

---

原 著

---

## 北海道洞爺湖温泉の熱水流動系

<sup>1</sup>北海道立地質研究所, <sup>2</sup>北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻  
秋田 藤夫<sup>1</sup>・常田 陽子<sup>2</sup>・浦上 晃<sup>1,2</sup>

(平成12年7月27日受付, 平成12年12月20日受理)

### Thermal Water Flow System in the Toya-ko Hot Spring Area, Southwestern Hokkaido, Japan

Fujio AKITA<sup>1</sup>, Yoko TSUNETA<sup>2</sup>, Koichi URAKAMI<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Geological Survey of Hokkaido

<sup>2</sup> Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

#### Abstract

Major constituents in thermal waters were measured in October 1998 in the Toya-ko hot spring area, southwestern Hokkaido. Repeated measurements of temperature-depth profiles at nonproductive wells were made in the period from 1984 to 1997 and a data analysis of temperatures of thermal waters pumped from productive wells measured for the last 25 years by a user's cooperative of thermal water in the area was made to reveal secular variations in temperatures of thermal waters. Thermal waters coming up from the deep through fractures flow above groundwater in an unconfined aquifer from the mountainside to Lake Toya. Thermal waters discharged from the area are chemically divided into two types: Na-Cl·SO<sub>4</sub> type thermal waters in the eastern part of the area, and Na·Ca-HCO<sub>3</sub> type thermal waters in the western part which are found after phreatomagmatic eruption occurred in July 1978 in the central part of the Usu volcano. Total discharge of thermal waters from the area is decreased from about 3,000 l/min in the period from 1974 to 1985 to about 2,000 l/min for the last six years. Maximum temperatures in thermal water aquifer observed at nonproductive wells are decreased at rates of 0.58 ~ 1.19 °C/yr (mean, 0.82 °C/yr) and temperatures of thermal waters pumped from the wells are also decreased at rates of 0.40 ~ 0.69 °C/yr (mean, 0.61 °C/yr) for the last decade.

Key Words : Toya-ko hot spring area, thermal water flow system, temperature of thermal water, chemical composition

キーワード : 洞爺湖温泉, 熱水流動系, 湧出温度, 化学組成

#### 1. まえがき

北海道洞爺湖の南岸では, 有珠山の北側斜面の山麓部に多くの源泉が掘削され, 温度31.1~

69.4℃の温泉が湧出している。このうち、地域西部の虻田町内に湧出する温泉が洞爺湖温泉であり、その東側の壮瞥町内に湧出する温泉が壮瞥温泉である。洞爺湖温泉では16ヶ所に深度76~170mの源泉が掘削されており、そのうちの9ヶ所から温度38.7~65.8℃の温泉が合わせておよそ1,300 l/min揚湯されている。この地域では、1910年の有珠火山の活動によって生じた爆裂帯内の断層や爆裂火口の火道が温泉の通路となり、深部の温泉がそれらに導かれて上昇し、低温な地下水の上部に薄く拡がり山側から洞爺湖の湖岸に向かって流れている。温泉帯水層は極めて透水性が良く、各源泉の静止水位は湖水面よりわずかに高い程度であり、温泉の水位は湖水位に敏感に反応して変化している。

洞爺湖温泉では、温泉が洞爺湖温泉利用協同組合によって集中管理されており、各源泉から揚湯された温泉を一旦貯湯槽に蓄えた後、循環方式のパイプラインを通じて、それぞれの利用施設に供給されている。ここでは、供給システムばかりでなく各源泉の揚湯ポンプをもコンピュータで制御するなど、非常に効率的な管理システムを用いて温泉が管理されている。

洞爺湖温泉利用協同組合は、1974年から97年までの25年間にわたって各源泉の揚湯量と湧出温度を毎週1回測定している。今回、これらの記録を整理するとともに、1979年から98年までの間に10回、未利用源泉を用いて温度検層を行い、湧出温度や温泉帯水層の温度変化を調べた。また、1987年および98年には温泉の化学分析を行って1977年の有珠山の噴火活動以後の化学成分の変化を調べたので、その概要を報告する。

## 2. 洞爺湖温泉の湧出状況の変化

洞爺湖温泉及び壮瞥温泉は1910年の有珠火山の活動に伴って初めて湧出するようになったものであり、それ以前には温泉は存在しなかった。1910年の活動は有珠山の北麓、洞爺湖岸近くに起こり、金比羅山周辺や、西丸山と東丸山を結ぶ線上の45ヶ所に小火口を開き爆発を繰り返して、地盤が隆起して湖面との比高210mの四十三山(明治新山)が生じた。これらの活動の直後に、西丸山北側の湖岸で42℃の温泉が発見されており、1919年には温泉宿が設けられて温泉の本格的な利用が始まっている。1936~37年には湖岸を中心に11ヶ所に湧出口があり、22.0~54.3℃の温泉が湧出していたが(石川, 1963)、洞爺湖温泉の発展とともに利用量が増加し多くの源泉が掘削されるようになると、下流部の湖岸側にある源泉で湧出温度が低下し、廃棄される源泉が生じるようになった。例えば、1956年に19源泉から3,140 l/min揚湯され、1962年には15源泉から5,386 l/min揚湯されていたが、この間に湧出温度が最大で8℃低下し、下流部の4源泉が廃棄されている(石川, 1963)。この地域では、下流部の温度低下した源泉を放棄し、それに代わる源泉をより高所に求めることが繰り返されており、この傾向は、1960年に洞爺湖温泉利用協同組合が設立され温泉が集中管理されるようになった後も続いている。1977年の有珠火山の活動の際には、地殻変動によるケーシングパイプの屈曲や泥流による地上設備の流出など

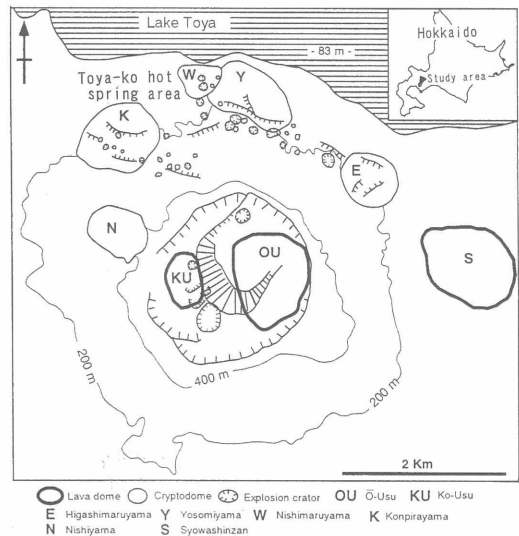


Fig. 1. Map of the Usu volcano and its surrounding area showing distribution of lava domes, cryptodomes and explosion craters.

によって源泉が破損したため6源泉が代替掘削されたが、その多くが上流部に掘削されているし、その後、新たな源泉が上流部に掘削された結果、現在では揚湯井の多くが最上流部の西丸山南斜面と四十三山西斜面に囲まれた地域に集中するようになった (Fig. 2).

