

山形県東根温泉の湧出機構

北海道大学理学部

浦上 晃 一

(平成6年4月12日受付, 平成6年5月12日受理)

Thermal Water Flow Systems in the Higashine Hot Spring Area, Yamagata Prefecture, Japan

Koichi URAKAMI

Faculty of Science, Hokkaido University

Abstract

During 1992 and 1993 geophysical and geochemical investigations were carried out in the Higashine hot spring area, situated at the northeastern corner of the Yamagata basin in the northern Honshu. A numerical simulation was also made to reveal thermal water flow systems in the area. Thermal waters with temperatures of 48.7 to 69.9°C are pumped from six production wells drilled to depths of 120 to 130m and used for bathing at hotels. Total discharge from the wells is about 1,300 l/min. Thermal waters in the area are slightly alkaline sodium chloride type waters with relatively low TDS (1,085~1,474mg/l). Two major thermal water aquifers are recognized from geological logs and temperature depth profiles measured at nonproductive wells. The upper thermal water aquifer, which is encountered at a depth of 30 to 45m and extends to a depth of 50 to 60m, contains low chloride thermal water with temperature of roughly 50°C. The lower aquifer, extending below a depth of 70 to 85m, contains high chloride thermal water with temperature up to 84°C which is coming up from the deep through the fractures formed in fault zone. Production wells, however, discharge mixture of these waters due to pumping through multilayered screen. Transmissivities of the thermal aquifers are determined by pumping test to be 16.3 to 74.3 cm²/s (mean, 34.7 cm²/s). Numerical simulation for steady state heat transfer using horizontal two-dimensional model, suggests that the lower thermal water aquifer is cut on the east by fault extending along the east margin of the basin and bounded on the north by low permeability layer, therefore the thermal water from the deep spreads out within permeable layer limited to the central and southern parts of the area.

1. ま え が き

東根温泉は、東北地方、山形盆地の北東隅の平地部に湧出する温泉である。温泉街の東側は飯岳や長谷山など奥羽山脈に連なる山々の前山がせまっているが、西側には盆地の平地部が開け、最上川が遠く盆地の西縁を蛇行しながら北へ流れている。

東根温泉は沖積層から湧出する典型的な裂隙層状泉であり、現在、深度120~130mの6カ所の泉源から、温度48.7~69.9°Cの温泉がおよそ1,300 l/min揚湯されている。温泉は温泉協同組合

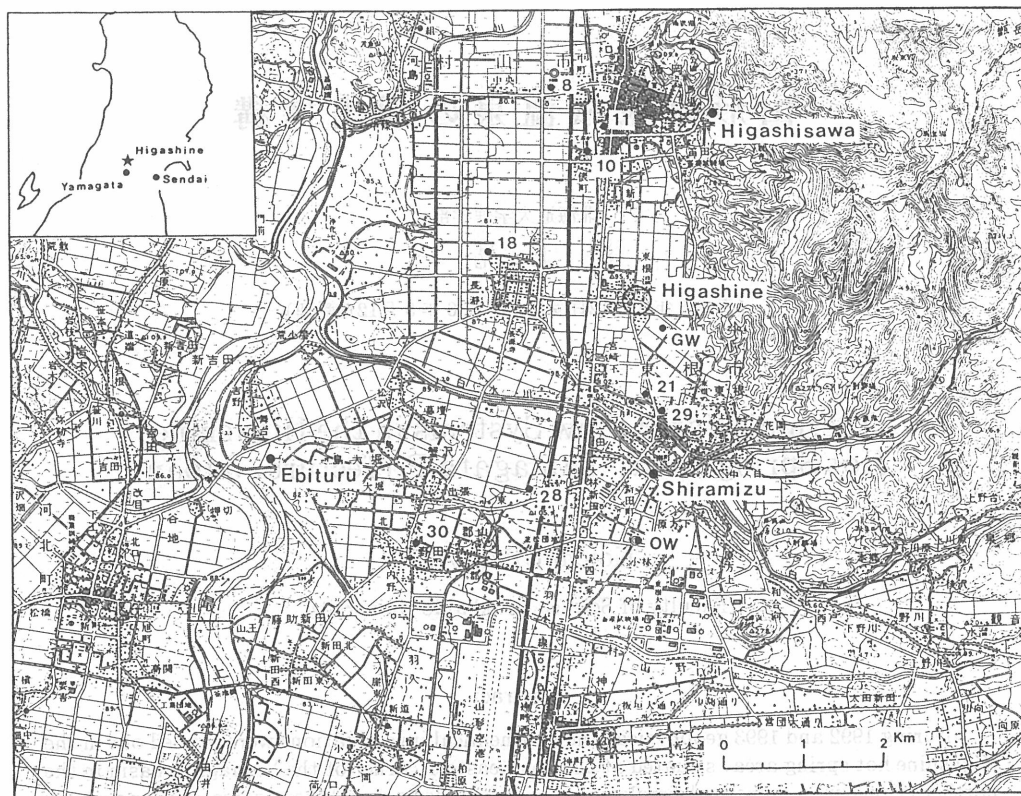


Fig. 1 Locaton map of the Higashine hot spring area

で集中管理されており、ホテルや旅館で浴用に利用されている。周辺には、東沢、白水、海老鶴などの温泉があり、深度500~800mから44.0~96.4℃の温泉が湧出している(Fig. 1)。

東根温泉は、1910年に、灌漑用の掘抜き井戸を掘削していて、深度50mで温度48℃の温泉が自噴したことから、偶然に発見された。この発見が反響を呼び、泉源が次々に掘削され、翌1911年には50数カ所の湧出孔を持つに至っている。1914年には山形県が県令によって県内の各温泉地の乱掘を防止し温泉の保全につとめるようになり、東根温泉でも温泉組合を設立して温泉掘削を自粛するようになった。しかし、戦後、最上川の河川改修などの影響により周辺の地下水位が低下し温泉の自噴量が著しく減少したために、50カ所の泉源について、1952年に30~45cm、1963年に60cmと、2度にわたって湧出口の切下げを行ったが、必要量を確保することが困難となり、1957年に温泉協同組合を設立して、新たな泉源の掘削とその集中管理を行い、温泉の安定供給がはかれるようになった¹⁾。このような集中管理への移行にともない、50カ所の自噴泉源が放棄され、温泉は新たに掘削された泉源から動力によって揚湯されるようになった(Figs. 2,3)。

東根温泉については、温泉が自噴していた当時から湧出状況が調べられているし、温泉の化学的特性も調べられている¹⁾。また、1968年には、地球物理学的な調査が実施され、地下構造や湧出機構が調べられている²⁾。しかし、その後は、各泉源の湧出温度、動水位、揚湯量などが定期的に測定され、温泉の化学成分の分析が行われている程度で、総合的な調査は実施されていない。前回の調査から20年以上も経過していることや、新たな泉源が数多く掘削されたこともあって、再度、総合的な調査を実施することが必要となった。そこで、1992年4月から1993年2月までの期間に、電気探査、揚水試験、温泉の同位体分析、水位の連続観測などの現地調査を行うととも

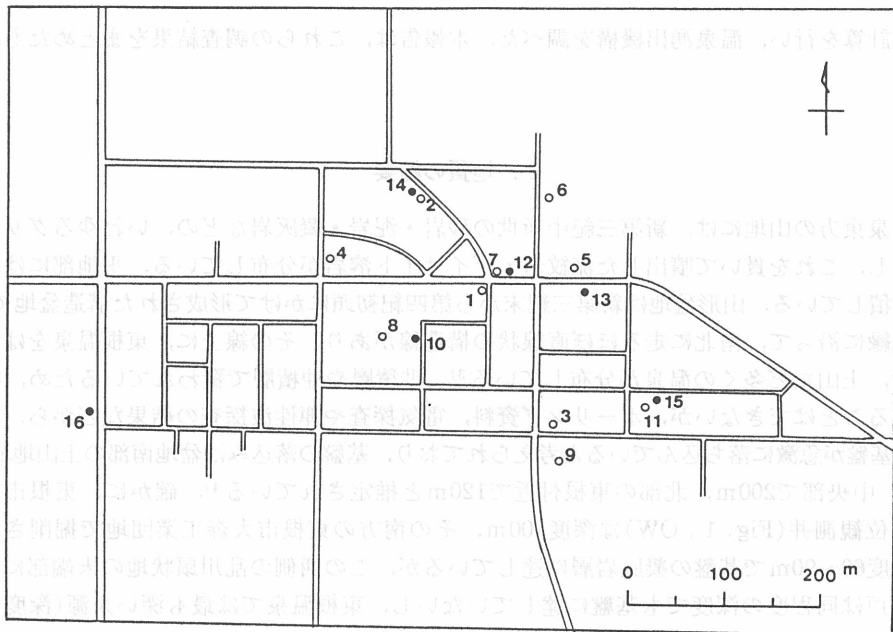


Fig. 2 Location of wells in the Higashine hot spring area
Solid circles are production wells in 1993, and open circles are abandoned wells.

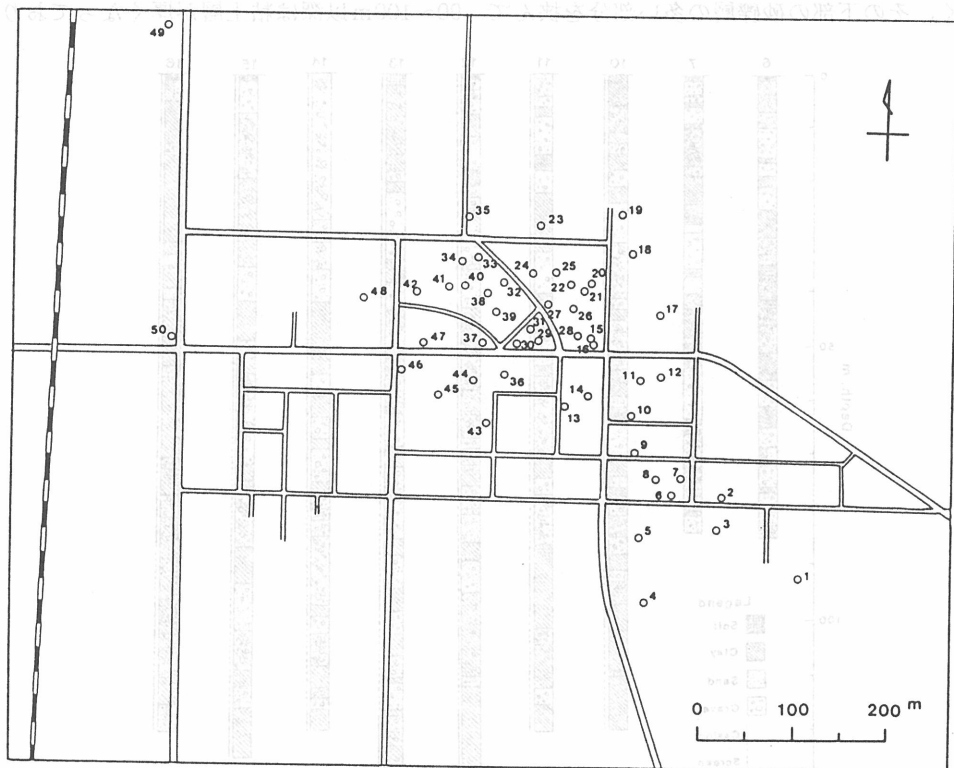


Fig. 3 Location of flowing wells in the Higashine hot spring area in 1949
The wells were used until three production wells were drilled in 1958 to pump the required amount of thermal water at hotels.

に、数値計算を行い、温泉湧出機構を調べた。本報告は、これらの調査結果をまとめたものである。

2. 地質の概要

東根温泉東方の山地には、新第三紀中新世の砂岩・泥岩・凝灰岩などの、いわゆるグリーンタフが発達し、これを貫いて噴出した流紋岩・デイサイト溶岩が分布している。平地部には沖積層が厚く堆積している。山形盆地は新第三紀末から第四紀初頭にかけて形成された構造盆地であり、盆地の東縁に沿って、南北に走るほぼ直線状の構造線があり、その線上に、東根温泉をはじめ天童、山形、上山など多くの温泉が分布している³⁾。洪積層や沖積層で覆われているため、構造線を直接見ることはできないが、ボーリング資料、電気探査や弾性波探査の結果などから、構造線の西側で基盤が急激に落ち込んでいると考えられており、基盤の落込みは盆地南部の上山地域で400～600m、中央部で200m、北部の東根付近で120mと推定されている⁴⁾。確かに、東根市役所敷地内の水位観測井(Fig. 1, OW)は深度100m、その南方の東根市大森工業団地で掘削された揚水井は深度60～90mで基盤の凝灰岩層に達しているが、この西側の乱川扇状地の末端部に掘削された水井戸は同程度の深度でも基盤に達していないし、東根温泉では最も深い泉源(深度171m)でも基盤に達していない。

東根温泉は白水川扇状地の末端部に湧出する温泉であり、ここでは、粘土、砂、砂礫が互層となって繰り返し堆積している(Fig. 4)。しかし、全体としてみると、深度40～60mはやや粘土層が厚く、その下部の砂礫層の多い部分を挟んで、90～100m以深は粘土層が厚くなっており、

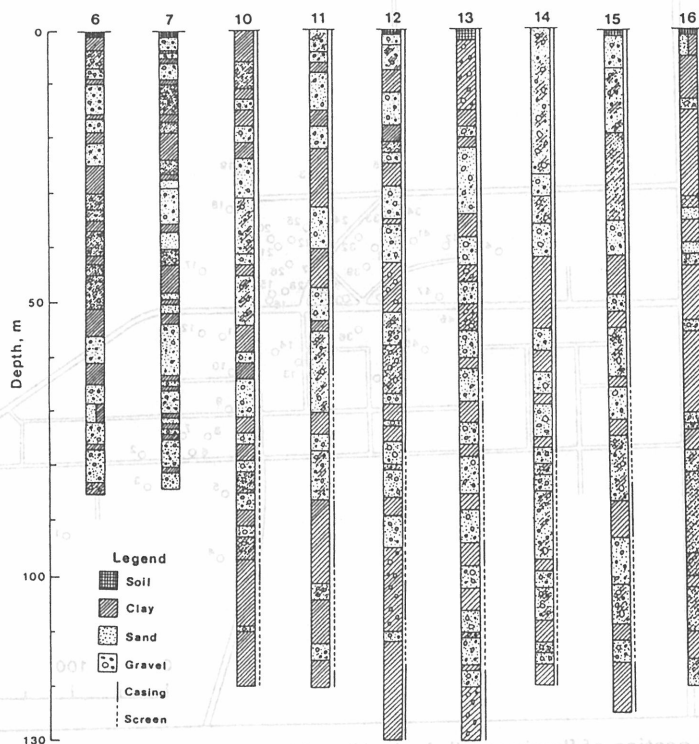


Fig. 4 Driller's logs estimated from cutting samples

Location of the wells are shown in Fig. 2.

