

温泉水採取にともなう地下温泉水系の変化 (2)別府温泉南部域における塩素イオン濃度 低下と地下温泉水層の水理学的特性

京都大学理学部地球物理学研究施設

由 佐 悠 紀

昭和59年5月7日受付, 昭和59年6月5日受理

Change in Thermal Groundwater System Due to Withdrawal (2) Lowering of chloride-ion concentration and some hydrological features of the thermal groundwater system in the southern part of the Beppu hydrothermal field, Japan

Yuki Yusa

Geophysical Research Station, Kyoto University

Abstract

Increase of the withdrawal from the leaky confined aquifer causes to increase the infiltration of shallow groundwater through the drawdown of the piezometric pressure of the aquifer, and then the chemical composition of the groundwater changes generally. Recently, the lowering of the chloride-ion concentration was observed in the southern part of the Beppu hydrothermal field; which may be resulting from the increase of the withdrawal of hot waters with high chloride-ion concentration in the upper geothermal area. In order to search a method to analyze and predict such phenomena, this paper deals with a macroscopic lumped model for the lowering of chloride-ion concentration, imaging the southern part of the Beppu hydrothermal field.

Based on the model, the data obtained in 1968 and 1978 are analyzed for two cases; ④ the lowering of the chloride-ion concentration had reached already the steady state in 1978, and ⑤ it remained still in the unsteady state. Though the final judgement is postponed for the observation in the future, the case ⑤ would rather be appropriate to the field referring to other many studies carried out so far. The analysis can give some hydrological features of the field, such as volume of the thermal groundwater, turnover time of the system and infiltrating state of shallow water. Combining the present model and the hydrological model proposed in the former paper (Yusa, 1984: [I]), it is also possible to estimate values of hydrological constants γ and b/T appeared in [I] and drawdown of the piezometric level of the aquifer.

1. 緒 言

前報(由佐, 1984: 以下[I]と称す)で調べたように, 漏れのある被圧地下水層から新たに地下水が採取されると, 地下水圧の低下にともなう, その採取量を補うように漏れの量が増加する。もし新たな採取が地下水供給域で行なわれれば, 浅部地下水層からの浸透量が増す。地下水流出域で採取される場合でも, 水位低下が著しいと, 浅層への流出量が減るだけにとどまらず, 逆に浅層からの浸透が始まるであろう。被圧地下水が温泉水の場合, 浸透量増加の効果は泉温や化学成分濃度の低下となって現われるし, 海岸域においては海水が浸入して温泉水の塩水化が起る。

これまで多くの温泉地で報告されてきた温泉の枯渇現象とは, 温泉開発の進展にともなう生ずる上記諸変化の総称であるが, 近年急速に発展しつつある地熱開発による深部地熱流体の採取も, 周辺温泉に対して同様の影響をもたらす可能性がある。

しかし, これら一連の現象を総合的に記述解析して, その将来予測まで行なえるような手法は, まだ確立されているとは言い難い。たとえば化学成分については, いくつかの温泉地で, その濃度や全放出量の変化と温泉水総採取量の関係を示すグラフから, 適正総採取量や温泉水系を涵養している熱水量を推定しようとする試みがなされているとはいうものの(甘露寺ら, 1975; 綿抜, 1977), 地下水理状態の変化との関係は, ほとんど調べられていないのが現状である。

ところが, 温泉・地熱開発にともなう地下水理状態の変化, なかなく温泉地全体における浸透量の変化を純粋に水理学的観測だけから求めることは, 現実には非常にむずかしい。このことが, この種の現象の量的な取扱いを困難にしている一因と考えられる。温泉枯渇現象そのものは, 温泉利用上不都合であるとは言ってもないが, その中には地下の諸々の情報が込められている筈であり, たとえば, 優れたトレーサーである塩素イオンの濃度変化を解析することにより, 地下水理状態の特性([I]に示されているパラメーター γ の値など)を抽出できるとであろうと期待される。

本論文の目的は, 別府温泉南部域の温泉水系を想定して塩素イオン濃度変化に関する巨視的なモデルを考察するとともに, [I]の水理モデルと対応させて地下水理状態を推定し, 温泉・地熱開発が温泉水系におよぼす影響を予測する手法の発展に資せんとするものである。

2. 別府温泉南部域の資料

別府温泉南部域では, 山地部の地下深所から断層沿いに上昇する食塩型熱水が低地扇状地部へと下流し, それが浅層からの浸透水によって希釈されて, 温泉水系が形成されていると考えられている(たとえば, 吉川, 1983)。その概念を示すため, [I]の Fig. 2 と同じ図を Fig. 1 として再掲した。温泉水は三次元流動をしているので, 現実の状態はもっと複雑であるが, おおよそは, 希釈の度合の小さい上流部が沸騰泉域, 下流部はさらに希釈が進んだ一般温泉域とみなされる。また, これらの地域よりもさらに上流部には熱水から分離した蒸気の層があり, その範囲を流動してきた浅層水は蒸気によって暖められた蒸気性の温泉水となっている(吉川と由佐, 1972)。

