

焼岳火山の湧出温熱水と熱構造解析の基礎研究

入山 淳*, 青木 宏明*, 小林 泰隆**,

奥田 宏明***, 近藤 久雄***, 尾関 正典***

Hot Waters and Geothermal Structure of the Yakedake Volcano,
Gifu-Nagano, Japan.

Jun IRIYAMA*, Hiroaki AOKI*, Yasuoka KOBAYASHI**,
Hiroaki OKUDA***, Hisao KONDO*** and Masanori OZEKI***

(Received May 31, 1993)

Several samples of self-flowing and pumping hot spring waters from the Gamada and the Takahara River geothermal zones of the Yakedake volcano, Gifu-Nagano, Japan were measured for temperature, pH, anion amount and electrical conductivity. Heat flow values in these geothermal zones are also obtained and are discussed in the present paper. From the results of these empirical studies of the heat flows and hot springs, the geothermal structure of the Yakedake volcano is analyzed.

1. はじめに

湧出温熱水と地下熱構造の研究調査地域としては、筆者の一人、入山が研究を進めてきている焼岳火山とその山麓の地熱地帯を選び、採取した温熱水の室内実験、ボーリング井や自然湧出泉の野外観測、ヒート・フローの算定および自然放射能を考慮した地下温度場の計算を行った。研究地域の地形図はFig. 1に図示してある。

研究地域は北アルプス山中の起伏の険しい所である。焼岳の南側には白谷山や乗鞍岳が、北側には割谷山などの年代の古い火山が直線状に連なっている。焼岳の山頂に立つと、この方向に地殻の弱線があり、噴気孔が開口し、活発に噴煙をなびかせているのがよく分かる。焼岳山頂ドームは第四紀の多孔質の含黒雲母角閃石安山岩の溶岩から成り、寄生火山の硫黄岳山頂ドームは第四紀の多孔質の角閃石安山岩の溶岩から成っている(入山ほか, 1981)。

焼岳の最近の噴火は、1915, 1935, 1962~63にあった

が、1964年以降は休止している。しかし、噴気活動は盛んである。焼岳の包蔵地熱エネルギー量の評価、地熱活動、熱構造、熱過程については、入山がIriyama(1980, 81, 90a&b, 91a&b, 92), 入山(1983, 89, 92)や入山ほか(1981, 89)などですでに報告している。今回は、主として、蒲田川と高原川の地熱地帯での地熱活動の調査と地下の温度場の情報を地表に持ってくるヒート・フローの解析・算定や湧出温熱水の物理化学分析、すなわちpH, 電気伝導度、温度やイオン成分の濃度などの測定を実行したので、以下に報告する。

2. 湧出温熱水

焼岳山麓の地熱地帯は溪谷に沿って分布しているので川の名をとって、入山(1983)は分類した。本報告ではその中の蒲田川と高原川地熱地帯から湧出している温熱水の物理化学特性の測定結果について考察する。蒲田川地熱地帯の地形図と観測地点はFig. 2に図示してある。

(1) 蒲田川地熱地帯

本地帯から採水したものは1)右俣谷と左俣谷の合流点の北方約300mの中崎地区にあるH.ニュー・穂高井の温

*自然第2系列 (Department of Natural Sciences)

**機械工学科 (Department of Mechanical Engineering)

***中部電力㈱・電力技術研究所・土木建築グループ

(Chubu Electric Power Co. Inc., Research Institute for Electric Power)