上下を不透水性の地層に挟まれた温泉帯水層の構造がうかがえる。また、16号泉源では他の泉源に比べて泥質の地層が多く、この付近が扇状地堆積物から湖成堆積物への移行部にあたっていると考えられる。泉源はいずれも孔明管が細かく区切って挿入され、典型的な多層採取の井戸となっている。

地下水は地表面の傾斜にそって、白水川の平地部への流入点付近から温泉街へ向かって流れていると考えてよく、温泉も、浦上ら²⁾によって測定された水頭分布から、地下水とほぼ平行に、あるいは山側から平地部に向かって流れていると考えられる。

3. 温泉の化学的特性

東根温泉は、弱アルカリ性のナトリウム-塩化物温泉、ナトリウム-塩化物・硫酸塩温泉であり、淡褐色に着色している。東根温泉では、集中管理移行後、16孔の泉源(掘削深度は1号泉源が171m, 他の泉源が85~120m)が掘削されたが、現在6カ所の泉源から揚湯されており、他の泉源は、未利用のまま放置されている2号泉源を除き、いずれも埋め戻されて泉源が残っていない(Fig. 2参照)。

東根温泉の周辺にはいくつかの温泉が湧出している。東根温泉の南方約2km, 白水川の川岸近くには白水温泉があり、深度800mから自噴状態で温度96.4℃(1992年7月測定), 動力揚湯すると100℃以上となる非常に高温な温泉が湧出している。東根温泉の北方約3kmの山麓部には東沢温泉があり、深度800mから44.0℃の温泉が湧出している。また、東根温泉の南西5.5kmの最上川の川岸付近に海老鶴温泉があり、深度500mおよび700mの2カ所の泉源から、それぞれ47.0℃, 52.6℃の温泉が揚湯されている。

Fig. 5に、東根温泉とその周辺の温泉について、主要化学成分のヘキサダイアグラムを示した。これらは1959年6月から1991年5月までの30年余りの期間に測定されたものである。東沢温泉はSO₄が非常に多く、海老鶴温泉はSO₄がきわめて少ない。東根温泉と白水温泉はその中間の値を示している。東根温泉に湧出する温泉のうち濃度が高いものは白水温泉と主要成分の濃度がほぼ等しく、湧出場所が近いことから、両者は同一起源の温泉と考えられる。東根温泉では、かなり低濃度の温

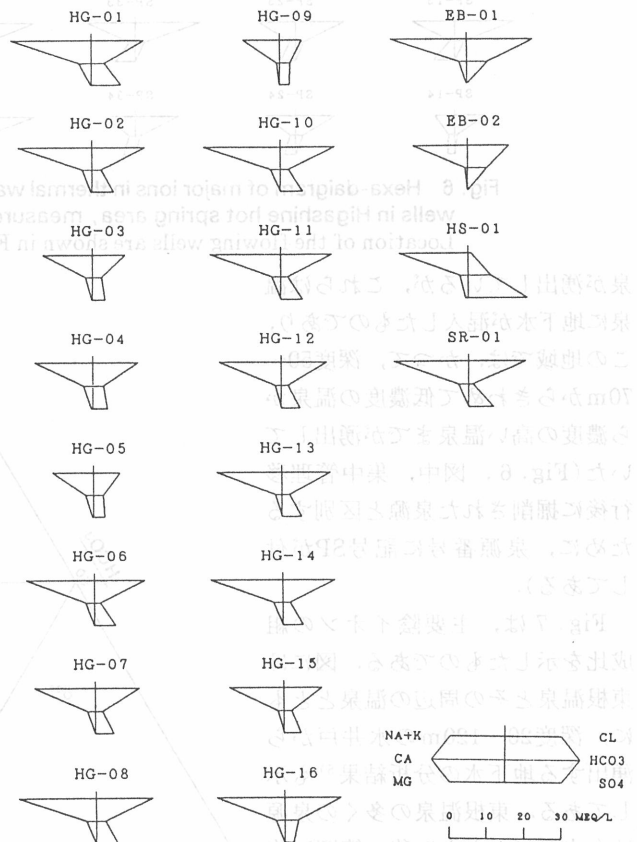


Fig. 5 Hexa-diagram of major constituents in thermal waters sampled from the Higashine and its surrounding areas
HG: Higashine; EB: Ebituru; HS: Higashisawa; SR: Shiramizu. The figures are based on data obtained from 1959 to 1991.

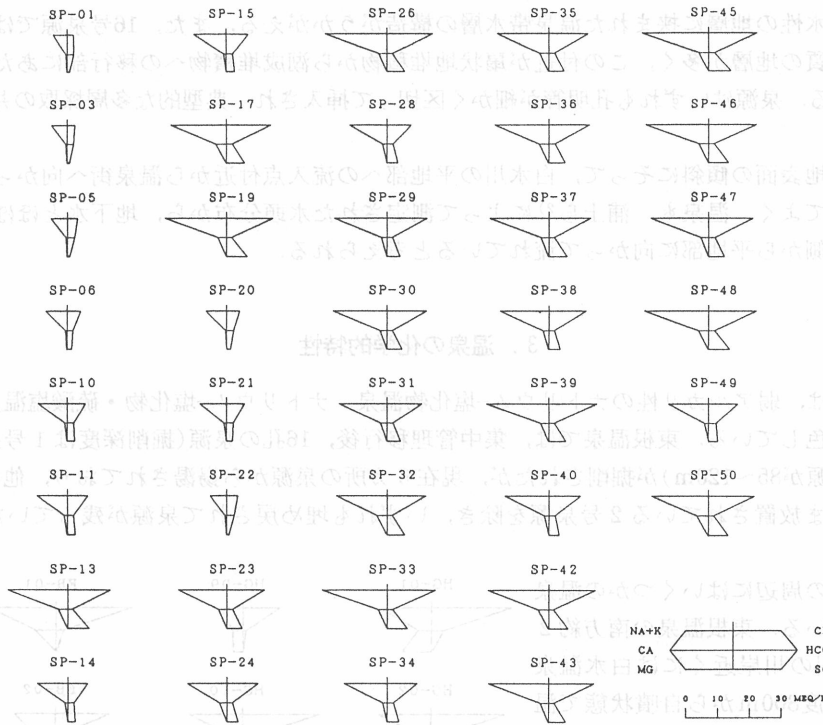


Fig. 6 Hexa-diagram of major ions in thermal waters discharged from flowing wells in Higashine hot spring area, measured in March 1949
Location of the flowing wells are shown in Fig. 3.

泉が湧出しているが、これらは温泉に地下水が混入したものであり、この地域では、かつて、深度50~70mからきわめて低濃度の温泉から濃度の高い温泉までが湧出していた(Fig. 6, 図中, 集中管理移行後に掘削された泉源と区別するために、泉源番号に記号SPが付してある)。

Fig. 7は、主要陰イオンの組成比を示したものである。図には東根温泉とその周辺の温泉とともに、深度20~120mの水井戸から湧出する地下水の分析結果⁵⁾も示してある。東根温泉の多くの泉源は白水温泉とともに狭い範囲に集中している。しかし、いくつかの泉源はそれからずれ、明らかに成分組成が変化している。組成の変化は、図に示すように、3つの方

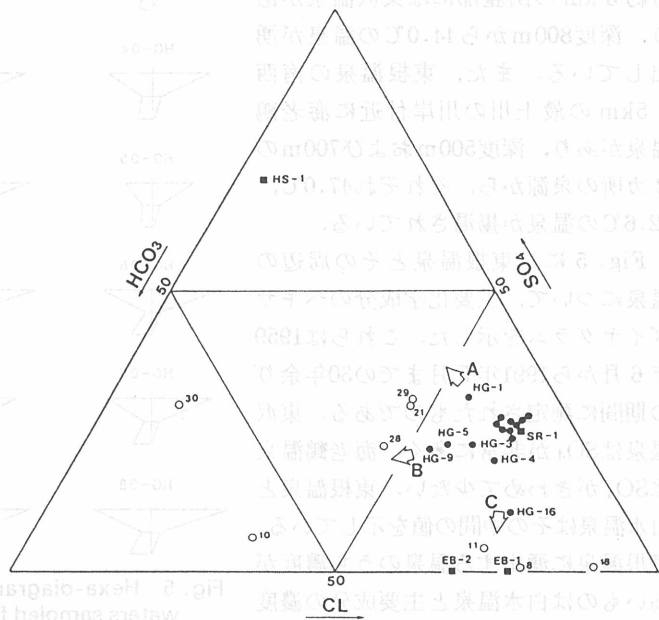


Fig. 7 Tri-linear diagram of major anions in thermal waters discharged from the Higashine and its surrounding areas
Open circles are groundwater discharged from artesian wells shown in Fig. 1.

向, すなわち, A : SO₄が増加する, B : HCO₃が増加しClが減少する, C : SO₄が減少する, にまとめることができる. HG-1は集中管理に移行後最初に掘削された泉源であり, 掘削深度が171 mと他の泉源よりも約50m深い. おそらく, 現在温泉を採取している温泉帯水層の下部にSO₄の多い温泉を含む帯水層が存在し, 温泉を揚湯する際, 下層の温泉が流入したため, SO₄が多くなったものと思われる. 東沢温泉には非常にSO₄が多い温泉が湧出しており, 東根温泉でも深部にはSO₄の多い温泉が存在する可能性が高い. HG-3, HG-5, HG-9は化学成分の濃度がやや低く, 地下水の混入によって, B方向の変化が生じたものと考えられ, 同様の傾向が集中管理に移行する前に自噴していた温泉にもみられる (Fig. 8). また, HG-16は, Cl含有量はHG-10やSR-1にほぼ等しいが, SO₄含有量がおよそ1/3に減少している. この泉源は温泉の流れの下流部にある. 地下水が流下し還元的な環境になると, SO₄が消費されHCO₃が生成される化学反応が生じることが知られており⁶⁾, この地域でも, 温泉が地下を流下する過程でSO₄が消費される反応が生じているものと思われ, SO₄の減少は地下水など他の起源の水との混合によるものでないと考えられる. また, 18は西方約2 kmの水井戸から湧出する水温21℃の地下水であるが, Cl含有量が535 mg/lとHG-16にほぼ等しいことが注目され, 東根温泉から流下した温泉がかなり広い範囲にわたって分布していることが予想される.

Table 1に同位体の分析結果をまとめた. このなかで, GWは東根温泉南東の扇状地末端部に湧出する湧水である (Fig. 1参照). Fig. 9に, δDとδ¹⁸Oとの関係を示した. 図中, かっこ内の数値はトリチウム濃度であり, 単位はTRである. 破線は, それぞれ, 地表水についてのよく知られた関係: δD=8δ¹⁸O+10, 日本で冬の地表水について成立することが多いと考えられている関係: δD=8δ¹⁸O+20⁷⁾であるが, 測定値はその中間にある. また, 図中の実線は, 湧水と地下水が混入していると考えられる温泉とを結ぶ直線であり, δDとδ¹⁸Oとからみた温泉と地下水の混合曲線と考えることができる. いま, 地下深部から供給される温泉のδDがHG-16の値に等しいとして, 地下水の混入比を求めてみると, HG-13, HG-15では混入比がそれぞれ26%, 54%となり, トリチウム濃度から求められる混入比と同程度の値が得られた. 湧水は温泉よりもδDとδ¹⁸Oが大

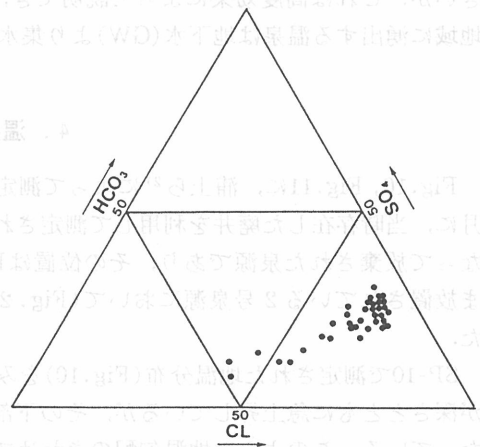


Fig. 8 Tri-linear diagram for major anions in thermal waters discharged from flowing wells, measured in March 1949

Table 1 Isotopic composition in selected thermal waters of Higashine and its surrounding areas, sampled in July 1993

Well No.	Temperature (°C)	Chloride (mg/l)	δD (%)	δ ¹⁸ O (%)	Tritium (TR)
GW	15.6	12.3	-63.4	-9.8	6.8
HG-13	64.3	411.8	-71.0	-11.1	2.4
HG-15	67.3	326.6	-68.9	-10.7	4.3
HG-16	48.7	539.6	-75.3	-11.4	<0.3
SR- 1	96.4	528.2	-73.9	-11.3	
HS- 1	43.2	10.9	-73.8	-11.6	
EB- 1	48.1	616.3	-75.8	-11.2	

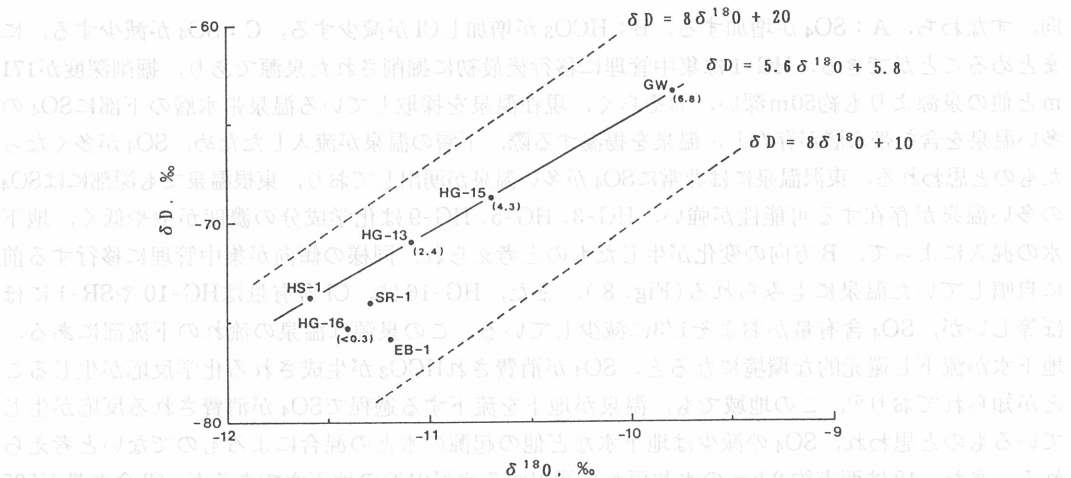


Fig. 9 Isotopic composition of selected thermal waters in Higashine and its surrounding areas

Values in parenthesis indicate tritium concentration in TR.