1977年の噴火活動は、有珠山の中央部で起こり洞爺湖温泉に近かったこともあって、洞爺湖温泉の湧出温度や化学成分に大きな変化をもたらした。特に、1978年夏のマグマ水蒸気爆発の際に爆発の前後で湧出温度が急激に変化したし、地域西部に湧出する温泉の $\text{HCO}_3$ が急激に増加するなど、泉質にも大きな変化が生じた。活動が終息した直後、多くの源泉で湧出温度が活動以前よりやや上昇したが、その後、湧出温度が次第に低下するようになった(山口他, 1980; 山口・堀津, 1984)。このような温度低下は現在も続いており、ほとんどの源泉で湧出温度が経年的に低下している。

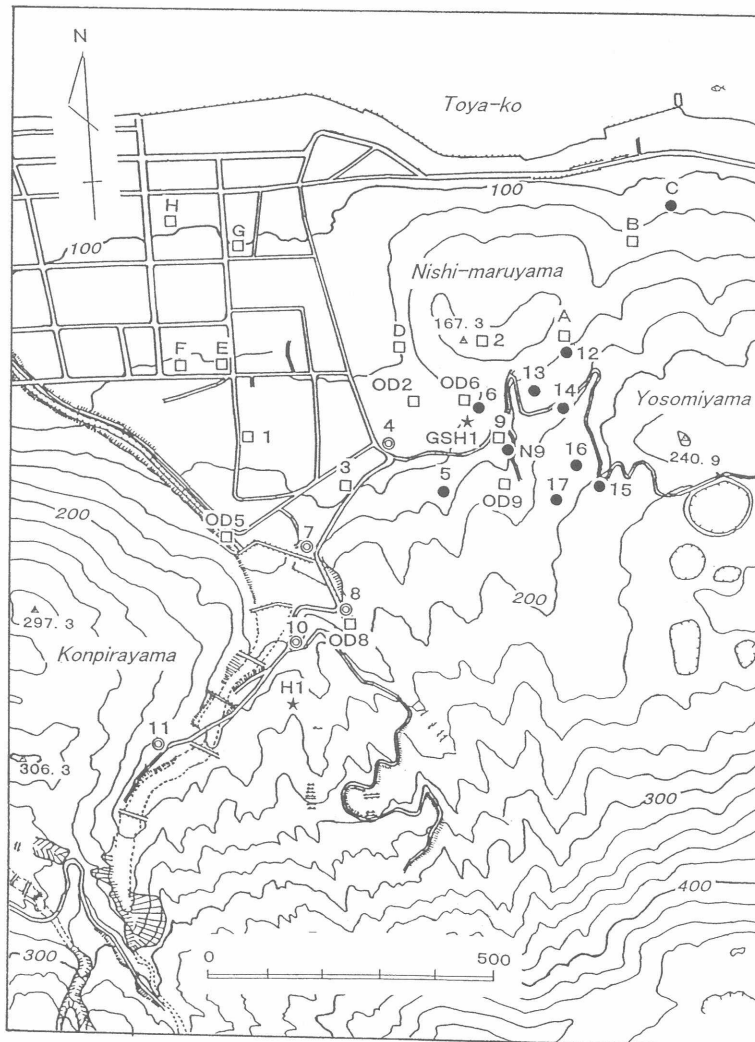


Fig. 2. Location of wells drilled in the Toya-ko hot spring area.  
 ● : Productive wells ; ◎ : Productive wells, usually unpumped ;  
 □ : Abandoned wells ; ★ : Wells drilled for geothermal survey

### 3. 洞爺湖温泉付近の地質

有珠山は洞爺カルデラの南縁に形成された2重式火山である。頂部に直径1.6×1.8kmの火口を持ち、火口内に大有珠・小有珠の溶岩円頂丘がある。その外側の外輪山の山麓部に、東丸山、四十三山、西丸山、金比羅山、西山などの潜在円頂丘がほぼ同一円周上に並んでいる (Fig.1)。潜在円頂丘は粘性の高い珪長質のマグマがごく地表まで上昇し地盤を隆起させて生じた屋根山であり、溶岩円頂丘は地表を突き破って地上に露出したものである。昭和新山は外輪山の山麓部の円周上に形成された溶岩円頂丘である。洞爺カルデラは洪積世末期に形成され、その活動が1万数千年前まで続き、その後、沖積世に入ってから有珠山の活動が始まったと考えられている。有珠山は1663年(寛文3年)から今日まで3世紀にわたって極めて活発な活動を繰り返したことが記録に残されている(横山他, 1973)。最近では、1910年の四十三山の形成、1943～45年の昭和新山の形成、1977年の噴火活動と、ほぼ30年の周期で噴火活動を繰り返している。

西丸山の西麓から金比羅山北麓にかけて、小有珠川や西山川などの小河川による小規模な複合扇状地が開け、洞爺湖温泉街が湖岸から扇状地部に広がっている。洞爺湖温泉付近は火山砂礫を主体とした扇状地堆積物や崖錐堆積物で薄く覆われ、その下部に有珠火山から噴出した外輪山溶岩が厚く堆積している。横山他(1973)によれば、外輪山溶岩は各溶岩の厚さが1～5mで、しばしば柱状節理が発達している。溶岩流の上下にはスコリア状のクリンカーを伴うアア溶岩で、しばしば薄い降下スコリア堆積物と互層している。層厚は100～150mに達し、洞爺湖の水面よりはるかに低いレベルまで存在すると考えられている。洞爺湖温泉では、ほとんどの源泉が外輪山溶岩の下層部まで掘削され、そこを流れる温泉を揚湯している。外輪山溶岩は非常に透水性が良く、山口他(1984)はNo. 6及び8の揚水試験の結果から、透水係数として、それぞれ $3 \times 10^{-2}$  cm/s、 $5 \times 10^{-2}$  cm/sの値を得ている。外輪山溶岩の下部には、火山灰質の砂・泥及び礫混じりの砂からなる洪積世の柳原層が分布し、大部分が火山岩及び火山砕屑岩から構成される新第三紀層が分布している。新第三紀層はこの地域の基盤をなすもので、下位から中新世のグリンタフに属する長流川層、中新世末から鮮新世にかけて噴出した安山岩質溶岩・火山砕屑岩などからなっている。

秋田(1989)によれば、深度1,200mまで掘削された地熱調査井No. GSH1では柳原層と新第三紀層の境界は深度381mである。この調査井で実施された温度検層の結果 (Fig. 3) をみると、この境界付近から下部では温度が直線的に上昇しており、新第三紀層が不透水性の地層であることを示唆している。さらに、境界の上部は透水性が良く、低温な地下水の上部に高温な温泉が流動している様子が見えがえる。温泉は最上部を不圧状態で流れており、この調査井では、温度が高く優勢な温泉の流れがあると推定される部分は厚さが50m程度である。

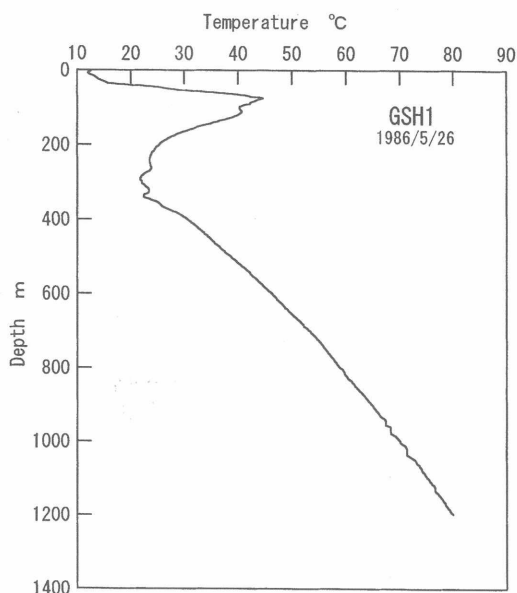


Fig. 3. Temperature-depth profiles measured at well GSH1.

## 4. 温泉の化学的特性

洞爺湖温泉の源泉および地熱調査井について、掘削深度、スレーナーの深度、源泉として利用されていた期間、1998年10月に測定した湧出温度および揚湯量をTable 1にまとめた。源泉の位置はFig. 2に示してある。温泉は9ヶ所の源泉から揚湯されており、湧出温度は38.7~65.8℃であり、総揚湯量は1,265 l/minである(No. Cは壮瞥町内の壮瞥温泉の源泉であり、この中には含まれていない)。No. 4, 7, 8, 10及び11の5源泉は予備源泉であり調査当時揚湯されていなかったが、採水のために5分程度揚湯して湧出温度を測定した。また、No. 9, OD8, H1及びFの4ヶ所は廃井であり、井戸用の採水器を用いて帯水層内の温泉を採取し、地上に取り出して水温を測定した。Table 1には、これらの温度が湧出温度として括弧内に示してある。すでに述べたように、この地域では温泉が地下水の上部に薄く広がっており各源泉の水位は湖水位よりわずかに高い程度である。地表高度が130~218mと源泉によってかなり差があるため、掘削深度やスレーナーの深度にばらつきがみられるが、地熱調査井No. GSH1を除き、源泉はいずれも温泉帯水層の上層部まで掘削されており、スレーナーが湖水面よりやや深い位置に設けられている。

