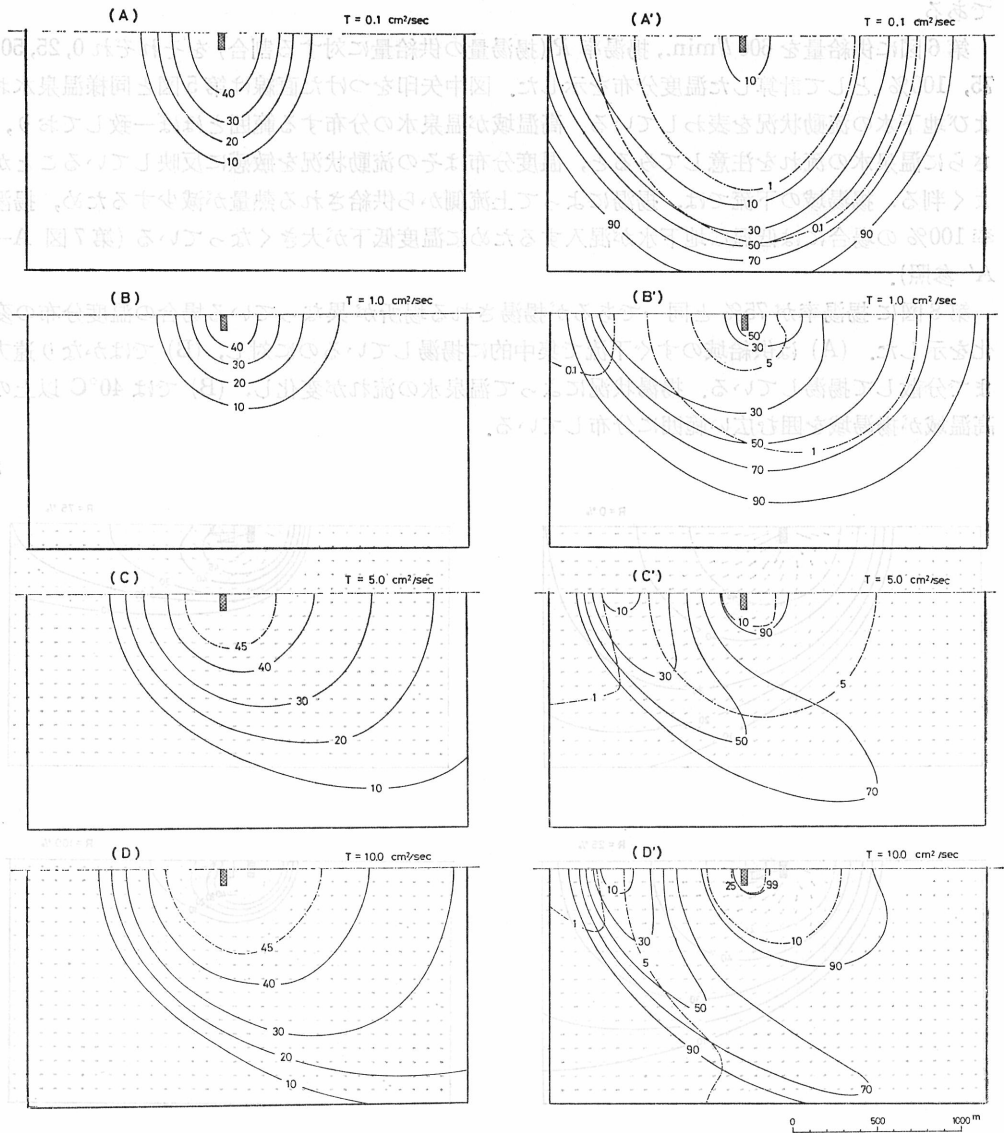


Fig. 5. Effect of transmissibility upon temperature distribution:
 (A)~(D), distributions of Rf defined by (12)
 (solid lines) and heat flux (chain lines): (A')~(D')

れるようになる ((C), (D), 第7図). (A) の温度分布は, 高温域が (B) より大きい, 等温線が (B) の円に対して楕円であるなど特異な傾向を示している. この特徴は関数 G の性質と一致しており, 周囲から供給される熱量が少なく, 温度が主として帯水層下端から供給される熱量 G によって維持されているためと考えられる. また (A') (B') の領域周辺の低温域に見られる高 Rf は温度勾配が極端に小さいこと, (C') (D') の温泉水との境界附近の Rf の極小域は温度勾配が非常に大きいこと, よどみ点を中心とする低 Rf 域は流速が小さいことがその原因

