

北湯沢温泉の温泉資源

Geothermal water resources of Kitayuzawa-onsen

大森一人・田村 慎・鈴木隆広
Kazuto Ohmori, Makoto Tamura, and Takahiro Suzuki

Abstract

Kitayuzawa onsen, which gush out thermal water over 80°C, is located in the central part of southwest Hokkaido. Therefore, this area has been the target of several geothermal investigations. In this study, chemical compositions and isotopic analyses of thermal waters, and electoromagnetic prospecting (MT method) in this area were conducted in order to characterize a thermal water system.

Chemical compositions in thermal waters which gush out of natural seep and drilling well(depth<300m), show similar proportions. Furthermore, hydrogen and oxygen stable isotope in thermal waters are distributed in meteoric water layer. These results indicate that thermal waters gush from the same aquifer and their origin is precipitation water.

On the other hand, as a result of electoromagnetic prospecting, basin like low to medium resistivity region is detected at -1000m above sea level of Maruyama area in the eastern part of Kitayuzawa onsen.

Previous research of geothermal investigations, it was suggested that thermal waters are mixture of two different thermal systems in this area, shallow and deep hydrothermal flow. Our results suggests that thermal system in Kitayuzawa onsen is dominated by shallow hydrothermal flow.

キーワード: 熱水, 湧出機構, 北湯沢温泉地域, 化学組成, 水素・酸素安定同位体比, 電磁探査,

Key words: thermal water, thermal water system, Kitayuzawa-onsen, chemical composition, hydrogen and oxygen stable isotope, electoromagnetic prospecting

I はじめに

伊達市大滝区にある北湯沢温泉(第1図)は, 明治時代に長流川で自然湧出する温泉が発見されたことに始まる(北海道立地下資源調査所; 1977). 高温で多量の温泉が自然湧出していることから, 過去には地熱調査の対象地域として多くの調査がなされてきた(早川ほか; 1974, 新エネルギー総合開発機構; 1983, 北海道立地下資源調査所; 1988など). それらの調査とほぼ同時期に大滝村(現在は伊達市)による泉源開発が行われ, 1980年代には浴用利用に加えて施設暖房等による温泉熱の直接利用も行われるようになった. 1990年代には大型ホテルの建設にとともにさらに泉源開発が行われたため, 現在の泉源数は1980年代初頭から約3倍に増加している(第2図). このため, 北湯沢温泉全体での利用量は増加していると推測されたものの, その実態については, 北海道立地下資源調査所が1988年に実施した調査以降, 把握出来ていない.

一方, 北湯沢温泉の東方約3kmの円山地区にも, 北湯沢温泉と同様に高温で多量の温泉が湧出する泉源

があり(第1図の451-004), 現在は農業用ハウスの熱源として直接利用されている. 同地区では2016年に伊達市が中心となり, バイナリー発電設備導入の検討が始まった. この検討の中で, 円山地区と北湯沢温泉の温泉水の関連性や温泉利用の実態が把握されていないことから, 当所では2016~2018年にかけて「伊達市北湯沢地区および周辺地域における温泉資源の適正な開発・利用に関する研究」を行い, 当該地域の電磁探査および, 北湯沢温泉で湧出する温泉水の水質分析, 水素・酸素安定同位体比分析を行った. 電磁探査結果および温泉水の分析結果を示すとともに, これらの結果を基に北湯沢温泉の温泉湧出機構について報告する.

II 北湯沢温泉周辺の地質概説

北湯沢温泉周辺の地質層序については, 早川ほか(1974), 新エネルギー総合開発機構(1983), 北海道立地下資源調査所(1988)の先行研究により示されている. 本報では, 北海道立地下資源調査所(1988)の層序区分を踏襲する. 本地域には新第三系の長流川層, 荘珠内



第1図 北湯沢温泉源泉位置図

Fig. 1 Location of the well at Date city Otaki district – Sobetsu town Bankei district.

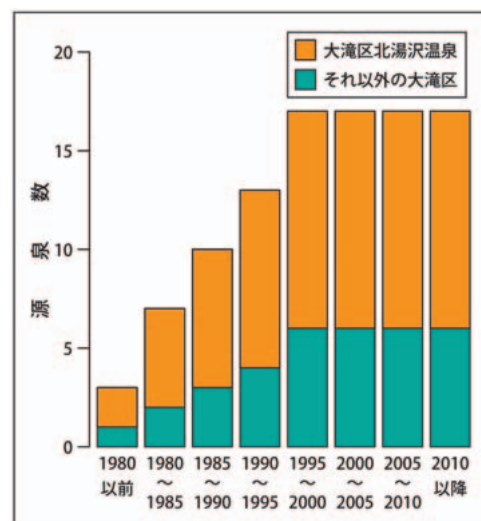
川層，北湯沢層，第四系のレルコマベツ層，新期安山岩類が分布し，それらの関係は不整合とされている（第3図）。

Ⅱ.1 長流川層

下部層と上部層に区分され，下部層は安山岩溶岩と同質の火砕岩よりなり，一部に石英安山岩質凝灰角礫岩を介在する．上部層は流紋岩溶岩・軽石凝灰岩・石英安山岩質火砕岩および安山岩溶岩と同質の火砕岩よりなり，岩質から5つに細分される．なお，北湯沢温泉の長流川河床には長流川層が露出しており，自然湧出の温泉水はここから湧出している．

Ⅱ.2 荘珠内川層

下位より礫岩，砂岩，頁岩(泥岩)，安山岩質火砕岩が重なり，一部で安山岩溶岩を介在するほか，坑井地質では石英安山岩質火砕岩の介在も確認されている．



第2図 源泉数の推移

Fig. 2 Changes in the number of wells at Date city Otaki district.

時代		地層名		層厚 (m)	岩相
第四紀	更新世	新期安山岩類			安山岩溶岩・同質火山角礫岩
		レルコマベツ層		250m以上	泥岩・砂岩・流紋岩質火砕岩・溶結凝灰岩・安山岩溶岩
新第三紀	鮮新世	北湯沢層	上部層	180m以上	泥岩・細粒～粗粒凝灰岩・火山礫凝灰岩
			中部層		軽石凝灰岩・細粒凝灰岩・泥岩
			下部層		礫岩・砂岩・泥岩・細粒～粗粒凝灰岩・軽石凝灰岩
	中新世	荘珠内川層		60～350m以上	石英安山岩質凝灰角礫岩・安山岩質火山礫凝灰岩・凝灰岩・砂岩・泥岩 安山岩溶岩・安山岩質凝灰角礫岩・頁岩・砂岩・泥岩・礫岩
		長流川層	上部層	260m以上	石英安山岩質火砕岩・安山岩溶岩・安山岩質火砕岩・流紋岩溶岩・流紋岩質火砕岩
下部層			安山岩溶岩・安山岩質火砕岩・溶結凝灰岩・石英安山岩質火砕岩		

第3図 北湯沢温泉地域の地質層序

Fig. 3 Geological stratigraphy of Kitayuzawa-onsen area.