Table 1. Description of wells drilled in the Toya-ko hot spring area

Well	Depth (m)	Screen (m)	Production Period	Temperature (°C)	Pumping rate (l/min)
1	93	76-81	1960-1983		
2	147.7				
3	65	59.5-64.5	1962-1998		
4	76	62-70	1963-	29.5	
5	101.5	90-100	1980-	38.7	220
6	86	69.5-86	1979-	40.1	120
7	89	81-89	1967-	33.6	
8	170	87.5-100.5	1982-	34.5	
9	120	87-114.5	1982-1996	(46.2)	
10	115	104.6-115	1970-	30.7	
11	150	133.5-150	1990-	(42.1)	
12	120	92.5-120	1983-	65.8	160
13	112.5	93.5-110	1985-	45.3	180
14	132	98.1-124.7	1990-	53.3	130
15	130	119-130	1992-	64.9	100
16	117	106-117	1998-	57.9	130
17	124	110-121	1998-	53.6	125
N9	97	96-80.5	1996-	47.8	
OD2	61		1960-1981		
OD5	98		1965-1978		
OD6	70.5		1966-1984		
OD8	114		1968-1980	(32.2)	
OD9	123		1968-1982		
GSH1	1202	929.3-1202			
H1	153	131-153		(28.9)	
C	30			59.0	
F	40.2			(28.5)	

Temperatures and pumping rates are measured in October 1998. Values in parenthesis indicate temperatures of thermal waters in aquifer collected at nonproductive wells using with well-water sampler, measured after lifting it to the land surface.

Fig. 4に、洞爺湖温泉の主要化学成分のヘキサ・ダイアグラムを示した。洞爺湖温泉では、地域西部の金比羅山東麓部にHCO<sub>3</sub>の多い炭酸塩泉が湧出し、東部の西丸山から四十三山にかけての地域にはClが多くSO<sub>4</sub>が比較的多い塩化物硫酸塩泉が湧出している。さらに、Cl含有量とHCO<sub>3</sub>含有量の関係を見ると、Fig. 5のようになり、A-DおよびC-Bの2本の混合線を描くことができ、この地域では2系統の温泉が混合して湧出していることがわかる。AはHCO<sub>3</sub>含有量が1,250 mg/lの高HCO<sub>3</sub>の温泉、BはCl含有量が2,100mg/lの高Clの温泉であり、いずれも地層の割れ目に導かれて地下深部から上昇した源温泉(以下、地層の割れ目から温泉帯水層に流入する温泉を源温泉と言う；源温泉を供給する割れ目が幾つかあるときには、それぞれに温度と化学成分が異なる源温泉が存在することもあり得る)と考えられる。Dは極めて低濃度であり、温泉層の下部に地域全体に広く分布する地下水と考えられる。CはHCO<sub>3</sub>

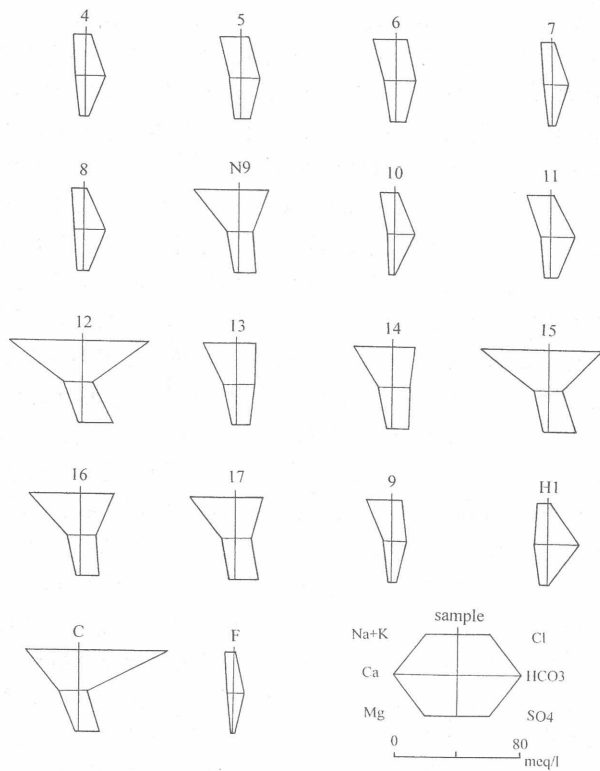


Fig. 4. Hexa-daiagram of major constituents in thermal waters of the Toya-ko hot spring area, sampled in October 1998.

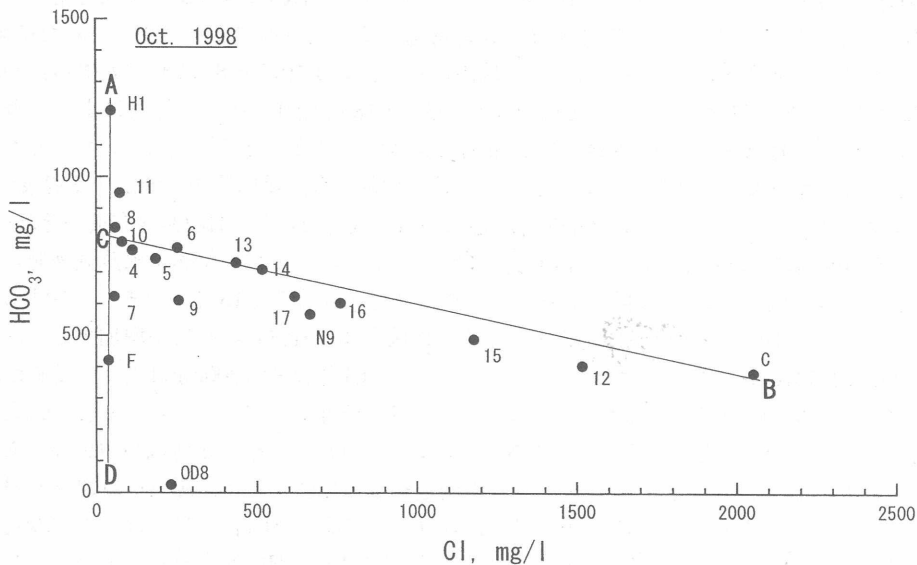


Fig. 5. HCO<sub>3</sub>-Cl plot of thermal waters sampled in October 1998. Three parent thermal waters (A, B, C) and groundwater (D) are recognized from two mixing lines.

含有量がおよそ830 mg/lであり、Aに比べてHCO<sub>3</sub>含有量がかなり少ない。混合線A-D上にプロットされることから、Cは源温泉Aと地下水Dが混合したものと考えることができるが、同程度のHCO<sub>3</sub>含有量を示す源泉が地域の中央部に広がっていることや、最も高HCO<sub>3</sub>の温泉を湧出するNo.H1では帯水層の最高温度が31.1℃であり他の源泉に比べて低いことなどから、むしろ、Cも源温泉と考える方が合理的であり、地下深部で火山性ガスに含まれるCO<sub>2</sub>が地下水に溶解する際、温度や圧力などの条件が異なりCO<sub>2</sub>の溶解度が異なるために、HCO<sub>3</sub>含有量の異なった源温泉が形成され、それらが異なった経路を通過して湧出しているものと思われる。ただし、火山性ガスを主体とした噴気が地表付近で地下水を加熱し化学成分を付加して地表付近で源温泉が形成されている可能性も否定できない。また、源温泉Bについては、西丸山南麓のNo.12から高Clで最も高温な温泉(Cl含有量1,518mg/l、湧出温度65.8℃)が湧出していることや、この近くに掘削された源泉(Fig. 2のA地点)から、かつて温度が85℃、Cl含有量が4,261mg/l、TDSが8,171mg/lの極めて高濃度の温泉が湧出していたこと(石川, 1963)などから、この付近で源温泉Bが地層の割れ目に導かれて地下深部から上昇し、その一部が湖側に流下して湖岸近くの源泉No. Cから湧出していると考えられる。