である。

第6図に供給量を600 l/min., 揚湯率 R (揚湯量の供給量に対する割合) をそれぞれ0, 25, 50, 75, 100% として計算した温度分布を示した。図中矢印をつけた直線は第5図と同様温泉水および地下水の流動状況を表わしている。高温域が温泉水の分布する範囲とほぼ一致しており、さらに温泉水の流れを注意してみると、温度分布はその流動状況を敏感に反映していることがよく判る。揚湯域の下流では、揚湯によって上流側から供給される熱量が減少するため、揚湯率100%の場合には低温な地下水が混入するために温度低下が大きくなっている(第7図 A—A' 参照)。

第8図に揚湯率が75%と同一であるが揚湯される場所が異なっている場合の温度分布の変化を示した。(A)は供給域のすぐ下流で集中的に揚湯しているのに対し、(B)ではかなり遠方まで分散して揚湯している。揚湯状況によって温泉水の流れが変化し、(B)では40°C以上の高温域が揚湯域を囲む広い範囲に分布している。

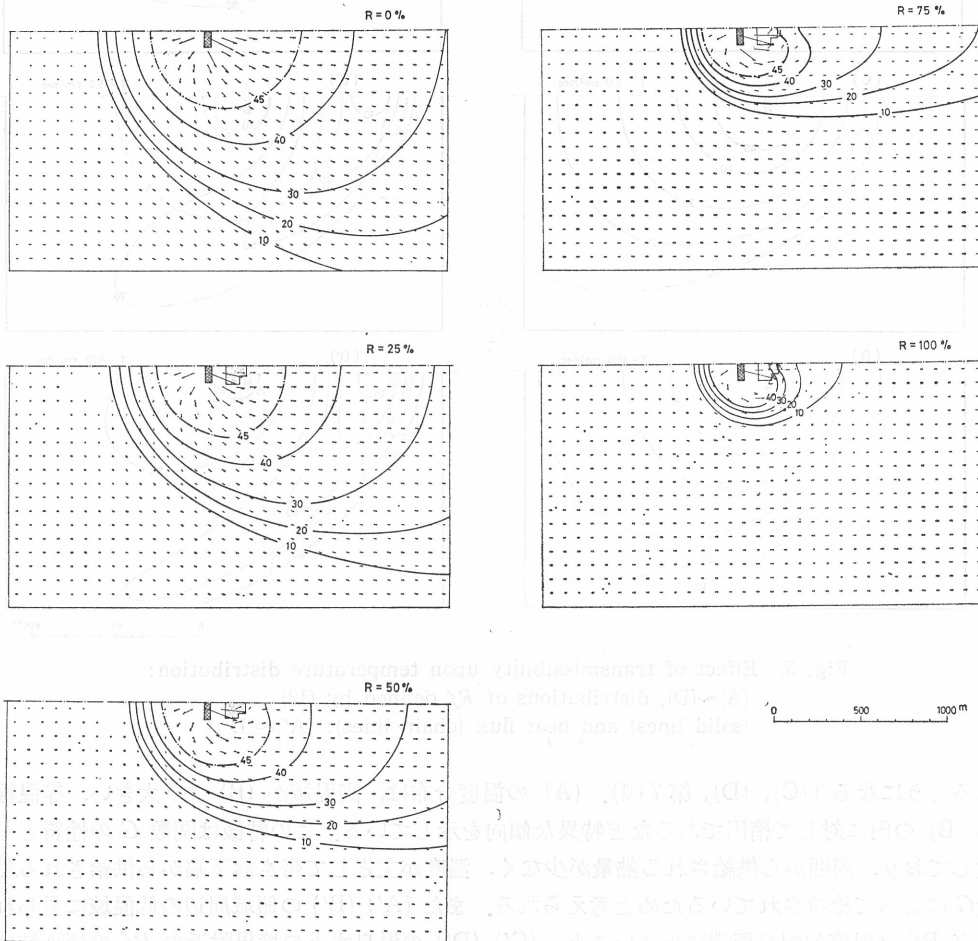


Fig. 6. Temperature patterns when discharge ratio is changed.