[I]ですでに述べたように, この地域では1960年代に温泉開発が急速に進んで, 温泉井の数は増え, その分布域は拡大した。低地部の一般温泉については, これまで何度か一斉調査が行なわれている。Table 1 は1975年までの結果をまとめたものであるが, 1960年代以降に多数の温泉井が掘られたことがわかる。ところで, 1949年以前における温泉のほとんどすべては自噴泉であった。しかし, 時とともに温泉水位は低下し, 自噴量の減少した温泉や自噴の停止した温泉が現われて, 主にエアリフトによる動力揚湯設備が施されるようになった。1959年には738口の約15%に当る

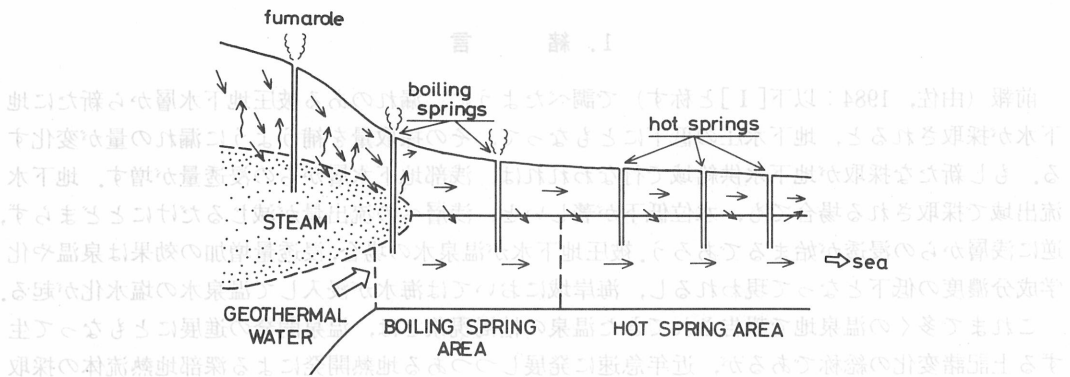


Fig. 1 Schematic hydrothermal system in the southern part of the Beppu hydrothermal field.

Table 1. Development of hot springs in the alluvial fan area of the southern part of the Beppu hydrothermal field.

year	number of wells	average temperature	amount of withdrawal
1924	826	53.38°C	16.3×10 ³ m ³ /day
1933	756	54.04	18.8
1949	674	52.11	18.8
1959	738	52.05	14.8
1975	1064	53.5	17.1

109口が動力泉となり、また、その後の温泉開発が自噴地帯外へと拡大したこともあって、動力泉の割合はさらに大きくなり、1975年においては1064口中約73%の777口が動力泉となった(吉川と由佐, 1976)。

総採取量を見ると、1959年の値が他の時期より10~20%落ち込んでいるが、これにはこの調査が自噴量の少ない冬期に行なわれたことも関係している。また、動力泉の割合が増した1975年の見積値は、1949年以前の値とほとんど同じである。このように、1960年代以降温泉井は増えたにもかかわらず、一日当りの総採取量は増加しておらず、むしろ、この50年間にわたってほぼ一定の量が採取され続けてきたと言えそうである。すなわち、近年の温泉開発は、かつての限られた地域からの集中的な温泉採取を、より広い範囲に分散させるように作用した。一方、泉温はあまり変化していない。これは、泉温の低下した温泉では、深くまで掘りかえることによって泉温の高いものを採取するようになった効果によるのであろう。しかし、掘りかえられなかった温泉では、後出 Table 3 に示されているように、近年泉温が低下した傾向が認められている(由佐, 1979 b)。

1960年代の温泉開発は、上流の地熱地域でも進展した。この地域に分布する噴気・沸騰泉からの噴出量調査は、これまで1961年(湯原, 1964)と1973年(吉川と由佐, 1976)の2回にわたって行なわれ、一方、噴出水の化学分析は機会あるごとに実施されてきた。それによれば、噴出水はその塩素イオン濃度が数100mg/lから1000mg/lを越えるほどに高濃度のものと、数10mg/lから数mg/lと低濃度を示すものの二種に分けられる。前者は食塩型熱水が浸透水によって希釈されたものであり、後者は蒸気によって熱せられた浸透水が蒸気の凝縮水、あるいはそれらの混合物を主体とし、液体として混入する食塩型熱水の量は非常に少ないものと考えられる。そこで前論文 [I] と本論文では、前者を沸騰泉と呼び、後者は噴気の範ちゅうに含めてある。

Table 2 は、上流地熱地域に分布する噴気・沸騰泉からの噴出量と井戸数の変化である。噴気・沸騰泉を合計した井戸数は、1961年から1973年の間に47口から67口へと20口増え、噴出量は3595 m³/day から5973 m³/dayへと約2380 m³/day増加した。これを噴気と沸騰泉にわけると、噴気は5口・108 m³/day 増えただけであるが、沸騰泉は15口・2270 m³/day 増しており、この間における地熱地域での開発は沸騰泉主体であったことがわかる。なお、これらの開発が一段落した1973年における沸騰泉の位置は [I] の Fig. 1 に示してあるが、それらは噴気の分布する地熱地域から一般温泉域へと移行する範囲に掘られている。