松尾他(1977)によると、洞爺湖温泉や壮瞥温泉から湧出する温泉の $\delta D$ と $\delta^{18}O$ はこの地域の地表水や地下水の値とほぼ等しい。ただし、壮瞥温泉には、昭和新山の噴気の凝縮水と地表水との混合線上にプロットされる温泉が一部湧出している。また、洞爺湖の湖水は同位体的にやや重く、温泉や地下水とは明らかに異なっている。それゆえ、この地域の温泉は地下深部に浸透した地下水が熱せられ、岩漿水と部分的に混合し、揮発性成分が溶解して化学成分が付加されたものであり、湖水の混入はほとんどないと言える。また、温泉帯水層が薄く、温泉を揚湯する際に下層の地下水が混入する可能性があるし、温泉が帯水層内を流下する過程で地下水と混合することが予想されるが、松尾他の測定結果は、温泉の下部に分布する地下水は湖水が浸入したものではなく、有珠山一帯の降水が地下に浸透し湖に向かって流動していることを示唆している。

Fig. 6に、1977年の有珠山噴火活動に伴ったCl含有量とHCO<sub>3</sub>含有量の変化を示した。図には1977年10月から87年6月までの測定結果がそれぞれCl含有量とHCO<sub>3</sub>含有量の関係を用いて示してある。このうち、77年10月から81年12月までは北海道立衛生研究所によって測定された結果(山口他, 1980; 山口・堀津, 1984)が用いてある。有珠山の噴火活動は1977年8月7日に始まったが、1977年10月にはその影響がほとんどなく、Cl含有量が92~1,185 mg/lであり、源泉によって著しく異なっているものの、HCO<sub>3</sub>含有量は234~351 mg/lと比較的低濃度でほぼ一定していた。しかし、78年8月には、山口他(1980)が報告しているように、地域西部の金比羅山周辺に湧出する温泉のHCO<sub>3</sub>含有量が急激に増加した。特に、No. OD8及び10は顕著な変化を示し、HCO<sub>3</sub>含有量がそれぞれ351 mg/lから964 mg/lに、306 mg/lから940 mg/lに増加している。これはマグマ水蒸気爆発に伴うものであり、前年夏の噴火活動とは様式の異なる水蒸気爆発が78年7月15日に始まり、10月5日を最後に終息している。79年8月から81年12月までは、地域全体でHCO<sub>3</sub>含有量が増加する傾向がみられるが、No. 10のHCO<sub>3</sub>含有量にはほとんど変化がなく、Cl含有量に200mg/l程度の変動がみられる(81年12月にはNo. OD8で観測されていない)。その後、87年7月には、多くの源泉でCl含有量が減少しHCO<sub>3</sub>含有量が増加している。特に、No. 4, 6など、源泉が分布する地域の中央部にある源泉ではその傾向が顕著である。さらに、98年10月の測定結果と比較すると、源泉CのCl含有量が僅かに増加している程度であり、最近の10年間では、HCO<sub>3</sub>含有量及びCl含有量はほとんど変化していないと言える。ただし、No. H1では、88年3月には温度43.1℃、HCO<sub>3</sub>含有量が837mg/lの温泉が揚湯されていたが、すでに述べたように、98年10月には温泉帯水層からHCO<sub>3</sub>含有量が1,250 mg/lの高HCO<sub>3</sub>の温泉が採取された。98年10月に実施した温度検層の結果によると、No. H1では温泉帯水層内の最高温度が31.1℃であり、他の未利用の源泉に比べて最も温度が低い。ここでは、後ほど

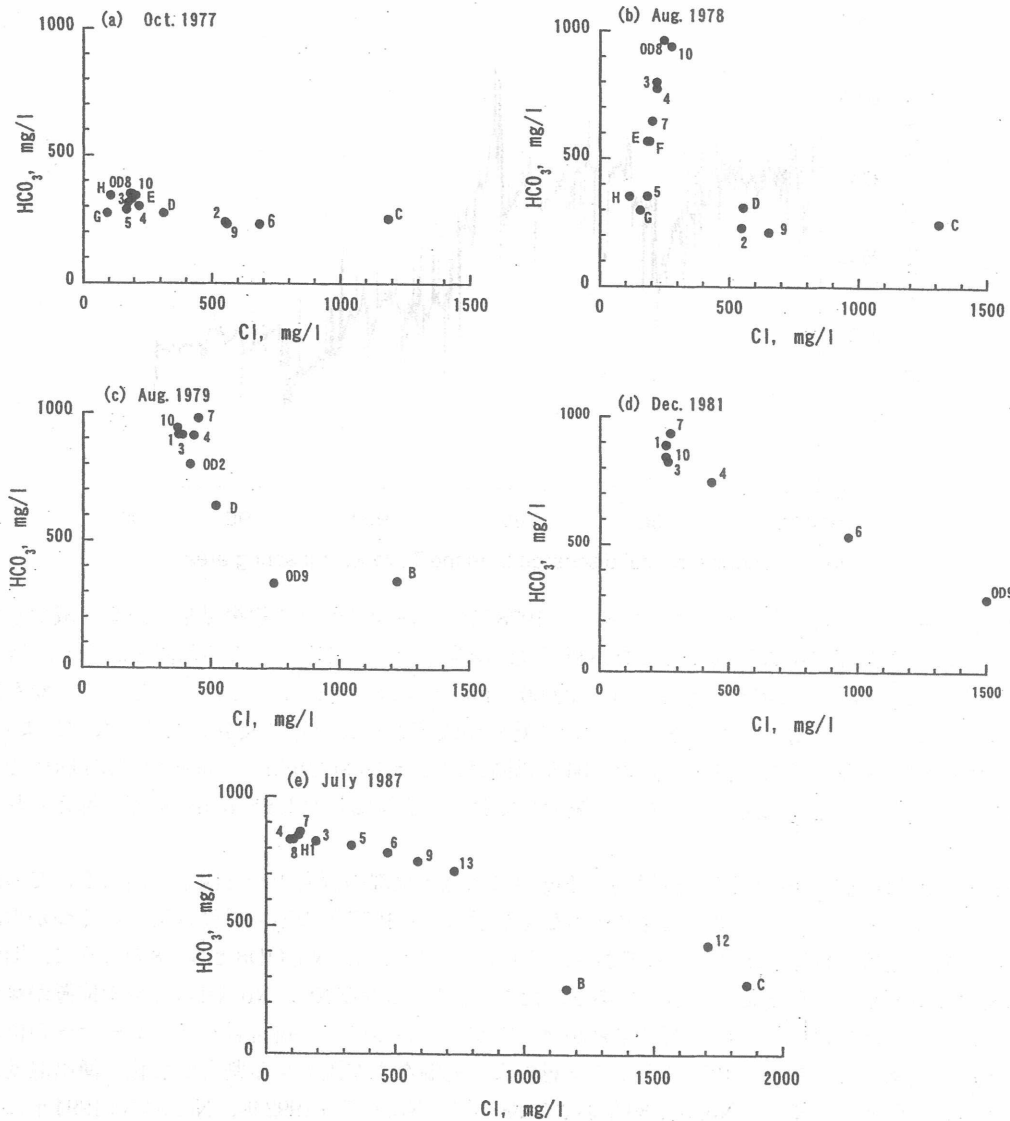


Fig. 6. HCO<sub>3</sub>-Cl plots of thermal waters showing changes in chloride and bicarbonate contents after phreatomagmatic eruption occurred in July 1978 in the central part of the Usu volcano. The plots (a), (b), (c) and (d) are based on data set compiled by Yamaguchi et al.(1980, 1984). Measurements at well H1 shown in the plot (e) are made in March 1988.