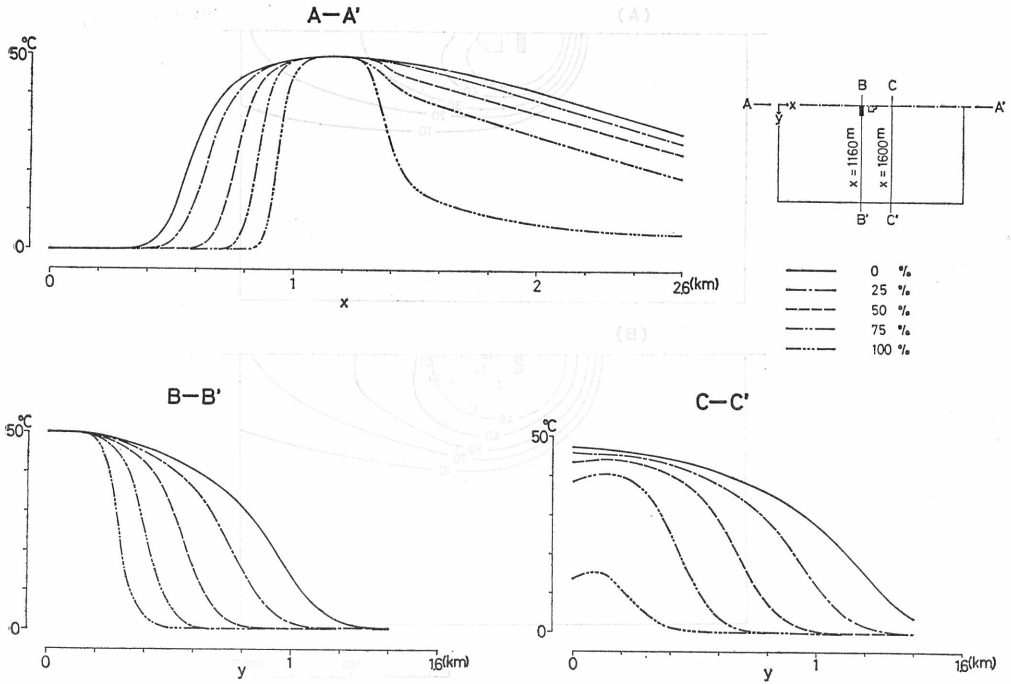


Fig. 7. Temperature distributions along A—A' ($y=0$ m), B—B' ($x=1160$ m) and C—C' ($x=1600$ m).

第9図は供給域の長さを (A) (B): 100 m, (A') (B'): 300 m としたときの温度分布を示したものである。全体の供給量はいずれも 600 l/min. と等しいが、供給域の長さが異なるため単位面積あたりの供給量はそれぞれ 2.5×10^{-4} cm/sec, 8.5×10^{-5} cm/sec となっている。(A') (B') では (A) (B) に比べ揚湯域下流部の温度低下が大きい。これは、単位面積あたりの供給量が 1/3 となっていることを考えると、上流側からの温泉水による供給熱量の差として容易に理解できるであろう。

温度分布に影響を及ぼすもう1つの要因として帯水層上端からの放熱が挙げられる。第10図は多少極端な例であるが、(A): $\alpha=1.0 \times 10^{-4}$ cm⁻¹, (B): $\alpha=5.0 \times 10^{-4}$ cm⁻¹ として求めた温度分布を示したものである。この場合帯水層上端の深度はそれぞれ 100 m, 20 m に相当する。 α が大きくなれば帯水層上端から放出される熱量が増加し、温度が全般的に低下している。

5. 限界揚湯量の推定

第11図に揚湯率と地域全体からの揚湯熱量（温泉水揚湯によって地上に放出されている熱量）との関係を示した。Aは理想的な場合、すなわち供給域と揚湯域とが一致する場合に予想される変化である。揚湯熱量は揚湯率が100%、供給熱量が 3.0×10^7 cal/min. (温泉水によって、深部から供給されている熱量) になるまでは直線的増加するが、揚湯率が100%以上になれば周辺の地下水を揚水することになってほとんど変化しない。Bは第6図と同一モデルで計

