

第45巻 (1995)

温泉科学

第4号

平成7年12月

原 著

山形県天童温泉の湧出機構

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

浦上 晃 一

(平成7年6月21日受付, 平成7年9月22日受理)

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

Koichi URAKAMI

Division of Earth and Planetary Sciences,
Graduate School of Science, Hokkaido University

Abstract

During 1993 and 1994 geophysical and geochemical investigations were carried out in the Tendo Hot Spring Area in the Yamagata basin in the northern Honsyu. There are three production wells drilled to depths of 180 to 220 m in the alluvial plane along the Kuratu river, from which about 800 l/min of thermal water with temperatures of 60.5 to 69.0°C are pumped and used for bathing at hotels. Thermal waters in the area are slightly alkaline sodium-calcium sulfate type water with relatively low TDS (up to 1,880 mg/l), and are isotopically lighter than shallow groundwaters plotted close to the local meteoric line. The Tendo hot spring area comprises four thermal water aquifer, and impermeable bed rock. The thermal waer quifer is enocountered at a depth of 80m and extends to a depth of 130 to 180m. The aquifer consists of sandy gravel in the lower portion of alluvium and conglomerate and tuff beccia in the upper of Neogene volcanic rocks, and are underlain by the impermeable bed rock composed of andesite, propylite, and rhyolite. Thermal water arises from the deep through fractures formed in fault zone and spreads into the thermal water aquifer. The impermeable layer, mainly composed of muddy deposits in the alluvium, separates thermal water system from surface groundwater system.

1. まえがき

天童温泉は、山形盆地の東縁、倉津川の谷筋の末端部に湧出する典型的な裂罅層状泉である。現在、深度180~220mの3ヶ所の泉源から、温度60.9~69.2°Cの温泉がおよそ700 l/min揚湯さ

れているが、このほかに1泉源があり、温度47.4℃の温泉がおよそ30 l/min揚湯されている。また、天童温泉の約2.5 km南方の山形県総合運動公園には、深度992mの泉源があり、温度53.5℃の温泉が約100l/min揚湯されている (Figs. 1, 2)。

天童温泉は、1886年に灌漑用水を得るために水田に井戸が掘削された際、偶然に発見された。1911年には高温の温泉を得てはじめて温泉場が開設されている。その後、次第に多くの泉源が掘削されるようになり、倉津川の谷筋の狭い範囲に30数ヶ所で泉源が掘削されている。天童温泉は1956年に集中管理に移行しているが、その当時には、19泉源（深度81~142m）が天童市街から山寺に至る道路に沿って分布していて、温度44.8~68.4℃の温泉が600 l/min程度自噴していた (Fig. 3)。しかし、周辺の地域が急速に都市化され地下水の利用量が急増したことや倉津川の河川改修などの影響を受けて、周辺の地下水や温泉の水位が急激に低下し、自噴量が著しく減少したために、温泉協同組合を設立して温泉を集中管理するとともに、新たな泉源を掘削して必要量を確保するようになった。

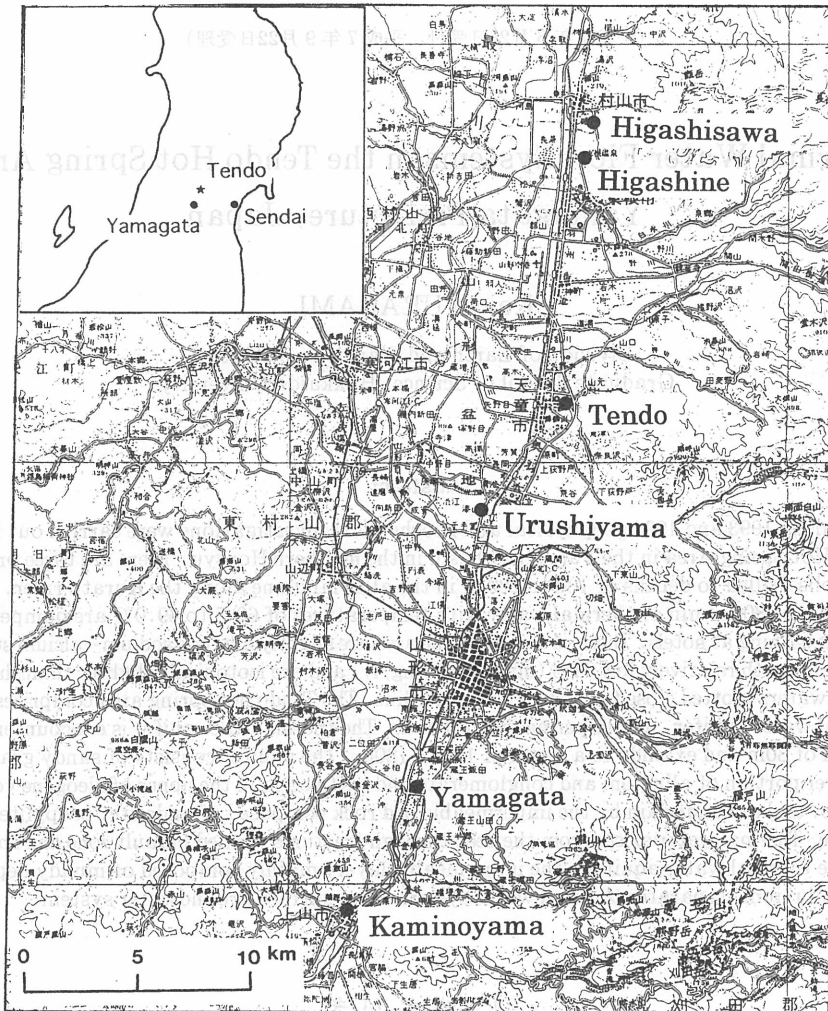


Fig. 1 Location map showing hot spring areas in the eastern part of the Yamagata basin

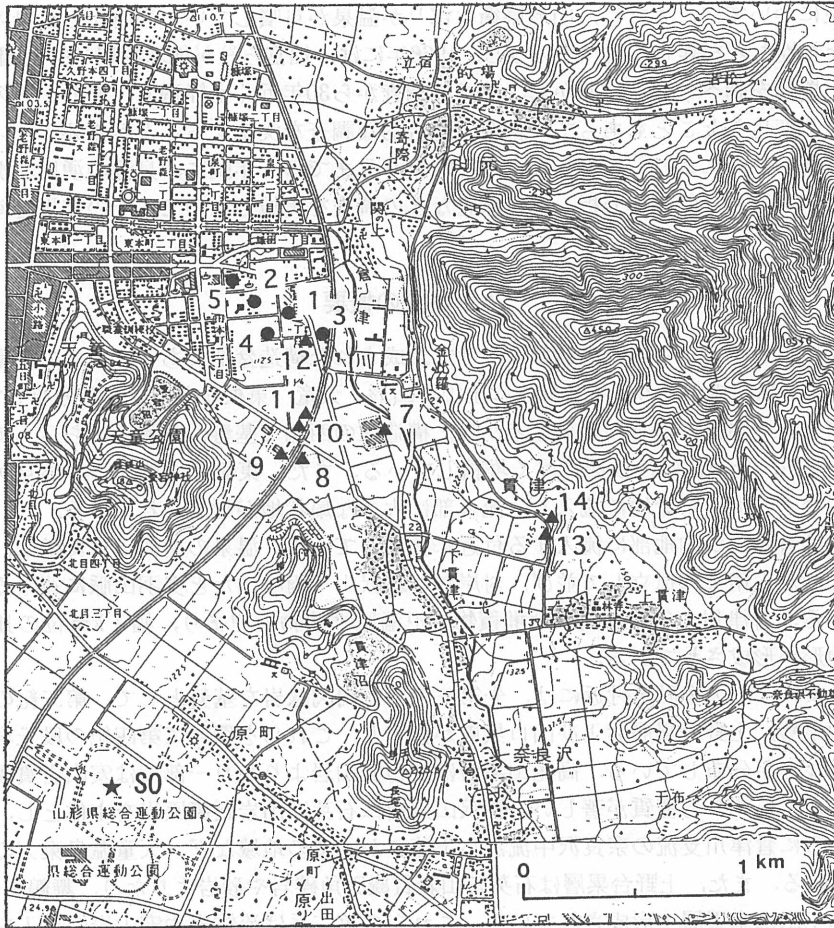


Fig.2 Location of wells in the Tendo Hot Spring Area and its surrounding areas
 ● : production wells discharging thermal waters with temperatures of 47 to 69°C and non-productive well (No.2). ▲ : wells discharging groundwaters with temperatures of 14 to 24°C.

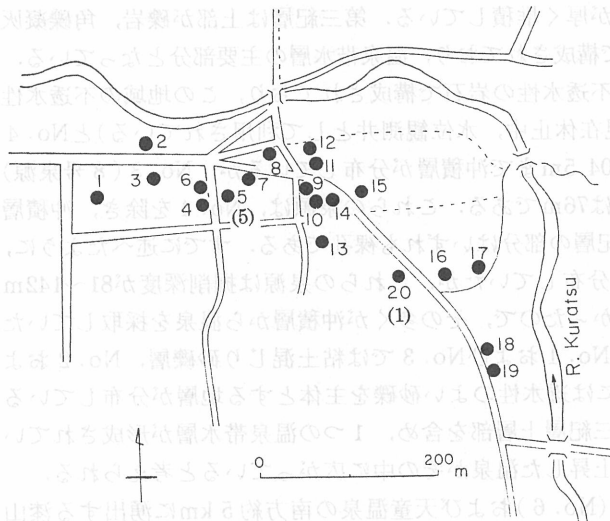


Fig.3 Location of wells in the Tendo Hot Spring Area in 1966
 Figures in parenthesis indicate number of wells shown in Fig.1. Wells 5 and 20 are still used as production wells, but the other wells have been abandoned.