以上で述べた別府温泉南部域における噴気・沸騰泉・一般温泉からの総採取量の変遷を総合すれば、1960年代以降の温泉開発による採取量の増加は、その大部分が塩素イオン濃度の高い沸騰泉水で占められていると言える。しかも注目すべきは、低地部温泉水系の源流域とも言える範囲で、その開発が進んだことである。そのため、低地部へ流下する高温水の量が減少するとともに、[I] で述べたような機構によって浅層からの浸透量が増し、その結果として、低地部温泉水の塩素イオン濃度や泉温が低下する可能性が生じた。そこで、このことを確かめるための調査が行われた (由佐, 1979b)。

Table 3 は、沸騰泉の開発が進行しつつあった1968年を中心とした時期、およびその開発が一段落してさらに数年が経過した1978年頃における塩素イオン濃度と泉温の算術平均値を対比したものである。(以下では、それぞれを1968年の調査および1978年の調査と呼ぶことにする。)

統計に用いた一般温泉の数は71口で、別府温泉南部域にできるだけ均等に散らばるように選んである。ただし、海岸域の一部にみられる海水浸入温泉は除外した。また、両時期における調査温泉は同じものである。みられるように、塩素イオン濃度は197 mg/l から129 mg/l へと明らかに低下している。泉温は保存量とは言えず、また、動力泉ではスイッチ投入後一定の温度になるまでにかかなりの時間を要したり、あるいは、井戸口から離れた所で測定しなければならないものもあって、高精度のデータを得るのは困難である。しかし、それらの不確かさを考慮しても、両時期の差は有意のように思われ、泉温もいくらかの低下の傾向にあることがうかがわれる。

Table 2. Change in amounts of withdrawals (m³/day) from fumaroles and boiling springs located in the upper geothermal area of the southern part of the Beppu hydrothermal field. Numerals in parentheses show numbers of wells.

year	fumarole	boiling spring	total
1961	2809 (43)	786 (4)	3595 (47)
1973	2917 (48)	3056 (19)	5973 (67)
increase	108 (5)	2270 (15)	2378 (20)

Table 3 Change in average concentrations of chloride ion (mg/l) of boiling spring waters and hot spring waters. Numerals in parentheses are average temperature (°C).

	1968	1978
boiling spring water	1038	714
hot spring water	197(54.5)	129(50.3)

Numbers of boiling spring waters used to average are 10 in 1968 and 12 in 1978, and those of hot spring waters are 71 in both years.

他方、上流部の沸騰泉については、統計に用いた井戸数が1968年には10口、1978年には12口と少なく、そのうち両時期に共通の井戸数は8口である。また、塩素イオン濃度は季節的に変動するものもあって不安定である。そのため、一般温泉に比べると精度はかなり劣るけれども、やはりこの10年間に低下していることが明らかである。

3. 塩素イオン濃度低下の原因

前節で述べた塩素イオン濃度の低下をもたらした原因には、次の三つが考えられる。

- ①深部食塩型熱水の勢力の衰弱。
- ②低地部での温泉開発にともなう水位低下による浸透量の増加。
- ③上流部での沸騰泉開発による低地部への高温水流量の減少と、水位低下による浸透量の増加。

①については、現在の所、検討に値する資料は得られていない。しかし、温泉の寿命は一般に数万年以上と言われていることからしても、わずか10年の間にその勢力が急に弱くなったとは考えにくい。②に関しては、Table 1 に示されているように、温泉井数は増えたものの採取量の増加は認められず、この効果はそれほど重要とは思われない。

前節で述べたように、近年における総採取量増加の大部分は、上流部での沸騰泉開発によるものである。由佐ら (1975) は、1968年を中心とする時期の塩素イオン濃度と1973年頃の流出水量(採取量)とを用いて、一般温泉水に対する高温水(沸騰泉水と類似のものと仮定)の平均的な寄与率を約19%と見積った。この見積りに用いた資料の調査期は数年にわたっており、また、測定値のないものには近傍温泉の資料を適宜あてはめたので、決して高精度とは言いがたい。しかし、総計1000口を越えるほどに多数の井戸すべてを調査することはとてもできず、また、これ以上に精度の高い見積りも残念ながら行なえない。そこで、前記の見積値を1968年頃における寄与率とみなし、当時における一般温泉からの総採取量は1975年の値に等しいとすれば、その中に占める高温水の寄与量は $3240\text{m}^3/\text{day}$ となる。一方、沸騰泉開発による高温水採取量の増加は $2270\text{m}^3/\text{day}$ (Table 2)であった。これは前記寄与量の70%に達しており、両者の量的関係からみても、③が最大の原因である可能性が高い。

4. 塩素イオン濃度変化に関するモデル

地下の温泉水は三次元流動をしており、採取される沸騰泉水や一般温泉水はいろいろな流路を通ってくるため、浸透水との混合割合は各井戸で異なり、塩素イオン濃度にもかなりのばらつきがある。そのため、その濃度変化の解析を個々の井戸について行なうのはあまりにも複雑であり、また、地下における温泉水の三次元的分布が不明な現在では、非常に困難である。そこで、個々の井戸における変化にはとらわれず、温泉地全体の平均状態に注目したモデルによって解析を行なう。