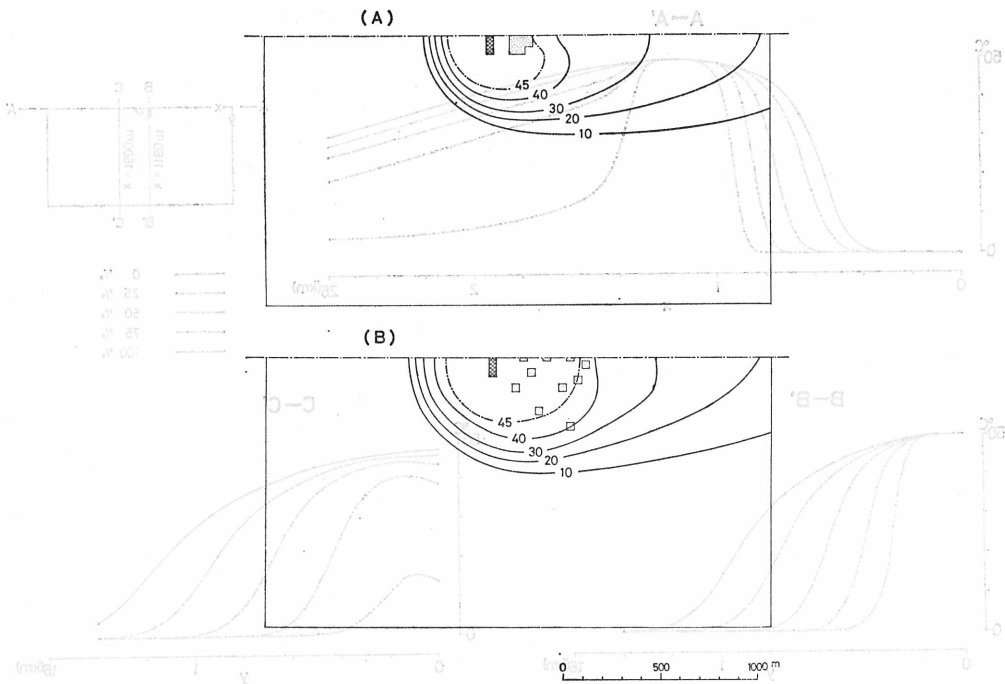


Fig. 8. Temperature patterns when discharge points are changed, $R=75\%$.

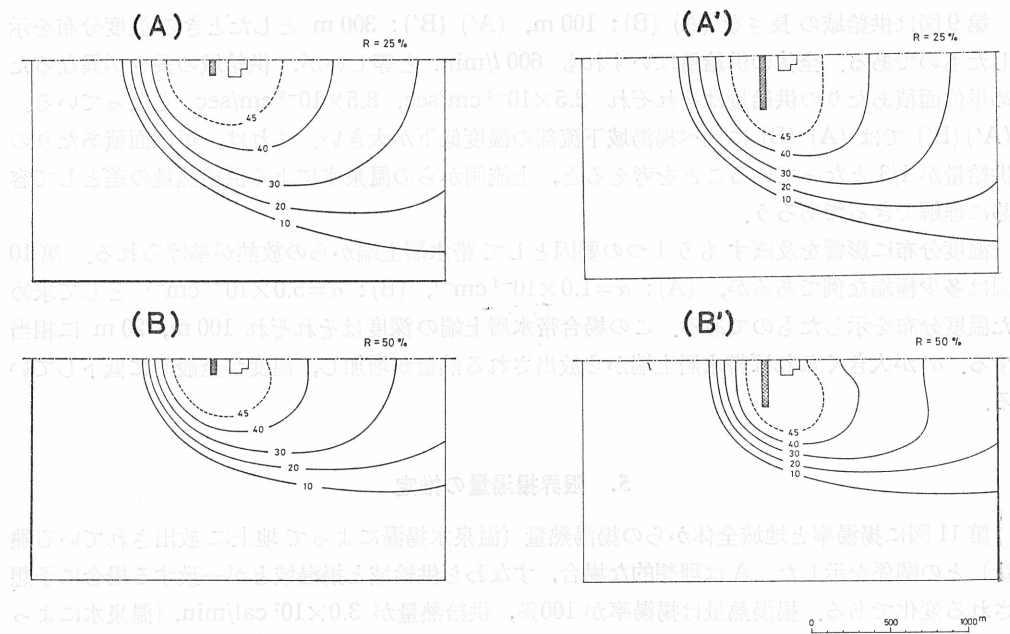


Fig. 9. Temperature patterns when horizontal length of fracture zone is changed, (A) (B): 100 m; (A') (B'): 300 m.