下位の長流川層とは傾斜不整合の関係にあり、模式地では長流川層上部層の安山岩質凝灰角礫岩の上位に礫岩から始まる本層が重なっている。砂岩・泥岩の卓越する地区と軽石凝灰岩・火砕岩の卓越する地区がある。

II.3 北湯沢層

主に石英安山岩質軽石凝灰岩および同質火山礫凝灰岩からなり、砂岩と泥岩を介在する。坑井地質からは下部層、中部層、上部層の3つに細分される。下部層は礫岩、砂岩、泥岩、凝灰岩からなる。中部層は主に凝灰岩と軽石凝灰岩からなり、泥岩を介在する。本部層の凝灰岩は、淘汰された細粒凝灰岩や葉理の発達した粗粒凝灰岩である。上部層は主に軽石を多量に含む火山礫凝灰岩からなり、細粒～粗粒凝灰岩と泥岩を介在する。

なお、地表に分布する北湯沢層上部層の軽石凝灰岩からは4.2Maのフィッシュン・トラック年代が報告されている。

II.4 レルコマベツ層

礫岩、砂岩、泥岩、流紋岩質火砕岩からなり、一部安山岩溶岩も介在する。砂岩・泥岩中には一部にスランプ相が認められ、材化石を多量に含む。溶結凝灰岩が多く介在することから、堆積環境は陸域であると考えられている。

II.5 新規安山岩類

従来、ホロホロ火山噴出物、黄溪溶岩、来馬山溶岩、徳舜磐溶岩などと呼ばれていたもので、安山岩溶岩および同質火砕岩からなる。

III 北湯沢温泉の坑井概要

第1図の坑井について、諸元を第1表に示す。伊達市大滝区～牡警町蟠溪地区の坑井地質は、表層部の砂礫等を除くと、坑底まで長流川層で構成されている。しかし、優徳地区とそれ以外の地区では、掘削深度や湧出する温泉性状・湧出能力に大きな違いがある。前者は掘削深度が600～1000m、湧出温度が40～55℃であるのに対し、後者は掘削深度が概ね200～400m、湧出温度が60～90℃であり、地下浅部には高温の温泉水が胚胎していると考えられる。さらに北湯沢温泉地区の坑井については、第1表に示すように比湧出量が著しく大きい値を示す(=透水性が高い)ことから、他地区よりも浅部に優秀な亀裂網が発達していると考えられる。

北湯沢温泉地区にある坑井の温度検層結果を第4図に示す。これらは坑井掘削終了直後に泥水で満たされた状態で測定しているため、真の地温分布を反映していない。一方、図中の451-047*は、本調査で測定したもので、掘削後長期間放置されていることから、ほぼ真の地温分布を反映していると考えられる。

図中の黒点線は静水位の深度に相当し、標高に換算すると282mである。451-049を除き、概ね他の坑井も点線を境に温度が急変していることが明らかである。このことは、北湯沢温泉地域の地下水頭(坑井内の静水位)が、標高282m程度であることを示している。北湯沢温泉は亀裂型と考えられているが、亀裂型の温泉はそれぞれの亀裂に賦存する温泉水が独自の圧力を持つため、このように水頭が揃うことは稀である。この要因として北湯沢温泉の場合は、亀裂の発達によりお互いが接合して亀裂網となり、あたかも層状のように水頭が揃っているものと推測される。このことは、第1図の星印(標高275m)において、温泉水が自然湧

第1表 伊達市大滝区～壮瞥町蟠溪地区の坑井諸元(北海道立地質研究所(2008a)を引用)

Table 1 Specifications of the well at Date city Otaki district – Sobetsu town Bankei district.

コード番号	掘削年	掘削深度 (m)	孔明管区間 (m)	湧出温度 (°C)	湧出量 (L/分)	比湧出量 (L/分/m)	利用状況	地域	
451-001	1984	1367	414~711	37.0	40	—	未利用	その他	
451-003	1973	602	297~602	—	—	—	未利用	優徳地区	
451-045	1991	711	539~710	41.5	390	—	未利用		
451-050	2000	1000	382~492・500~1000	43.0	170	0.94	未利用		
451-051	2000	717	657~712	55.2	280	1.56	未利用		
451-004	1989	402	173~389	88.0	636	6.50	利用		円山地区
451-017	1984	231	100~231	76.0	500	69.40	利用	北湯沢温泉	
451-019	1969	343	—	90.7	1092	—	利用		
451-020	1982	201	42~152・152~201	88.6	800	78.40	利用		
451-021	1971	214	115~214	91.9	800	34.00	利用		
451-022	1989	300	—	—	—	—	未利用		
451-042	1991	352	66~352	79.0	1196	287.15	利用		
451-043	1991	354	56~354	80.2	1237	86.83	利用		
451-046	1988	300	200~300	67.8	300	—	利用		
451-047	1996	230	87~219	80.6	616	61.60	未利用		
451-048	1985	295	141~295	71.5	322	5.65	利用		
451-049	1997	550	253~539	59.3	502	18.52	利用		
451-014	1976	336	105~336	86.2	49	—	利用		蟠溪温泉
451-016	1990	300	118~284	87.0	266	6.20	利用		

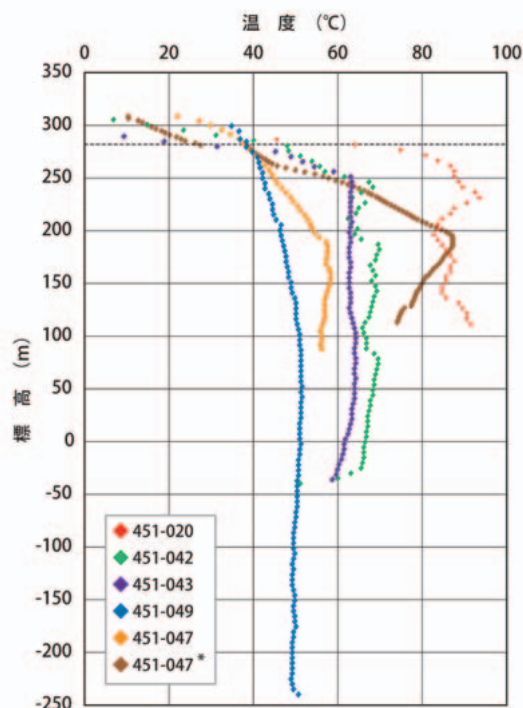
出していることと整合する。

Ⅳ 北湯沢温泉の特徴

本研究では温泉水の湧出経路や起源を明らかにするため、温泉水の主要溶存イオンおよび水素・酸素安定同位体比を分析した。

温泉水の採取は北湯沢温泉を中心に8地点で行った(第1図)。このうち No.1~7は北湯沢温泉地区の温泉水であり、No.1~6は掘削井(深度300m以下)、No.7は自然湧出泉である。No.8は北湯沢温泉に隣接する蟠溪温泉である。一部の試料を除き、2016年5月から2017年4月までは年4回(約3ヶ月毎)、それ以降は年2回(約6ヶ月毎)の間隔で採水した。また採水を行う際に泉温、pH、電気伝導度(EC)の測定も行った。

温泉水中の主要溶存イオンであるナトリウムイオン(Na^+)、カリウムイオン(K^+)、マグネシウムイオン(Mg^{2+})、カルシウムイオン(Ca^{2+})、塩化物イオン(Cl^-)、硫酸イオン(SO_4^{2-})については、試料を $0.2\mu\text{m}$ のメンブレンフィルターでろ過した後、イオンクロマトグラフ法(サーモフィッシャー製: DIONEX ICS-1100, 2100)を用いて分析した。また、炭酸水素イオン(HCO_3^-)、炭酸イオン(CO_3^{2-})については、指示薬にメチルオレンジおよびフェノールフタレインを用い、



第4図 温度検層結果(北湯沢温泉のみ)

Fig. 4 Temperature logging data (only Kitayuzawa-onsen area).