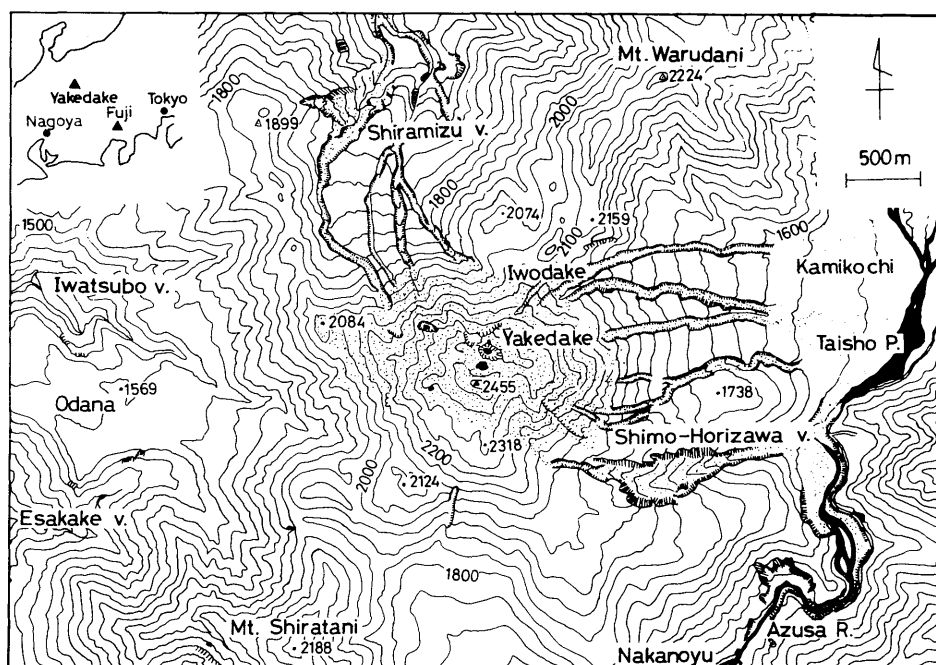


Fig. 1 研究地域の焼岳火山とその周辺の地形図。数字は標高(m)を示す。

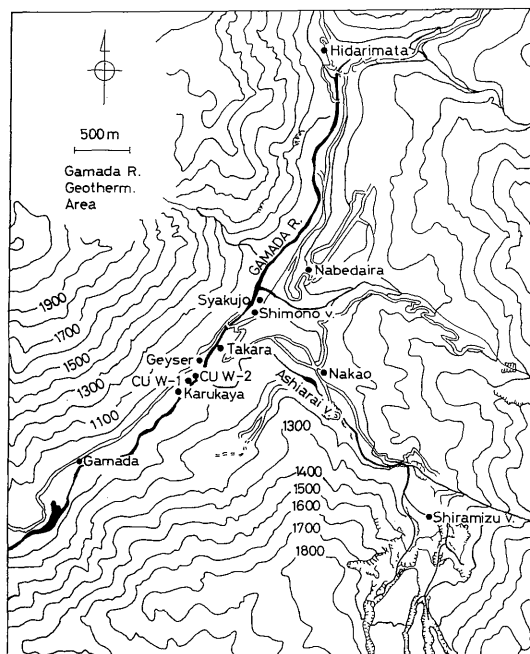


Fig. 2 蒲田川地熱地帯の地形図と観測地点(・)。

水(以下、HTKと略記する)、2)神坂地域のH錫杖井の温水(SYJと略記)、3)カルカヤ地域にある中部大学の

CU-1号井の温水の試料である。

イオンクロマトグラフによる上記三試料中の陰イオン濃度(mg/l)の分析結果は次のようであった。1)HTKの温水中では $\text{Cl}^- = 117.0$, $\text{SO}_4^{2-} = 6.94$, $\text{F}^- = 5.30$ mg/lであった。2)SYJの温水中のイオン濃度は、 $\text{Cl}^- = 132.6$, $\text{SO}_4^{2-} = 11.8$, $\text{F}^- = 5.53$ mg/lであった。3)CU-1号井の温水中では、 $\text{Cl}^- = 71.0$, $\text{SO}_4^{2-} = 26.4$, $\text{F}^- = 4.61$ mg/lであった。これらの陰イオン濃度の測定結果はTable 1にまとめている。測定にはTOA(株)のICA-5000を使用した。上述の分析値から見ると、本地帯からの湧出温熱水の特徴は Cl^- の濃度が高いことであろう。これは入山(1983)、入山ほか(1989)、Iriyama(1991

Table 1 蒲田川と高原川地熱地帯の温泉水の陰イオン濃度

地 域	温泉井番号	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	F ⁻ (mg/l)	
蒲田川	中崎	HTK	117.0	6.94	5.30
	神坂	SYJ	132.6	11.83	5.53
	カルカヤ	CU-1	71.04	26.39	4.61
高原川	平湯	HBT	123.6	146.6	
	平湯	TKR	78.36	135.4	

測定：1992年11月

a&b)が蒸発残留物をX線回折法で調べ、主要化学成分がNaClであるとしたことと一致するものである。

(2)高原川地熱地帯

高原川地熱地帯の地形図と観測地点は、Fig. 3に図示してある。本地域からは、1)平湯バスターミナルの温泉井(以下、HBTと略記)、2)HBTの南方約300mのKRKのたから荘(TKRと略記)、3)湯の平井(YNHと略記)、4)長瀬1号井(NGS-1と略記)、5)山伏の湯(YMBと略記)、6)白谷井(STNと略記)、7)わなだの湯(WNDと略記)の温水を採取した。これらの水の水温、pHと電気伝導度の測定値はTable 2にまとめてある。山伏の湯の水がpHは最も低く6.10、湯の平のものが最も高く7.27であった。電気伝導度は、山伏の湯の水がpH値と同様に最も低く0.973、平湯バスターミナルの水が最も高く1.671mS/cmであった。自然湧出している山伏の湯の水は他の平湯温泉の水とは異なり、地下深所での化学反応を受けていないことを示唆している。高原川地熱地帯から湧出する温熱水の電気伝導度の値も一般に蒲田川のものより小さいと言えよう。