天童温泉については、すでに、山形県衛生部¹⁾が温泉が自噴していた当時から温泉の湧出状況や化学的な特性などを詳しく調べているし、1966年には、福富ら²⁾が地球物理学的な調査を行い、温泉の湧出機構を調べている。しかし、前回の調査から30年近くも経過しており、その間に湧出状況が大きく変化したこともあって、再度、総合的な調査を実施することが必要になった。天童温泉協同組合の依頼により、1993年10月から94年9月までの1年間に、泉源の湧出状況の調査、揚水試験、水位観測、同位体分析、電気探査などの調査を実施したので、その結果を報告する。

2. 地質の概要

山形盆地は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る。盆地の東縁に沿ってほぼ南北に走る構造線があり、その線上に上山、山形、天童、東根などの温泉が分布している³⁾。ボーリング資料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推定されている⁴⁾。盆地には沖積層が厚く堆積している。また、東側の山地から、馬見ヶ崎川、立谷川、乱川などの河川が盆地に流入し、流入部に大きな扇状地が形成されている。

天童温泉は倉津川が山地部に流入する付近に湧出している。温泉の南側には舞鶴山、八幡山、越王山が北西から南東に孤立して並び、対岸には鶉沢山や雨呼山など奥羽山脈に連なる山の山麓が迫っている。倉津川の谷筋は扇状地堆積物や氾濫原堆積物で埋まり、幅1 km位の比較的なだらかな谷地形が形成されている。

吉田⁵⁾によれば、天童温泉付近には、先第三系の花崗閃緑岩を基盤として、第三紀の高滝山累層、鶉沢山累層、上野台累層および山口累層が分布し、これらを覆って第四紀の段丘堆積物や扇状地堆積物などが分布している。高滝山累層は変朽安山岩よりなり一部では安山岩質凝灰角礫となっているが、いずれも変質が著しい。鶉沢山累層は石英安山岩質凝灰岩を主体とし、鶉沢山や雨呼山、さらに倉津川支流の奈良沢中流から上流にかけての地域など、天童温泉東方の山地に広く分布している。また、上野台累層は石英安山岩質凝灰角礫岩や砂岩よりなり、舞鶴山の西半分、八幡山、越王山は本累層で形成されている。これらの第三系は流紋岩や安山岩の貫入を受けており、舞鶴山の東半分の山体は貫入した流紋岩で形成されている。

地質柱状図(Fig. 4)によると、No. 1(温泉協同組合6号泉源)では、地表から深度96.5mまでが沖積層であり、その下部に第三紀層が分布している。沖積層は粘土、砂、砂礫などで構成されており、下層部には粘土混じりの砂礫層が厚く堆積している。第三紀層は上部が礫岩、角礫凝灰岩、凝灰岩など比較的透水性のよい岩石で構成されており、温泉帯水層の主要部分となっている。しかし、下層部は安山岩や流紋岩などの不透水性の岩石で構成されており、この地域の不透水性基盤となっている。No. 2(7号泉源、現在休止中、水位観測井として利用されている)とNo. 4(9号泉源)では、深度それぞれ100m、104.5mまで沖積層が分布しているが、No. 3(8号泉源)では第三紀層がやや薄く、その下端深度は76mである。これらの泉源は、No. 4を除き、沖積層の下端までケーシングされており、第三紀層の部分はいずれも裸孔である。すでに述べたように、集中管理移行前には19ヶ所に自噴泉源が分布していたが、これらの泉源は掘削深度が81~142mであり、ケーシング深度が67~96mと浅かったので、その多くが沖積層から温泉を採取していたものと思われる。地質柱状図をみると、No. 1およびNo. 3では粘土混じり砂礫層、No. 2およびNo. 4では砂礫層と、沖積層の下層部には透水性のよい砂礫を主体とする地層が分布しているので、この部分も温泉帯水層となり、第三紀層上層部を含め、1つの温泉帯水層が形成されていると考えられ、地層の割れ目に導かれて上昇した温泉がその中に広がっていると考えられる。

Fig. 5には山形県総合運動公園の泉源(No. 6)および天童温泉の南方約5 kmに湧出する漆山

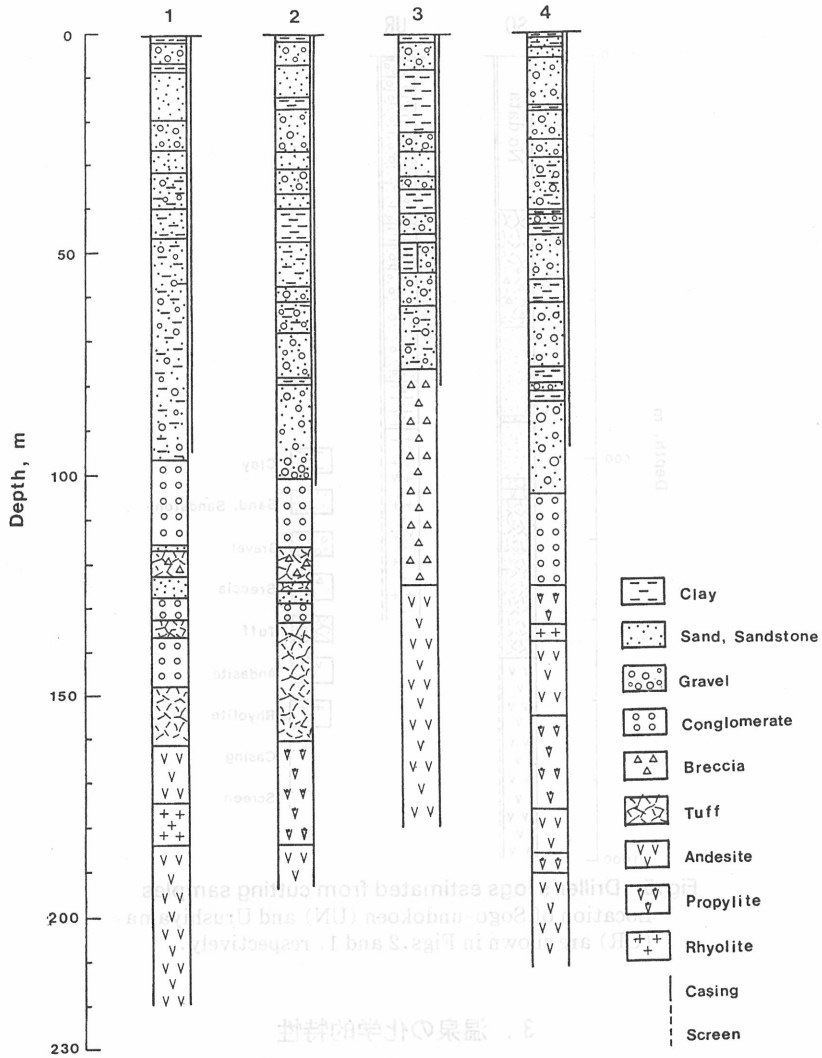


Fig. 4 Driller's logs estimated from cutting samples
Location of the wells are shown in Fig. 2.

温泉(UR)で得られた地質柱状図を示した。山形県総合運動公園の泉源では、地表から深度200mまではデータが得られていないが、この部分は沖積層であり、その下部に第三系の凝灰岩、砂岩、砂質凝灰岩、安山岩が分布している。この泉源は掘削深度が992mであり、深度717mまでケーシングされていて、最下部の安山岩層から温泉を採取している。安山岩層は透水性が非常に悪く、湧揚湯量は僅か100l/min程度にすぎないが、動水位の低下が著しく、地表面下約230mまで低下している。漆山温泉では、沖積層が深度400mまで堆積しており、その下部に第三紀の泥岩層や、部分的に安山岩を挟む流紋岩層が分布している。温泉は400m以深の第三紀層から採取されている。

山形県天童温泉の湧出機構に関する研究は、地質学的な観点から行われてきた。天童温泉は、山形県天童市にある温泉で、その湧出機構は長年研究されてきた。天童温泉の湧出機構は、地質学的な観点から研究されており、その結果として、天童温泉の湧出機構が明らかになった。天童温泉の湧出機構は、地質学的な観点から研究されており、その結果として、天童温泉の湧出機構が明らかになった。

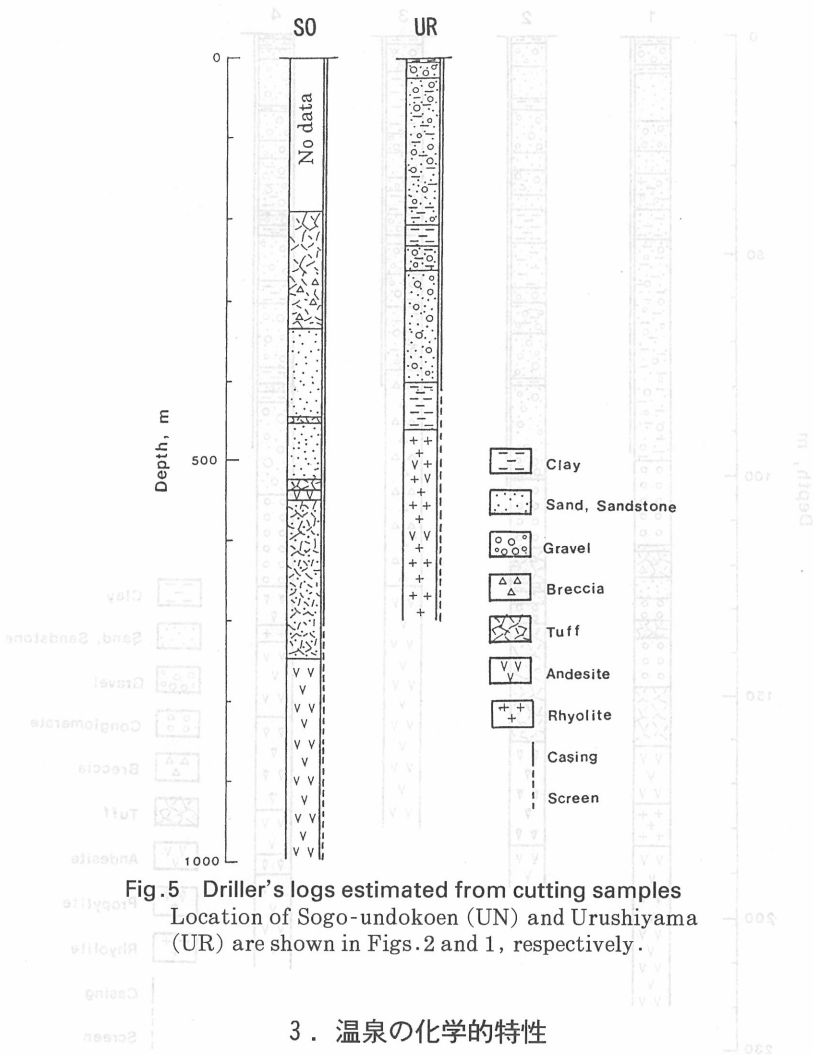


Fig. 5 Driller's logs estimated from cutting samples
Location of Sogo-undokoen (UN) and Urushiyama (UR) are shown in Figs.2 and 1, respectively.

