

噴気地における地表面温度と放熱率の経験的關係

—赤外カメラと氷箱熱流計測による同時観測実験—

内田 東*・佐藤孝久**・山下隆丞***・寺田暁彦****,*****

(2008年12月8日受付, 2009年9月1日受理)

An Empirical Relationship between Ground-surface Temperature and Heat-discharge Rate on Steaming Ground: Field Experiments Using IR Thermometer and Ice Box Calorimetry

Higashi UCHIDA*, Takahisa SATO**, Takatsugu YAMASHITA*** and Akihiko TERADA****,*****

The heat balance model can be used to readily calculate the total heat-discharge rate through steaming ground based on the distribution of surface temperature obtained by an infrared radiation (IR) thermometer. This method is convenient; however, the model involves some critical assumptions and large uncertainties. With the aim of developing a simple method for reliable measurements of the total heat-discharge rate, we carried out field experiments at the geothermal field of Yoshioka hot springs, Aso volcano, Japan. To directly measure the heat-discharge rate at each measurement site, we used Ice Box Calorimetry (IBC), which can be used to measure the combined conductive and convective heat-discharge rate, Q (W/m^2), from the ground surface, based on the time required to melt ice housed within an aluminum box placed on the ground. At the same time, we used an IR thermometer to measure the ground-surface temperature, T ($^{\circ}\text{C}$), at each site. Our observations revealed the relationship between the heat-discharge rate anomaly ΔQ ($=Q-Q_0$) and the temperature anomaly ΔT ($=T-\bar{T}_0$), where \bar{Q}_0 and \bar{T}_0 were the average ground-surface temperature and the average heat-discharge rate outside the geothermal area, respectively. Although the obtained data show a degree of scatter, the value of ΔQ increases almost linearly with ΔT , consistent with the heat balance model: $\Delta Q=C\Delta T$, where C is the proportional coefficient, which is estimated to be 51 ± 2 ($\text{W}/\text{m}^2/^{\circ}\text{C}$) from the least squares method. We consider that this empirical relationship is applicable in obtaining accurate estimates of the total heat-discharge rate from steaming ground. To assess the reliability of the linear relation and determine appropriate values of C , it would be necessary to conduct additional accurate, simultaneous observations of Q and T at sites on many different volcanoes and under various meteorological conditions. Furthermore, we carried out measurements when the ground surface was wet due to rainfall. As a result, we obtained Q_0 of $220\text{ W}/\text{m}^2$, larger than the value obtained with a dry ground surface. This experiment suggests that the presence of rainwater enhances heat convection, including latent heat, near the ground surface.

Key words: steaming ground, Ice Box Calorimetry, IR thermometer, heat-discharge rate, ground surface temperature

* 〒983-0842 仙台市宮城野区五輪 1-3-15

気象庁仙台管区气象台

Sendai District Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency (JMA), 1-3-15 Gorin, Miyaginoku, Sendai 983-0842, Japan.

** 〒810-0052 福岡市中央区大濠 1-2-36

気象庁福岡管区气象台

Fukuoka District Meteorological Observatory, JMA, 1-2-36 Oohori, Chuo-ku, Fukuoka 810-0052, Japan.

*** 〒869-2695 熊本県阿蘇市一の宮町宮地 504-1

気象庁阿蘇山火山防災連絡事務所

Aso Local Cooperative Office for Volcanic Disaster Mitigation, JMA, 504-1 Miyaji, Ichinomiyai, Aso, Kumamoto 869-2695, Japan.

**** 〒869-1404 熊本県阿蘇郡南阿蘇村河陽 5280

京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設火山研究センター

Aso Volcanological Laboratory, Kyoto University, 5280 Kawayo, Minami-Aso, Kumamoto 869-1404, Japan.

***** 現在: 〒377-1711 群馬県吾妻郡草津町草津 641-36

東京工業大学火山流体研究センター

Present address. Volcanic Fluid Research Center, Tokyo Institute of Technology, 641-36 Kusatsu, Gunma 377-1711, Japan.