滴定溶液として0.1Mの塩酸(HCl)と0.1Mの炭酸ナトリウム水溶液(Na₂CO₃)を用いた滴定法によって求めた。

水素・酸素安定同位体比($\delta D \cdot \delta^{18}O$)については、波長スキャンキャビティリングダウン分光法(PICCARO社製:L1102-iおよびL2130-i)を用いて分析した。なお、No.1とNo.7については、株式会社地球科学研究所にトリチウム($^3H=^3T$)の分析を依頼した。分析結果を第2表に示す。

IV.1 温泉水の化学組成

研究期間を通し、各温泉水の泉温、pH、電気伝導度、主要溶存イオン濃度に大きな変化はみられなかったが、pHと電気伝導度には地域性がみられ、北湯沢温泉のpHは7.8~8.9、電気伝導度は110~130mS/mであるのに対し、蟠溪温泉のpHは7.2~7.8、電気伝導度

は200~210 mS/mであった。

主要溶存イオン成分比のトリリニアダイアグラムを第5図に示す。陰イオンの3成分系(Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻:第5図A)は、北湯沢温泉、蟠溪温泉ともにCl⁻が45%程度、SO₄²⁻が45%程度と2成分で大部分を占めるため、ダイアグラム上で北湯沢温泉と蟠溪温泉を区別することが難しい。

陽イオンの3成分系(Na⁺+K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺:第5図B)は、北湯沢温泉のNa⁺+K⁺が80%以上であるのに対し、蟠溪温泉のNa⁺+K⁺は60%程度である。一方で、Mg²⁺は北湯沢温泉と蟠溪温泉のいずれも定量限界以下であった。これらの陽イオンと陰イオンを複合した4成分系(第5図C)では、陽イオンの成分比を反映し、北湯沢温泉と蟠溪温泉は異なる位置にプロットされるため、両者は明瞭に区別できる。

北湯沢温泉は掘削井と自然湧出泉を含め7源泉を分

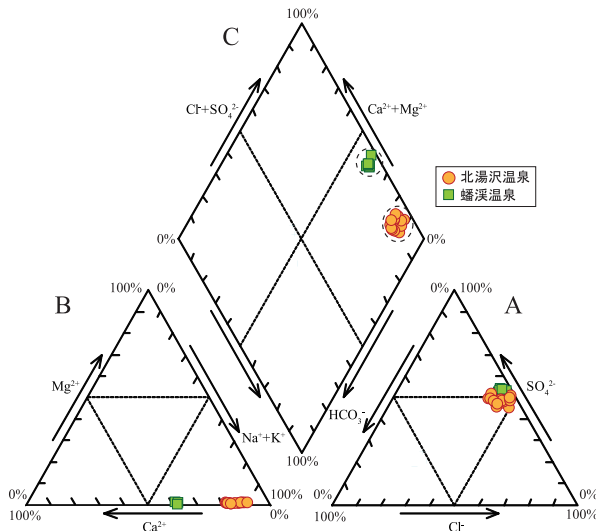
第2表 北湯沢温泉および蟠溪温泉の温泉水の化学組成

Table. 2 Chemical compositions of thermal water in Kitayuzawa-onsen and Bankei-onsen area.

サンプル No.	源泉コード	湧出形態	Date	温度 °C	pH	電気伝導度 mS/m	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	δD	$\delta^{18}O$
										mg/L						‰
1	451-021	井戸	2016/5/10	83.6	8.4	127.1	196.5	8.7	23.7	n.d.	174.5	250.1	57.4	13.2	-70.6	-11.2
			2016/8/17	85.2	8.6	129.8	196.0	15.7	24.2	n.d.	173.8	250.5	46.0	2.9	-69.0	-10.7
			2016/11/16	85.3	8.9	129.0	193.2	22.9	25.8	n.d.	184.5	260.2	54.9	3.6	-70.7	-11.5
			2017/2/17	84.9	8.9	131.0	190.6	12.0	26.4	n.d.	171.7	241.9	45.6	7.2	-69.3	-10.7
			2017/4/28	86.3	8.6	128.8	198.6	11.3	25.2	n.d.	178.2	246.5	35.4	7.2	-69.1	-10.6
			2017/11/27	81.9	8.5	125.9	192.5	16.2	26.8	n.d.	180.2	220.9	35.4	10.8	-70.9	-10.8
2	451-020	井戸	2016/5/10	81.0	8.4	119.8	188.4	8.9	22.1	n.d.	171.2	245.8	53.7	6.0	-69.9	-11.0
			2016/8/17	85.3	8.5	129.3	192.9	14.1	23.8	n.d.	171.1	248.5	45.2	4.2	-68.4	-10.5
			2016/11/16	78.3	8.8	125.2	168.1	12.4	22.3	n.d.	155.6	225.7	43.9	4.8	-71.0	-11.6
			2017/2/17	78.7	8.4	125.0	186.5	11.2	25.2	n.d.	166.8	234.3	49.2	3.6	-68.9	-10.5
			2017/4/28	80.4	8.4	126.7	188.1	9.3	22.9	n.d.	168.3	230.5	35.4	8.4	-68.9	-10.7
			2017/11/27	81.2	8.6	119.5	182.2	11.6	26.1	n.d.	159.2	226.3	28.1	10.8	-68.2	-10.8
3	451-048	井戸	2016/5/10	69.7	8.1	125.5	193.1	8.8	20.2	n.d.	167.1	267.7	58.6	n.d.	-72.2	-11.4
			2016/8/17	72.5	8.1	129.8	160.5	14.2	30.7	n.d.	167.4	267.6	58.6	n.d.	-68.8	-10.4
			2016/11/16	71.8	8.1	126.9	188.8	11.3	33.2	n.d.	171.4	275.7	67.1	n.d.	-71.9	-11.7
			2017/2/17	70.4	7.9	129.6	184.7	13.0	30.0	n.d.	162.4	259.3	63.5	n.d.	-69.5	-10.8
			2017/4/28	71.3	7.8	127.3	192.6	10.9	34.2	n.d.	162.9	266.9	52.5	n.d.	-69.8	-10.9
			2017/11/27	72.4	8.1	122.6	186.6	13.8	30.1	n.d.	166.7	250.7	54.9	n.d.	-68.0	-10.1
4	451-049	井戸	2016/5/9	55.8	8.2	108.4	171.4	8.1	21.0	n.d.	151.7	219.2	55.0	n.d.	-74.5	-12.3
			2016/11/17	60.4	8.1	110.4	165.0	12.3	22.1	n.d.	142.2	226.5	54.9	n.d.	-75.0	-12.5
5	451-019	井戸	2016/5/9	76.9	8.0	120.0	185.3	9.8	22.5	n.d.	163.0	237.6	58.6	n.d.	-73.2	-12.2
			2016/11/17	79.1	8.0	121.7	182.1	13.9	25.0	n.d.	161.2	246.6	56.1	n.d.	-74.1	-12.5
6	451-017	井戸	2016/5/9	67.6	8.2	118.7	178.8	7.7	21.7	n.d.	157.5	229.2	47.6	n.d.	-69.7	-11.0
			2016/8/19	69.9	8.1	119.0	186.7	13.7	23.2	n.d.	163.0	240.4	41.5	n.d.	-66.2	-10.3
			2016/11/17	63.2	8.0	116.6	179.4	11.0	24.2	n.d.	153.0	244.4	51.3	n.d.	-71.3	-11.5
			2017/2/16	64.1	8.3	124.5	182.0	10.5	25.3	n.d.	163.5	232.4	47.6	n.d.	-68.6	-10.4
			2017/4/27	60.8	8.2	116.8	189.3	8.2	24.6	n.d.	159.9	236.6	37.8	n.d.	-69.6	-10.8
			2017/11/27	52.6	8.2	113.8	184.6	9.6	25.7	n.d.	168.0	233.6	47.6	n.d.	-69.1	-10.2
7	自然湧出		2016/5/9	83.6	8.1	—	190.3	8.8	24.7	n.d.	169.1	248.9	57.4	n.d.	-73.1	-12.0
			2016/8/16	83.1	8.1	127.3	196.4	13.2	25.4	n.d.	172.1	258.2	52.6	n.d.	-65.6	-10.0
			2016/11/17	77.9	8.0	128.7	182.6	10.6	24.9	n.d.	148.8	251.8	56.1	n.d.	-72.4	-11.9
			2017/2/16	80.8	8.1	136.0	189.9	10.9	26.1	n.d.	168.9	242.5	58.6	n.d.	-69.1	-10.7
			2017/4/26	74.2	7.8	131.1	188.6	11.5	26.7	n.d.	160.6	240.6	47.6	n.d.	-68.3	-10.3
			2017/11/27	92.2	8.0	126.8	180.9	13.5	25.9	n.d.	151.6	248.6	56.1	n.d.	-72.8	-10.4
8	451-014	井戸	2016/5/10	81.6	7.6	199.4	257.4	13.1	153.9	n.d.	319.8	519.9	73.3	n.d.	-76.9	-12.0
			2016/8/16	80.6	7.2	210.0	259.9	16.6	143.9	n.d.	304.5	499.0	78.1	n.d.	-65.6	-10.4
			2016/11/17	86.1	7.8	206.0	239.2	16.0	134.7	n.d.	294.6	465.7	69.6	n.d.	-79.7	-12.7
			2017/2/16	77.3	7.8	215.0	235.2	14.5	144.1	n.d.	297.5	467.3	67.0	n.d.	-74.3	-11.1
			2017/4/26	76.3	7.4	213.0	248.7	16.7	142.9	n.d.	301.6	480.7	72.0	n.d.	-73.6	-11.1
			2017/11/27	89.7	7.6	205.0	245.0	15.6	143.2	n.d.	291.2	481.5	67.1	n.d.	-72.3	-10.5
2018/5/9	83.8	7.5	211.0	257.3	14.8	144.3	n.d.	291.6	480.3	72.0	n.d.	-73.1	-11.0			