イオンクロマトグラフによる陰イオン濃度の分析結果は、1)HBTの温水中では $\text{Cl}^- = 123.6$ 、 $\text{SO}_4^{2-} = 146.6$ mg/lであった。2)TKRの温水中では $\text{Cl}^- = 78.4$ 、 $\text{SO}_4^{2-} = 135.4$ mg/lであった。 Cl^- の多いのは蒲田川地

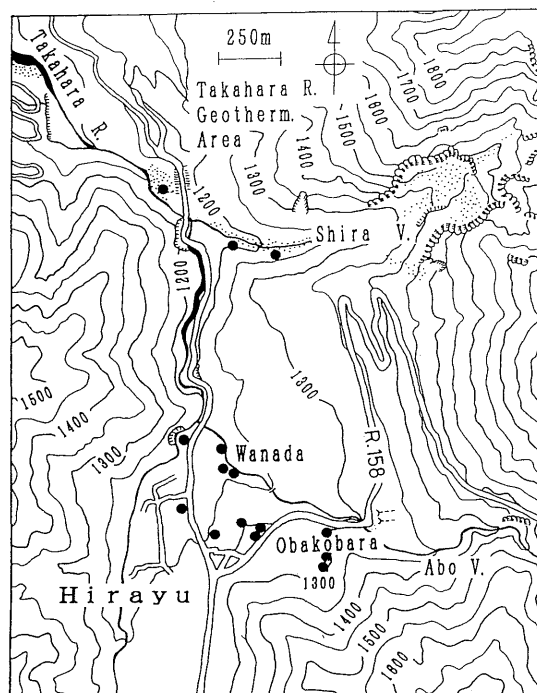


Fig. 3 高原川地熱地帯の平湯温泉とその周辺の地形図と観測地点(・)。

Table 2 高原川地熱地帯の温泉水のpH, 電気伝導度と水温

温泉井	番号	pH	電導度(mS/cm)	水温(°C)
平湯バスターミナル	HBT*	6.40	1.671	52.0
湯の平の湯	YNH#	7.27	1.617	
長瀬1号	NGS-1#	6.67	1.305	48.0
山伏の湯	YMB*	6.10	0.973	42.3
白谷	STN*	6.42	1.070	42.4
わなだの湯	WND*	6.23	1.143	56.5

測定：*1990年7月, #1992年11月

熱地帯と同じであるが、 SO_4^{2-} の量が蒲田川のものより1桁大きいことと SO_4^{2-} の量が Cl^- の量より大きいことは注目される。

3. ヒート・フロー

地下の温度場(T)を地表から知る最も適切な物理量はヒート・フロー(地表熱流量)であろう。地下Z方向からのヒート・フロー(H.F.)は、その地点での地温勾配($\delta T / \delta Z$)とその構成岩石の熱伝導度(K)との積；