我々が入手できる塩素イオン濃度に関する資料は、地表に取り出された水に関するものであって、その濃度を示す水の地下における存在量や流量はほとんど観測できないのが現状である。そこで、地表への流出量(採取量)の多い水ほど、地下での存在量も流量も多く、それらの間には比例関係が成立していると仮定しよう。すなわち、地下に分布する温泉水の塩素イオン平均濃度は、塩素イオン総流出量を総流出水量で割った値、言いかえれば、次の(1)式で計算される荷重平均濃度 C_m に等しいとみなす。

$$C_m = \frac{\sum C_i Q_i}{\sum Q_i} \tag{1}$$

ここに、 Q_i は個々の井戸からの流出水量（採取量）、 C_i は塩素イオン濃度であり、 Σ は和を表わす。なお、以下で用いる平均濃度とは、すべて(1)の荷重平均濃度のことである。

別府温泉南部域を想定し、その上流部における沸騰泉開発の影響を重視したモデルを考えよう。Fig. 1および[I]で取扱った水理モデルに基づいて、沸騰泉の開発が進展する以前の状態を Fig. 2 (a)によって表わす。すなわち、最上流の蒸気層は解析の対象から除外して、この地域を沸騰泉域(B)と一般温泉域(H)の二つにわけ、沸騰泉域へは塩素イオン濃度 C_T の食塩型熱水が一定量 Q_T だけ供給され、上方からの浸透水（浸透量 R_b ）と混合して平均濃度 C_b の高温水となり、これが沸騰泉を通して噴出するとともに（噴出量 W ）、残りのものは低地部の一般温泉域へ流下する（流量 Q_b ）。流下した高温水はさらに浸透水（浸透量 R_h ）と混合し、平均濃度 C_h の一般温泉水となり温泉井を通じて採取される。一部のものは海へと流出するかもしれない。図中の流出量は D_h はそれらの和である。

沸騰泉開発前には定常状態が達成されていたとすれば、沸騰泉域と一般温泉域それぞれについて、

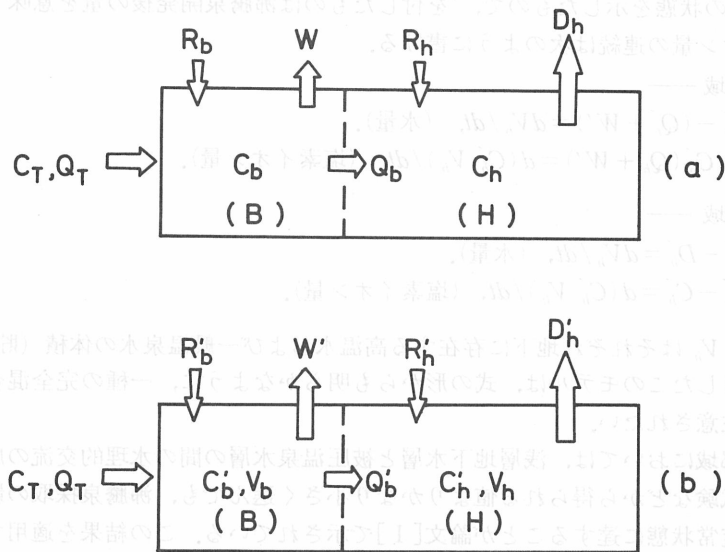


Fig. 2 Lumped model for the lowering of chloride-ion concentration ; (a) initial stage, (b) subsequent stage after exploitation of boiling springs. (B) is boiling spring area, (H) hot spring area. C_T concentration in geothermal water, C_b concentration in boiling spring water, C_h concentration in hot spring water, Q_T flow rate of geothermal water, Q_b flow rate of hot water from boiling spring area to hot spring area, W withdrawal from boiling springs, R_b infiltration of shallow groundwater in boiling spring area, R_h infiltration of shallow groundwater in hot spring area, V_b volume of hot groundwater in boiling spring area, V_h volume of thermal groundwater in hot spring area, D_h discharge from hot spring area. ' means the subsequent stage after exploitation of boiling springs.

水量と塩素イオン量の連続が次のように表わされる。ただし、浸透水の塩素イオン濃度はきわめて薄いとして無視する。

—— 沸騰泉域 ——

$$Q_T + R_b = Q_b + W, \quad (\text{水量}). \quad (2)$$

$$C_T Q_T = C_b (Q_b + W), \quad (\text{塩素イオン量}). \quad (3)$$

—— 一般温泉域 ——

$$Q_b + R_h = D_h, \quad (\text{水量}). \quad (4)$$

$$C_b Q_b = C_h D_h, \quad (\text{塩素イオン量}). \quad (5)$$

次に、沸騰泉の開発が進み、噴出量が W' になったとしよう。これに応じて沸騰泉域における水位が低下して浸透量が増すために、高温水の平均濃度は変化し、また、一般温泉域への流量も変化する。沸騰泉開発の水理的影響は、[I] で調べたように、一般温泉域へも伝播して、その水位・浸透量が変化する。そして以上の効果が組み合わさり、一般温泉水の塩素イオン濃度も変化することになる。食塩型熱水の供給量も一般には変化するであろうが、ここでは、その変化は小さいとして無視する。

Fig. 2 (b) はその状態を示したもので、' を付したものは沸騰泉開発後の量を意味する。このとき、水量と塩素イオン量の連続は次のように書ける。

—— 沸騰泉域 ——

$$Q_T + R_b' - (Q_b' + W') = dV_b / dt, \quad (\text{水量}). \quad (6)$$

$$C_T Q_T - C_b' (Q_b' + W') = d(C_b' V_b) / dt, \quad (\text{塩素イオン量}). \quad (7)$$