述べるように、温泉帯水層内の温度が88年から97年までの9年間に10℃以上も低下している。恐らく、地下深部で熱水の温度低下が生じ、この付近に湧出する源温泉の温度が低下しHCO<sub>3</sub>含有量が増加したと思われる。

### 5. 湧出温度の経年変化

すでに述べたように、洞爺湖温泉利用協同組合は1974年からほぼ25年間にわたって毎週1回、それぞれの源泉の揚湯量及び湧出温度を測定している。Fig. 7は、これらの記録を整理し、洞爺湖温



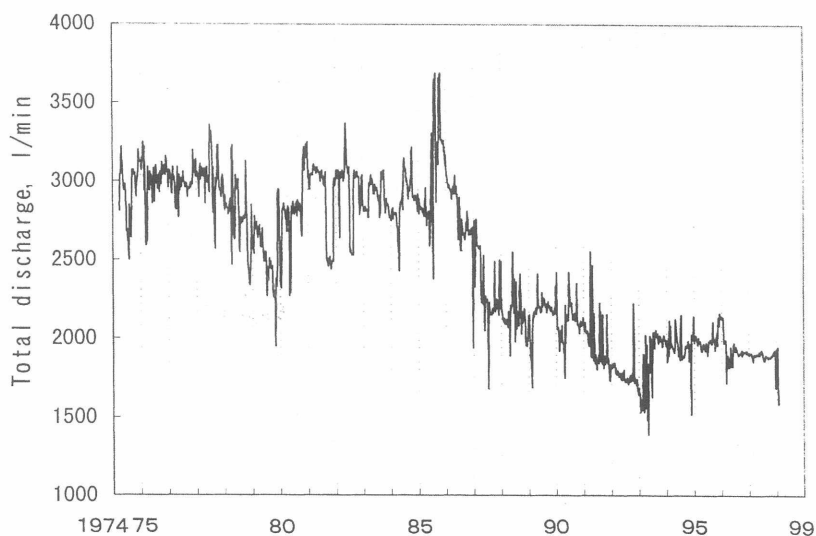


Fig. 7. Change in total discharge from the Toya-ko hot spring area.

泉の総揚湯量の経年変化を示したものである。1978年から79年にかけて総揚湯量が急激に減少しているが、これは77年の噴火活動にともない利用量が減少したためであり、この期間を除くと、74年から85年までの11年間は総揚湯量がおよそ3,000 l/minとほぼ一定になっている。しかし、効率的な温泉供給システムが導入され、利用施設の熱効率が改善され利用量が減少したことなどにより、87年頃から総揚湯量が急激に減少し始め、94年以降はおよそ2,000 l/minと、総揚湯量が以前の2/3に減少している。最近では揚湯量がさらに減少しており、総揚湯量が1,500 l/min程度に抑えられている。

Fig. 8に地域西部の金比羅山周辺の源泉、Fig. 9には地域東部の西丸山から四十三山にかけての地域に分布する源泉について、湧出温度の経年変化を示した。1977年の噴火活動以後、いくつかの源泉で旧源泉の近傍に新源泉が掘削されており、それらについては、No. OD8とNo. 8のように、旧源泉に続けて新源泉での温度変化が示してある。ただし、No. 9及びN9はNo. OD9とやや位置が離れている。この地域では地下水の上部に温泉が薄く広がっているため、揚湯量やストレーナーの位置と動水位の関係など、揚湯の状態によって下層のより低温な水が流入する割合が変化し湧出温度が変化することがある。また、No. 5で86年および88年に、No. 6では1992年、No. 9では1994年にステップ状の温度上昇が観測されているが、これらはいずれも、この源泉で孔底部分を埋め戻し浅い部分にストレーナーを切り直して、より高温な温泉を揚湯するようにしたために生じた温度変化である。

Fig. 8にみられるように、金比羅山周辺の源泉はいずれも、74年から77年まではやや低下の傾向がみられるものの、湧出温度はほぼ一定で安定していた。しかし、78年のマグマ水蒸気爆発の際には急激な温度変化が生じている。湧出温度は最初僅かに上昇したが、急激に低下した後、急上昇して79年後半には爆発前より高くなっている。しかし、80年頃から湧出温度が緩やかに低下し始め、その傾向が現在も続いている。地域東部では、No. 5, 6, 9及び12がいずれも97年以降に掘削されているため、水蒸気爆発の際に湧出温度がどのように変化したか必ずしも明確でないが、No. OD9の温度変化をみる限り、地域西部の源泉のような急激な変化はなく、マグマ水蒸気爆発後時間がかなり経過した後、湧出温度が緩やかに増加している。また、山口他(1980)は1978年に温度検層を繰り返し行って、マグマ水蒸気爆発後、温泉帯水層内の最高温度がNo. 6で4℃、No. B(廃井)で2.8℃上

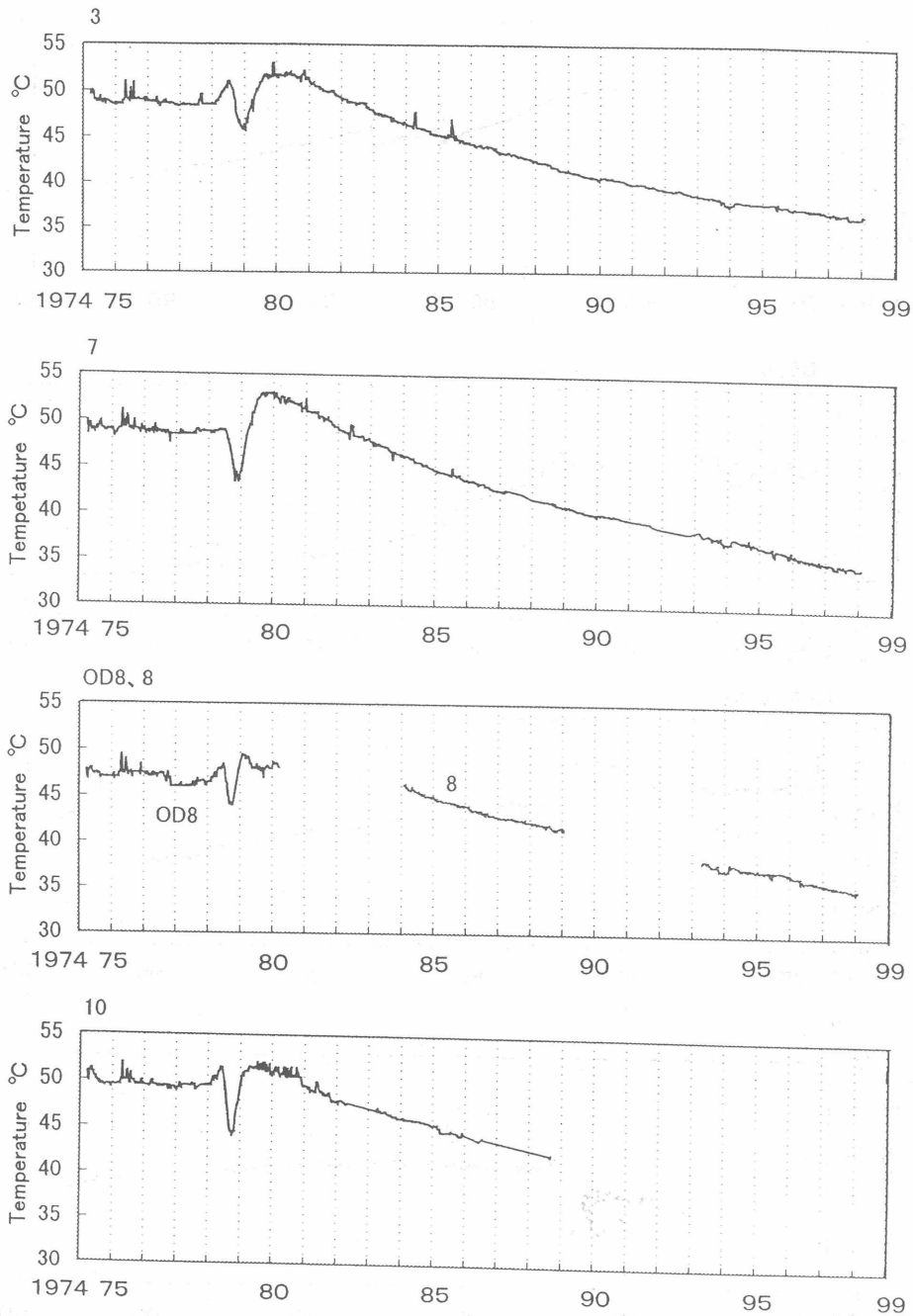


Fig. 8. Changes in temperatures of thermal waters pumped from productive wells in the western part of the Toya-ko hot spring area.