きいが、これは高度効果によって説明でき、降水の δD と $\delta^{18}O$ の高度による減少率⁸⁾ から、この地域に湧出する温泉は地下水 (GW) より集水域の平均高度が 600~700m 高いと考えられる。

4. 温泉帯水層の分布

Fig.10, Fig.11に、浦上ら²⁾によって測定された鉛直地温分布を示した。これらは、1968年11月に、当時存在した廃井を利用して測定されたものである。廃井はいずれも集中管理移行にともなって放棄された泉源であり、その位置はFig. 3に示してある。また、Fig.12に、未利用のまま放置されている2号泉源において(Fig. 2参照)、1992年7月に測定した鉛直地温分布を示した。

SP-10で測定された地温分布(Fig.10)をみると、深度44mまでは地温勾配が非常に大きく地温が深さとともに急上昇しているが、その下部では地温勾配がきわめて小さく、地温がほぼ一定になっている。このように地温勾配のきわめて小さい部分は帯水層と考えることができ、そこでは透水性がよく温泉の優勢な流れがあり、それによって大量の熱が運ばれているために、地温勾配が非常に小さくなると考えられる。これに対して、上部の地温勾配が大きな部分は不透水性の地層であり、そこでは熱がおもに伝導によって運ばれていると考えられる。

このように、地温勾配によって地層の透水性が判断でき、地温分布から帯水層の分布を調べることができる。Fig.13は、(A) : SP-1とSP-24を結ぶ断面、(B) : SP-24とSP-47を結ぶ断面、の2つの鉛直断面について、地温分布から推定した帯水層の分布を示したものである。断面(A)では、表層に地下水帯水層があり、かなり厚い不透水層を挟んで、その下部に上部温泉帯水層(帯水層I)が分布している。しかし、断面(B)では、SP-24を除くと、いずれの泉源でも不透水層が非常に厚く、これに相当する帯水層はみられない。下部温泉帯水層(帯水層II)が2号泉源で76m以深、SP-47では72m以深に分布しており、現在の利用泉源はいずれも、この帯水層から温泉を揚湯している。SP-3やSP-10などでは、井戸が浅く、地温分布からは帯水層Iの下端や帯水層IIの存在が確認できないが、集中管理移行後に掘削された泉源の地質柱状図や、それらから湧出する温泉のCl含有量などから判断して、帯水層IIは東根温泉全域に分布すると考えられる。これに

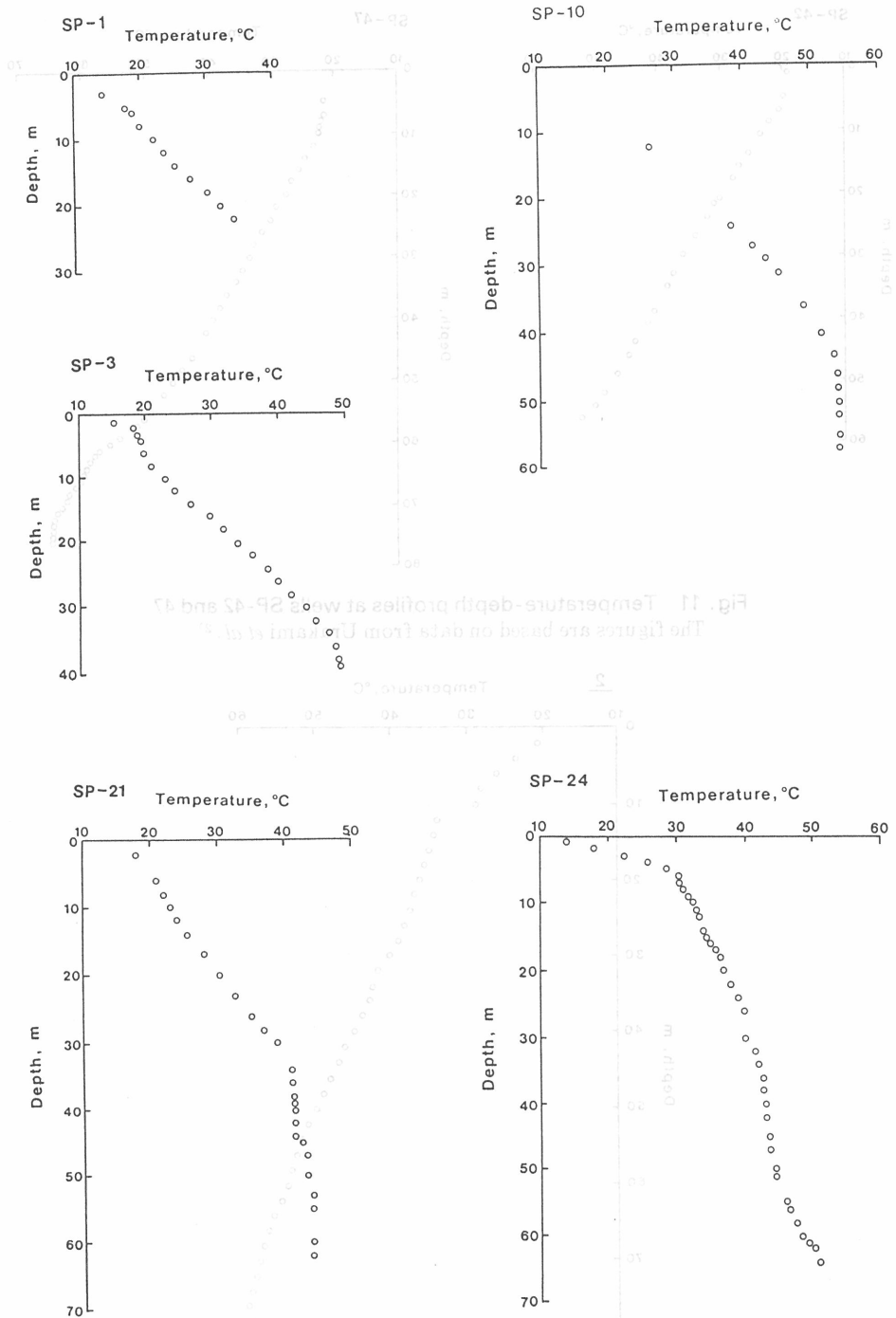


Fig. 10 Temperature - depth profiles at wells SP-1, 3, 10, 21 and 24
The figures are based on data from Urakami *et al.*²⁾

Fig. 12 Temperature - depth profile at well S2
measured in July 1993

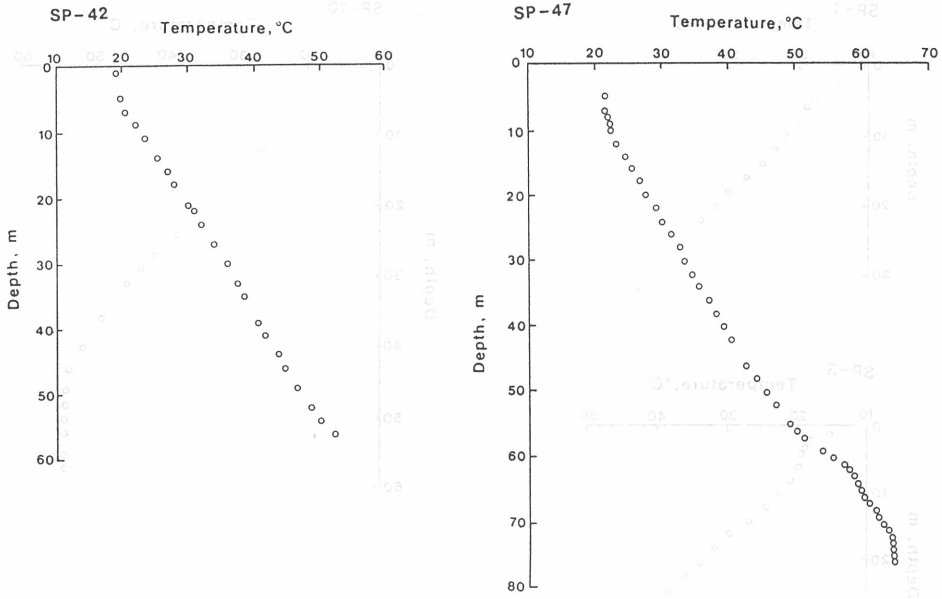


Fig. 11 Temperature-depth profiles at wells SP-42 and SP-47
The figures are based on data from Urakami *et al.* ²⁾

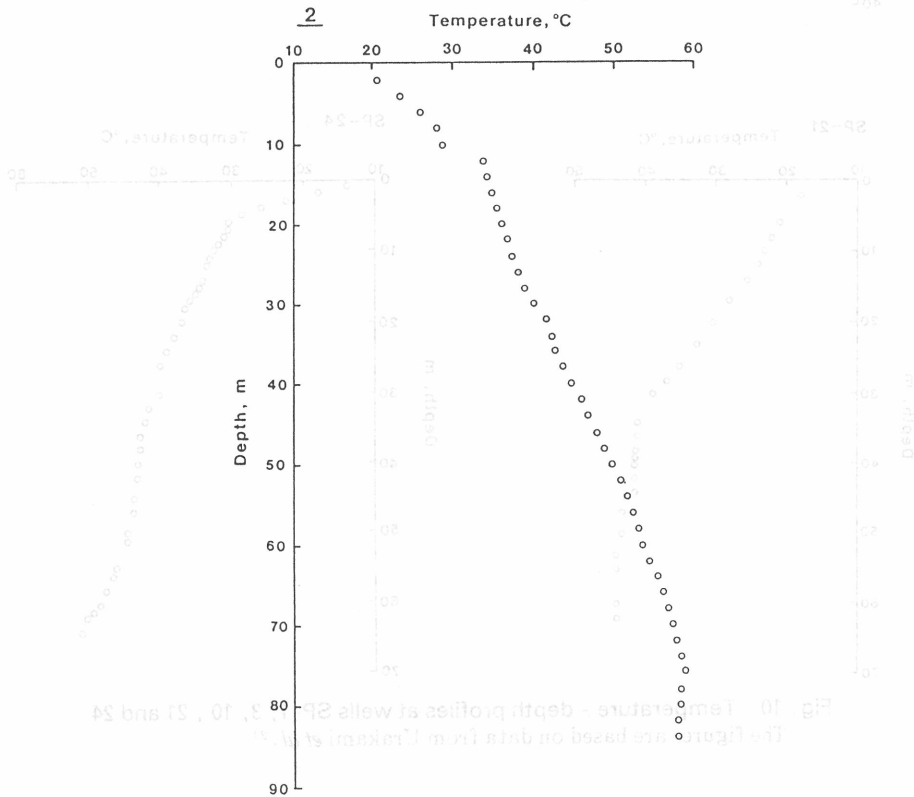


Fig. 12 Temperature-depth profile at well 2,
measured in July 1993

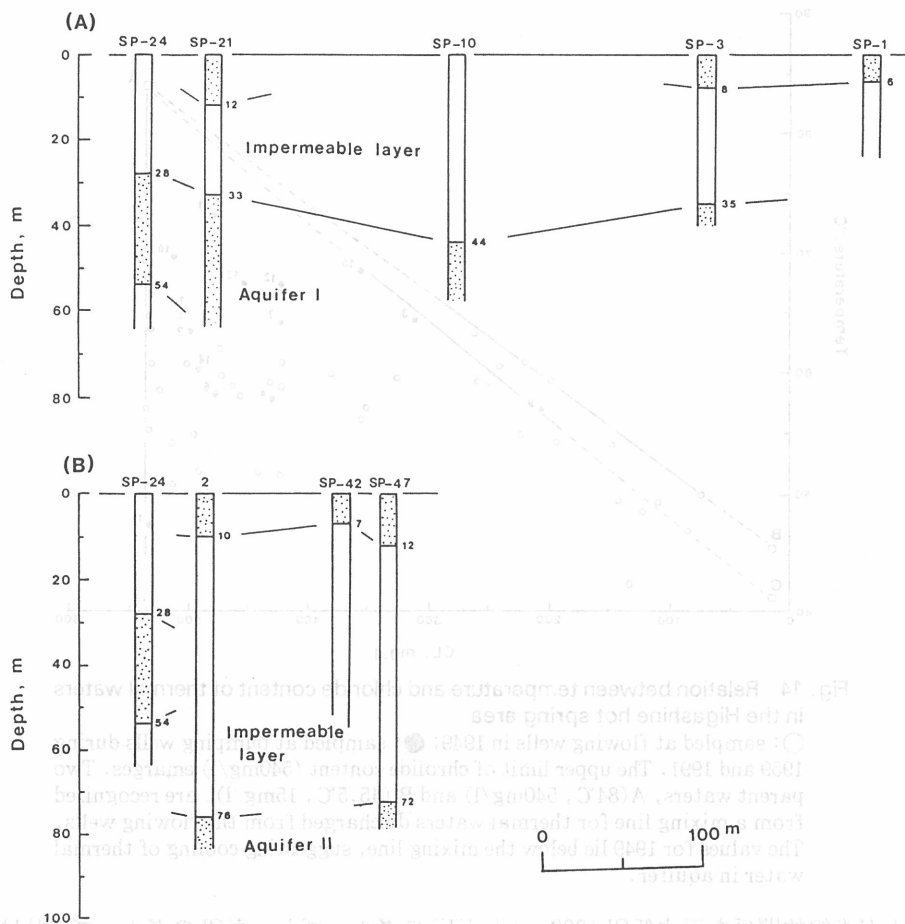


Fig. 13 Vertical cross sections of hydrological units estimated from temperature-depth profiles