3. 温泉の化学的的特性

天童温泉は、湧出温度が47~69℃であり、中性ないし弱アルカリ性のナトリウム・カルシウム-塩化物・硫酸塩泉である。1ヶ所の極めて低濃度の温泉(No. 5)を除くと、組合で管理している他の3泉源はいずれも第三紀層から揚湯しており、全固形物量(TDS)が1,432~1,880 mg/l, Naが260.8~343.6 mg/l, Caが159.4~243.6 mg/l, Clが118.4~152.5 mg/l, SO₄が736~1,062 mg/lであり、陽イオンではNaとCaが多く、陰イオンではSO₄が非常に多い。Fig. 6は天童温泉、山形県総合運動公園の泉源および漆山温泉の主要化学成分のヘキサダイアグラムを示したものである。山形県総合運動公園の泉源や漆山温泉でも天童温泉と同様の化学的特徴を示し、SO₄が非常に多い。

Fig. 7に主要陰イオンの組成比を示した。図には天童温泉だけでなく、東沢温泉、東根温泉、山形市周辺の温泉、上山温泉など、山形盆地東縁部に湧出する温泉の分析結果^{1,6,7)}も合わせて示してある。SO₄の多い温泉は天童温泉とその周辺の地域だけでなく、東沢温泉や山形市周辺の温泉など山形盆地東縁部一帯に広く分布している。これらの温泉はいずれも第三紀層から湧出しており、盆地の東縁部には、SO₄の多い温泉を含む地層が広範囲に分布すると考えられる。東根温泉は天童温泉と同様に裂罅層状泉であるが、ナトリウム-塩化物泉またはナトリウム-塩化物・

硫酸塩泉でありClが多く、そこでは、SO₄の多い温泉を含む第三紀層より下部の地層に含まれる温泉が地層の割れ目に導かれて上昇し、沖積層内を流下していると考えられる。また、上山温泉ではClとSO₄がともに多いことから、深部から地層の割れ目に導かれて上昇した温泉と第三紀層に含まれる温泉が混合して湧出していると推察される。

4. 温泉と周辺の地下水との関係

Fig. 8 に湧出温度とCl含有量との関係を示した。測定は1993年10月に行った。また、図には、温泉が自噴していた当時の測定結果(1949年5月測定)¹⁾、周辺地域の地下水についての測定結果(1994年4月測定)も示してある。自噴当時の測定結果をみると、156 mg/lがCl含有量の上限であり、この値が裂隙に導かれて上昇した温泉のCl含有量を示すと考えられ

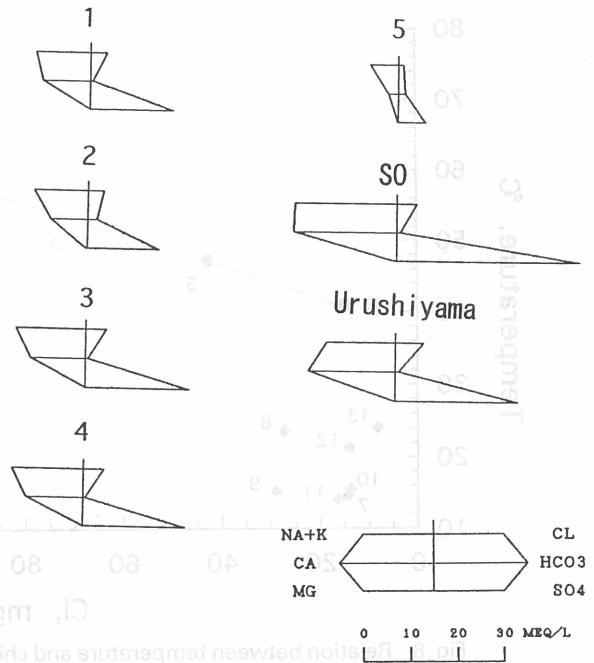


Fig.6 Hexa-diagram of major constituents in thermal waters sampled from the Tendo Hot Spring Area and its surrounding areas
The figures are based on data obtained from 1969 to 1992.

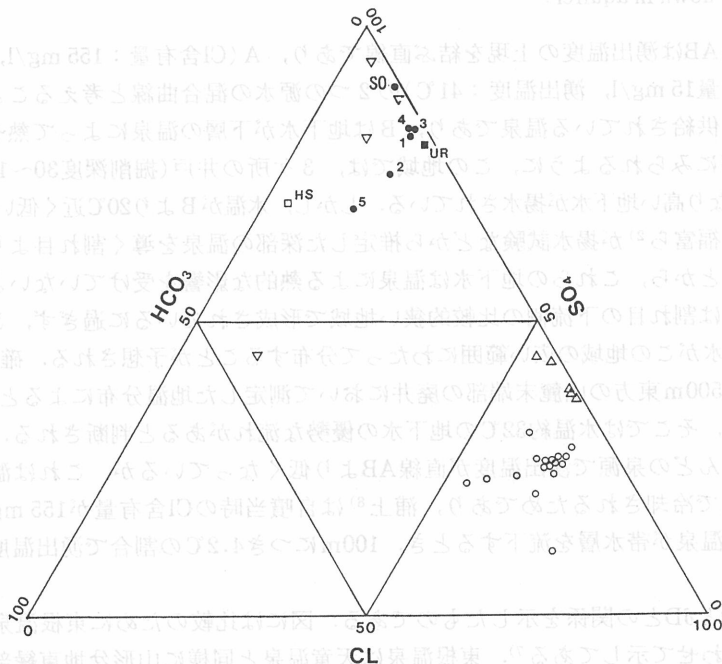


Fig.7 Tri-linear diagram of major anions in thermal waters
● : Tendo(1~5) and Sogo-undoko(en) (UN), ■ : Urushiyama,
○ : Higashine, □ : Higashisawa, △ : Kaminoyama, ▽ : Yamagata.

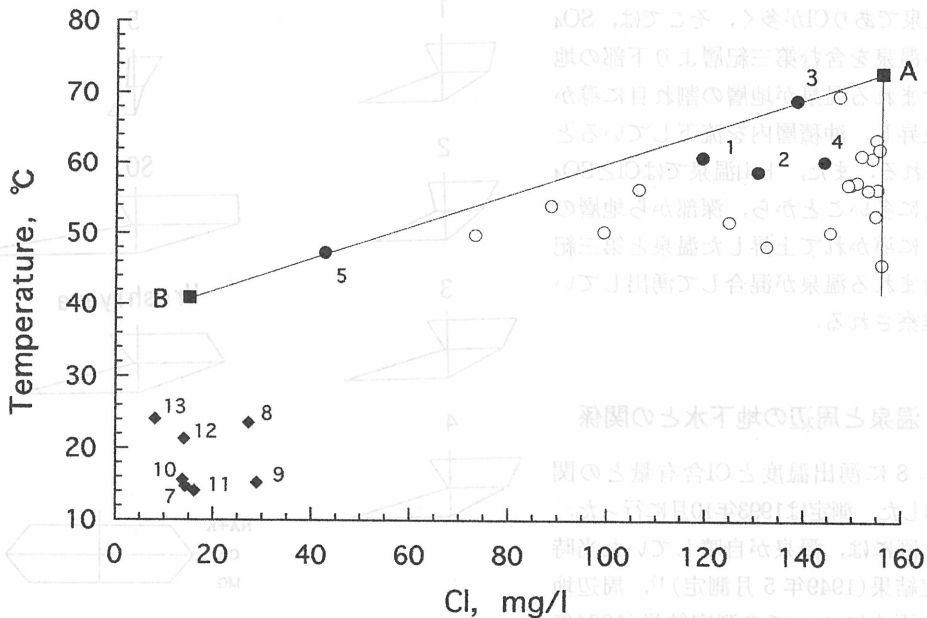


Fig.8 Relation between temperature and chloride content of thermal waters in the Tendo Hot Spring Area.

○ : sampled at flowing wells in 1949, ● : sampled at pumping wells during 1969 and 1992 ◆ : groundwater sampled in 1994. The upper limit of chloride content (156 mg/l) emerges. Two parent waters, A (74°C, 156 mg/l) and B (41°C, 15 mg/l), are recognized from a mixing line for thermal waters. The values below the mixing line suggests cooling of thermal water moving down in aquifer.