昇したと報告しており、地域東部の西丸山周辺でも温泉の温度が上昇したことは確かなようである。しかし、80年以降、No. 12を除き、いずれも湧出温度が低下しており、この地域全体にわたって温度低下が進行していると言える。No. 12はこの地域で最も高温な温泉を湧出する源泉であり、他の源泉に比べて温度低下が極めて小さく、この源泉は源温泉を地下深部から導く地層の割れ目の近く

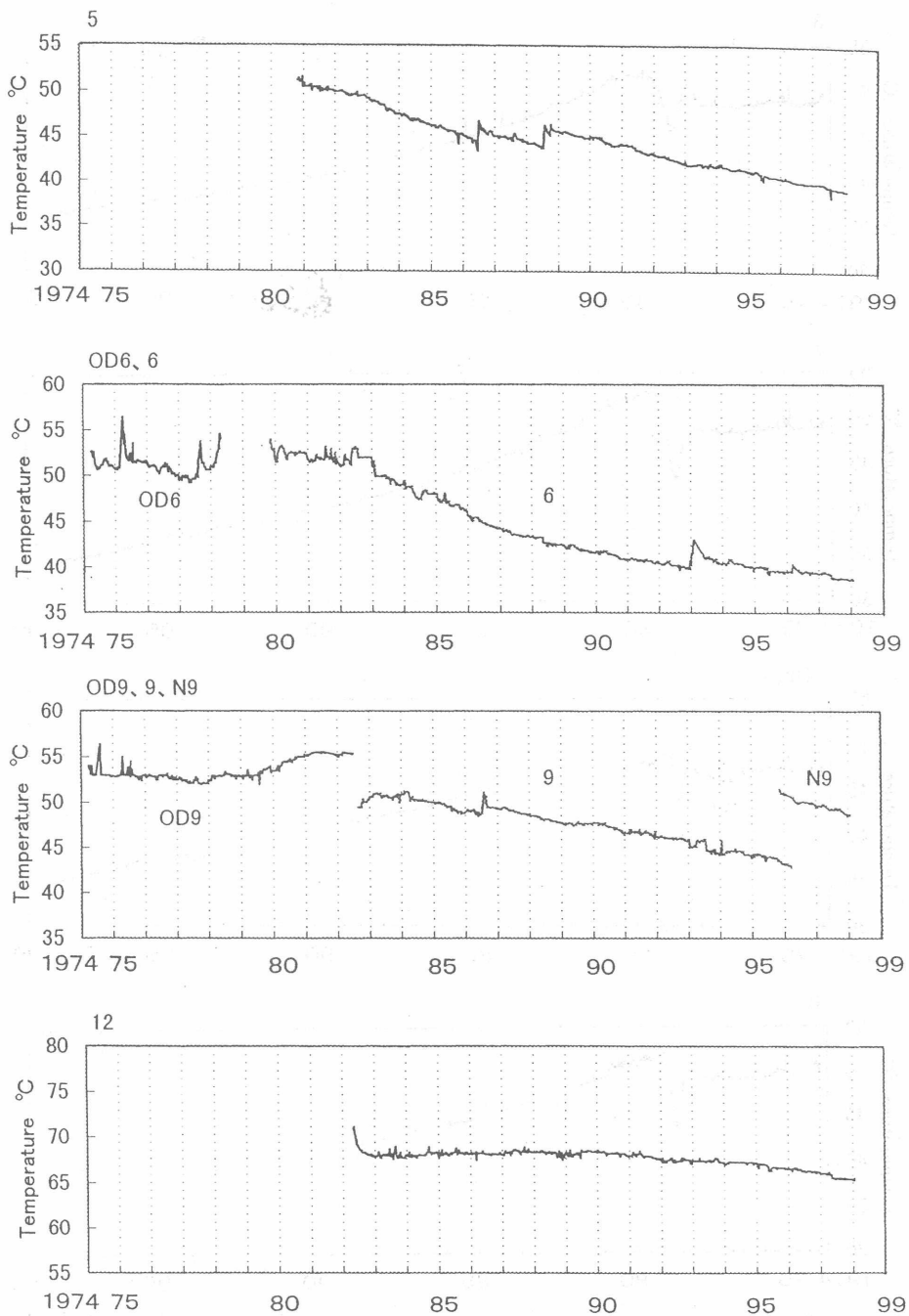


Fig. 9. Changes in temperatures of thermal waters pumped from productive wells in the eastern part of the Toya-ko hot spring area.

にあると予想される。

湧出温度の経年変化から、その低下率を求め、Table 2にまとめた。湧出温度が1980年頃から低下し始めたことや、この地域の総揚湯量が87年頃から急激に減少したことなどを考慮して、1981年から97年までの期間を81年から86までの前半と、87年から97年までの後半とに分けて、それぞれ

の温度低下率が求めている。No. 12を除くと、湧出温度の低下率は、期間の前半が0.40～1.46℃/yr(平均1.10℃/yr)、後半が0.40～0.69℃/yr(平均0.61℃/yr)となり、総揚湯量が減少した後半では温度低下率がかなり小さくなっている。

このような温度低下をもたらす原因として、地下深部から供給されている源温泉の温度低下あるいは供給水量の減少、温泉の多量揚湯などが考えられる。No. 12では湧出温度の低下が極めて小さいが、この源泉は湧出温度が最も高く深部から温泉を供給している地層の割れ目に近いと考えられることから、少なくとも揚湯源泉が集中している

西丸山周辺地域の経年的な温度低下は源温泉の温度低下によるものでないことは確かなようである。ただし、後ほど述べるように、No. H1では温泉帯水層内の温度がかなり低下しており、金比羅山周辺部ではその付近に供給されている源温泉の温度が低下した可能性が高い。洞爺湖温泉では、地下水の上部に温泉が薄く広がっているため、ほとんどの源泉で温泉の揚湯に伴って地下水が混入している。もし、源温泉の水量が経年的に減少したとすると、地下水が混入する割合が次第に増加し、この地域で観測されたような湧出温度の低下が生じることが予想される。しかしながら、深部からの温泉の供給量を推定できるような観測を行っていないので、深部からの供給量が変化したかどうかは定かでない。また、上流部で多量の温泉を揚湯すると、下流に流れる温泉の水量が減少し流下過程で温泉が大きく冷却されるようになるし、揚湯の際に地下水が混入する割合が増し、この地域で過去にしばしば経験したように、下流部の源泉での湧出温度が著しく低下することになる。温泉の流下過程での冷却は周囲の温度に依存するので、地層に貯えられた熱が徐々に放出され地層の温度が低下すると、温泉が冷却される割合が増し、湧出温度が次第に低下する可能性がある。冷却による温度低下や、温泉や地下水の流動の変化にともなった遷移的な温度変化は数値計算によってある程度見積もることが可能であるが、ここでは数値計算を行っていないので、それらの温度低下に及ぼす影響を評価することは難しい。

しかし、いずれにしても、1987年以降、この地域の総揚湯量が減少し湧出温度の低下率が減少したことは地域全体の揚湯量が湧出温度の低下と密接な関係があることを示唆しており、地下深部から供給されている温泉の総量に対する総揚湯量の比がある限界値を越したとき、湧出温度の低下が生じると予想される。洞爺湖温泉では、総揚湯量が3,000 l/minから2,000 l/minに減少しても湧出温度が低下し続けており、総揚湯量が2,000 l/minでもその限界値を超え、過剰揚湯になっていると考えられる。

ところで、Fig. 8にみられるように、地域西部の4ヶ所の源泉では湧出温度がマグマ水蒸気爆発の際に急激に変化している。温度変化のパターンが非常に良く似ており、湧出温度が最も低下したときの日時を調べると、No. OD8及び10が最も早く、No. 7, No. 3と次第に遅れていて、源温泉の急激な温度変化が温泉の流動にともなって下流へ移動する様子がうかがえる。温度が低下した期間には15～30日の幅があるが、その中央値を用いることとして、日時の遅れと源泉間の距離から温泉の平均流速を求めると、No. 10-7間で5.5 m/day, No. 7-3間で3.1 m/day, No. 8-3間で2.1 m/dayとなった。これは帯水層内を流れる水の流れとしては極めて速い流速であり、温泉が下流部でもこのような速度で流動しているとすると、最上流部の揚湯井付近で生じた温度変化や化学成分の変化が1年以内に湖岸まで到達することになる。

Table 2. Decreasing rates of thermal water temperature measured at productive wells (°C/year)

Well	Duration	
	1981-1986	1981-1986
3	1.24	0.66
4	1.06	
5	1.10	0.62
6	1.46	0.40
7	1.46	0.69
8	1.10	0.69
9	0.40	0.66
10	0.99	0.77
12	0.07	0.26