$$\text{H.F.} = (\delta T / \delta Z) \cdot K \quad (1)$$

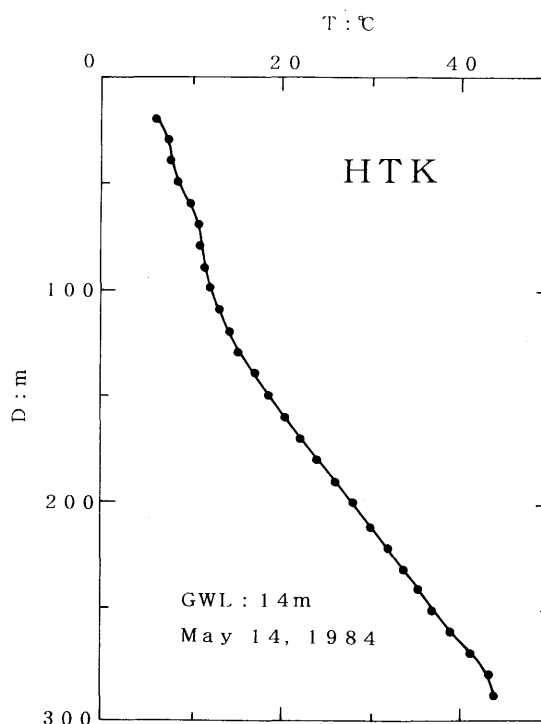


Fig. 4 新穂高温泉(蒲田川地熱地帯)の中崎地域のHTK井内の垂直地温分布図。

で表わせる。式(1)に基づき、各温泉地のボーリング井内部の地温測定から、そこでのヒート・フローを計算する。熱伝導度の測定には迅速熱伝導率測定装置(昭和電工製)を使用した。蒲田川地熱地帯では、その北端の右保谷と左保谷の合流点の近傍にあるH.ニュー穂高のヒート・フローを考察する。HTK井の垂直温度分布はFig. 4に図示してある(この温度測定は地熱地帯によって行なわれた)。同図から明らかなように、深度20~280mの温度差が37.3degであるから、地温勾配は0.143°C/mとなる。コア試料がないので、上記の深度間の地下の岩盤はカルカヤ温泉のCU-1号井の掘削の際に得られた流紋岩質凝灰岩からなるとして計算する。CU-1号井からの流紋岩質凝灰岩のコア試料の熱伝導度は、3.21W/m°Cであった(入山, 1992)。したがって、HTK井のヒート・フローは0.459W/m²と算定できる。HTK井は蒲田川地熱地帯の北限に位置するので、ヒート・フローの値はCU-1号井の1.65W/m²の約30%になっている。

次に、高原川地熱地帯の一宝水温泉の南東約800mの標高1,112mの山地内にある餌掛谷のS1孔のヒート・フローを計算する。孔内の垂直地温分布は、Fig. 5に図示してまとめてある。本孔周辺の地層は、主として安山岩、粘板岩から成っている。本孔掘削時に得られたコア試料の熱伝導度は幾世橋ほか(1983)が測定している。彼等の値から深度50~180mの平均熱伝導度を求めると1.16W/m°Cとなる。Fig. 5から明らかなように深度50~

180mの温度差は23.2degであるから、地温勾配は0.178°C/mとなる。したがって、S1孔のヒート・フローは0.206W/m²と算定できる。このヒート・フローはS1孔近傍のS2孔の値(入山, 1992)の約85%の値になっている。また、餌掛谷地域は高原川地熱地帯の東側の限界にあたるので、地熱地帯上にあるカルカヤのヒート・フローの約10%の値を示している。Fig. 5で、深度20~22m以浅の地温は空気温度に相当する。

謝 辞

関山繁信、柴本宏の両氏には1990年7月の平湯の調査と温泉水の物理化学分析に協力を頂いた。藤村義和教授には原稿を読んで頂いた。

以上、記して感謝します。

参 考 文 献

- Iriyama J.(1980) Mem. Chubu Inst. Tech., 16-A : 129-135.
- Iriyama J.(1981) J. Volcanol. Geotherm. Res., 10 : 299-308.
- 入山 淳(1983) I.F.Report, No10 : 196-202.
- 入山 淳(1989) I.F.Report, No16 : 482-507.
- Iriyama J.(1990a) Geotherm. Resources Council Trans., 14 : part II 1483-1488.
- Iriyama J.(1990b) Mem. Coll. Eng., Chubu Univ., 26 : 185-191.
- Iriyama J.(1991a) Geotherm. Resources Council Trans., 15 : 19-26.
- Iriyama J.(1991b) Mem. Coll. Eng., Chubu Univ., 27 : 115-125.
- Iriyama J.(1992) Geotherm. Resources Council Trans., 16 : 233-240.
- 入山 淳(1992) 中部大学工学部紀要, 28 : 87-91.
- 入山 淳・鈴木和博・山田 保・小林泰隆・斎藤輝夫(1981) 日本地熱学会・1981年度大会・講演予講集, 20.
- 入山 淳・山田 保・小林泰隆(1989) 中部大学工学部紀要, 25 : 93-98.
- 幾世橋広・京 宗輔・石浜 渉・田中正三(1983) 日本地熱学会誌, 5 : 305-320.

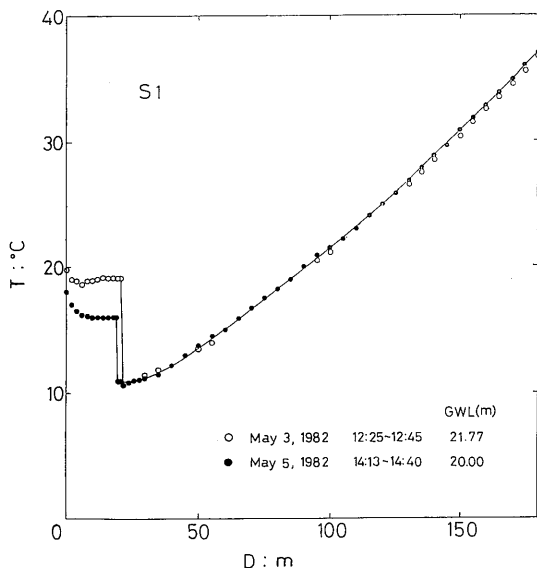


Fig. 5 一宝水温泉(高原川地熱地帯)の餌掛谷地域のS1ボーリング孔内の垂直地温分布図。