る。また、直線ABは湧出温度の上現を結ぶ直線であり、A (Cl含有量: 155 mg/l, 湧出温度: 74°C)とB (Cl含有量15 mg/l, 湧出温度: 41°C)の2つの源水の混合曲線と考えることができる。Aは地下深部から供給されている温泉であり、Bは地下水が下層の温泉によって熱せられたものと考えられる。図にみられるように、この地域では、3ヶ所の井戸(掘削深度30~100m)から20°C以上の水温のかなり高い地下水が揚水されている。しかし、水温がBより20°C近く低いことや、No.12を除き、井戸が福富ら²⁾が揚水試験などから推定した深部の温泉を導く割れ目より上流側の離れた位置にあることから、これらの地下水は温泉による熱的な影響を受けていないと判断される。恐らく、源水Bは割れ目の下流側の比較的狭い地域で形成されているに過ぎず、これとは別に、水温の高い地下水がこの地域の広い範囲にわたって分布することが予想される。確かに、福富ら²⁾が天童温泉の約500m東方の山麓末端部の廃井において測定した地温分布によると、100m以深に帯水層が存在し、そこでは水温約32°Cの地下水の優勢な流れがあると判断される。また、Fig. 8をみると、ほとんどの泉源で湧出温度が直線ABより低くなっているが、これは温泉が帯水層内を流下する過程で冷却されるためであり、浦上⁸⁾は自噴当時のCl含有量が155 mg/l以上の温泉について調べ、温泉が帯水層を流下するとき、100mにつき4.2°Cの割合で湧出温度が低下しているとしている。

Fig. 9は $\delta^{18}\text{O}$ と δD との関係を示したものである。図には比較のために東根温泉において測定された結果も合わせて示してある⁷⁾。東根温泉は天童温泉と同様に山形盆地東縁部に湧出する裂隙層状泉であり、地下水の涵養域も天童温泉周辺の地下水と類似した地形的環境にある。ところで、図の2つの直線、A: $\delta\text{D}=5.8\delta^{18}\text{O}+7.2$ (天童温泉), B: $\delta\text{D}=5.8\delta^{18}\text{O}+5.8$ (東根温泉)は、

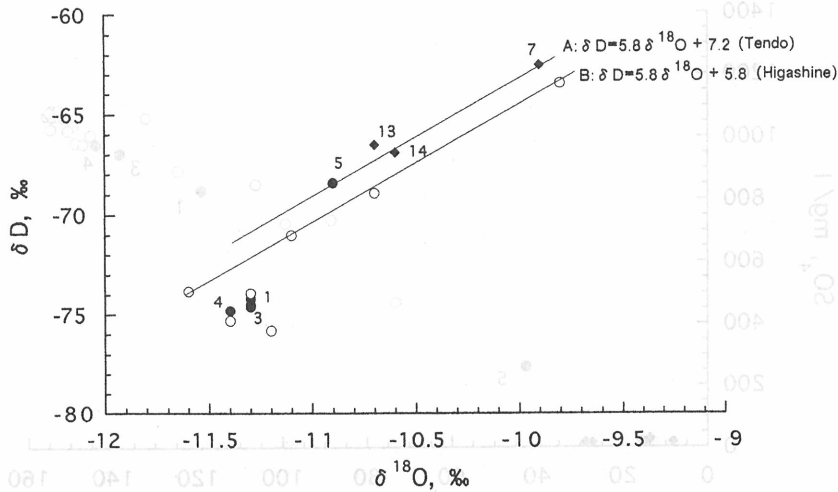


Fig.9 Isotopic composition of selected thermal waters and groundwaters from the Tendo and Higashine Hot Spring Areas

● : Tendo, ○ : Higashine. The shallow groundwaters in the Tendo area fall closed to the local meteoric ($\delta\text{D}=5.8\delta^{18}\text{O}+7.2$), but the thermal waters lie below the line. These data suggest that two distinct water circulations occur in the Tendo area. Two parallel local meteoric lines of the Tendo and Higashine areas indicate altitude effect.

地下水の $\delta^{18}\text{O}$ と δD との関係を表す式である。ただし、天童温泉では極めて低濃度の温泉(No. 5)が、東根温泉では地下水が混入した低濃度の温泉がそれぞれの直線上にプロットされている。天童温泉は東根温泉よりやや同位体の濃度が高くなっているが、この違いが高度効果によるものとする、同位体の高度減率は100mにつき δD が2‰程度、 $\delta^{18}\text{O}$ が0.2‰程度と考えられるから⁹⁾、天童温泉周辺の地下水は東根温泉より涵養域の平均高度が100m程度低いと推定される。天童温泉に注目すると、温泉は直線から大きくずれてプロットされており、温泉は地下水とは異なった循環系を形成していると判断される。しかし、上述のように、極めて低濃度の温泉(No. 5)は直線上にプロットされているので、この温泉は明らかに地下水起源の水であるといえる。

これらの結果から、天童温泉では、地層の割れ目に導かれて深部から上昇した温泉が帯水層内を流動するとともに、上層の地下水を加熱し、低濃度の温泉が形成されていると考えられる。

Fig. 10に、天童温泉と周辺の地下水について、Cl含有量と SO_4 含有量との関係を示した。総合運動公園の泉源(No. 6)を除くと、両者にはほぼ直線的な関係がある。現在利用されている泉源では、Cl含有量と SO_4 含有量がともに自噴当時の上限値より小さくなっており、地下水が混入していることは明らかである。これらの泉源は自噴当時の泉源より上流にあり深部からの温泉を導く割れ目に近く、掘削深度も深く第三紀層から揚湯しているにもかかわらず、このように地下水の混入が生じていることは、それぞれの泉源はもちろんのこと、天童温泉全体についても揚湯量が限界に近いことを示唆している。Fig. 11は泉源No. 3において観測された動水位と湧出温度の変化を示したものである。1973年から89年までの16年間に動水位がおよそ5m低下し、湧出温度が約2℃低下している。この地域の揚湯量は自噴当時が600~770l/min、現在が700~800l/min程度であり、揚湯量に大きな変化はない。それゆえ、No. 3で観測されたような大きな動水位の低下は揚湯量の増加によるものでなく、恐らく、周辺の地域が都市化され深部地下水の利用量が急増したことや、倉津川の河川改修にともない河川推水位が低下したことなどによるものと思われる。いずれにしても、動水位が低下したことによって、温泉帯水層の水圧が上層より低くなり、

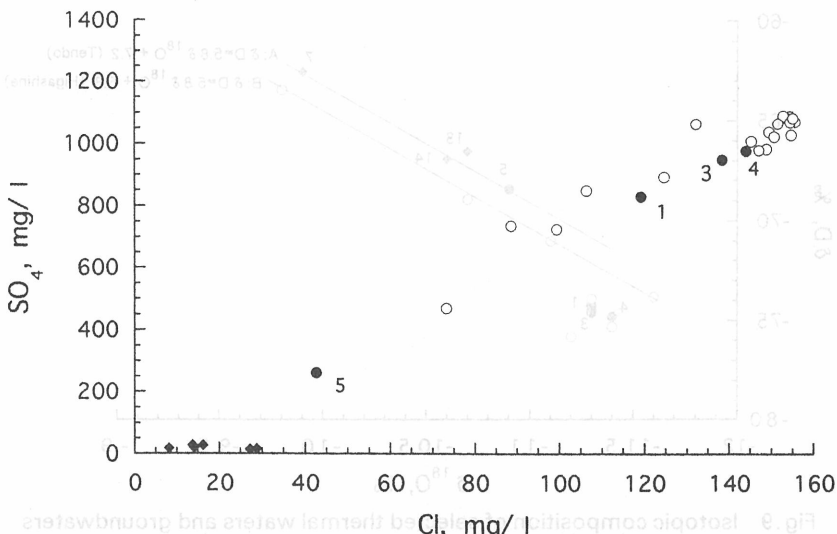


Fig. 10 Relation between sulfate and chloride contents of thermalwaters in the Tendo Hot Spring Area

○ : thermal waters sampled at flowing wells 1949, ● : thermal waters sampled at pumping wells during 1969 and 1992, ◆ : groundwaters sampled in 1994.

上層のより低温で低濃度の温泉が下層に浸透するようになって、Cl含有量とSO₄含有量が減少したと考えられる。

5. 温泉帯水層の分布

Fig.12は、現在休止中の泉源(No. 2)において測定した地温分布を示したものである。60m以深では温度上昇率が極めて小さくなっているが、この部分は透水性がよく、温泉の優勢な流れがあり大量の熱が効率よく運ばれているために、このような地温分布となると考えられ、温泉帯水層と判断される。地質柱状図によると、この泉源では、深度40mから57mまでに粘土層および粘土混じりの砂層が堆積し、その下部は部分的に泥質の地層を挟む砂礫層を主体にした透水性のよい地層が深度100mまで堆積しており、地温分布から予想される地層の透水性とよく一致している。さらに、福富ら²⁾によって測定された地温分布を用いて、温泉帯水層の分布を調べると、Fig.13に示す

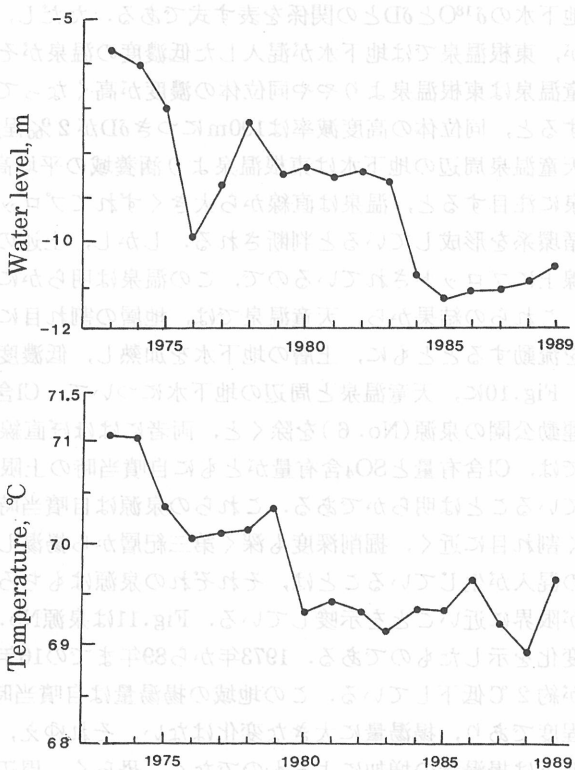


Fig. 11 Changes in water level and temperature measured at well 3

ようになり、温泉帯水層が80m以深に、かつて自噴泉源が分布していた地域全体に広がっていると推定される。

6. 電気探査

天童温泉の地下構造を調べるために、Fig.14に示す9地点において、電気探査を実施した。測定例として、Fig.15に測点1で得られた ρ -a曲線とその解析結果を示した。図で、プロットされた点は測定値であり、ステップ状の実線は測定値から推定される比抵抗構造である。また、太い実線は比抵抗構造から計算される ρ -a曲線の理論値である。この測点では、深度40~116mに比抵抗値が11 Ω -mの非常に低比抵抗の地層がみられ、その下部に239 Ω -mの高比抵抗の地層が分布している。温泉は地下水に比べて化学成分の濃度が高いので、温泉を含む地層は非常に小さな比抵抗値を示すことが多い、それゆえ、深度40~116mの低比抵抗層の上限が地温分布から推定される温泉帯水層の深度に比べてかなり浅