## 6. 帯水層の温度変化

未利用源泉や地熱調査井などを用いて、1984年5月から97年11月までの間に10回、温度検層を行い、温泉帯水層の温度変化を調べた。Figs. 10a, 10bに、代表的な源泉、地熱調査井についての測定結果を示した。数多く温度検層を繰り返した源泉については、図が煩雑にならないように適当な時間間隔をおいて測定結果が示してある。この地域では、図にみられるように、ほとんどの源泉で温泉帯水層の温度が年々低下している。No. H1は金比羅山周辺の最上流部に掘削された地熱調査井ではあるが、温泉帯水層内の温度が最も低く温度低下が著しい。ここでは1988年8月から97年11月までの9年間に10℃以上の温度低下が観測されている。また、No. 9では温泉帯水層内の最高温度が93

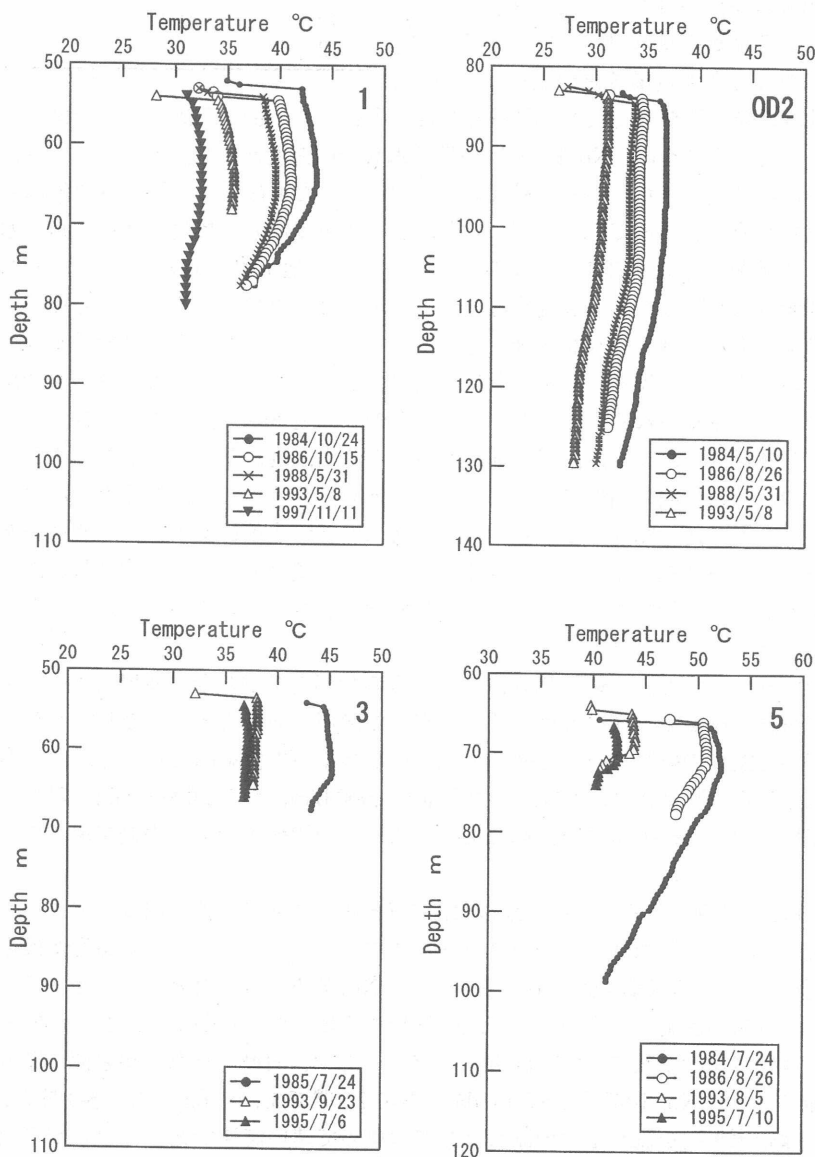


Fig. 10a. Repeated measurements of temperature-depth profiles at nonproductive wells 1, OD2, 3 and 5.

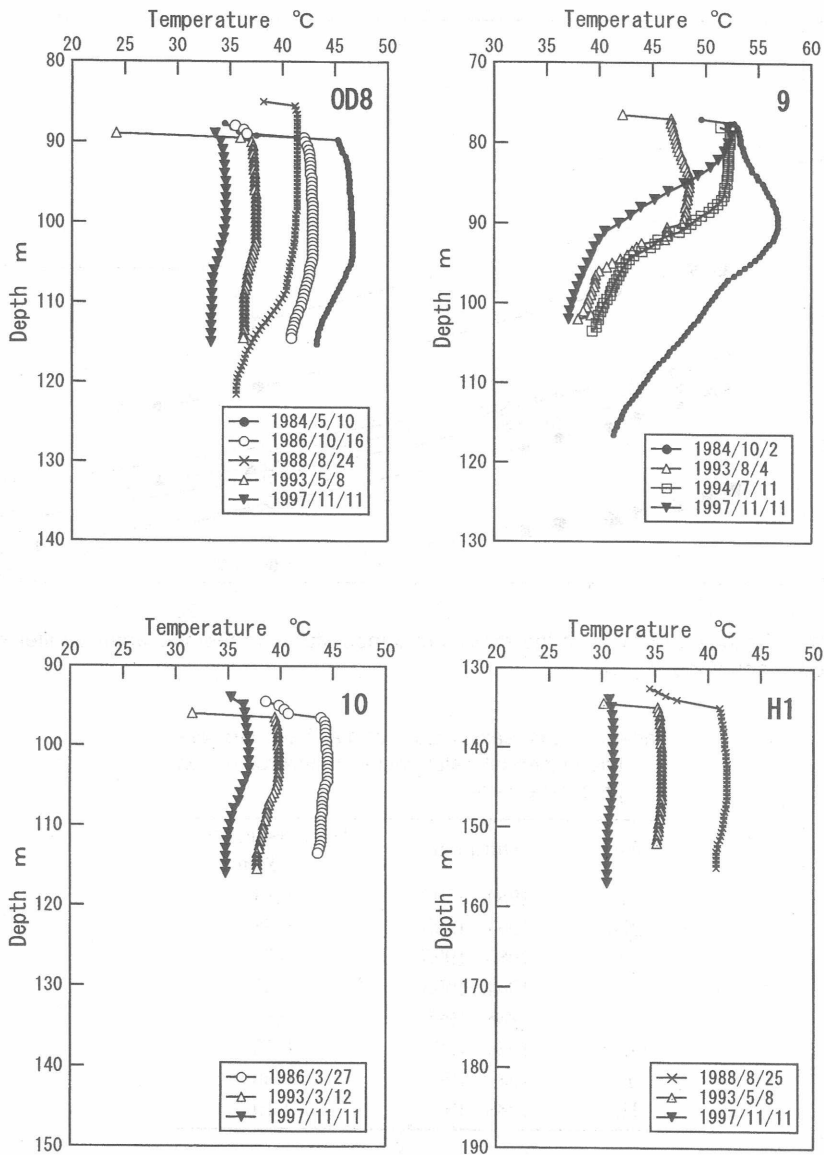


Fig. 10b. Repeated measurements of temperature-depth profiles at nonproductive wells OD8, 9, 10 and H1.