—— 一般温泉域 ——

$$Q_b' + R_h' - D_h' = dV_h / dt, \quad (\text{水量}). \quad (8)$$

$$C_b' Q_b' - C_h' D_h' = d(C_h' V_h) / dt, \quad (\text{塩素イオン量}). \quad (9)$$

ここに、 V_b と V_h はそれぞれ地下に存在する高温水および一般温泉水の体積（貯留量）である。平均濃度に着目したこのモデルは、式の形からも明らかのように、一種の完全混合モデルとなっていることに注意されたい。

別府温泉南部域においては、浅層地下水層と被圧温泉水層の間の水理的交流の度合を示す浸出係数を、揚水試験などから得られる値よりかなり小さく選んでも、沸騰泉採取の影響は数日のうちにほとんど定常状態に達することが論文[I] で示されている。この結果を適用すれば、温泉水層の弾性的性質による膨張・収縮にともなう地下水量の体積変化は、短時間のうちに定常状態となるばかりでなく、その変化量も小さいと考えられるから、 $dV_b / dt = dV_h / dt = 0$ として差しつかえないであろう。したがって、(6)~(9)式は次のようにより簡単な形に書ける。

—— 沸騰泉域 ——

$$Q_T + R_b' = Q_b' + W'. \quad (10)$$

$$C_T Q_T - C_b' (Q_b' + W') = V_b' \cdot dC_b' / dt, \quad (11)$$

—— 一般温泉域 ——

$$Q_b' + R_h' = D_h'. \quad (12)$$

$$C_b' Q_b' - C_h' D_h' = V_h' \cdot dC_h' / dt. \quad (13)$$

さらに、沸騰泉からの噴出量の増加を ΔW 、沸騰泉域および一般温泉域における浸透量の増加をそれぞれ r_b および r_h と書けば、

$$W' = W + \Delta W, \quad R_b' = R_b + r_b, \quad R_h' = R_h + r_h. \tag{14}$$

であり、(2)・(10)・(14)式より次の関係が得られる。

$$Q_b' = Q_b + r_b - \Delta W. \tag{15}$$

沸騰泉域における高温水の初期濃度を $C_b' = C_b (t = 0)$ とし、(2)・(3)・(14)・(15)を用いて(11)式を解けば、高温水の平均濃度の変化が次のように求められる。ただし、解は初期濃度に対する比で表わした。

$$\frac{C_b'}{C_b} = \frac{W + Q_b}{W + Q_b + r_b} \left(1 + \frac{r_b}{W + Q_b} e^{-\alpha t} \right), \tag{16}$$

$$\alpha = \frac{W' + Q_b'}{V_b} = \frac{W + Q_b + r_b}{V_b}.$$

他方、一般温泉については、初期濃度 $C_h' = C_h (t = 0)$ のもとで(5)・(15)・(16)を用いて(13)式を解けば次の解が得られる。

$$\begin{aligned} \frac{C_h'}{C_h} = & \frac{Q_b + r_b - \Delta W}{W + Q_b + r_b} \left\{ \frac{W + Q_b}{Q_b} \cdot \frac{D_h}{D_h'} \right. \\ & + \left(\frac{W + Q_b + r_b}{Q_b + r_b - \Delta W} - \frac{W + Q_b}{Q_b} \cdot \frac{D_h}{D_h'} e^{-\beta t} \right. \\ & \left. \left. + \frac{r_b}{Q_b} \cdot \frac{\beta_0}{\beta - \alpha} (e^{-\alpha t} - e^{-\beta t}) \right\}, \end{aligned} \tag{17}$$

$$\beta = \frac{D_h'}{V_h}, \quad \beta_0 = \frac{D_h}{V_h}.$$

この式の D_h' は(4)・(12)・(14)・(15)式より次のように表わされる。

$$D_h' = D_h + r_h + r_b - \Delta W. \tag{18}$$

沸騰泉開発の水理的影響が定常状態に達すれば、沸騰泉からの噴出増加量 ΔW は、被圧温泉水層における漏れの量の変化によって補償されることが論文[I]で確かめられているから、 ΔW と浸透量の増加 ($r_b + r_h$) および漏出量の減少 (d , 減少分を正とする) の間には次の関係が成り立つ。

$$r_b + r_h + d = \Delta W. \tag{19}$$

(19)を(18)に代入して

$$D_h' = D_h - d. \tag{20}$$

したがって、一般には $D_h' \leq D_h$ (等号は $d = 0$ のとき) の関係にある。別府温泉南部域では、被圧層から温泉水が漏出する範囲が、沸騰泉域からなり離れた海岸近くに限られているので、沸騰泉からの噴出増加量は水位低下の比較的大きい沸騰泉域とそれに近接する一般温泉域での浸透量増加によって補償されるという近似が許されるであろう。そうとすれば、 $r_b + r_h \approx \Delta W$ 、したがって(18)より

$$D_h' \approx D_h. \tag{21}$$

となるから、(17)式は次のようになる。

$$\frac{C_h}{C_b} = \frac{Q_b + r_b - \Delta W}{W + Q_b + r_b} \left\{ \frac{W + Q_b}{Q_b} + \left(\frac{W + Q_b + r_b}{Q_b + r_b - \Delta W} - \frac{W + Q_b}{Q_b} \right) e^{-\beta t} + \frac{r_b}{Q_b} \cdot \frac{\beta}{\beta - \alpha} (e^{-\alpha t} - e^{-\beta t}) \right\}, \quad (22)$$