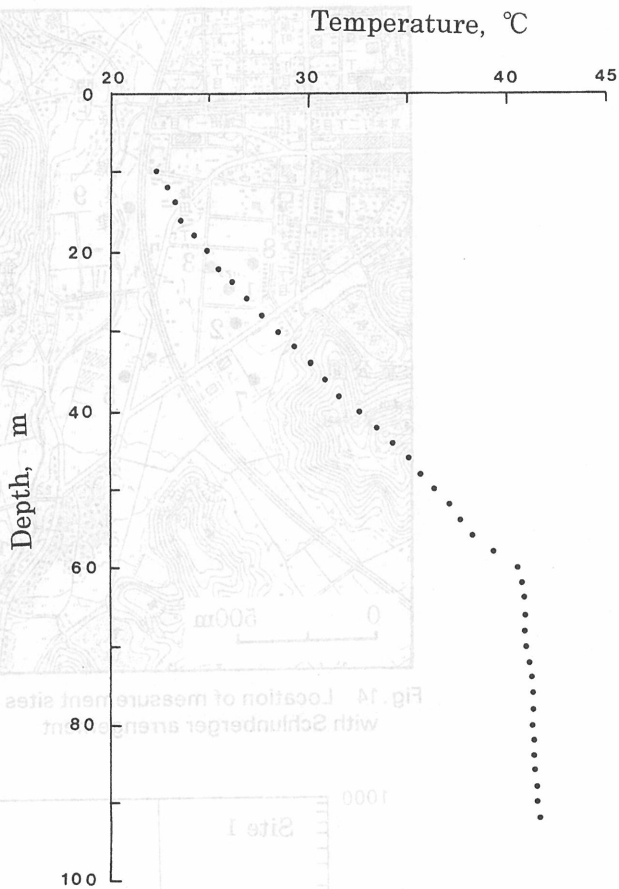


Fig.12 Temperature-depth profile measured at well 2

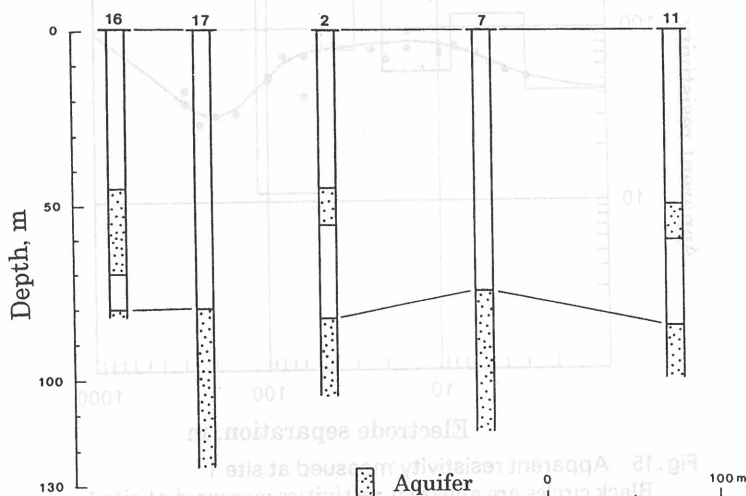


Fig.13 Vertical cross section of thermal water aquifers
The aquifers are estimated from the temperature-depth profiles measured by Fukutomo *et. al*⁽²⁾. Location of the wells are shown in Fig.3.

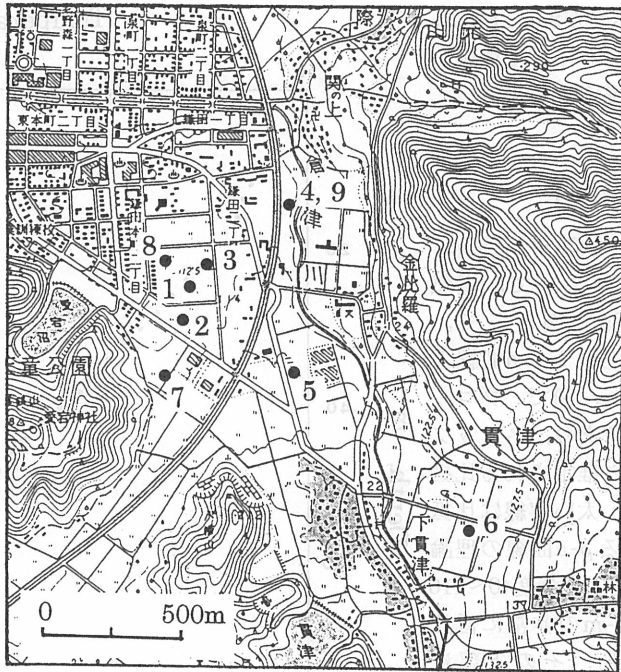


Fig. 14 Location of measurement sites of electric sounding with Schlumberger arrangement

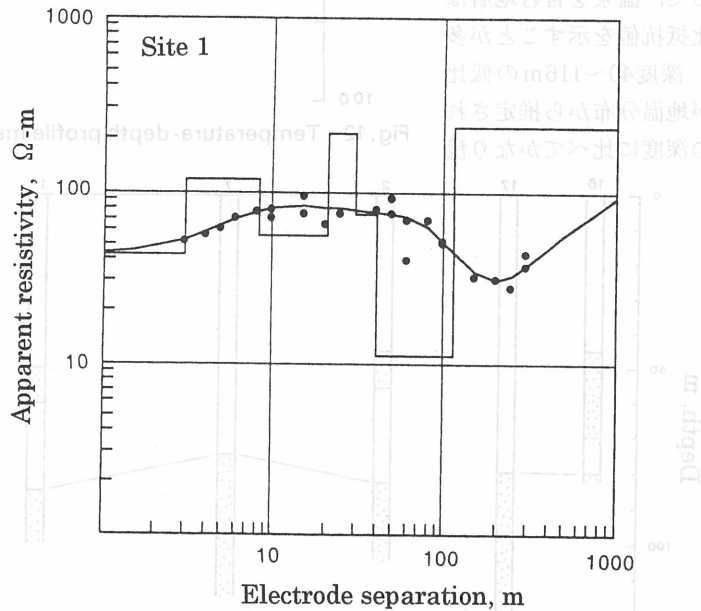


Fig. 15 Apparent resistivity measured at site 1

Black circles are apparent resistivities measured at site 1 and thick solidline is theoretical curve of apparent resistivity calculated from resistivity-depth profile shown by thin solid line.

いことや、比抵抗値は地層によって異なり、泥質の地層は砂礫層よりかなり小さく、温泉帯水層と同程度の比抵抗値を示すことが多いので、比抵抗値から、不透水性の泥質の地層と温泉帯水層とを区別するのが難しいことなど、疑問が残る。この地域では、泉源の掘削完了時の電気検層が実施されている。Fig.16に泉源No. 3において実施された電気検層の結果を示したが、この泉源では、深度45~130mに平均して6 Ω-m程度と見かけ比抵抗の非常に低い地層があり、その下部に30 Ω-m位の見かけ比抵抗の高い地層が分布している。この電気検層は測定方法が不明なので、電気探査によって求められた比抵抗構造と数値的に対応させることができないが、深度45~130mに低比抵抗の地層が分布することは事実である。地質柱状図をみると、この泉源では他の泉源に比べて沖積層が浅く、地表から深度76mまでが沖積層であるが、深度47~55mが粘土層と砂礫層との互層、深度63~76mが粘土混じり砂礫層であるなど、47m以深に比較的泥質の地層が堆積している。すでに述べたように、泉源No. 2およびNo. 3では、沖積層の下層部は主として砂礫層であり、第三紀層の上層部とともに1つの温泉帯水層を構成していると考えられるが、その上部にはかなりの厚さをもった泥質の地層に対応していると判断される。さらに、この層が不透水層として温泉帯水層を覆い、下部の温泉と表層の地下水とを分離していると考えられる。また、最下部の高比抵抗層は前述の不透水性基盤にあたり、安山岩や流紋岩など緻密な岩石で構成されていて温泉をほとんど含まないために、このような高い比抵抗値を示すと考えられる。

Fig.17に電気探査の結果をまとめた。測点1, 2, 3および9では低比抵抗層とその下部の高比抵抗層での顕著な層構造がみられ、温泉帯水層とその下部の不透水性基盤の存在が確認できる。これらの測点では割れ目から流入した温泉が分布していると考えてよい。

7. 水位観測および揚水試験

休止中の泉源、No. 2にデジタル式の自記水位計を設置して、1993年11月から94年7月までの9ヶ月間、水位観測を行った。Fig.18に日平均水位の変化を示した。水位は、93年12月中旬から94年2月中旬にかけて、ほぼ直線的におよそ50cm低下している。その後、3月から4月にかけて上昇し、5月から7月までは大きな変動がなく比較的安定している。このような季節変動のほか、変動量が20~30 cm程度で、周期が1週間~10日間の短周期の変動がみられる。これ