年8月よりも94年7月及び97年11月の方が4℃近く高くなっているなど、例外的な温度変化を示している。この源泉は96年3月まで揚湯井として利用されていた源泉であり、97年11月の測定を除き、いずれもポンプを修理するために1週間程休止した間に測定された温度分布であり、揚湯による影響や、前述のように孔底部分の埋戻とストレーナーの切直を行っているため、その影響が温度分布に現れているものと思われる。

温度検層の結果から温泉帯水層内の最高温度を求め、その経年変化を示すと、Fig. 11のようになる。No. 9など特異な温度変化を示す源泉を除き、温度変化を直線にあてはめて温度低下率を見積もると、0.58～1.19℃/yr(平均0.82℃/yr)となった(Table 3)。この値は1987年以降の湧出温度の低下率に近く、温度検層を1984年に開始したことを考えると、地域の周辺部でも湧出温度と同程度の温

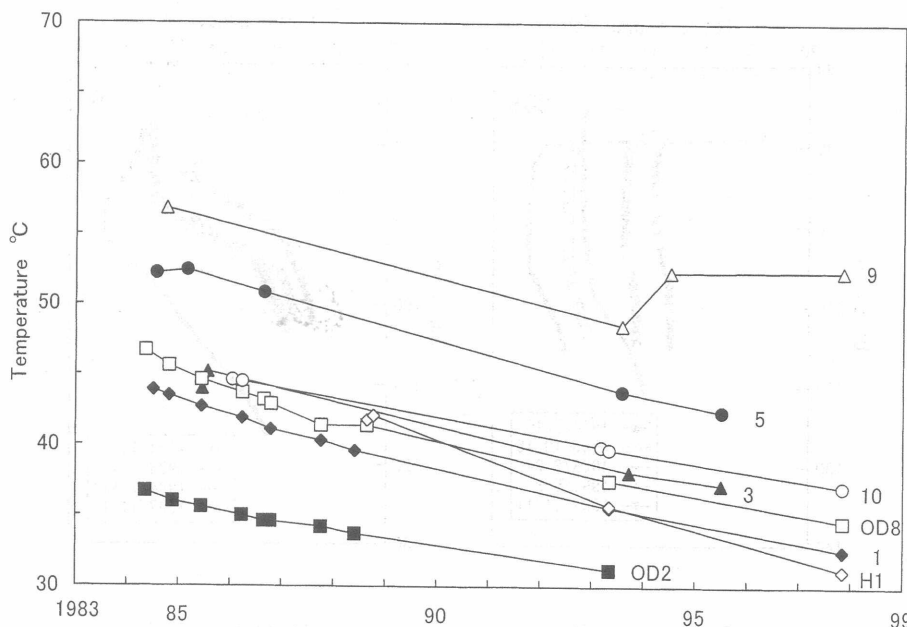


Fig. 11. Secular variations of the maximum temperatures in thermal water aquifer measured at nonproductive wells.

Table 3. Decreasing rates of maximum temperature in thermal water aquifer, measured at nonproductive wells

Well	Duration	Decreasing rate (°C/year)
1	1984-1997	0.84
OD2	1984-1993	0.58
3	1985-1995	0.77
5	1984-1995	0.95
8	1988-1995	0.84
OD8	1984-1997	0.73
10	1986-1997	0.66
H1	1988-1997	1.19

度低下が進行していると言える。

## 7. ま と め

洞爺湖温泉利用協同組合によって、1974年から97年までの25年間にわたって観測された各源泉の揚湯量と湧出温度の記録を整理し、1979年から97年までの間に10回、未利用源泉を用いて温度検層を行い、湧出温度や温泉帯水層の温度変化を調べた。さらに1987年及び98年には温泉の化学分析を行い、1977年有珠山噴火活動以後の化学成分の変化を調べた。これらの結果をまとめると、次のようになる。

- (1) 洞爺湖温泉では、低温な地下水の上部に温泉が薄く広がり山側から洞爺湖岸に向かって流動している。この温泉は1910年の有珠火山の噴火活動にともなって初めて湧出するようになったもの

であり、噴火活動にともなって生じた爆裂火口の火道や断層が温泉の通路となり、地下深部まで浸透した地下水が熱せられ化学成分が付加されて上昇している。Cl含有量と $\text{HCO}_3$ 含有量の関係から、洞爺湖温泉では2系統の混合系に属する温泉が湧出していると判断される。これを地域的にみると、地域西部の金比羅山東麓部に $\text{HCO}_3$ の多い炭酸塩泉が湧出し、東部の西丸山から四十三山にかけての地域にはClが多く $\text{SO}_4$ が比較的多い塩化物硫酸塩泉が湧出している。1977年の噴火活動以前にはいずれの源泉も $\text{HCO}_3$ 含有量の少ない温泉を湧出していたが、1978年7月のマグマ水蒸気爆発の直後、山口他(1980)が報告しているように、地域西部の金比羅山周辺に湧出する温泉の $\text{HCO}_3$ 含有量が急激に増加した。その後、低 $\text{HCO}_3$ の温泉を湧出する源泉でも次第に $\text{HCO}_3$ 含有量が増加し、87年には高 $\text{HCO}_3$ の温泉が広い範囲にわたって湧出するようになった。98年には87年と比較して各泉源の化学成分に大きな変化がみられなかったが、98年の調査では、金比羅山周辺の最上流部のNo. H1において、この地域で最も $\text{HCO}_3$ 含有量の多い温泉が観測された。

- (2) 1977年の噴火活動以前には各源泉の湧出温度がほぼ一定で推移していたが、78年のマグマ水蒸気爆発の際に、地域西部の多くの源泉で湧出温度が急激に変化し、噴火活動以前より温度が上昇した。その後、湧出温度が年々低下するようになり、その傾向は現在も続いている。このような温度低下は、最も高温な温泉を湧出するNo. 12を除き、他の全ての源泉でみられる現象であり、1981年から97年までの期間を81年から86までの前半と、87年から97年までの後半とに分けて温度低下率を求めると、期間の前半が $0.40 \sim 1.46^\circ\text{C}/\text{yr}$ (平均 $1.10^\circ\text{C}/\text{yr}$ )、後半が $0.40 \sim 0.69^\circ\text{C}/\text{yr}$ (平均 $0.61^\circ\text{C}/\text{yr}$ )となった。1984年に温度検層を開始し、現在まで未利用源泉や地熱調査井を用いて温泉帯水層の温度分布を繰り返し測定したが、その結果、ほとんどの源泉で温泉帯水層の温度が低下しており、地域全体で温度低下が進行していることが明らかになった。また、温泉帯水層の最高温度の低下率を求めると、 $0.58 \sim 1.19^\circ\text{C}/\text{yr}$ (平均 $0.82^\circ\text{C}/\text{yr}$ )となった。
- (3) 1974年から85年までの11年間は洞爺湖温泉の総揚湯量がおおよそ $3,000 \text{ l}/\text{min}$ とほぼ一定になっていたが、効率的な温泉供給システムが導入され利用施設の熱効率が改善され利用量が減少したことにより、87年頃から総揚湯量が急激に減少し始め、94年以降はおおよそ $2,000 \text{ l}/\text{min}$ と総揚湯量が以前の $2/3$ に減少した。しかし、94年以降も湧出温度や温泉帯水層内の温度が低下する傾向が続いており、総揚湯量が $2,000 \text{ l}/\text{min}$ でも過剰揚湯になっていると推察される。

## 8. あとがき

2000年3月31日午後1時10分頃、有珠山が噴火した。現在、噴火活動が終息に向かいつつあり、一部の地域を除いて避難地域の指定が解除されたので、温泉源の調査を行っている。その結果についてはいずれ機会をみて報告する予定である。

### 参考文献

- 秋田藤夫(1989)：地熱井における物理検層解析—地熱調査井・虻田GSH1をケーススタディーとして—、北海道立地下資源調査報告, **61**, 1-18.
- 石川俊夫(1963)：洞爺湖温泉の生成と変遷, 物理探鉱, **16**, 27-36.
- 松尾禎士・日下部実・千葉仁・牛木久雄・小坂丈予・平林順一・我孫子勤・野津憲治・小沢竹二郎・荒牧重雄・佐藤和郎・林保・佐藤純・藤井直之(1977)：1977年有珠火山噴火直後の地下水, 温泉水および火山灰の地球科学的研究, 火山, **22**, 201-220.
- 横山泉・勝井義雄・大場与志男・江原幸夫(1973)：有珠火山—火山地質・噴火史・活動の現況及び防災対策, 北海道における火山に関する研究報告3, 北海道防災会議, 254p.



山口久之助・堀津多三郎・沼尾秀章(1980)：洞爺湖温泉源に及ぼした1977有珠山噴火の影響，日本地下水学会誌，**22**, 105-118.

山口久之助・堀津多三郎(1984)：洞爺湖温泉源に及ぼした1977-1978有珠山噴火の影響，主要活火山の集中総合観測報告，北海道大学理学部附属有珠火山観測所，105-116.