—: no data

n.d.: not detectable



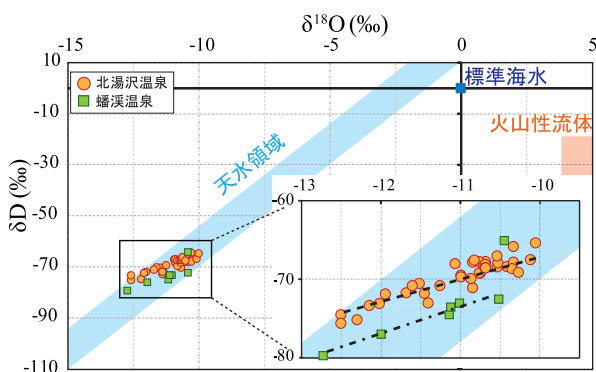
第5図 温泉水のトリリニアダイアグラム
Fig. 5 Trilinear diagram of thermal water chemistry.

析対象にしているが、狭い領域に集中してプロットされる。これら主要溶存イオン成分比の結果から、北湯沢温泉の温泉水は、同じ貯留層から湧出しており、蟠溪温泉とは異なる貯留層であると推定できる。

IV.2 水素・酸素安定同位体比

天水や火山活動に起因する火山性流体の水素安定同位体比(δD)と酸素安定同位体比($\delta^{18}O$)は各々が固有値をもつことから、温泉水の水素・酸素安定同位体比を分析することで、その起源や混合比を推定することができる(松葉谷, 1981)。

本調査による水素・酸素安定同位体比結果の相関図を第6図に示す。北湯沢温泉および蟠溪温泉は、すべて天水領域内にプロットされることから、温泉水の主な起源は天水であると考えられる。一方、北湯沢温泉および蟠溪温泉の回帰直線を比較すると、傾きの値は3で同程度であるものの、切片は北湯沢温泉が -39 、蟠溪温泉が -35 と異なる。したがって、水素・酸素



第6図 δD と $\delta^{18}O$ の関係
Fig. 6 Relationship of δD and $\delta^{18}O$

安定同位体比からも両者は、明瞭に区分できる。

IV.3 トリチウム濃度

トリチウム ($^3H:T$)は水素の放射性同位体であり、その半減期は12.43年である。トリチウムの生成は、大気が宇宙線に反応することで生じる自然由来と、1960年代半ばまでに行われた核実験により生じた人為由来に大別される。自然由来のトリチウム濃度(TU: Tritium Unit)は、日本周辺の天水で約5TUであることが知られている。しかし、核実験により人為由来のトリチウムが急激に増加した1963年には、天水中のトリチウム濃度は約1,000TUの値を示した。その後、天水中に含まれる人為由来のトリチウム濃度は半減期を繰り返すことで指数関数的に減少し、1990年代後半以降は自然由来と同程度の約5TUまで減少した。

一方、地下に涵養した天水は、閉鎖環境下で半減期に従い減衰する。そのため、トリチウム濃度は5TUよりも低い値を示し、特に1963年以前に涵養した天水は0.5TU以下の値を示す。この特性を利用し、トリチウム濃度測定から、地下水や温泉水の涵養年代を推定できる(露木, 1976ほか)。

北湯沢温泉のNo.1とNo.7のトリチウム濃度測定の結果、No.1は 0.4 ± 0.1 TU、No.7は検出限界以下であった。この値は自然由来よりも低いトリチウム濃度であり、北湯沢温泉の温泉水は近年の天水がわずかに混合したとしても、その大部分は1963年以前の天水を起源とするもので、その滞留時間は55年以上と考えられる。

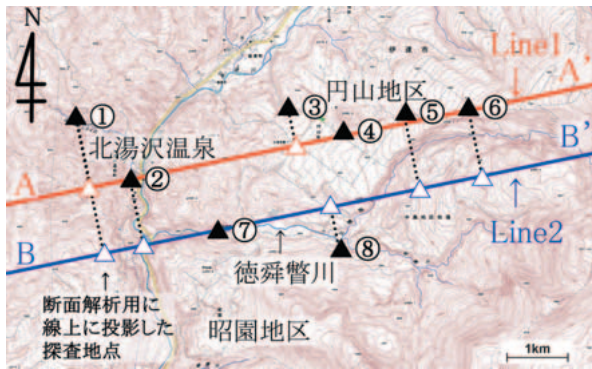
V 電磁探査

温泉資源を安定的かつ持続的に利用するためには、その資源が地下でどのように賦存しているかを把握する必要がある。本研究では、当該地域において電磁探査(MT法探査)を行い、二次元比抵抗構造を推定して温泉資源の賦存状況を検討した。

V.1 探査概要

電磁探査法の一つであるMT法(MT: Magneto Telluric)の略)は、地磁気地電流法と呼ばれ、自然電磁場が大地に浸透したときに生じる電場と磁場を測定し、地下の比抵抗の分布を推定する手法である(小川, 1990; 物理探査学会, 2000など)。MT法探査は他の探査法と比較して流体の存在や温度に対する感度が高く、比較的深部の探査に適した手法であり、地熱・温泉資源探査、火山調査における熱水や不透水層の推定などに用いられている。

本地域には既存の電磁探査資料が無いことから、地形・地質構造を踏まえ、北湯沢温泉地区から東側の円山地区にかけて東西に横断する測線を設定し、第3表



第7図 探査領域および探査地点図。黒三角は探査地点を、赤線および青線は設定した二次元比抵抗構造解析測線を、白三角は二次元比抵抗構造解析時に投影した地点をそれぞれ示す。

Fig. 7 Map of survey area and MT survey sites. Black triangles indicate survey points, red and blue lines indicate 2-D resistivity analysis lines, white triangles indicate projected points for resistivity analysis, respectively.