対して、上部の帯水層 I は、後ほど述べるように、低Clの温泉を含んでおり、集中管理移行前に自噴していた温泉のCl含有量の分布からみて、分布範囲が地域東側の一部に限られているように思われる。

5. 温泉の冷却と地下水の混入

Fig.14に、湧出温度とCl含有量との関係を示した。図には集中管理移行前の温泉が自噴していた当時の測定結果(1949年3月測定)も示してある。明らかに、540 mg/lがCl含有量の上限となっている。直線ABは、自噴当時の混合曲線であり、この地域には2つの源水：A(温度84℃, Cl含有量450mg/l), B(温度45.5℃, Cl含有量15mg/l), が存在して、これらが混合して湧出していたことを意味している。Aは、断層などの地層の割れ目に導かれて地下深部から上昇し下部の帯水層IIに流入している温泉、Bは、浅層の地下水が下層に分布する温泉によって熱伝導的に加熱されたものと考えられる。もちろん、源水Bが形成されるためには下部の温泉からかなりの熱が供給されなければならないので、深部から上昇した温泉の温度は混合曲線から予想される温度より高いはずである。浦上ら²⁾は、集中管理移行前に自噴していた温泉を湧出温度とCl

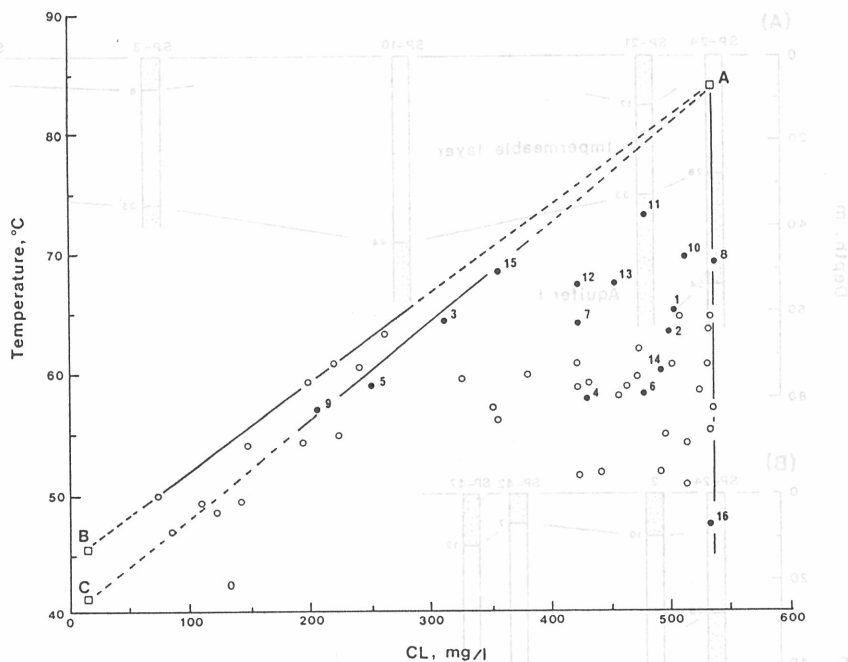


Fig. 14 Relation between temperature and chloride content of thermal waters in the Higashine hot spring area

○: sampled at flowing wells in 1949; ●: sampled at pumping wells during 1959 and 1991. The upper limit of chloride content (540mg/l) emerges. Two parent waters, A (84°C, 540mg/l) and B (45.5°C, 15mg/l), are recognized from a mixing line for thermal waters discharged from the flowing wells. The values for 1949 lie below the mixing line, suggesting cooling of thermal water in aquifer.

含有量とが直線的関係を示す低Cl (300mg/l以下)のグループと、高Clのグループに分け、前者は上層の温泉帯水層に分布し、後者は下層の温泉帯水層に分布するとしている。Cl含有量を見ると、SP-1が最も低く67.4mg/lであるが、SP-3が85.1mg/l、SP-5が109.9mg/lであり、下流に向かうに従ってしだいに増加している。おそらく、帯水層Iの上流部で地下水が熱せられてきわめて低Clの温泉Bが形成されるが、帯水層IIに含まれる高Clの温泉が上層へにじみ出していて、流下するに従ってCl含有量がしだいに増加するものと思われる。しかし、2つの温泉帯水層はかなりの厚さの不透水層で区切られていて、それぞれに分布する温泉が直接混合しないような地下構造になっていると考えられる。この不透水層は、地質柱状図や地温分布などから、砂層や礫層などの透水性の地層を含むが、その厚さや分布範囲が限られていて、全体としては上下の方向の透水性が悪くなっていると判断される。

すでに述べたように、化学成分や同位体の分析結果から、東根温泉に湧出する温泉には地下水が混入していると考えられる。しかし、中心部ではかつて低濃度の温泉と高濃度の温泉が混在して自噴していたことから、末端部ではともかく中心部では、下部の帯水層IIの中で温泉と地下水が混合しているとは考えにくい。唯一の可能性は温泉を揚湯するとき地下水が混入することである。前述のように、集中管理移行後に掘削された泉源はいずれも典型的な多層採取の井戸となっている。また、Table 2は、15号泉源において1987年6月に実施された揚湯試験の結果であるが、揚湯量が増加すると、湧出温度が増加しCl含有量が増加している。この結果は、高温で高Clの温泉とともに上層の低温で低Clの地下水を揚湯していて、揚湯量が増加すると地下水の混入比

が減少することを示している。さらに、混入比が減少することから、帯水層IIの上部の地層は帯水層IIに比べて透水性が悪いといえ、上述のように、帯水層IIの上部では砂層や礫層の厚さや分布範囲が限られていると判断される。

ところで、Fig.14において、直線ACは集中管理移行後に湧出していた温泉の混合曲線である。Cは、Bと同様、地下水が下層の温泉によって熱せられたものであるが、温度が41℃とBより4.5℃低い。これは、集中管理移行後、帯水層IIから温泉を揚湯するようになり、揚湯量の増加にともなって、温泉の勢力が弱まり、上部へ供給される熱量が減少したためと思われる。

Fig.14にみられるように、ほとんどの泉源で湧出温度が混合曲線から予想される温度より低くなっている。高Clの温泉ほど、その傾向が大きい。これは、温泉が帯水層を流下するとき、帯水層上端から上層へ熱が放出され温泉が冷却されるからである。集中管理移行後の測定は1959年から1991年までの30年余にまたがっているため、自噴当時の測定結果(1949年3月に測定)を用い、混合曲線と湧出温度との差を求め、その分布を示すと、Fig.15のようになる。下流に向かってしだいに温度差が大きくなっており、温泉が流下する過程でかなり冷却されていることがわかる。上流側にも温度差が大きくなる場所があるが、これは冷却によるのではなく、むしろ、帯水層Iで周辺の低温な地下水との混合が生じているためと思われる。

Table 2 Changes in temperature and chloride content with increasing pumping rate, measured at well 15 in June 1987

Time	Pumping rate (l/min)	Temperature (°C)	Chloride (mg/l)
11:00	50.0	63.5	156.1
11:25	104.0	61.1	156.1
11:45	160.0	63.6	232.8
12:05	200.0	65.8	319.4
12:25	290.0	68.5	362.0

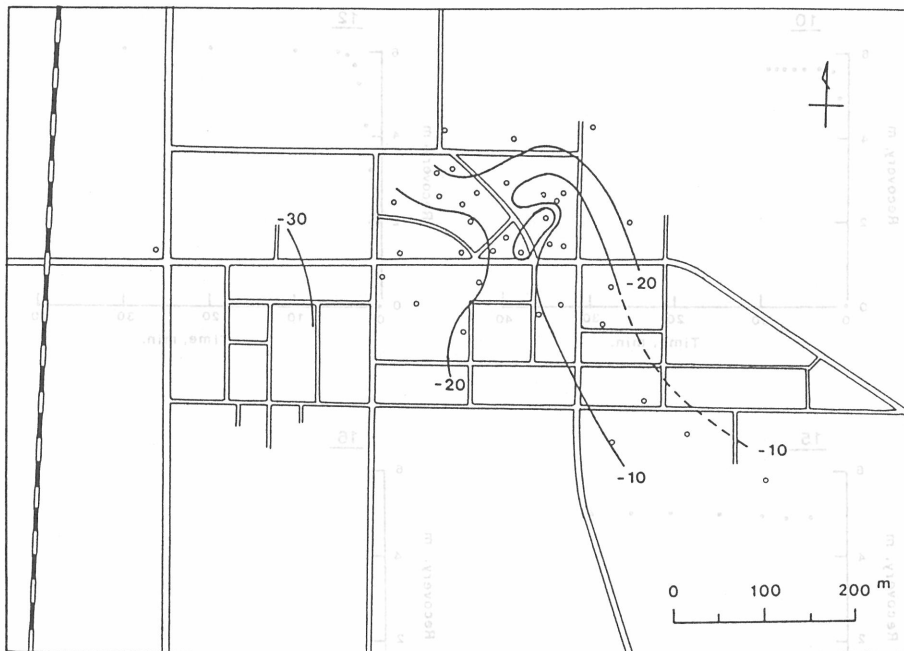


Fig. 15 Decrease in temperature of thermal water estimated from the mixing line AB shown in Fig. 14

6. 揚水試験

6カ所の揚湯泉源において、湧出温度、Cl含有量、揚湯量を測定するとともに、揚湯を15~70分停止させ、その間の水位の回復を測定した。Table 3は、これらの測定結果をまとめたものである。総揚湯量は1,298 l/minであるが、すでに述べたように、いずれの泉源も多層採取している。帯水層IIに含まれる温泉のCl含有量を540mg/lとして、下部の温泉帯水層からの揚湯量を求めると、総揚湯量が1,050 l/minとなる。

Fig. 16に、4カ所の泉源で測定された水位変化を示した。これらは揚湯井の水位変化であり、揚湯停止後の水位の回復が示してある。水位は、いずれも、揚湯を停止した直後に急激に上昇するが、10分も経過すると非常に緩やかに上昇するようになっている。緩やかに上昇する部分から漸近線を求め、それを静止水位とした。

Table 3 Temperature, chloride content, pumping rate and water level measured in July 1992

Well No.	Depth (m)	Temperature (°C)	Chloride (mg/l)	Pumping rate (l/min)	Water level below ground surface	
					Pumping level (m)	Static level (m)
10	120	60.6	383.4	164.9	18.30	12.76
12	130	69.9	462.9	222.2	18.72	12.55
13	130	64.3	411.8	336.5		12.50
14	120	59.0	433.1	205.5		
15	121	67.3	326.6	252.6	15.42	11.00
16	120	48.7	539.6	116.2	10.75	9.47

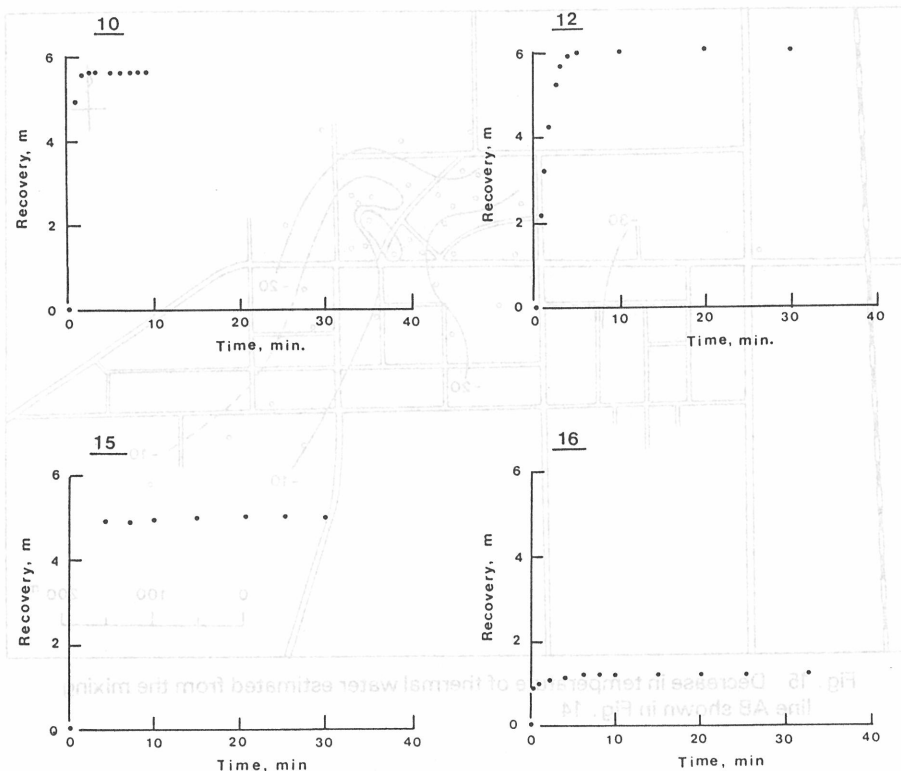


Fig. 16 Time-recovery graphs at wells 10, 12, 15 and 16

地下水の理論によれば、厚さが一定で無限に広がった水平な帯水層から揚水を開始したとき、揚水井から距離 r 離れた観測井の水位変化 h は、

$$h = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \tag{1}$$

で与えられる。ここで、 Q は揚水量であり、 T は帯水層の透水量係数である。また、 $W(u)$ は井戸関数であり、

$$W(u) = \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du, \quad u = \frac{r^2 S}{4Tt} \tag{2}$$