$$\beta = \frac{D_h}{V_h} = \frac{D_b}{V_b}.$$

なお、(16)式と(22)式の定数 α と β は、それぞれ沸騰泉域および一般温泉域の平均滞留時間の逆数に当る。

5. 塩素イオン濃度変化の解析と地下水理状態の推定

解析に用いる塩素イオン濃度は、採取されている沸騰泉水と一般温泉水それぞれの荷重平均濃度であるから、Table 3 の原資料を(1)式によって計算しなおした。Table 4 はその結果であり、1968年の値に対する1978年の値の比は、沸騰泉水が0.76、一般温泉水が0.69である。

Table 4 Change in weighted average concentrations of chloride ion (mg/l) of boiling spring waters and hot spring waters, calculated by the equation (1).

	1968	1978	ratio
boiling spring water	857	652	0.76
hot spring water	200	138	0.69

沸騰泉の開発はおおよそ10年間にわたって行なわれ、また、噴出量と塩素イオン濃度の調査時期が一致していないなど問題点も多いが、ここでは、開発が進行しつつあった1968年頃を初期状態とみなして解析を行なう。それでも使用できる資料は限られるので、次の二つの極端な場合を想定する。

A 濃度変化がすでに定常に達している場合

このときの濃度は、(16)・(22)式の時間変化に関する項を消去することにより、次のように与えられる。

$$\left(\frac{C_b}{C_b} \right)_s = \frac{W + Q_b}{W + Q_b + r_b} \quad (23)$$

$$\left(\frac{C_h}{C_h} \right)_s = \frac{Q_b + r_b - \Delta W}{W + Q_b + r_b} \cdot \frac{W + Q_b}{Q_b}. \quad (24)$$

ここに、添字 s は定常状態の意味である。

上式に既知量 $W = 786 \text{m}^3/\text{day}$ 、 $\Delta W = 2270 \text{m}^3/\text{day}$ (Table 2)、および $(C_b'/C_b) = 0.76$ 、 $(C_h'/C_h) = 0.69$ (Table 4) を代入すれば、未知量 Q_b と r_b がそれぞれ $Q_b = 4960 \text{m}^3/\text{day}$ 、 $r_b = 1810 \text{m}^3/\text{day}$ と求められる。したがって、 $r_b/\Delta W = 0.80$ となり、沸騰泉からの噴出増加量の80%が沸騰泉域内の浸透により、残り20%は一般温泉域の浸透によって補償される。

論文 [I] によれば、この比率に見合う $\gamma = (a\sqrt{b/T})$ の値は $\gamma = 2.5$ である。沸騰泉域の長さ a

は、およそ $a=1500\text{m}$ であるから、浸出係数 b/T は $b/T=2.8 \times 10^{-6} \text{ m}^{-2}$ となり、揚水試験や潮汐影響の資料から求められている値 ([I]参照) よりかなり小さい。この γ の値に対応する定常状態の水位低下は、沸騰泉域の最上流部で173cm、一般温泉域との境界部で94cm、海岸近くでは2 cm程度と見積られる。このように水位低下はあまり大きくなく、ことに海岸近くではほとんど影響が現われない。(この計算法は[I]を参照されたい。)

ところで、1968年頃における一般温泉への高温水の寄与量は、前述したように約19%と見積られている。これを地下の温泉水にも適用すれば、次のように表わされる。

$$Q_b/D_h = 0.19. \quad (25)$$

Q_b に、ここで求められた $4960\text{m}^3/\text{day}$ を代入すると、 $D_h=26100\text{m}^3/\text{day}$ となる。実際の採取量は $17100\text{m}^3/\text{day}$ であるから、その差 $9000\text{m}^3/\text{day}$ は海へ流出していると解される。

B 一般温泉域からの流出量 D_h は採取量に等しく、海への流出が無視される場合

このとき Q_b は、一般温泉からの採取量 $17100\text{m}^3/\text{day}$ の約19%、すなわち $3240\text{m}^3/\text{day}$ である。この量と前出の既知量によって、定常状態に関する(23)・(24)を調和させることはできず、(16)と(22)式による非定常の取扱いをしなければならない。しかし、定数 α と β は不明なので、次のように取扱う。

α と β の関係は、定義より次のように表わされる。

$$\beta = \frac{V_b}{V_h} \cdot \frac{D_h}{W + Q_b + r_b} \cdot \alpha. \quad (26)$$

ここで、沸騰泉域と一般温泉域の貯留量の比 V_b/V_h は、それぞれの面積の比 S_b/S_h (S_b : 沸騰域の面積, S_h : 一般温泉域の面積) に等しいと仮定する。おおまかにみて、 $S_b \sim 1 \text{ km}^2$, $S_h \sim 8 \text{ km}^2$ であるから、

$$\beta = \frac{1}{8} \cdot \frac{D_h}{W + Q_b + r_b} \cdot \alpha \quad (27)$$

(16)・(22)・(27)式に既知量 $W=786\text{m}^3/\text{day}$, $\Delta W=2270\text{m}^3/\text{day}$, $D_h=17100\text{m}^3/\text{day}$, $Q_b=3240\text{m}^3/\text{day}$ を代入し、また経過時間を $t=10$ 年として、 $C_b/C_0=0.76$ と $C_h/C_0=0.69$ が同時に成り立つように、未知量 r_b , α および β を試行錯誤的に求めると、 $r_b=1340\text{m}^3/\text{day}$, $\alpha=0.325\text{year}^{-1}$, $\beta=0.129\text{year}^{-1}$ が得られる。