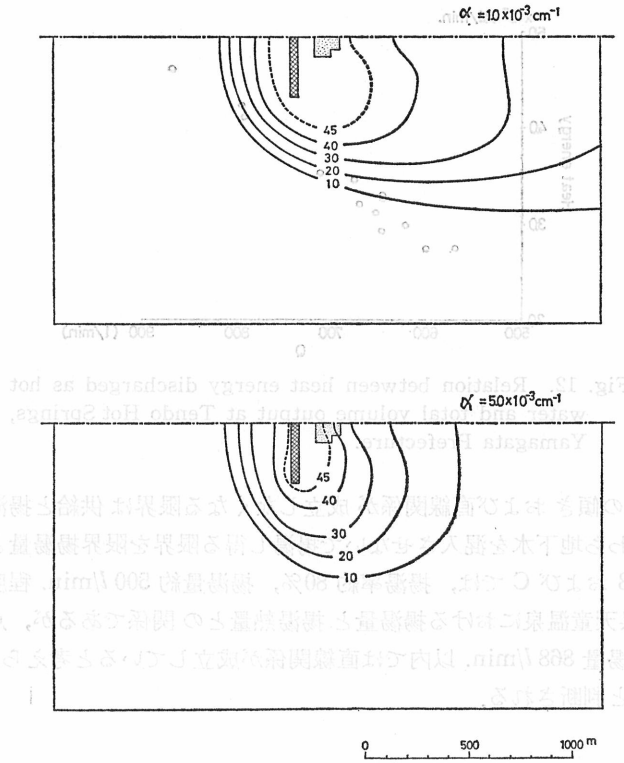


Fig. 10. Effect of cooling at top of the aquifer.

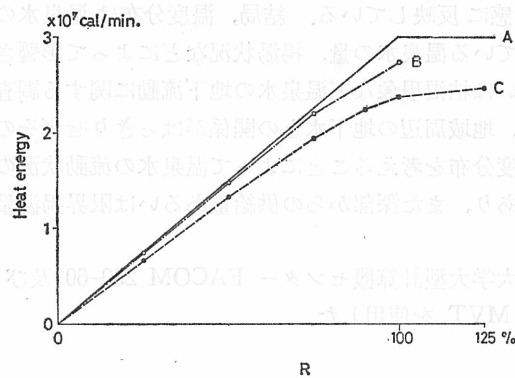


Fig. 11. Relation between heat energy discharged as hot water and discharge ratio.

算されたものであるが、温泉水が帯水層内を流下する際冷却されるために直線の傾きが A に比べ緩やかであり、また揚湯率 100% のとき第 6 図の温度分布にみられるように地下水が混入していると考えられるので直線関係からのずれが生ずる。C は $\alpha = 2.0 \times 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$ (揚湯域は第 8 図(B)と同じ) の場合であるが、上述の傾向がさらに著しくなっている。

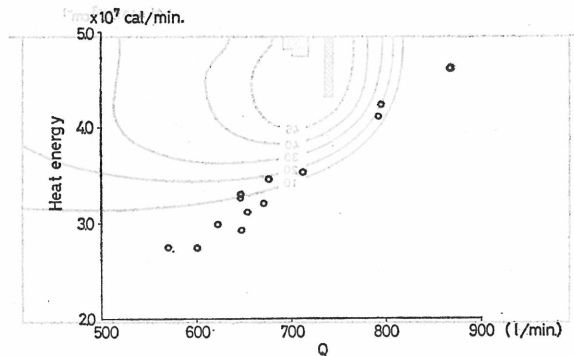


Fig. 12. Relation between heat energy discharged as hot water and total volume output at Tendo Hot Springs, Yamagata Prefecture.

このように直線の傾きおよび直線関係が成立しなくなる限界は供給と揚湯との関係によるが、この限界すなわち地下水を混入させないで揚湯し得る限界を限界揚湯量と考えることができる。第11図のBおよびCでは、揚湯率約80%、揚湯量約500 l/min.程度と推定される。

第12図は山形県天童温泉における揚湯量と揚湯熱量との関係であるが、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。

6. 結 語

以上述べたように帯水層内の熱流量は大部分が温泉水の流動によるものであって温度分布は温泉水の流動状況を敏感に反映している。結局、温度分布は温泉水の流れを規制する地質構造、深部から供給されている温泉水の量、揚湯状況などによって影響されることになる。

従来の相互影響あるいは枯渇現象など温泉水の地下流動に関する調査研究は水頭分布の変化に注目するものであり、地域周辺の地下水との関係ははっきりせずその影響を除くことが困難であった。しかし、温度分布を考えることによって温泉水の流動状況の変化をかなり精度よく推定することが可能であり、また深部からの供給量あるいは限界揚湯量などの推定も可能であると考えられる。

なお計算には北海道大学大型計算機センター FACOM 230-60 及び 230-75, IBM system Model 195 os HASP MVT を使用した。

文 献

- 1) H. L. Morrison, F. T. Rogers and C. W. Horton: Convection Current in Porous Media II, Jour. Appl. Phys. **21**, 11 (1949).
- 2) 福富他: 山形県天童温泉の地球物理学的研究, 北大地球物理研究報告, **18**, 1 (1967).
- 3) 浦上: 層状泉における熱の移動, 北大地球物理研究報告, **25**, 1 (1971).