とあらわされる。ここで、 S は帯水層の貯留係数、 t は揚水開始後の経過時間である。さらに、時間が十分経過した後は、(1)式は

$$h = \frac{Q}{4\pi T} \{-0.5772 + \ln t + \dots\} \tag{3}$$

とあらわされる。それゆえ、水位変化を片対数紙にプロットしたときの直線の勾配と揚湯量から、帯水層の透水量係数を求めることができる。

しかし、測定結果をみると、時間が十分経過したとき、水位変化は必ずしも直線状になっていない。たとえば、13号泉源で測定された水位変化(Fig.17)をみると、約10分経過した後、プロットされた点がしだいに直線からずれている。

もし、揚湯井の近くに断層など地下深部から温泉を導く地層の割れ目があれば、そこでは水位が一定の境界と考えられるから、割れ目が水平方向に直線状に延びているとすると、鏡像の原理を用いて、観測井の水位変化が容易に求まり、

$$h = \frac{Q}{4\pi T} \{W(u_1) - W(u_2)\}, \quad u_1 = \frac{(r_1)^2 S}{4Tt}, \quad u_2 = \frac{(r_2)^2 S}{4Tt} \tag{4}$$

となる。ここで、 r_1 は揚湯井から観測井までの距離であり、 r_2 は観測井から揚湯井と水位一定の境界に線対称の位置においた仮想の井戸までの距離である。もし、水位一定の境界ではなく、不透水性の境界があれば、観測井の水位変化は

$$h = \frac{Q}{4\pi T} \{W(u_1) + W(u_2)\}, \quad u_1 = \frac{(r_1)^2 S}{4Tt}, \quad u_2 = \frac{(r_2)^2 S}{4Tt} \tag{5}$$

で与えられる。

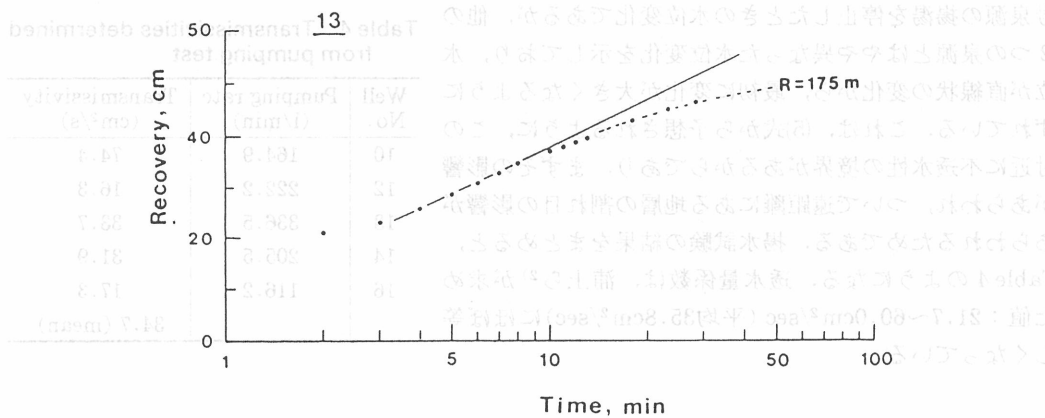


Fig. 17 Time-recovery graph at well 13
Broken line indicates time-recovery curve calculated from eq. (4) with a distance of 175 m to fracture zone.

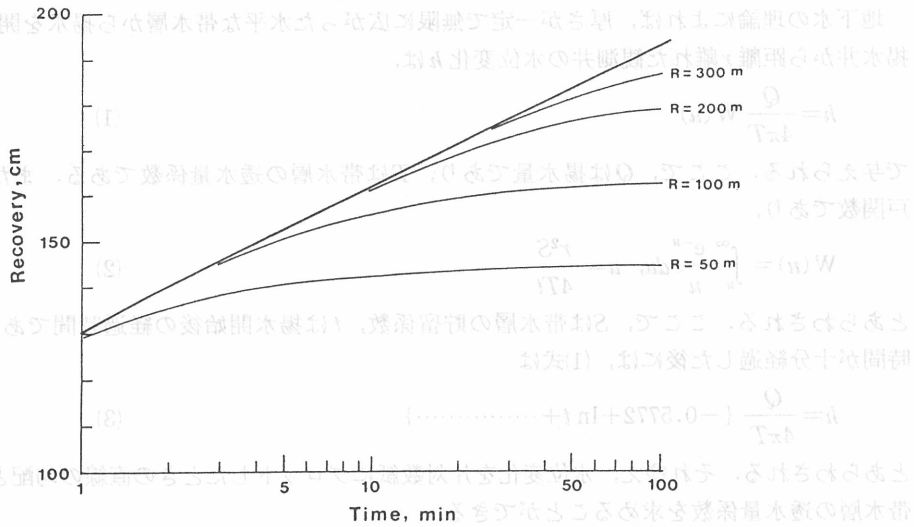


Fig. 18 Time-recovery curves calculated from eq. (4) with various distances from pumping well to fracture

(4)式から、揚湯停止後ある程度時間が経過すると、仮想井戸の揚湯の影響があらわれて、水位上昇率が減少することが予想される。事実、浦上ら²⁾が求めた温泉帯水層の透水量係数と貯留係数の平均値、 $T=35.8\text{cm}^2/\text{sec}$ 、 $S=1.3 \times 10^{-4}$ を用い、 $Q=100\text{l}/\text{min}$ として、揚湯井から50cm離れた場所の水位変化を計算すると、Fig.18のようになる。図の直線は(1)式から計算される水位変化であり、曲線は(4)式から計算される水位変化である。Rは揚湯井から水位一定の境界までの距離であり、境界が遠くなるに従って、その影響が現われる時間が遅くなっている。この計算結果は透水量係数の決定には最初の直線部分の変化を用いればよいことを示している。また、 $S=1.3 \times 10^{-4}$ とし、13号泉源の水位変化から、揚水試験から求まる透水量係数を用いて揚湯井から割れ目までの距離を求めてみると、175mとなった(Fig.17)。もちろん、観測時間が短く水位が安定するまで測定していないし、今回の揚水試験では貯留係数を求めることができなかったので、割れ目の位置をきめることはむずかしく、上述の値はひとつの目安を与えるものにすぎない。

Fig.19に、3カ所の泉源において観測された水位変化を示した。2号泉源は、6m離れた14号泉源の揚湯を停止したときの水位変化であるが、他の2つの泉源とはやや異なった水位変化を示しており、水位が直線状の変化から、最初に変化が大きくなるようにずれている。これは、(5)式から予想されるように、この付近に不透水性の境界があるからであり、まずその影響があらわれ、ついで遠距離にある地層の割れ目の影響があらわれるためである。揚水試験の結果をまとめると、Table 4のようになる。透水量係数は、浦上ら²⁾が求めた値： $21.7 \sim 60.0\text{cm}^2/\text{sec}$ (平均 $35.8\text{cm}^2/\text{sec}$)にほぼ等しくなっている。

Table 4 Transmissivities determined from pumping test

Well No.	Pumping rate (l/min)	Transmissivity (cm^2/s)
10	164.9	74.4
12	222.2	16.3
13	336.5	33.7
14	205.5	31.9
16	116.2	17.3
		34.7 (mean)

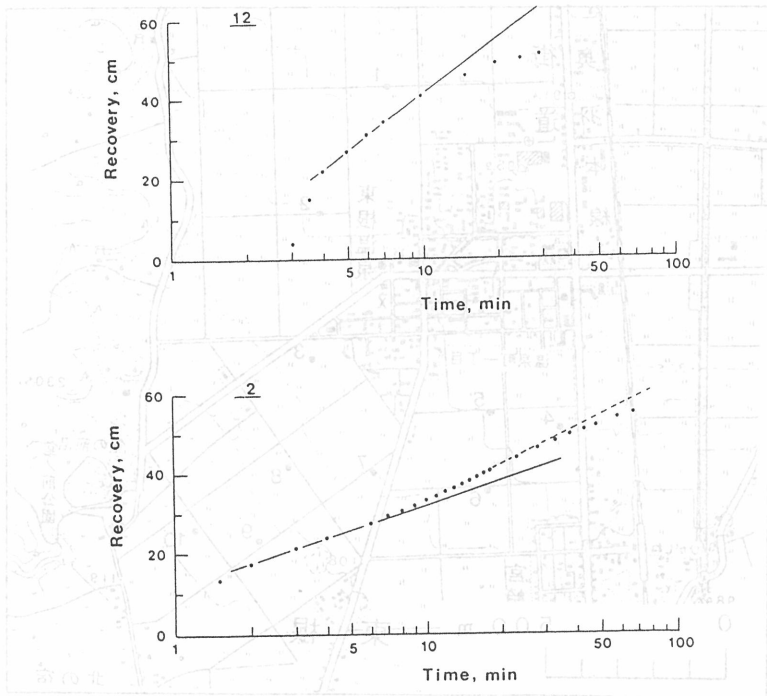


Fig. 20 Location map showing measurement points of electric sounding with Schlumberger arrangement

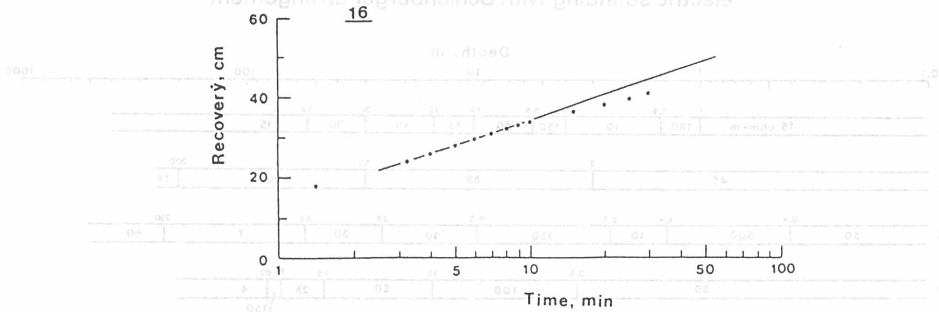


Fig. 19 Time-recovery graphs for wells 12, 2 and 16

7. 電気探査

温泉街周辺の地下構造を調べるために、Fig.20に示す10地点において、シュランベルジャー法による比抵抗探査を行った。解析結果はFig.21にまとめてある。この地域は扇状地堆積物や湖成堆積物が厚く堆積しているためか、比抵抗値が全般に小さく、地層による差も小さいので、基盤や温泉帯水層の構造を確かめることはできなかった。ただ、測点3では深度55~230mに7 ohm-m、測点4では80m以深に4 ohm-mと、非常に低比抵抗の地層がみられるが、分布深度や測点の位置などから、これらは下部の温泉帯水層にあたると思われる。

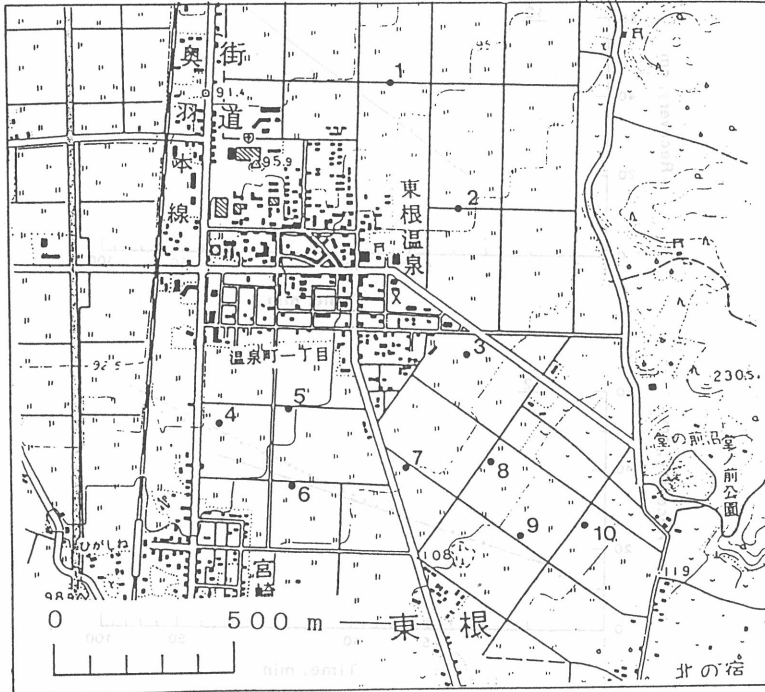


Fig. 20 Location map showing measurement points of electric sounding with Schlumberger arrangement