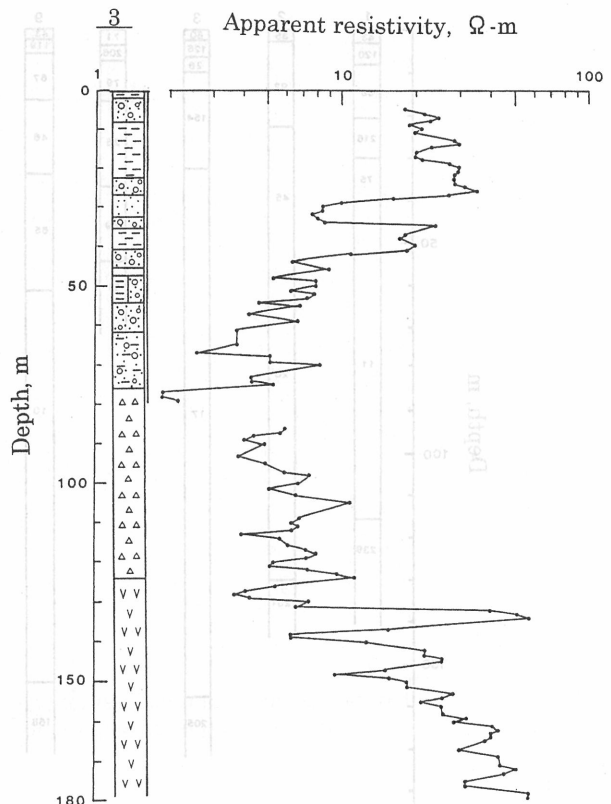


Fig. 16 Electric log at well 3, measured several days after drilling finished

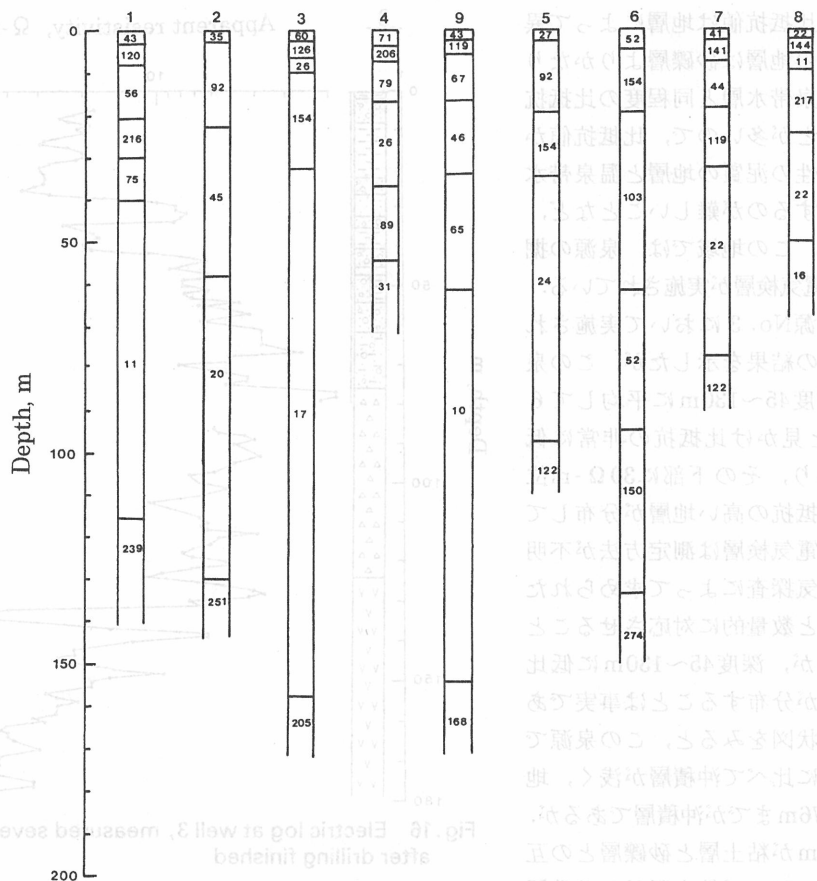


Fig. 17 Results of electric sounding

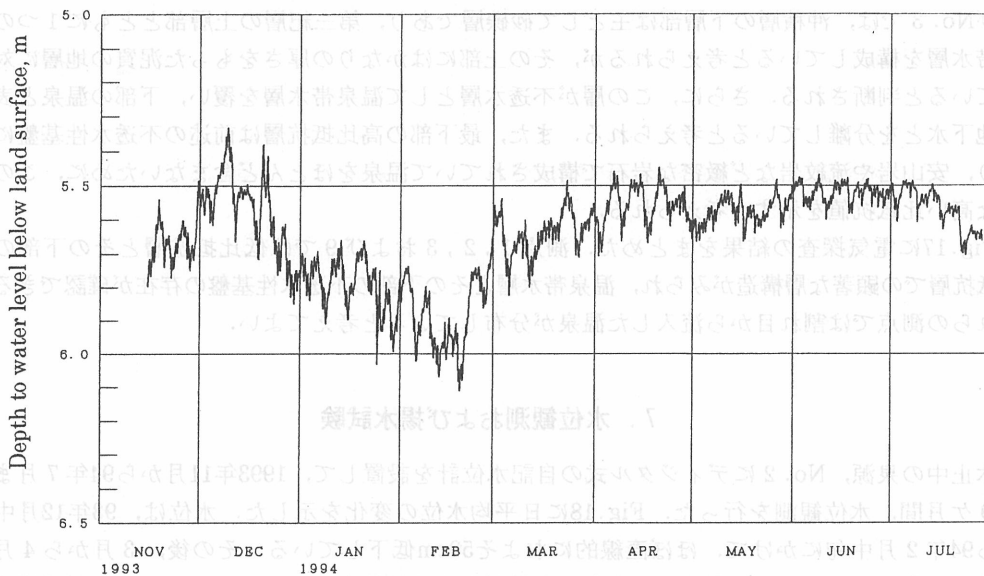


Fig. 18 Change in water level at well 2

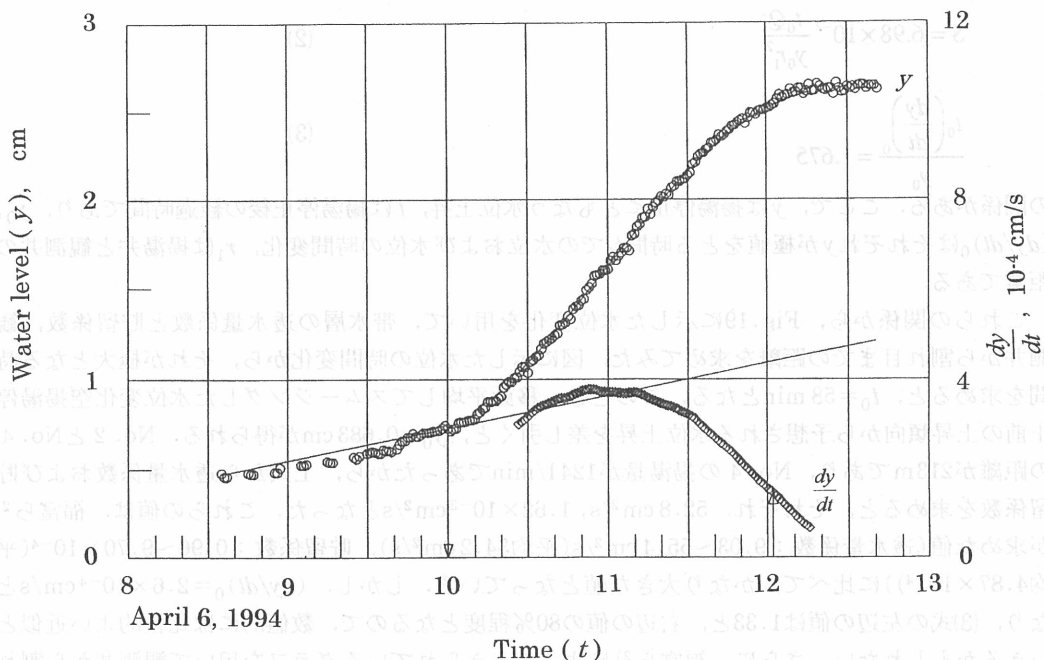


Fig.19 Changes in water level and its time-rate at well 2 caused by stop of pumping at well 4

Time-rate, dy/dt , is calculated from water level, y , measured in the time interval of one minute.

らの水位変動は、その変動パターンから、近傍の泉源の揚湯量の変動によるものと考えられる。さらに、5～10 cm程度の日変化や、2～3 cm程度で数時間の極めて短周期の変動が観測されたが、これは、天童温泉では給湯のパイプラインと泉源が直結されていて、利用量が変わると、パイプラインの水圧が変化し揚湯ポンプの負荷が変化し、揚湯量が変わるためである。

Fig.19に、No. 4の揚湯を停止したときに、No. 2で観測された水位変化を示した。測定には手動の読み取り式精密水位計を用いた。No. 4の揚湯量は124 l/minであり、両泉源の距離は213 mである。No. 4は10時に揚湯を停止し12時2分に揚湯を再開したが、揚湯を停止する前に水位が上昇する傾向がみられるし、揚湯停止後には極めて短周期の微少な水位変化がみられる。これは、上述のように、泉源がパイプラインと直結されているために、他の2泉源の揚湯量が変わることによって生じた水位変化である。図の直線はNo. 4の揚湯を停止する前にみられる水位変化を1次式で近似し、揚湯停止時の水位と一致するように平行移動したものである。また、 dy/dt は、揚湯停止後の水位変化について、移動平均してスムージングした水位変化から求めた水位の時間変化である。

福富ら²⁾は、泉源の近くに深部から温泉を供給する割れ目があるとき、このような水位観測の結果から、帯水層の透水量係数や貯留井から割れ目までの距離を求める方法を提案している。それによると、揚湯量を Q 、帯水層の透水量係数および貯留係数をそれぞれ、 T, S とすると、これらの間に、

$$T = 1.744 \times 10^{-2} \frac{Q}{y_0} \quad (\text{cm}^2/\text{s}) \quad (1)$$

$$S = 6.98 \times 10^{-2} \frac{t_0 Q}{y_0 r_1^2} \tag{2}$$

$$\frac{t_0 \left(\frac{dy}{dt} \right)_0}{y_0} = 1.675 \tag{3}$$

の関係がある。ここで、 y は揚湯停止にともなう水位上昇、 t は揚湯停止後の経過時間であり、 y_0 、 $(dy/dt)_0$ はそれぞれ y が極値をとる時間 t_0 での水位および水位の時間変化、 r_1 は揚湯井と観測井の距離である。

これらの関係から、Fig. 19に示した水位変化を用いて、帯水層の透水量係数と貯留係数、観測井から割れ目までの距離を求めてみた。図に示した水位の時間変化から、それが極大となる時間を求めると、 $t_0 = 58 \text{ min}$ となる。このとき、移動平均してスムージングした水位変化空揚湯停止前の上昇傾向から予想される水位上昇を差し引くと、 $y_0 = 0.683 \text{ cm}$ が得られる。No. 2とNo. 4の距離が213mであり、No. 4の揚湯量が124 l/minであったから、上式から透水量係数および貯留係数を求めると、それぞれ、 $52.8 \text{ cm}^2/\text{s}$ 、 $1.62 \times 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{s}$ となった。これらの値は、福富ら²⁾が求めた値(透水量係数：9.03~55.4 cm^2/s (平均34.2 cm^2/s)、貯留係数：0.96~9.70 $\times 10^{-4}$ (平均4.87 $\times 10^{-4}$)に比べて、かなり大きな値となっている。しかし、 $(dy/dt)_0 = 2.6 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$ となり、(3)式の左辺の値は1.33と、右辺の値の80%程度となるので、数値的には比較的よい近似といえるかもしれない。さらに、福富ら²⁾によって与えられているグラフを用いて観測井から割れ目までの距離を求めると、約340mとなった。