この場合 $r_b/\Delta W=0.59$ であるから、沸騰泉からの噴出量増加分の59%は噴騰泉域での浸透により、残り41%は一般温泉域での浸透によって補償されることになる。また、前と同様にして、水理学的特性が次のように見積られる； $\gamma=1.1$, $b/T=0.54 \times 10^{-6} \text{ m}^{-2}$ 。このときの定常状態における水位低下は、沸騰泉域最上流部で650cm、一般温泉域との境界部で434cm、海岸で83cmとなる。

さて、沸騰泉域と一般温泉域の貯留水量 V_b と V_h は、それぞれ次式により与えられる。

$$V_b = \alpha(W + Q_b + r_b), \quad V_h = \beta D_h. \quad (28)$$

また、温泉水層の厚さを D (沸騰泉域と一般泉域に共通)、有効空隙率を ϕ とすれば、 $V_b = \phi D S_b$, $V_h = \phi D S_h$ であるから、

$$\phi D = \frac{V_b}{S_b} = \frac{V_h}{S_h}. \quad (29)$$

(28)・(29)式に前記の各量と $S_b = 1\text{km}^2$ ($S_h = 8\text{km}^2$) を代入すれば、 $V_b = 6 \times 10^6\text{m}^3$ 、 $V_h = 48 \times 10^6\text{m}^3$ および $\phi D = 6\text{m}$ が得られる。他方、この地域における不圧地下水位の長期記録より、不圧地下水層の貯留係数が0.037と求められているので(由佐, 1979a), かりにこれを巨大な転石や巨礫を数多く含んでいる扇状地推積層の有効隙率とみなせば、温泉水層の厚さは $D = 160\text{m}$ となる。

一方、沸騰泉域と一般温泉域それぞれにおける平均滞留時間 T_b および T_h は、それぞれの α と β の逆数であるから、 $T_b = 3.1$ 年、 $T_h = 7.8$ 年と求められる。これらは温泉水層の水が入れ替わるのに必要な時間の目安となる。ここで考えたモデルは一種の完全混合モデルであるから、99%の水が入れ替わるのには上記平均滞留時間の4.6倍(樞根, 1980), すなわち、沸騰泉域では約14年、一般温泉域では約36年を要する。

得られた数値を用い、(16)と(22)式によって計算した C_b/C_b と C_h/C_h の時間変化を Fig. 3 に示した。1978年における C_b/C_b はほとんど定常値 $(C_b/C_b)_s = 0.75$ に等しく、もし沸騰泉と一般温泉の採取量が今後も大きく変化しなければ、 C_h/C_h は2000年頃にほぼ定常値 $(C_h/C_h)_s = 0.53$ に達すると予測される。

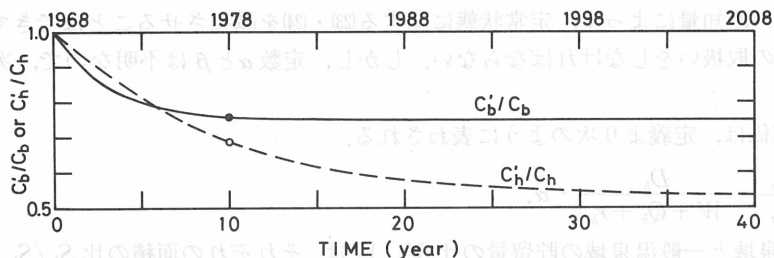


Fig. 3 Prediction of change in chloride-ion concentrations of boiling spring water (C_b/C_b) and hot spring water (C_h/C_h), calculated by equations (16) and (22) respectively. C_b and C_h are initial concentrations; C_b and C_h subsequent concentrations after exploitation of boiling springs. Solid and open circles are data observed.

以上の結果をまとめて Table 5 に掲げた。ここでは A と B という二つの極端な場合を考えたが、別府温泉南部域に関する実際的なモデルは、両者の中間的なものであろう。たとえば、一般温泉域からの流出量は B の $17100\text{m}^3/\text{day}$ から A の $26100\text{m}^3/\text{day}$ の範囲にあると考えられるが、どちらに近いかの判定は今後の調査にまたねばならない。ただ、これまで行なわれてきた多方面にわたる研究結果は、海への流出量あまり多くないことを示唆していることからみて、別府温泉南部域は B のモデルに近い状態にあるのではないと思われる。

6. 結 言

温泉開発によって温泉水採取量が増加すると、地下温泉水位の低下にともない浅層からの浸透量が増すために、温泉水の化学成分濃度も低下することが一般に知られている。別府温泉南部域においても、近年全体的に塩素イオン濃度に低下の傾向のあることが観測されたが、これには上流部で開発された沸騰泉を通して、高塩分濃度の高温水が多量に採取され始めたことが影響していると考えられる。

Table 5 Summary of data and results derived from the analysis for the southern part of the Beppu hydrothermal field.