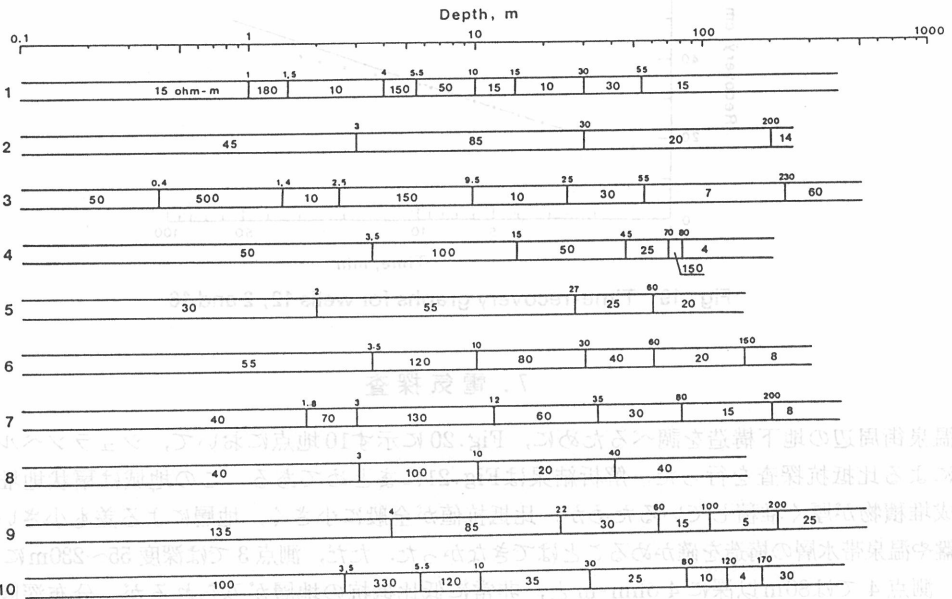


Fig. 21 Results of electric sounding

8. 数値計算

東根温泉の湧出機構を調べるために、数値シミュレーションを行った。すでに述べたように、この地域では、2つの温泉帯水層(帯水層I, 帯水層II)が存在し、これらが粘土層など泥質の地層を主体とした不透水性層によって分離されていて、それぞれの帯水層に含まれる温泉が直接混合しないような地下構造になっている。そこで、現在温泉を揚湯している帯水層IIを対象とし、水平2次元モデルを用いて、数値計算を行い、帯水層の構造が温泉や地下水の水頭分布および温度分布におよぼす影響を調べた。計算では定常状態を考え、温泉や地下水の流れ、熱の流れは定常であるとした。

8.1 基礎方程式

地層中の温泉や地下水の流れはダルシーの法則に従い、

$$\mathbf{v} = -K\nabla h, \quad \mathbf{q} = -T\nabla h \tag{6}$$

とあらわされる。ここで、 \mathbf{v} は流速、 \mathbf{q} は帯水層単位幅あたりの流量であり、 K 、 T はそれぞれ帯水層の透水係数および透水量係数、 h は水頭である。温泉や地下水の流れが定常であるとする、連続の方程式は

$$\nabla(T\nabla h) = 0 \tag{7}$$

となる。

また、温泉や地下水の流れがあれば、それによって熱が運ばれるから、熱(エネルギー)輸送の方程式は

$$\left[\frac{\partial}{\partial x_i} (K_{ij} \frac{\partial \theta}{\partial x_j}) \right] - \rho_L c_L q_i \frac{\partial \theta}{\partial x_i} - \varepsilon \theta = 0 \tag{8}$$

となる。添字*i*および*j*については総和をとるものとし、 x_i, x_j はそれぞれ2次元座標の*x, y*に対応する。 ε は帯水層上端からの放熱係数であり、帯水層上端から層内の温泉や地下水の温度に比例して熱が放出される⁹⁾と考え、下端は下層からの熱の供給もなく断熱的な状態になっていると考えた。また、 ρ_L, c_L は温泉や地下水の密度および比熱であり、 θ は地層の温度である。 q_i は温泉や地下水の単位幅あたりの流量の*i*成分である。さらに、 K_{ij} は、帯水層の厚さを*d*とすると、

$$K_{ij} = [K_{ij}^S + K_{ij}^L] d \tag{9}$$

とあらわされる係数である。ここで、 K_{ij}^S は温泉や地下水を含めた地層の熱伝導率である。 K_{ij}^L は温泉や地下水の流れによる分散現象を考えたときの熱拡散係数であり、流れに沿った方向(縦方向)の分散率を D_L 、横方向の分散率を D_T とし、分子拡散を無視すると、地層が均質で等方的なときには、

$$K_{ij}^L = [D_T |\mathbf{v}| \delta_{ij} + (D_L - D_T) \frac{v_i v_j}{|\mathbf{v}|}] \tag{10}$$

となる。ここで、 δ_{ij} はクロネッカーのデルタであり、 v_i はダルシー流速の*i*方向の成分である。

不透水層では、温泉や地下水の流れがないので、熱は伝導のみで運ばれるから、熱輸送の方程式は

$$(\nabla K^S \nabla \theta) - \varepsilon \theta = 0 \tag{11}$$

となる。

8.2 計算に用いたモデル

Fig. 22に示すような3 km × 5 kmの領域について、格子間隔を50mとして、差分法を用いて

計算した。

計算には3つのモデルを用いたが、これらはいずれも同じ境界条件を与え、深部から温泉を導く地層の割れ目についても同じ位置が与えてある。Fig. 23に、モデル1について、境界条件と帯水層の構造を示した。小さな正方形領域は6カ所の泉源の位置を示し、陰をつけた部分は地層の割れ目が分布する領域を示す。西側の境界($x=0$)および北側の境界($y=0$)では、具体的な境界条件を与えず、自由境界とし、そこでの水頭と温度が計算領域内部の分布から決まるようにした。東側の境界($x=3$ km)では、水頭分布を与え、温度が 0°C で一定とした。地下水の水頭は地表面の高さにはほぼ等しいと考えられるので、境界に沿って地表高度を地形図から読み取り、それを移動平均して滑らかにしたものを水頭分布として与えた。また、山形市の年平均気温は 11.2°C であり、地下水の水温はその地域の年平均水温にはほぼ等しいと考えられるので、 11°C を周辺の地下水の水温として、境界条件および計算結果はこれを差し引いた値が示してある。南側の境界($y=5$ km)では、不透水性の境界条件をおき、温度が 0°C で一定とした。

温泉街の東側には奥羽山脈に連なる山地が迫っており、その山塊が平地部に張り出していると考え、東側の境界に沿って部分的に不透水層をおき、それ以外は均質な帯水層が広がっているとした。しかし、この帯水層に深部から温泉を供給している地層の割れ目の位置は必ずしも明確ではない。ただ、湧出温度とCl含有量との関係(Fig. 14)をみると、温泉が

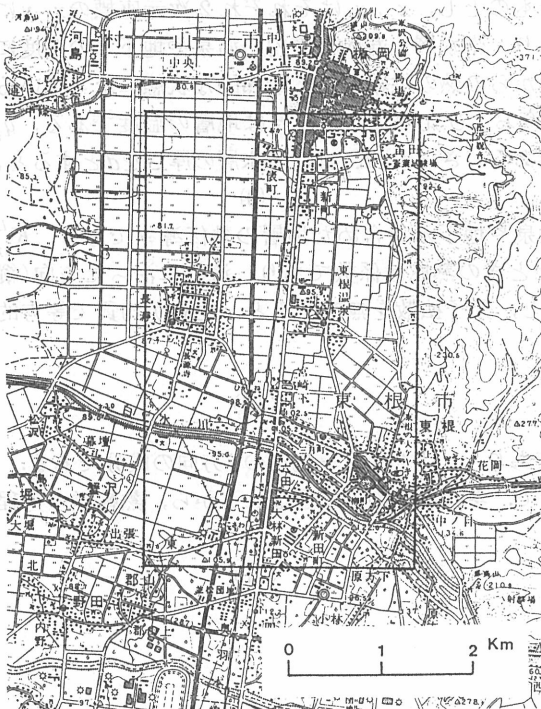


Fig. 22 Simulation area

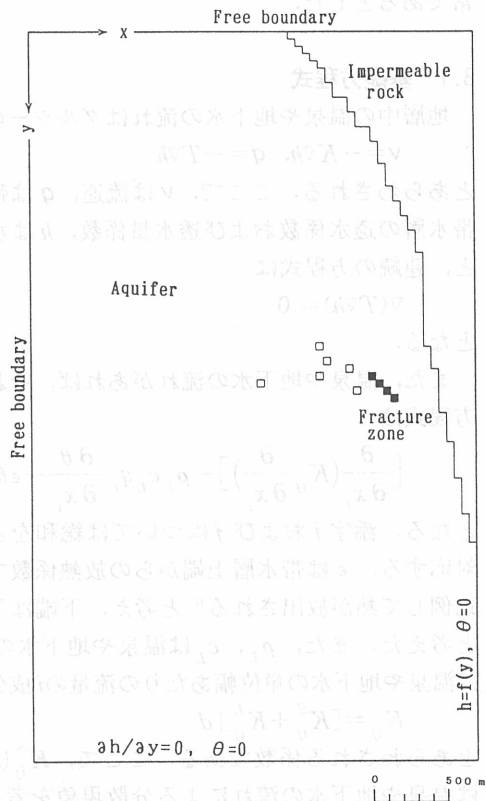


Fig. 23 Model 1, used in horizontal two-dimensional simulation for steady state heat transfer

■: fracture zone; □: pumping area.

It is supposed that the aquifer is 35m thick and overlain by an impermeable layer with a constant thickness of 70m; top of the impermeable layer is kept at annual mean air temperature in the area and there is no heat flux through bottom of the aquifer. The values used in the simulations are: thermal conductivities, $3.5 \times 10^{-3} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C}$ (permeable layers) and $4.0 \times 10^{-3} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C}$ (impermeable layer); transmissivity of the aquifer, $35 \text{ cm}^2/\text{s}$; dispersivities of the aquifer, 20 m (longitudinal) and 2 m (transversal).

自噴していた当時の測定値はいくつかの泉源がAB線上にプロットされているが、これらの泉源は、Fig.15にみられるように、 -10°C の等温線に囲まれた帯状の地域に分布している。さらに、これらの泉源が混合曲線上にプロットされることは、帯状の地域に源水Bが存在することを意味し、この源水が形成されるためには、割れ目はこの上流に存在しなければならない。集中管理移行後に湧出していた温泉についても同様のことがいえ、割れ目は13号泉源および15号泉源の上流側にあると考えられる。さらに、電気探査の結果によると、測点3では帯水層IIが分布している可能性が強いことや、この近くにある湧水(Fig.1のGW)は安定していて、湧出量や水温の季節変動が少なく、深い循環経路をもった地下水と考えられるが、温泉の熱的な影響を全く受けていないことなどを考慮して、割れ目がFig.23に示すような位置に存在するとした。

地質柱状図や温度検層の結果にもとづいて、帯水層は厚さを35mとし、上部が厚さ70mの不透水層で覆われていると考えた。熱伝導率は不透水層が $4.0 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{s} \cdot ^{\circ}\text{C}$ 、その他の地層はすべて $3.5 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{s} \cdot ^{\circ}\text{C}$ とした。また、帯水層上端の放熱係数を $5.7 \times 10^{-7} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s} \cdot ^{\circ}\text{C}$ としたが、これは、地表面が 0°C に保たれているとき、帯水層の熱が伝導によって、不透水層を通じて大気中に放出されると考えたときの係数にあたる。さらに、帯水層の下端に断熱的な境界条件をおき、そこでの熱の出入りが無いものとした。透水量係数は、揚水試験の結果得られた平均値、 $35 \text{ cm}^2/\text{s}$ を与えた。分散率は、他の地域で測定された結果¹⁰⁾にもとづいて、縦方向の分散率を20m、横方向の分散率を2mとした。モデル2およびモデル3では、帯水層をいくつかの領域に分け、異なった透水量係数を与えて計算したが、現在のところ、分散率が地層によってどの程度異なるか、よくわかっていないので、分散率は地層によらないで一定とした。深部から供給されている温泉の温度は、湧出温度とCl含有量との関係から求められる温度、 84°C を与えた。数値計算では、まず、モデル1～3について泉源から温泉が揚湯されていない場合を考え、帯水層の構造が水頭分布や温度分布におよぼす影響を調べ、つぎに、モデル3を用いて、6カ所の泉源から温泉が揚湯されている場合を考え、割れ目では水頭が一定に保たれていると考え、揚湯がない場合にはその水頭を標高103mとし、揚湯がある場合には標高108mとした。

8.3 計算結果

Fig.24, 25は、それぞれ、モデル1を用いて計算した水頭分布および温度分布を示したものである。水頭は標高(単位はm)であり、温度は基準温度(11°C)との差である。矢印を付した直線は単位幅あたりの流量と流れの方向を示し、図には流量が $0.2 \text{ cm}^2/\text{s}$ 以上のものが示してある。深部からの温泉の供給量は $1,687 \text{ l/min}$ である。白水川(計算領域の南東部)から扇状地へ流入する地下水の強い流れがあり、南東から北西に向かう流れの場が形成されている。温度分布はその流れに支配され、高温域が温泉の流入域から北西下流方向へ広がっている。

すでに述べたように、山形盆地には盆地東縁に沿った構造線があり、その西側で基盤が急激に落ち込んでいると考えられている。この地域でも、この構造線によって帯水層が区切られ、地下水が扇頂部から帯水層に直接流入するのが抑えられていると予想される。モデル2(Fig.26)では、東側の境界に沿って半透水層をおき、その影響を調べた。構造線を帯水層との境界とし、基盤の上層部が凝灰岩で構成されていることから、基盤としては比較的大きな透水量係数、 $0.35 \text{ cm}^2/\text{s}$ を与えてある。Fig.27は、モデル2を用いて計算した温度分布である。温泉の供給量は3つのモデルで最大となり、 $3,524 \text{ l/min}$ となった。半透水層によって白水川からの地下水の流入が抑えられ、温泉が割れ目から扇状に流れ、大きな高温域が形成されている。