Fig. 20は、No. 4の揚湯を停止した後、No. 4で観測された水位変化を示したものである。図には、揚湯停止後、1分経過した後の水位変化が片対数で示してある。よく知られているように、厚さ一定で一樣な帯水層が無限に広がっている場合、揚湯井の揚湯を停止した後の観測井の水位上昇は、

$$y = \frac{Q}{4\pi T} W(u), \quad u = \frac{r^2}{4Tt} \tag{4}$$

で与えられる。ここで r は揚湯井と観測井との距離であり、 t は揚湯を停止してからの経過時間である。また、 $W(u)$ は井戸関数とよばれる関数であり、

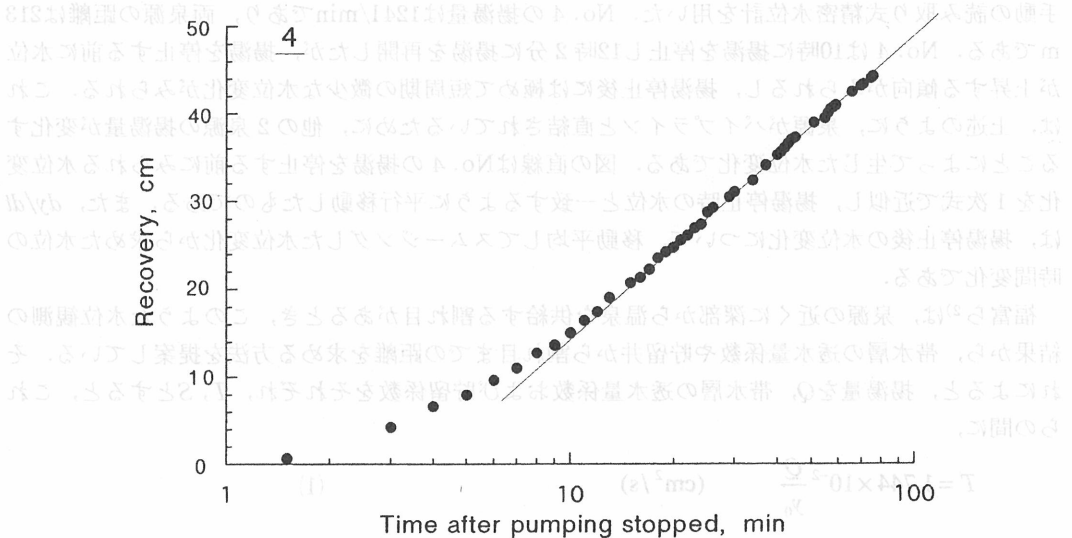


Fig. 20 Time-recovery graph at well 4

$$W(u) = \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du \tag{5}$$

と与えられる。時間が十分経過した後には、(4)式は

$$y = \frac{Q}{4\pi T} \{-0.5770 + \ln t + \dots\} \tag{6}$$

と近似できる。この式は、水位変化を片対数紙にプロットしたとき、時間が十分に経過すると、水位が直線的に変化することを示している。それゆえ、直線の勾配と揚湯量とから透水量係数を求めることができる。Fig.20にみられるように、No.4で観測された水位変化は、揚湯停止後10 min程度経過すると、ほぼ直線的になっており、その部分の勾配と揚湯量から、透水量係数として、18.0 cm²/s が得られた。

しかしながら、No.3において観測された水位変化は、Fig.21に示すように、揚湯停止後5～20 minの間ではほぼ直線的となっているが、20 min以後、しだいに直線からずれている。これは、この泉源の近くに深部から温泉を導く地層の割れ目があり、それによる影響がしだいに現れてくるからである。

浦上⁷⁾によると、温泉を導く直線状の割れ目があると、そこでは水位が一定に保たれると考えられるから、観測井の水位変化は、

$$y = \frac{Q}{4\pi T} \{W(u_1) - W(u_2)\} \tag{7}$$

$$u_1 = \frac{r_1^2 S}{4\pi T}, \quad u_2 = \frac{r_2^2 S}{4\pi T}$$

と表せる。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、揚湯井と割れ目に対して線対称の位置においた仮想の井戸までの距離である。

Fig.21に示した水位変化を用いて、最初直線部分の勾配から透水量係数を求めると、50.0 cm²/s が得られた。この揚水試験では観測井と揚湯井が同じなので、観測井が揚湯井の極く近傍にあると近似し($r_1=30$ cm)、観測井から割れ目までの距離 R をパラメータとして、(7)式を用いて観測井の水位変化を計算すると、Fig.22の曲線のようになる。 $R=140$ mとして計算した水位変化が観

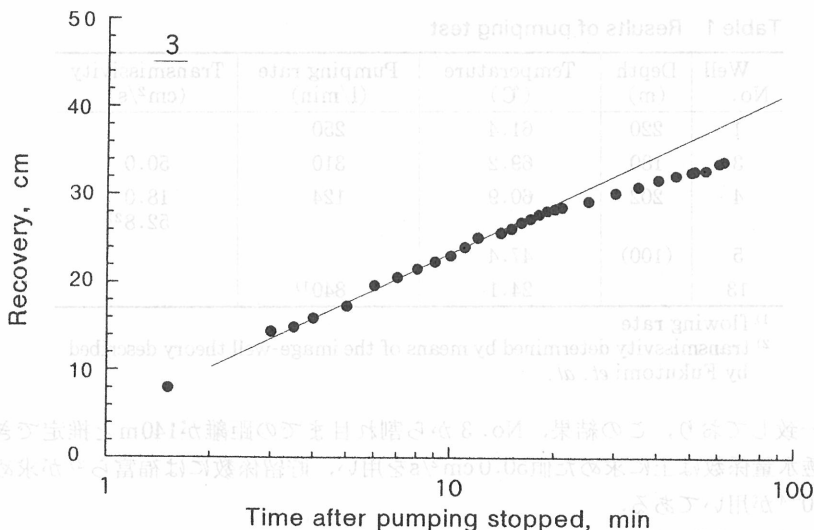


Fig.21 Time-recovery graph at well 3

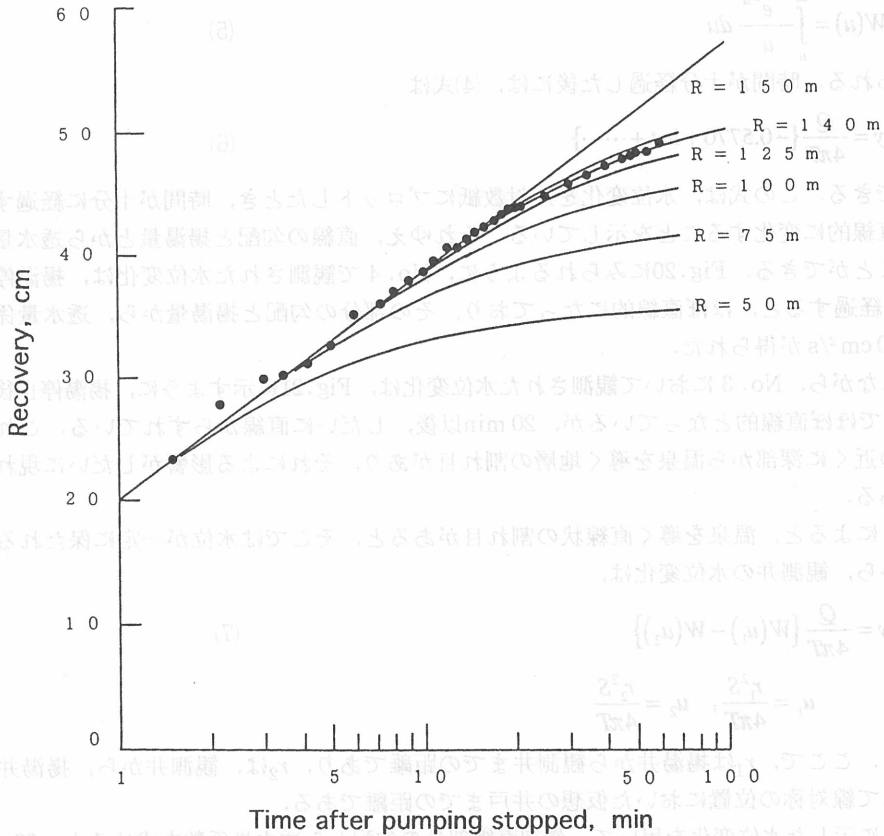


Fig. 22 Time-recovery graph at well 3

Solid lines indicate time-recovery curve calculated from eq. (7) with various distances to fracture zone. The curve for the distance of 140m fits to the observed recovery curve.