および第7図に示した8地点でMT法探査を実施した。

各地点では、電場は水平2成分、磁場は鉛直も含めた3成分の時系列データを測定した。収録機器は独国 Metronix 社製 ADU-07e、電場電極として Pb-PbCl₂ 電極、磁場コイルとして MFS-07e を用い、電極間隔は 20~46 m の範囲で配置した。

サンプリング周波数は 32 Hz、1024 Hz および 32,768 Hz (以下 32 KHz と示す) であり、各周波数に対するデータ収録時間は、32 Hz データは午前 9 時 (機器設置日は直近の正時) ~ 翌日の午前 8 時 55 分に、1024 Hz データは人工ノイズの少ない午前 1 時 ~ 午前 5 時に取得した。また 32 KHz データは 1 晩のみ、午前 3 時 10 分 ~ 4 時 10 分に取得した。なお、時刻は本体付属の GPS に同期させ、各地点で 1 週間以上のデータを取得した。

V.2 MT 応答関数の算出

各地点で得られた電磁場の時系列データからの MT 応答関数算出にあたり、1) データのアスキ化、2) ダウンサンプリング処理による 1 Hz データの作成、3) 商用電源の影響除去処理、を実施した。

MT 応答関数は 32 KHz、1024 Hz、32 Hz、および 1 Hz のデータに対し、BIRRP (Chave and Thomson, 2004) アルゴリズムを用いて算出した。本探査では地熱技術開発株式会社が設置した山形県大蔵村参照点のデータを用いて、リモートリファレンス法 (Gamble et al., 1979) による処理を実施し、人工ノイズを除去した。ただし、32 KHz データについては、本探査で同期間に設置した 2 地点のデータをお互いの参照点データとする相互リファレンス処理により、人工ノイズを除去した。

算出の結果、0.000488 Hz から 12288 Hz までの 50 の周波数における見かけ比抵抗、位相、および各々の標準誤差を算出した。その後、人工ノイズの影響を受けたデータなどを目視で除去した。

V.3 二次元走向の推定および応答関数の特徴

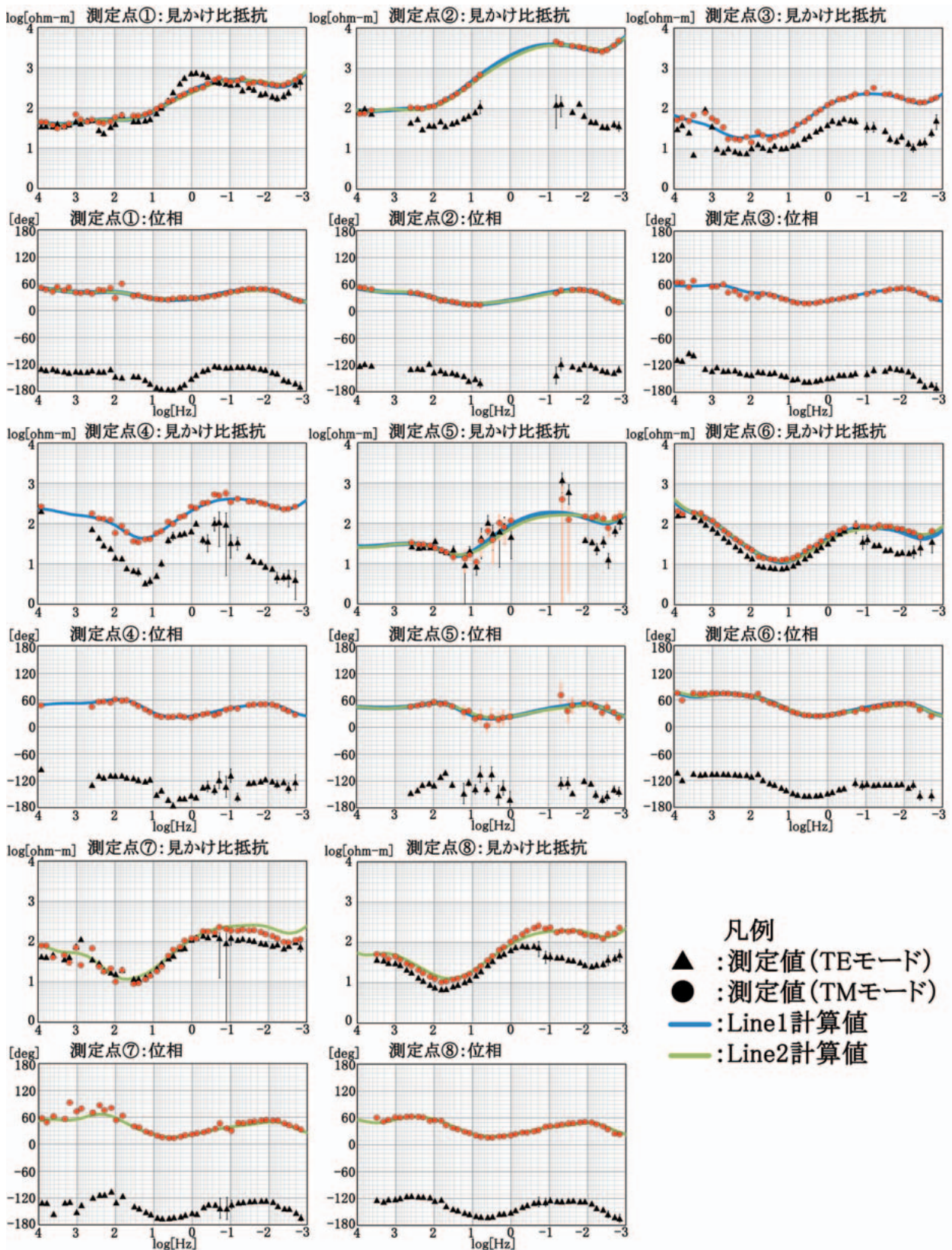
二次元比抵抗構造解析にあたって、解析に最適な走向を推定するため、前項で算出された MT 応答関数に対し GB 分解法 (Groom and Bailey, 1989, コードとしては Chave and Smith, 1994 にもとづく) を用いた計算 (Toh and Uyeshima, 1997) を行い、推定された走向に対しての見かけ比抵抗と位相値を座標変換によって算出した。その結果、最適解として N11.5° W (真北からの反時計回りに 11.5 度) の方向が得られた。地形、地質等の情報を踏まえ、N11.5° W を比抵抗構造の走向と仮定し、直交する N78.5° E に二次元比抵抗構造解析測線を設定し、座標回転計算による TE モード (解析測線に平行方向の電場と直交方向の磁場の応答関数)、TM モード (解析測線に平行方向の磁場と直交方向の電場の応答関数) での見かけ比抵抗、位相値を算出した。

第8図に各地点の TM モード (図中赤丸印)、TE モード (図中黒三角印) の見かけ比抵抗 (上段) と位相 (下段)

第3表 各探査地点の諸元一覧
Table 3 Various elements of survey sites.

探査地点	緯度			経度			標高 (m)	探査開始日	探査終了日 (注)	電場長さ(NS) (m)	電場長さ(EW) (m)
	度	分	秒	度	分	秒					
No.1 (①)	42	37	48.0	141	0	33.0	422	7月12日	7月19日	33.9	32.3
No.2 (②)	42	37	11.4	141	1	18.4	305	7月19日	7月26日	41.8	32.4
No.3 (③)	42	37	52.4	141	3	11.0	432	7月12日	7月19日	22.1	37.2
No.4 (④)	42	37	38.8	141	3	51.1	476	8月2日	8月9日	39.0	35.9
No.5 (⑤)	42	37	50.0	141	4	34.0	550	8月2日	8月9日	32.1	32.8
No.6 (⑥)	42	37	52.0	141	5	15.2	663	7月26日	8月2日	35.3	41.9
No.7 (⑦)	42	36	46.6	141	2	20.3	310	7月20日	7月26日	32.0	46.0
No.8 (⑧)	42	36	36.3	141	3	51.0	412	7月26日	8月2日	40.6	33.8

(注) 観測終了日は探査点移設、ないしバッテリー消費により機器の稼働が終了した日を示す。



第8図 第1図①~⑧地点の探査結果. それぞれ上段は見かけ比抵抗, 下段は位相を示す. また, 赤丸印はTMモード, 黒三角印はTEモードの測定値を, 青線はLine1, 緑線はLine2での二次元比抵抗構造解析における計算値をそれぞれ示す.