しかしながら、モデル2の計算結果はこの地域の温泉の湧出状況と調和的でない。この地域にはかつて50孔の自噴井があったが、これらは温泉街とその南側の地域に分布が限られ、北側の地

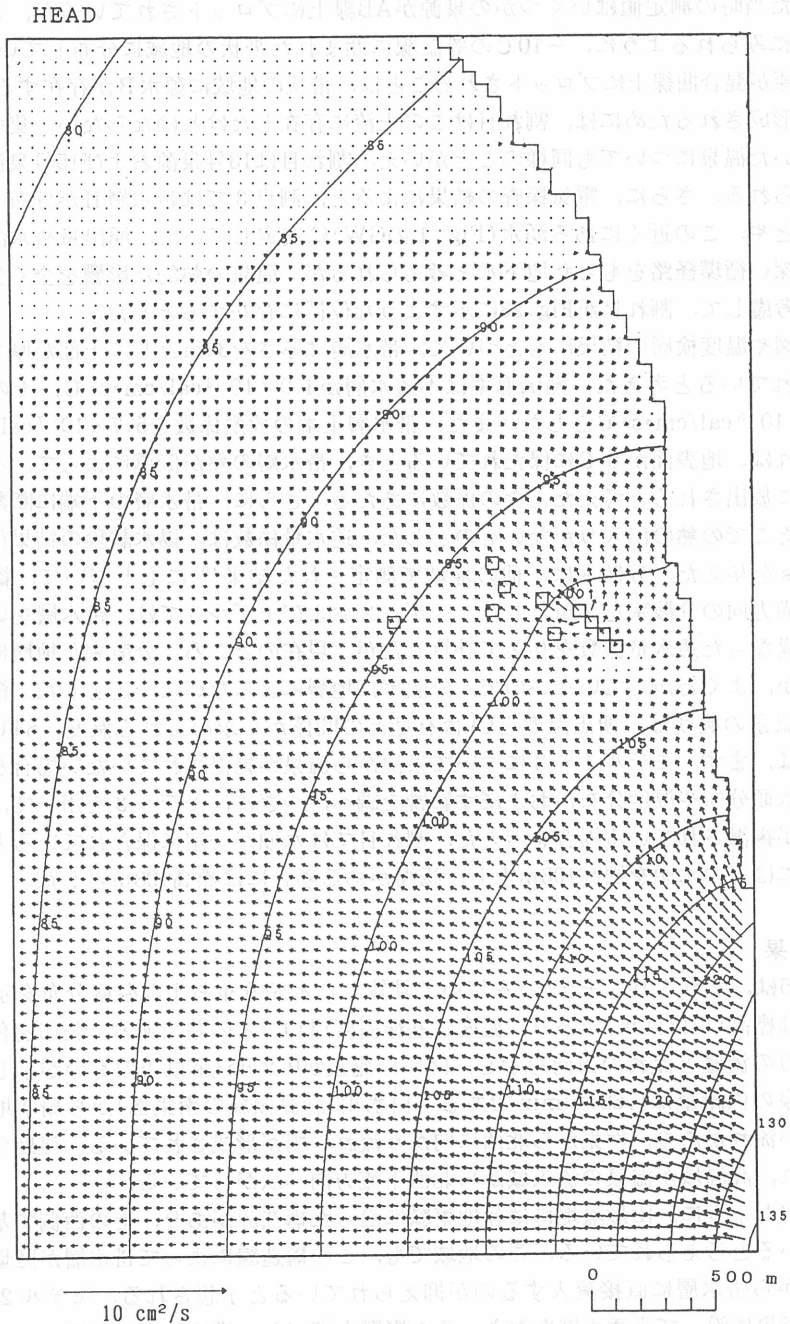


Fig. 24 Simulated hydraulic head and flow pattern for Model 1 with no discharge from the pumping areas
 Center lines indicate hydraulic head in meter above mean sea level. A constant head of 103 m is given at the fracture zones. Amount of thermal water flowing into the aquifer from the fracture zones is computed to be 1,687 l/min.

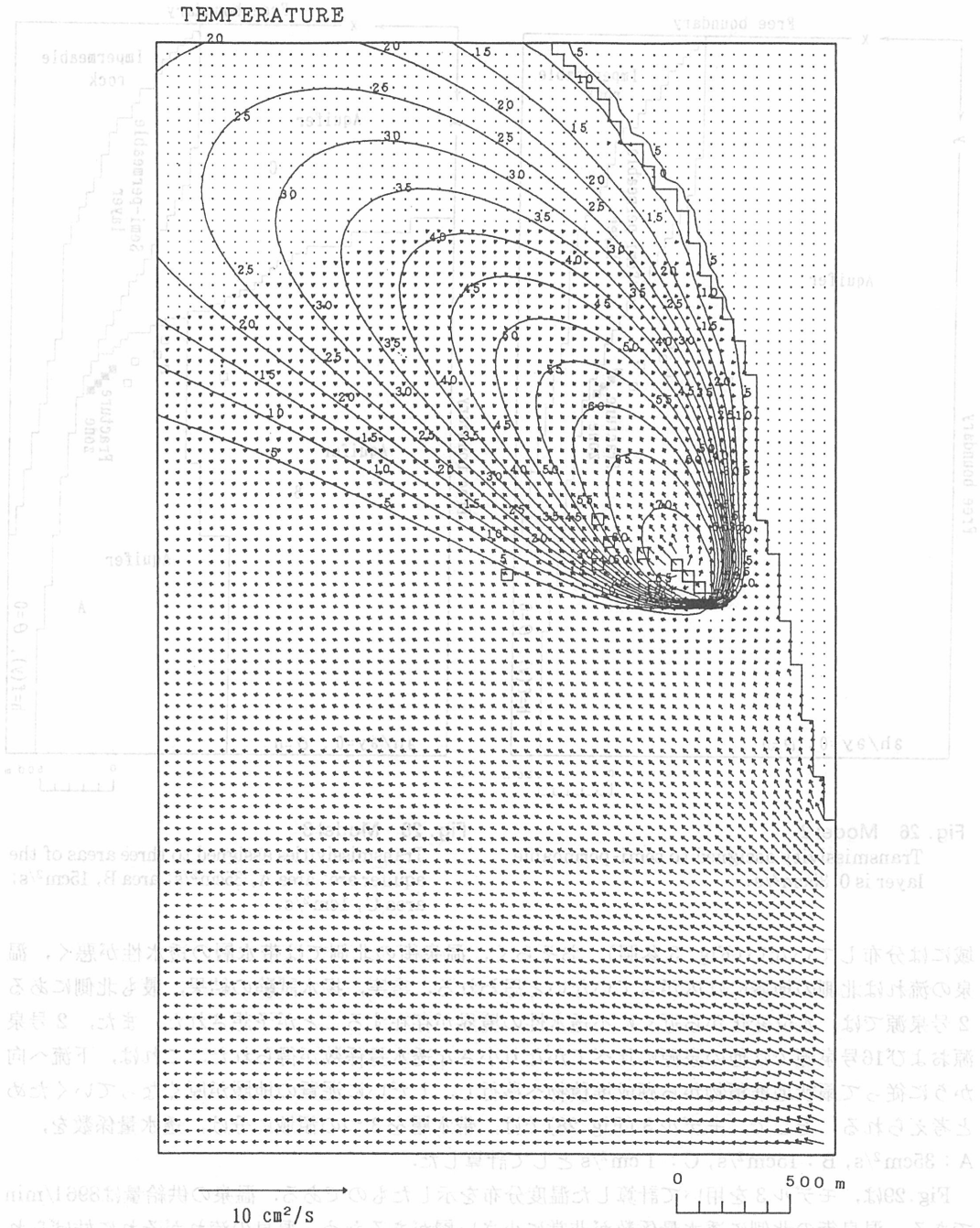


Fig. 25 Simulated temperature for Model 1 with no discharge from the pumping areas
Temperature of thermal water flowing into the aquifer from the fracture zone is given at 84°C. Temperatures in the figure are deducted by that of groundwater, 11°C.

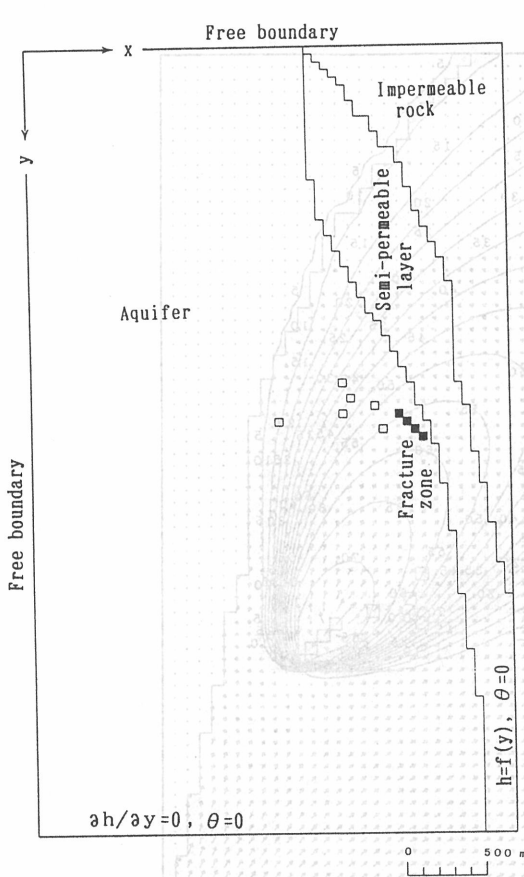


Fig. 26 Model 2
Transmissivity assigned to semi-permeable layer is $0.35\text{cm}^2/\text{s}$.

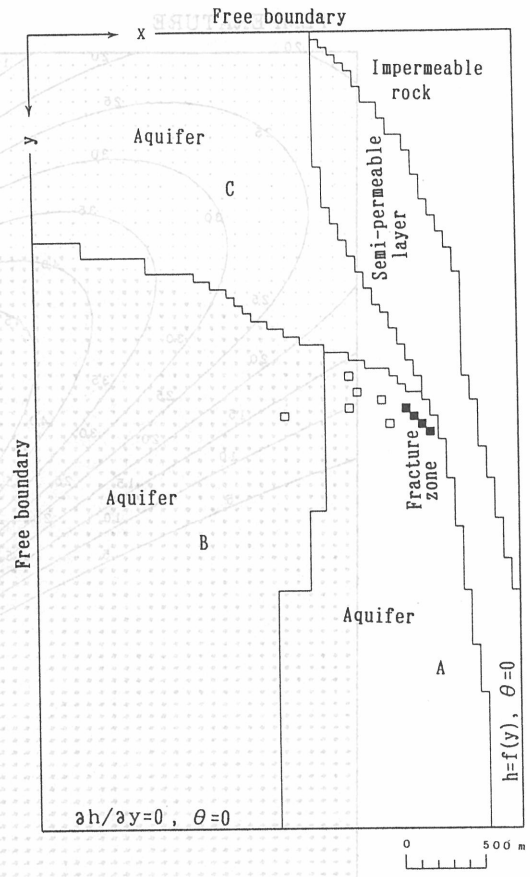


Fig. 28 Model 3
Transmissivities assigned to three areas of the aquifer are: area A, $35\text{cm}^2/\text{s}$; area B, $15\text{cm}^2/\text{s}$; area C, $1\text{cm}^2/\text{s}$.

域には分布していない (Fig. 3 参照). おそらく, 温泉街の北側では帯水層の透水性が悪く, 温泉の流れは北側の地域には広がっていないと思われる. 事実, 揚水試験の結果, 最も北側にある 2 号泉源では, 水位変化から近くに不透水性の境界が存在することが予想された. また, 2 号泉源および 16 号泉源では他の泉源に比べてかなり小さな透水量係数が得られた. これは, 下流へ向かうに従って扇状地堆積物から湖成堆積物へ移行し, したいに泥質の地層が厚くなっていくためと考えられる. そこで, モデル 3 (Fig. 28) では, 帯水層を 3 つの領域に分け, 透水量係数を, A : $35\text{cm}^2/\text{s}$, B : $15\text{cm}^2/\text{s}$, C : $1\text{cm}^2/\text{s}$ として計算した.

Fig. 29 は, モデル 3 を用いて計算した温度分布を示したものである. 温泉の供給量は $896\text{l}/\text{min}$ である. 温泉街の北側に透水量係数が非常に小さい層があるため, 温泉の流れがそれに妨げられている. また, 温泉の供給量が少なく, 流速が遅くなるために, 温泉は流下の過程でかなり冷却されている.