Table 1 Results of pumping test

Well No.	Depth (m)	Temperature (°C)	Pumping rate (l/min)	Transmissivity (cm ² /s)
1	220	61.4	250	
3	180	69.2	310	50.0
4	202	60.9	124	18.0 52.8 ²⁾
5	(100)	47.4		
13		24.1	840 ¹⁾	

¹⁾ flowing rate

²⁾ transmissivity determined by means of the image-well theory described by Fukutomi *et. al.*

測値に最も一致しており、この結果、No. 3 から割れ目までの距離が140mと推定できる。この計算では、透水量係数は上に求めた値50.0 cm²/sを用い、貯留係数には福富ら²⁾が求めた値の平均値4.87×10⁻⁴が用いてある。

Table 1 に、揚水試験の結果と各泉源の湧出状況をまとめた。透水量係数は2ヶ所でしか求められなかったが、いずれも福富ら²⁾が得た値の範囲内にある。しかし、No. 4 を用いた揚水試験

で、 $52.8 \text{ cm}^2/\text{s}$ 、 $18.0 \text{ cm}^2/\text{s}$ と大きく異なる2つの値が得られている。この理由として、まず、前者がNo. 4 (揚湯井)からNo. 2 (観測井)までの広い地域の帯水層の平均的な状態を反映しているのに対して、後者はNo. 4 近傍の帯水層の状態を反映しているに過ぎないことが挙げられる。さらに、福富らの方法を用いたときのデータ処理に問題がある。すでに述べたように、いずれの泉源も揚湯量が安定していないため、揚湯停止前に、観測井の水位が上昇する傾向があり、揚湯停止後には、水位変化に短周期の変動が加わっている。揚湯停止前の上昇傾向を1次式で近似したが、これは必ずしも他の泉源の揚湯量の変動にともなう水位変化の全体的な傾向を反映していないかもしれないし、移動平均によるスムージングも含め、データの解析に大きな誤差が生ずる可能性がある。

8. 割れ目の位置

福富ら²⁾は、揚水試験による観測井から割れ目までの距離を求め、割れ目が当時の等水頭線に平行であると仮定して、割れ目の位置を求めている。Fig.23に、その位置を示した。(1)は揚水試験によって得られた透水係数の最小値 $23 \text{ cm}^2/\text{s}$ 、(2)は最大値 $55 \text{ cm}^2/\text{s}$ を用いて決められた割れ

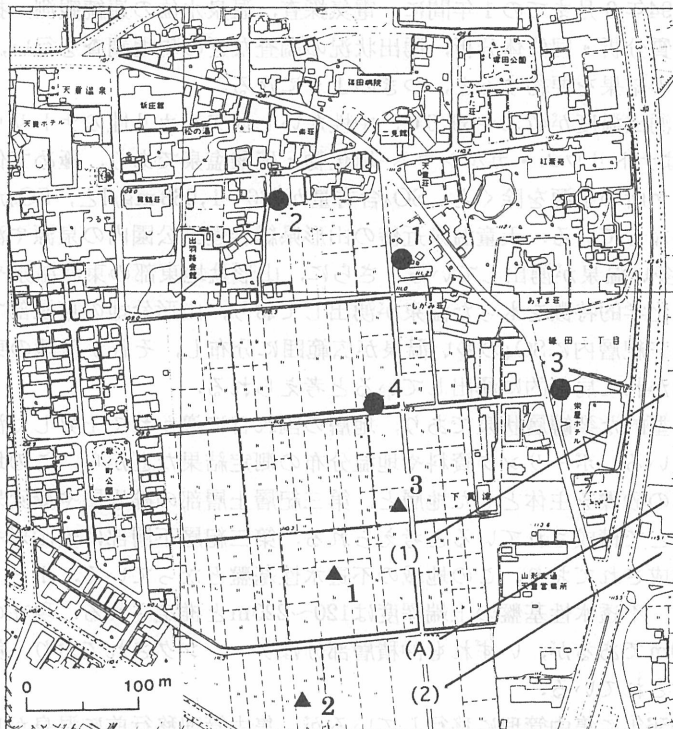


Fig. 23 Location of fracture zone estimated from pumping test
 ● : production wells(1,3,4) and non-productive well(2) ,
 ▲ : measurement sites of electric sounding where impermeable bedrock with high resistivity and thermal water aquifer with low resistivity are found. Solid lines indicate location of fracture zone through which thermal water arises from the deep. Line (A) is the location of the fracture zone determined by the pumping test at well 3. Lines (1) and (2) are the lowermost and uppermost locations of the fracture zone estimated by Fukutomi *et. al.*

目の位置であり、その間隔は120mである。割れ目は両者の中間にあると考えられている。今回、2ヶ所の揚水試験から、それぞれ異なった方法で割れ目の位置を求めることができた。すでに述べたように、No. 4を揚湯井、No. 2を観測井として揚水試験を行い、福富らによる方法を用いて割れ目の位置を求めると、割れ目までの距離がNo. 2から340mとなった。割れ目が福富らが考えた方向にあるとすると、その位置は図(1)とほぼ一致する。しかし、これには透水量係数に52.8 cm²/sと大きな値を用いており、福富らの結果と比較すると割れ目がやや下流過ぎるように思われる。さらに、上述のように、距離の決定にはかなりの誤差が含まれているかもしれない。また、No. 3の水位変化から割れ目の位置を決めると、図の(A)の位置になる。図には、電気探査の結果、最下部に高比抵抗で不透水性基盤と考えられる地層があり、その上部に非常に低比抵抗で温泉帯水層と考えられる地層が存在することが確認できた測点の位置が示してあるが、これらの測点の分布や、割れ目までの距離決定の信頼度などを考えると、割れ目は福富らが求めた範囲の中間、図の(A)付近に存在するように思える。

9. ま と め

1993年10月から94年9月までの1年間に、電気探査、温泉水位の連続観測、揚水試験、温泉と周辺の地下水の水質分析・同位体分析、湧出状況の調査などの現地調査を行い、天童温泉の湧出機構を調べた。その結果を要約すると、つぎのようになる。

- 1) 天童温泉は、湧出温度が47.0~69.0℃、中性ないし弱アルカリ性のナトリウム・カルシウム-硫酸塩泉またはナトリウム・カルシウム-塩化物・硫酸塩泉であり、極めて低濃度の古くから利用している1ヶ所の泉源を除くと、SO₄含有量が736~1,063 mg/lと、SO₄が非常に多いことが大きな特徴となっている。天童温泉近傍の山形県総合運動公園内の泉源や漆山温泉では天童温泉よりSO₄が多い温泉が湧出している。さらに、山形盆地東部の東沢温泉や南東部の山形市周辺にも同様の化学的特徴をもった温泉が湧出しており、山形盆地の東縁部では、これらの温泉を湧出する第三紀層内にSO₄の多い温泉が広範囲に分布し、それが盆地の東縁をほぼ南北に走る構造線に導かれて局部的に湧出していると考えられる。
- 2) 天童温泉は典型的な裂罅層状泉であり、地層の割れ目に導かれて上昇した深部の温泉が帯水層内を流下している。ボーリング資料や地温分布の測定結果などから、この地域の温泉帯水層は沖積層下層部の砂礫を主体とした地層と、第三紀層上層部の礫岩層や凝灰岩層など比較的透水性のよい部分とで構成されていると考えられる。第三紀層下層部は安山岩や流紋岩など不透水性の岩石で構成されており、この地域の不透水性基盤となっている。ボーリング資料や電気探査の結果から、不透水性基盤の上端深度は120~220mと推定される。現在の利用泉源は掘削深度が180~220mであるが、いずれも沖積層部分はケーシングされており、第三紀層の上層部から温泉が採取されている。
- 3) 天童温泉は1956年に集中管理に移行しているが、集中管理移行前に温泉が自噴していた当時の化学分析の結果や最近の分析結果を用いて、湧出温度とCl含有量との関係を調べてみると、Cl含有量に上限があることや、2つの源水：A(温度74℃, Cl含有量155 mg/l), B(温度41℃, Cl含有量15 mg/l)が存在することが明らかとなり、割れ目に導かれて深部から上昇した温泉(A)と、地下水が下層の温泉によって熱せられたもの(B)とが混合して湧出していたと考えられる。 δD と $\delta^{18}O$ との関係を見ると、地下水は両者に直線関係があるのに対して、温泉はこの直線からかなりずれており、温泉と地下水とは異なった循環系をもつと判断される。また、温泉と地下水は、Cl含有量とSO₄含有量が1つの直線的な関係を示している。しかし、現在湧出してい

る温泉は、かつて温泉が自噴していた当時の濃度の高い温泉に比べてCl含有量とSO₄含有量が少なく、地下水または低濃度の温泉が混入していると考えられる。これは、近年各泉源の動水位が低下したことから予想されるように、温泉帯水層の水圧が相対的に低下し上層のより低濃度の水が混入するようになったためと考えられる。このような濃度の低下はこの地域の揚湯量が限界に近づいていることを示唆している。

- 4) 揚水試験を行い、温泉帯水層の透水量係数として、18.0~52.8 cm²/sを得た。揚湯停止後の水位変化から、2つの異なった方法で観測井から割れ目までの距離を求めると、No. 2 泉源から340m, No. 3 泉源から140mとなった。福富ら²⁾は割れ目の方向が調査当時の等水頭線に閉口であると考え揚水試験の結果から割れ目の位置を求めているが、今回得られた結果は福富らが推定した幅120mの範囲内にある。電位探査の結果、4ヶ所の測点で不透水性基盤の上部に温泉帯水層が分布するような構造が推定されたが、3測点が揚水試験の結果から推定された割れ目の近傍にあり、揚水試験の結果と調和的であるといえる。

文 献

- 1) 山形県温泉衛生部：山形県の温泉，各論篇(第5輯)，村山南部地区温泉，1-12, 1965
- 2) 福富孝治，中尾欣四郎，浦上晃一，大槻 栄，和気 徹，三好日出夫，田上龍一，児島正博，小泊重能，西田直樹：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, 1967
- 3) 地質調査所：20万分の1地質図「仙台」，1987
- 4) 皆川信弥：山形盆地における活構造の研究(I)，山形大学紀要，7, 347-361, 1970
- 5) 吉田三郎：5万分の1地質図幅「楯岡」及び同説明書，山形県，1985
- 6) 山形県温泉協会：山形県温泉誌，164-180および202-226, 1973
- 7) 浦上晃一：山形県東根温泉の湧出機構，温泉科学，44, 45-73, 1994
- 8) 浦上晃一：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, 1971
- 9) 水谷義彦，小田松尚：安定同位体比による富山県庄川扇状地地下水のかん養源および流動状況の研究，地球化学，17, 1-9, 1983

こ ゝ め

山形県天童温泉は、かつて温泉が自噴していた当時の濃度の高い温泉に比べてCl含有量とSO₄含有量が少なく、地下水または低濃度の温泉が混入していると考えられる。これは、近年各泉源の動水位が低下したことから予想されるように、温泉帯水層の水圧が相対的に低下し上層のより低濃度の水が混入するようになったためと考えられる。このような濃度の低下はこの地域の揚湯量が限界に近づいていることを示唆している。