	Case A (steady state)	Case B (unsteady state)	Remarks
Fundamental equations	(23), (24)	(16), (22)	
W (m ³ /day)	786 *	786 *	refer to Fig. 2
ΔW (m ³ /day)	2270 *	2270 *	increase of withdrawal from boiling springs after exploitation
C_b'/C_b	0.76 *	0.76 *	refer to Figs. 2 and 3
C_h'/C_h	0.69 *	0.69 *	refer to Figs. 2 and 3
Q_b (m ³ /day)	4960	3240 *	refer to Fig. 2
r_b (m ³ /day)	1810	1340	increase of infiltration in boiling spring area due to exploitation
D_h (m ³ /day)	26100	17100 *	refer to Fig. 2
Discharge to the sea (m ³ /day)	9000	0	
$(C_b'/C_b)_s$	(0.76 *)	0.75	predicted steady value
$(C_h'/C_h)_s$	(0.69 *)	0.53	predicted steady value
α (year ⁻¹)	—	0.325	reciprocal of turnover time in boiling spring area
β (year ⁻¹)	—	0.129	reciprocal of turnover time in hot spring area
V_b (m ³)	—	6×10^6	refer to Fig. 2
V_h (m ³)	—	48×10^6	refer to Fig. 2
ϕD (m)	—	6	D thickness of aquifer ; ϕ effective porosity
D (m)	—	160	supposed $\phi = 0.037$
$r_b / \Delta W$	0.80	0.59	
$\gamma (= a \sqrt{b/T})$	2.5	1.1	hydrological parameter concerning leakage ; a length of boiling spring area, b coefficient of leakage, T transmissivity of aquifer
b/T (m ⁻²)	2.8×10^{-6}	0.54×10^{-6}	put $a = 1500$ m
—Drawdown of piezometric level (cm) at steady state—			
$x = 0$ m	173	650	uppermost part of boiling spring area
$x = 1500$ m	94	434	boundary between boiling spring area and hot spring area
$x = 3750$ m	2	83	coastal area

* values are data observed ; others are derived from the analysis.

本論文では、これら一連の現象を記述解析し、さらに将来予測も行なえるような手法を探るため、別府温泉南部域を想定して、塩素イオン濃度低下に関する巨視的なモデルを考察した。モデルによる解析は、1978年当時の塩素イオン濃度を、④定常に達しているとみなした場合と⑤非定常状態にあるとみなした場合について行なわれた。いずれがこの地域に適合するかの判定は、今後の調査にまたねばならないが、このような解析を通して、従来困難であった地下温泉水の存在量、その入れ替えに要する時間、あるいは浅層地下水の浸透のあり方などを推定できる可能性が得られた。また、本論文のモデルと前論文[I]の水理モデルを対応させることにより、温泉水層の漏れに関するパラメーター γ や浸出係数 b/T さらには温泉水位低下量も見積ることができる。

ただ、この種の現象は、とくに規模の大きい温泉地の場合、解析に要する諸量を精度よく観測することが非常に困難であり、また、現状では温泉水層の構造などにも不明確な部分が多いので、得られる結果も多分に不確定な要素を含んでいると言わざるを得ない。しかしながら、ともかくも、このような方法で地下水理状態が推定できれば、将来の温泉・地熱開発にともなう諸影響をある程度量的に予測することが可能となる。

謝 辞

本研究に用いた費用の一部は、文部省科学研究費補助金（課題番号：57020035）によった。記して謝意を表す。

参 考 文 献

- 梶根 勇 (1980) : 水文学, 大明堂.
- 甘露寺泰雄, 益子安 (1975) : 温泉水の過剰採取と枯渇現象について, 第1報 修善寺温泉における適正総採取量の推定, 温泉工学会誌, 10, 1, 16-25.
- 吉川恭三 (1983) : 地熱水から温泉水へ 別府温泉の場合, 地熱, 20, 5, 1-13.
- 吉川恭三, 由佐悠紀 (1972) : 別府温泉南部域の炭酸成分, 大分県温泉調査研究会報告, 23, 1-10.
- 吉川恭三, 由佐悠紀 (1976) : 別府温泉の現況調査(3), 同上, 27, 1-15.
- 湯原浩三 (1964) : 別府周辺噴気孔の噴出熱量と熱力学的性質, 同上, 15, 15-25.
- 由佐悠紀 (1979a) : 深い地下水面への浸透供給過程の解析, 陸水学雑誌, 40, 1, 40-48.
- 由佐悠紀 (1979b) : 別府温泉南部域の化学成分長期変化について, 大分県温泉調査研究会報告, 30, 10-18.
- 由佐悠紀 (1984) : 温泉水採取にともなう地下温泉水系の変化(1)漏れのある被圧地下水層における水位低下の進展, 温泉科学, 34, 2, 45-56. [I].
- 由佐悠紀, 野田徹郎, 北岡豪一 (1975) : 地熱地域を含む温泉地からの流出水量, 熱量および化学成分量 — 別府温泉の場合 —, 温泉工学会誌, 10, 3, 94-108.
- 綿抜邦彦 (1977) : 化学成分の変動を利用する熱水量の推定, 地熱, 14, 1, 21-25.