Fig. 30 は, モデル 3 を用い, 6 カ所の泉源で揚湯しているとして計算した温度分布を示したものである. 温泉には地下水が混入しているが, Cl 含有量から, 帯水層 II からの揚湯量を求め, 各泉源の揚湯量とした. 総揚湯量は $1,050\text{l}/\text{min}$ である. 温泉供給域の水頭を, 供給域の地表標高より 2 m 程度高く標高 108m とし, 揚湯がない場合に比べて 5 m 高くしたために, 温泉の供給量

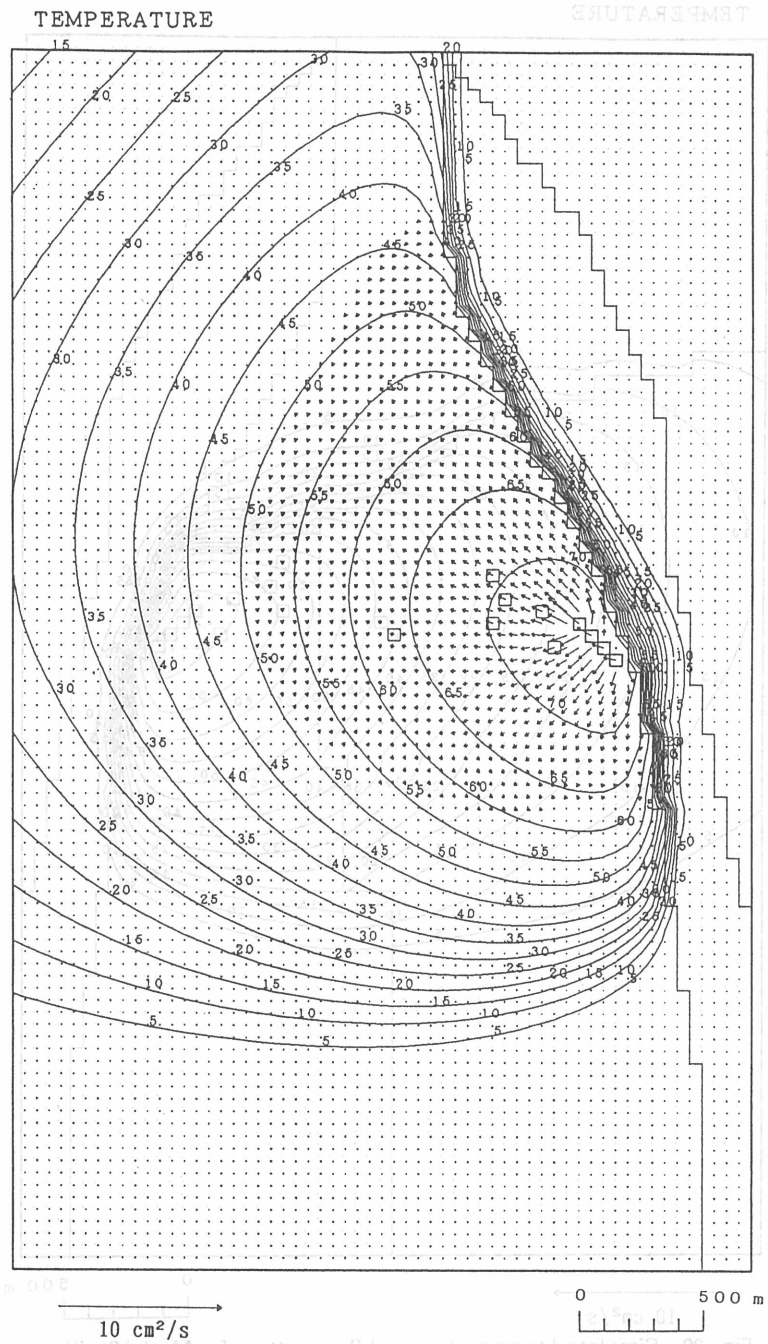


Fig. 27 Simulated temperature and flow pattern for Model 2 with no discharge from the pumping areas
 Amount of thermal water flowing into the aquifer from the fracture zones is computed to be 3,524 l/min.

TEMPERATURE

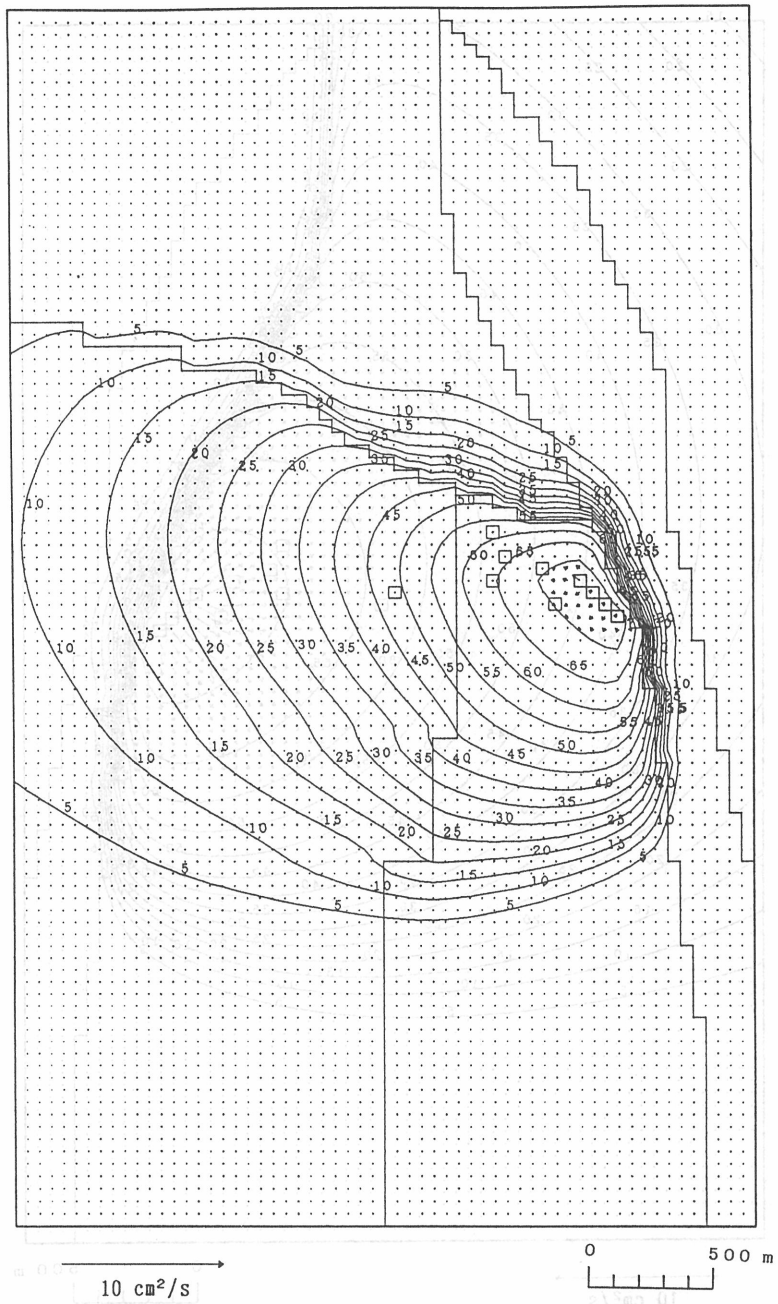


Fig. 29 Simulated temperature and flow pattern for Model 3 with no discharge from the pumping areas
Amount of thermal water flowing into the aquifer from the fracture zones is computed to be 896 l/min.

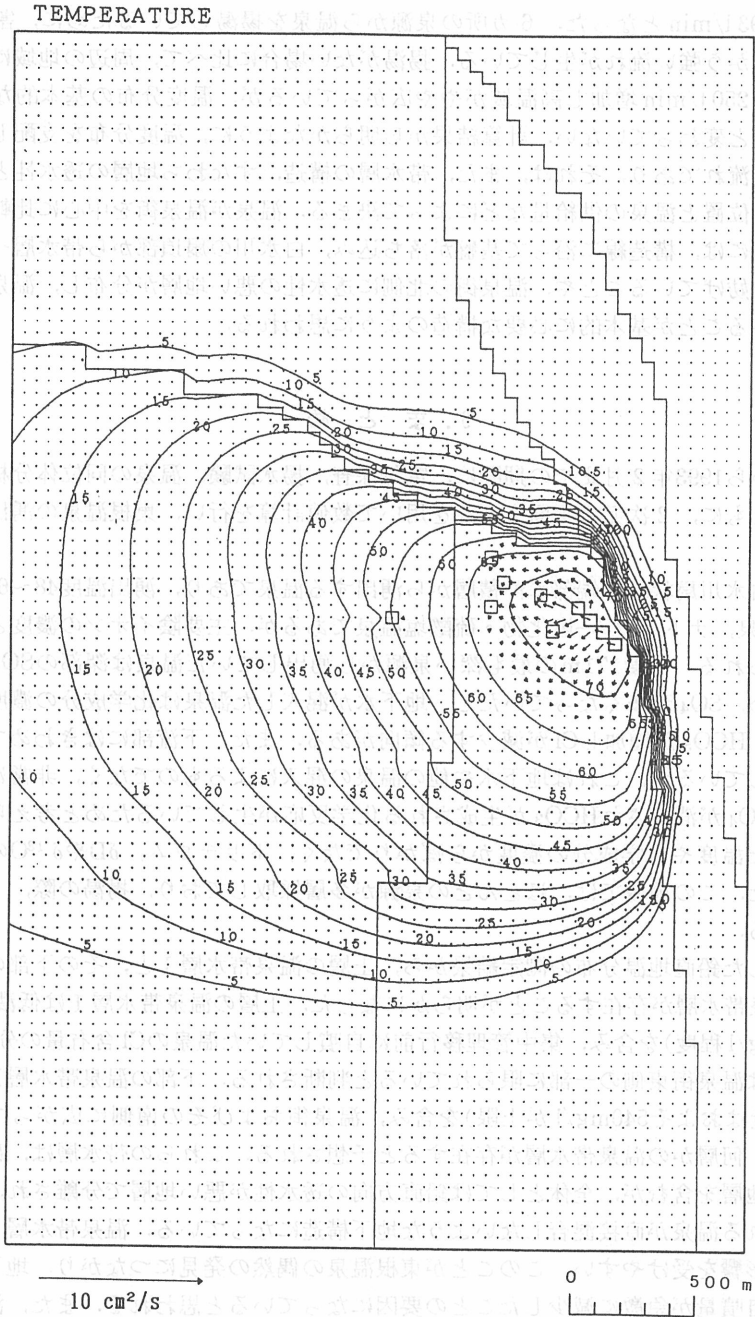


Fig. 30 Simulated temperature and flow pattern for Model 3 with total discharge of 1,050 l/min from pumping areas
 A constant head of 108m is given at the fracture zone. Amount of thermal water flowing into the aquifer from the fracture zones is computed to be 1,687 l/min.

が増加し、2,193 l/minとなった。6カ所の泉源から温泉を揚湯しているために、割れ目の位置から各泉源に向かう強い流れが生じている。揚湯がない場合に比べて、周辺の地域に流出する温泉の量がおよそ250 l/min増加し高温域がやや広がっているが、温度分布の基本的なパターンは揚湯がない場合と変わっていない。計算結果から明らかのように、温度分布を支配しているのは温泉や地下水の流れであり、それは、また、帯水層の構造、すなわち地層の透水性とその水平分布や、割れ目の位置と温泉の供給量などによって決まる。温泉が温泉街を中心に比較的狭い地域に分布するためには、構造線に沿って基盤が落ち込み、白水川の扇頂部から帯水層へ地下水が直接流入するのを妨げていることや、温泉街の北側に透水性の悪い地層が分布し、温泉の北側への流出を抑えていることが基本的に必要な構造のように思われる。

9. ま と め

1992年4月から1993年2月までの期間に、電気探査、揚水試験、温泉の同位体分析などの現地調査を行うとともに、2次元の平面モデルを用いて数値計算を行い、東根温泉の湧出機構を調べた。

東根温泉は白水川扇状地末端部に沖積層から湧出する温泉であり、湧出温度48~68℃のナトリウム-塩化物温泉、ナトリウム-塩化物・硫酸塩温泉であるが、主要陰イオンの濃度と組成比にかなりの差がみられる。深度171mの最も深い泉源から湧出していた温泉は深部のSO₄の多い温泉が混入したため、SO₄が多くなっていて、地下水が混入した温泉は化学成分の濃度が低く、組成比でみると、HCO₃が増加しClが減少する傾向がある。また、下流部にはきわめてSO₄が少ない温泉が湧出しているが、これは地下水や他の温泉の混入によるものでなく、非常に還元的な環境のもとで、SO₄が消費されHCO₃が生成される化学反応が生じているためと考えられる。地下水の混入は湧出温度や化学成分の濃度からばかりでなく、トリチウム、 δD や $\delta^{18}O$ の分析結果からも確認できた。この地域では、ほとんどの泉源が多層採取しており、揚湯の際、上層の地下水が混入している。

廃井を利用した鉛直地温分布の測定結果から、上層の温泉帯水層Iと、その下部の温泉帯水層IIの2つの温泉帯水層が存在することが明らかになった。上層の温泉帯水層Iは低濃度の温泉(Cl含有量が200mg/l程度)を含み、集中管理移行前に自噴していた温泉のCl含有量の分布などから、その分布範囲は温泉街東側の一部に限られていると判断される。下部の温泉帯水層IIは高濃度の温泉(Cl含有量はおおよそ540mg/lが上限)を含み、温泉街およびその南側に広がっている。深部には、さらに、何層かの温泉帯水層が存在すると予想される。これらの帯水層は、砂層や砂礫層など透水性の地層を含むが、全体としては鉛直方向の透水性が悪い地層で分離され、それぞれの帯水層に含まれる温泉が直接混合しないような地下構造になっている。温泉帯水層Iは浅く、周辺の地下水の影響を受けやすい、このことが東根温泉の偶然の発見につながり、地下水位の低下にともなって自噴量が急激に減少したことの要因になっていると思われる。また、温泉街周辺部の10地点において比抵抗法による電気探査を行ったが、全般に比抵抗値が低いこと、粘土層など泥質の地層と温泉帯水層とを判別することがむずかしく、温泉街周辺の温泉の分布や温泉帯水層の構造を明らかにすることはできなかった。

揚水試験の結果、温泉帯水層の透水量係数として、17.3~74.4 cm²/s (平均34.7 cm²/s)が得られた。また、揚湯停止後の水位変化から、この地域に深部から温泉を導く地層の割れ目が存在することが確かめられたが、その位置を決定することはできなかった。

数値計算の結果から、温泉が温泉街を中心になんかの広がりをもつためには、盆地東縁に沿