Fig. 8 Result of MT survey at ①~⑧ in Fig.1. Upper figures : Apparent resistivity, Lower figures : Phase, at each sites. Red circle and Black triangle indicate the TM and TE mode data, Blue line and Green line indicate the calculated value of 2-D resistivity inversion at Line1 and Line2, respectively.

の値を示す。各図の横軸は周波数(Hz)，上段縦軸は見かけ比抵抗値(Ωm)，下段縦軸は位相値($^{\circ}$)であり，おおよそ左側が浅部，右側が深部の構造を反映している。

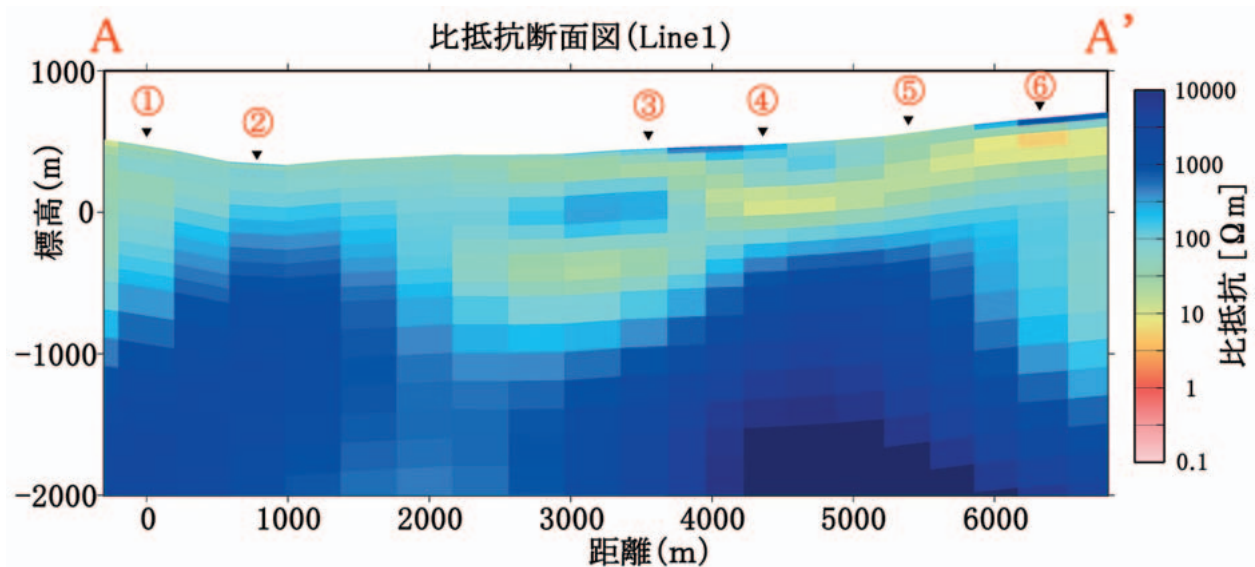
一般的にMT法探査において，ノイズの影響が少なく，良好な測定が行われた場合，得られた探査曲線は連続的で滑らかな線となり，また各周波数におけるプロット値の誤差が小さい。一方，1~0.1Hz付近はデッドバンドと呼ばれるシグナルの弱い周波数領域にあたり，良好な測定が行われた場合であっても誤差が大きくなる傾向がある。さらに商用電源50Hzおよびその高調周波数(50Hz および100Hz, 150Hz, 200Hz, 250

Hz~500Hz付近まで)に近い帯域においても人工ノイズの影響が出やすい。

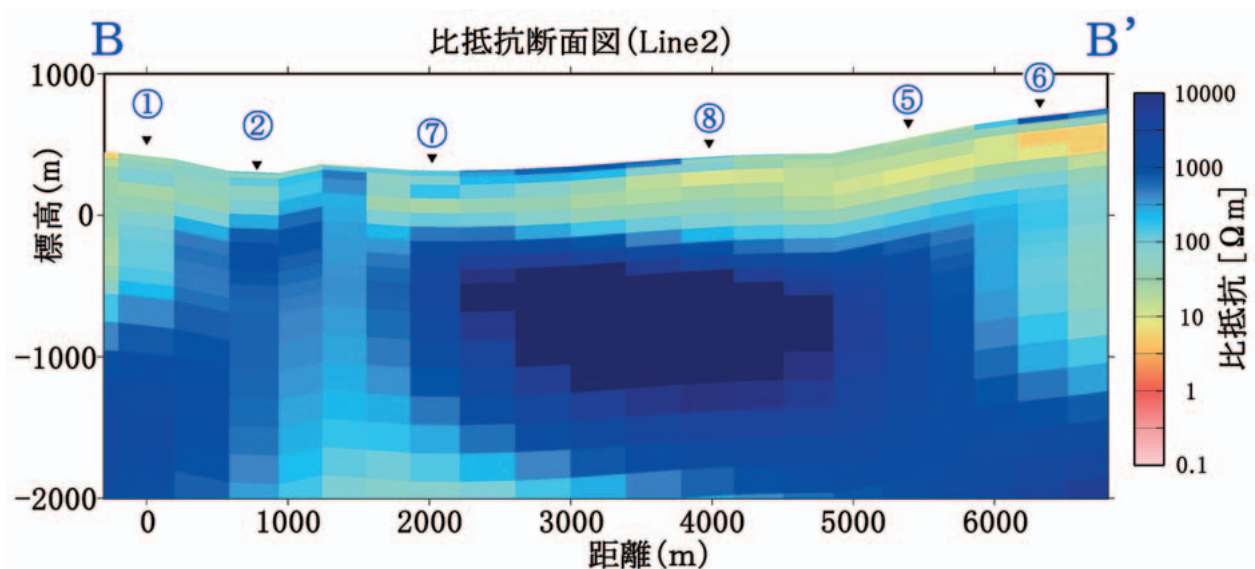
本探査では，⑥，⑧地点では良質なデータが得られたほか，①，③，⑦地点では若干プロット値のばらつきがあるものの，概ね良質なデータが得られた。一方，周辺に住居やホテルが多い②，④，⑤地点ではデッドバンドを中心に人工ノイズの影響を強く受けたデータがあるため，該当するデータを除外した。

V.4 二次元比抵抗構造解析

先に算出されたN78.5°Eに解析測線を2本(図7:Line 1およびLine2)設定し，二次元比抵抗構造解析を実施



第9図 Line1における二次元比抵抗構造解析結果
Fig. 9 Result of 2-D resistivity inversion at Line 1.



第10図 Line2における二次元比抵抗構造解析結果
Fig. 10 Result of 2-D resistivity inversion at Line 2.

した。なお、探査地点はこれらの解析測線に完全に一致しないため、各地点の探査結果を解析測線上に投影させる方法で解析を実施した。

解析は、三次元的な比抵抗異常の影響を比較的受けにくい(市原ほか, 2011など)TMモードの見かけ比抵抗および位相値のみを用い、Ogawa and Uchida(1996)のコードによるインバージョン演算を実施した。このコードでは、モデルパラメータとして、ABIC法に基づく平滑化制約や測定誤差による重み付けなどが用いられている。本研究では、初期データセットに対して50回の繰り返し演算を行い、各回におけるABIC値、および計算値(解析値)と測定値の誤差RMS(二乗平均平方根)を算出し、これらが最小ないし極小となった回数における結果を最適解とした。

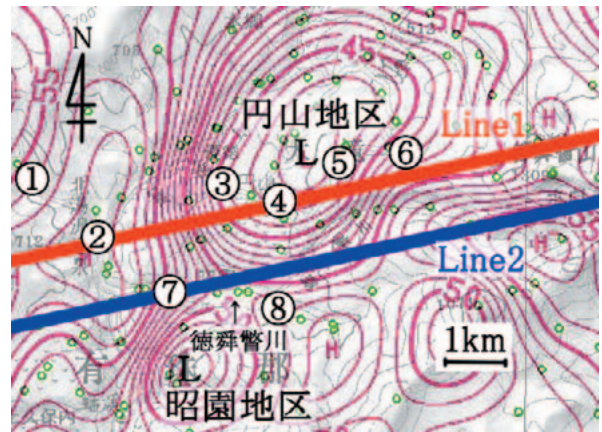
設定した二次元構造モデルにおいて、水平方向では、各解析線の両端の探査地点から約6km遠方まで400mの長さのメッシュを設定し、ここから徐々にメッシュサイズを大きくし、約300km遠方まで設定した。鉛直方向では、地表から深度100mまで10m, 30m, 60m, 深度100~1,000mまで各100m, 深度1,000~3,000mまで各200m, 深度3,000~5,000mまで各500mの厚さのメッシュを設定し、以降はメッシュサイズを徐々に大きくして、深度40kmからは無限遠を想定した400kmのメッシュを設定した。また、各メッシュの初期比抵抗値は $100\Omega\text{m}$ とした。

なお、解析にあたって、各探査地点でのスタティックシフトに対する補正、および標高補正を行っているが、標高補正は実標高ではなく、投影された解析測線上での標高値を地理院地図から読み取ったものを用いた。

Line1(第7図内赤線)における二次元比抵抗構造解析結果を第9図に示す。Line1は北湯沢温泉西方から北湯沢温泉、円山地区を通りホロホロ山麓にかけて西南西―東北東に伸びる解析測線である。第8図に示したように、各地点における測定値(赤丸印)と計算値(青線)の傾向は概ね整合している。

この結果から、地表~地表下1,500mの範囲に数 Ωm ~数十 Ωm の低~中比抵抗領域が確認された。さらに、低~中比抵抗領域の深部には数100 Ωm 以上の高比抵抗領域が確認された。低~中比抵抗領域と高比抵抗領域の境界深度は、測線中央部の③地点付近では地表下1,500m、②および⑤地点付近では地表下700mと異なっており、全体としては盆状の比抵抗構造が示唆される。

Line2(第7図内青線)における二次元比抵抗構造解析結果を第10図に示す。Line2は北湯沢温泉から徳舜警川沿いにかけての比抵抗構造を検討するため、Line1で用いた探査地点③および④を⑦および⑧に変更した解析測線である。Line1と同様に第8図に示した各地点における測定値(赤丸印)と計算値(緑線)の傾向は



第11図 産総研日本重力データベース(村田, 2013)による探査領域におけるブーゲー重力異常図(仮定密度: 2.67g/cm^3)。図中の丸数字は各探査地点、赤線および青線は設定した二次元比抵抗構造解析測線、L印は低重力異常域、H印は高重力異常域をそれぞれ示す。

Fig. 11 Map of Bouguer gravity anomalies (Assumed density: 2.67g/cm^3) from Gravity Database of Japan (Murata, 2013). Round numbers indicate each survey points, red and blue lines indicate 2-D resistivity analysis lines, "L" marks indicate low gravity anomaly area, "H" marks indicate high gravity anomaly area, respectively.

概ね整合している。

この結果から、地表~地表下700m付近の範囲に数 Ωm ~数十 Ωm の低~中比抵抗領域が確認された。また、低~中比抵抗領域の深部には数100 Ωm 以上の高比抵抗領域が確認された。低~中比抵抗領域と高比抵抗領域の境界深度は測線全体でほぼ同じであるため、盆状構造の存在は示唆されない。

Line1とLine2、および各探査地点を広域重力異常図(村田, 2013)にプロットした図面を第11図に示す。これによると、Line1が横断する円山地区は周囲と比較して低重力異常であり、盆状構造の存在を示唆する。一方、Line2が横断する徳舜警川流域は北側の円山地区および南側の昭園地区と比較して高重力異常であり、尾根状構造の存在を示唆する。Line1とLine2における比抵抗構造の違いはこれらの違いを反映したものと考えられる。

VI 北湯沢温泉の湧出機構

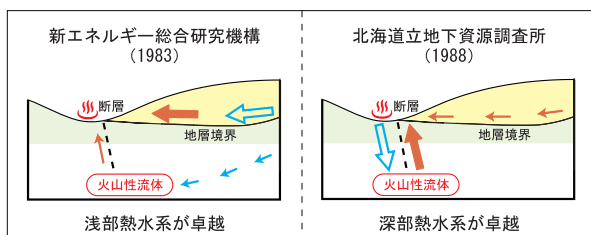
既往研究による北湯沢温泉の湧出機構については、坑井地質や物理検層データ、温泉水の化学組成などをもとに、新エネルギー総合開発機構(1983)や北海道立地下資源調査所(1988)によって考察されている。中新世の長流川上部層の有効間隙率は8~10%、鮮新世の北湯沢層は27~29%程度(新エネルギー総合開発機構、

1983)であることから、当該地域の熱水は間隙率の大きい北湯沢層に貯留していると考えられている。

しかし、温泉水の供給源についてはそれぞれで解釈が異なる。新エネルギー総合開発機構(1983)は徳舜瞥山およびホロホロ山麓から涵養した天水が北湯沢層に貯留し、西方に流動する過程で熱供給をうけた浅部熱水系が優勢としている。一方、地下資源調査所(1988)は天水が長流川とほぼ平行なNE-SW方向の断層によって長流川上部層に深く下降し、火山性流体との混合により熱供給を受け、再度上昇した深部熱水系が優勢としている。第12図に既往研究で推定された北湯沢温泉の供給源の対比した模式図を示す。

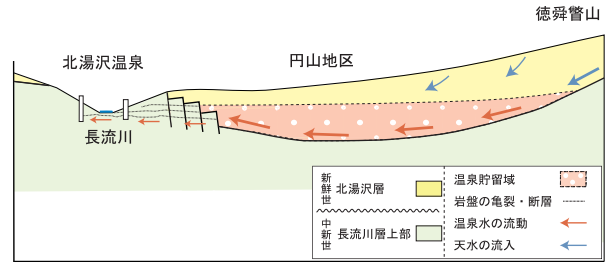
V.4で述べたように、北湯沢温泉の東部に位置する円山地区は低～中比抵抗領域の盆状構造が示唆されており、この盆状構造が間隙率の大きい北湯沢層に相当するならば、間隙中に温泉水が貯留していることが十分に考えられる。一方、地下深部には高比抵抗領域が広く分布しており、地下資源調査所(1988)が示す深部熱水系を示唆する構造は検出されなかった。加えて、水素・酸素安定同位体比の分析結果から、北湯沢温泉で湧出する温泉水に火山性流体の混合を示唆する結果は確認されていない。以上の結果から、北湯沢温泉の湧出機構は浅部熱水系が卓越すると考えられる。

第13図に北湯沢温泉の湧出機構の概念図を示す。天水は徳舜瞥山およびホロホロ山麓から涵養し、間隙率の大きい北湯沢層に流動し地下水となる。その後、地下水は間隙率の小さい長流川上部層との地層境界付近で西方に流動し、北湯沢層が盆状構造をなしている円山地区に貯留される。その過程で地下水は熱供給を受けて浅部熱水となる。その際の浅部熱水の地下水頭はⅢで示したように標高280m程度であると推定される。しかし、温泉水は北湯沢層の末端ではなく、長流川河床で露出する長流川層から湧出する。よって、温泉水は、長流川河床周辺の長流川層に発達した、ほぼ水平方向の亀裂網に沿って流動していると考えられる。また、温泉水の化学的特徴が掘削井と自然湧出泉で差がないことから、掘削井によって揚湯される温泉水も



第12図 既往研究による北湯沢温泉の供給源の比較。矢印は水の流れを示す。

Fig. 12 Comparison of previous studies about thermal water supply sources in Kitayuzawa-onsen area. Arrows indicate water flow.



第13図 北湯沢温泉の湧出機構概況図

Fig. 13 Image of thermal water flow system around Kitayuzawa-onsen area.

同経路の湧出機構をもつと考えられる。

一方、蟠溪温泉は、水素・酸素安定同位体比から北湯沢温泉と同じく火山性流体の影響は見られない。しかし、主要溶存イオン成分比や水素・酸素安定同位体比は北湯沢温泉と異なる値を示すこと、北湯沢温泉南部の徳舜瞥川周辺の二次元比抵抗断面には、温泉水の存在が示唆される低～中比抵抗領域の分布が浅部のみに限られる(第10図)こと、広域重力異常図において尾根状の重力異常がみられる(第11図)ことから、温泉水の流動経路や貯留構造が異なると推定される。よって、蟠溪温泉と北湯沢温泉は天水を起源とし、類似の湧出機構であるものの、流動経路や貯留構造が異なるため、温泉水の性質も異なると考えられる。

Ⅶ まとめ

本報告では、北湯沢温泉の温泉資源に関し、水質分析・安定同位体比分析結果および電磁探査に基づく二次元比抵抗構造を示し、併せて北湯沢温泉の温泉湧出機構について考察した。以下にその概要を示す。

- ① 北湯沢温泉および蟠溪温泉の温泉水は天水を起源とするものの、主要溶存イオン成分比、水素・酸素安定同位体比から区分することができる。そのため、両者の温泉水は流動経路や貯留構造が異なることが推定できる。
- ② 電磁探査に基づく二次元比抵抗構造では、北湯沢温泉から円山地区の地下には盆状の構造を呈した低～中比抵抗領域が確認され、その深部には高比抵抗領域が確認された。一方、北湯沢温泉南方から徳舜瞥川沿いでも低～中比抵抗領域や高比抵抗領域が確認されたが、境界深度は測線全体でほぼ同じであるため、盆状構造の存在はみられなかった。広域重力異常図では、円山地区は盆状の負の重力異常を示すとともに、徳舜瞥川流域は盆状構造を胴切りする尾根状の構造の存在するため、比抵抗構造の違いはこれらの違いを反映したものと考えられる。
- ③ 以上の結果から、北湯沢温泉は、徳舜瞥山およ

びホロホロ山山から涵養した天水が、間隙率の大きい北湯沢層に浸透した後、地層境界付近で西方に流動し、北湯沢層が盆状構造をなしている円山地区に貯留される。その過程で熱供給を受け、北湯沢温泉周辺で長流川層に発達した、ほぼ水平方向の亀裂網に沿って流動していると考えられる。

謝 辞

伊達市役所大滝総合支所の職員の方々には、電磁探査の地点選定や用地交渉、市が所有する源泉の現地調査の際にご協力いただきました。また、北湯沢温泉の宿泊施設の関係者の方々には、モニタリング機器の設置等、現地調査の際にご協力いただきました。ここに記して心よりお礼申し上げます。

なお、本報告の図の一部の作成には GMT (Generic Mapping Tools) ソフトウェア (Wessel and Smith, 1995) により作成しました。

引用文献

- 物理探査学会 (2000) : 物理探査ハンドブック. 1408pp.
- Caldwell, T.G., H.M.Bibby, and C.Brown (2004) The magnetotelluric phase tensor. *Geophys.J.Int.*, 158 : 457-469.
- Chave A.D. and J.T.Smith (1994) On electric and magnetic galvanic distortion tensor decompositions. *J.Geophys. Res.*, 99, 4669-4682.
- Chave A.D. and Thomson D.J. (2004) Bounded influence magnetotelluric response function estimation. *Geophys J.Int.*, 157(3), 988-1006.
- Gamble T.D., W.M.Goubau and J.Clarke (1979) Magnetotellurics with a remote magnetic reference, *Geophysics*, 44, 53-68
- Groom, R.W. and R.C.Bailey (1989) Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local 3-Dimensional galvanic distortion. *J.Geophys.Res.*, 94, 1913-1925
- 北海道立地下資源調査所 (1974) : 北海道北湯沢地域の地熱調査 - 昭和43年度～昭和46年度地熱調査報告書 - . 64p
- 北海道立地下資源調査所 (1977) : 北海道の地熱・温泉 (B) 西南北海道北部. 198p.
- 北海道立地下資源調査所 (1985) : 北海道の地熱・温泉 - 1985年・I版 - (A) 西南北海道中南部 (1975～1983年) (B) 西南北海道北部 (1976～1983年). 98p.
- 北海道立地下資源調査所 (1988) : 西胆振地域の地質と地熱資源. 93p.
- 北海道立地下資源調査所 (1991) : 北海道地熱・温泉ボーリング井データ集 (~1990). 205p.
- 北海道立地下資源調査所 (1991) : 北海道地熱・温泉ボーリング井索引図 (~1990). 144p.
- 北海道立地下資源調査所 (1995) : 北海道地熱・温泉ボーリング井データ集 (1991～1995). 82p.
- 北海道立地下資源調査所 (1995) : 北海道地熱・温泉ボーリング井索引図 (1991～1995). 118p.
- 北海道立地質研究所 (2001) : 北海道地熱・温泉ボーリング井データ集 (1996～2000). 52p.
- 北海道立地質研究所 (2001) : 北海道地熱・温泉ボーリング井索引図 (1996～2000). 82p.
- 北海道立地質研究所 (2008a) : 北海道地熱・温泉ボーリング井データ集および索引図 (統合版). CD-ROM 版.
- 北海道立地質研究所 (2008b) : 温泉資源の多目的利活用に向けた複合解析研究. CD-ROM 版.
- 市原 寛・市来 雅啓 (2011) 地殻・上部マントルの電気比抵抗構造: 観測の原理・精度と物性データの現状, 岩石鉱物化学, 40, 73-90.
- 川原谷浩・安孫子勤・松葉谷治 (2016) : 北海道, 登別の降水の水素・酸素同位体比, 秋田大学大学院理工学研究科研究報告, 37, 31-36
- 松葉谷 治 (1981) : 水素および酸素同位体比からみた温泉水の起源, 温泉科学, 31, 47-56
- 村田泰章 (2013) 日本重力図マップデータ, 日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- Ogawa Y. and T.Uchida (1996) A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift. *Geophys. J.Int.*, 157, 2303-2322.
- 大森一人・鈴木隆広・田村慎 (2017) : 北湯沢温泉の温泉水と河川水の化学組成および水素・酸素安定同位体比の季節変動, 北海道地質研究所報告, 89, 59-62
- 新エネルギー総合開発機構 (1983) : 地熱開発促進調査報告書 No.4 胆振地域, 476-498
- 地質調査所 (1997) 渡島地域重力図. 1 : 200,000 重力図, 8
- Toh, H. and Uyeshima, M. (1997) One-dimensional model study of the PNG dataset using site-independent Groom-Bailey decomposition. *J. Geomag. Geoelectr.*, 49, 843-856.
- Parkinson W.D. (1962) The influence of continents and oceans on geomagnetic variations. *Geophys. J.Roy. Astr. Soc.*, 6, 441-449.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith (1995) : New version of the generic mapping tools released. *EOS, Trans. Am.Geophys. Un.*, 76, 329.