Corresponding author: Higashi Uchida

e-mail: h-uchida@met.kishou.go.jp

1. はじめに

活動的火山に存在する噴気地は、火山の地下浅部活動に対応するように変化することがある。例えば口永良部島火山では、地震活動の活発化とともに地表面温度の上昇、噴気地領域の拡大が認められている(例えば、井口・他, 2007)。また、噴火終息後においても、噴気地の領域の拡大が見られることがあり、これらは地下浅部熱水系の発達を反映したものと理解されている(Matsushima, 2003)。このように噴気地は、地下浅部での熱水の広がりや温度、圧力条件に対応して変動すると考えられ、その時間変化を定量的に測定することは、地下浅部の熱的狀態を把握するために重要である(Harris and Maciejewski, 2000; Italiano and Nuccio, 1992)。

噴気地の状態を定量化するために、気象庁では全国の主要な活火山を対象として、赤外カメラを用いた地表面温度分布の繰り返し観測を、年1回から2回程度実施している。しかし、地表面の温度は気温や風などの気象的要因の影響を受けやすい。そのため、観測された温度変化が、火山活動を反映したものか否かを判断することがしばしば困難であり、定量的な火山活動度評価の妨げとなっていた。

一方、噴気地を定量化するもうひとつの指標として放熱率が挙げられる。従来の研究では、放熱率は赤外カメラで得られた温度分布を用いて算出されてきた(例えば、江原・岡本, 1980; Sekioka and Yuhara, 1974)。しかし、これらモデルを用いた間接的な推定方法は、実測による検証が十分でないこと、計算に必要なパラメータの不確定性が大きいこと(林・他, 2003; Sekioka, 1983)、その比例係数を得るために必要な気象観測(藤光・他, 2004)に多くの手間を要することから、実際の放熱率が正しく算出されているか否かを検証することが難しかった。

最近、噴気地における放熱活動を精度よく、直接的に定量化することを目的として、氷を用いた熱流測定方法(Ice Box Calorimetry; 以下 IBC と呼ぶ)を用いた噴気地観測が、有珠火山で行なわれている(Terada *et al.*, 2008)。この手法は、従来の直接的な測定方法に比較して、特別な装置(例えば Benseman, 1959; Hochstein and Bromley, 2005)を必要とせず、短時間で簡単に測定ができるほか、室内実験によりその測定結果の妥当性が検証されている。

一方、IBC で噴気地全体からの総放熱率を求めるためには、多点観測が必要である。日常業務として総放熱率を計測するためには、より簡便な測定手法を確立することが課題である。そこで本研究では、地熱地域と非地熱地域の両方において、IBC による放熱率 Q の測定と、赤外カメラによる地表面温度 T の測定を同時に行った。そして、両者の関係を経験的に得ることで、赤外カメラを

用いた簡単かつ信頼性の高い放熱率測定の可能性を議論し、併せて誤差要因を検討した。

2. IBC による放熱率測定方法

本章では、IBC による放熱率の計測方法について具体的に述べ、次に、IBC によって計測される放熱率の妥当性について述べる。

まず、地表面に密着させた底面積 S 、温度 0°C の氷を考える。ある時間 t 経過後に融解した氷の質量 m を計測すれば、氷の融解熱は既知だから、氷が周囲から受け取る熱流量 Q' を計算できる。

$$Q' = \frac{mL}{tS} \quad (1)$$

ここで、 L は氷の融解熱 $3.34 \times 10^5 \text{ J/kg}$ である。このように得られた Q' には、日射や大気などに由来する、地中から地表へ向かう熱とは無関係な熱流量 Q_c が含まれる。そこで、 Q' の測定と同時に、その近傍で断熱材を氷と地表面の間に挟み、同様の手順に基づいて時間 t_c が経過した後の氷の融解量 m_c を測定し、(1)式と同様に Q_c を見積もる。

$$Q_c = \frac{m_c L}{t_c S} \quad (2)$$

地中から地表へと向かう放熱率 Q は、(1)から(2)を差し引くことで得られる。

$$Q = Q' - Q_c \quad (3)$$

なお、詳細な観測原理については Terada *et al.* (2008) を参照されたい。

効率よく観測するために、実際の観測では熱容量が十分に小さい直方体型の容器に定量した水を入れ、冷凍することで氷とした。使用した容器はアカオアルミ社製のアルミニウム容器で、容器上面にはポリエチレン製の蓋がついている。これは食品保存用として市販されているものである。容器の板厚は 0.8 mm 、底面は $0.12 \text{ m} \times 0.09 \text{ m}$ 、底面積は $1.08 \times 10^{-2} \text{ m}^2$ 、容器の深さは約 0.04 m 、蓋を含めた重さは 65 g である。本観測では、容器に水 100 g を注ぎ、家庭用冷蔵庫で冷凍することで氷とした。以下、この水の入ったアルミニウム製容器を氷箱と呼ぶ。測定の際には、この氷箱を保冷材とともに市販の発泡スチロール・ボックスに入れて現地まで輸送した。また、断熱材は、 $0.20 \text{ m} \times 0.30 \text{ m}$ 、厚さ 0.03 m の白色の発泡スチロールを一枚の透明ビニール袋で包んだものを使用した。

なお Terada *et al.* (2008) で述べられているように、IBC によって計測される放熱率 Q は、厳密には地中から

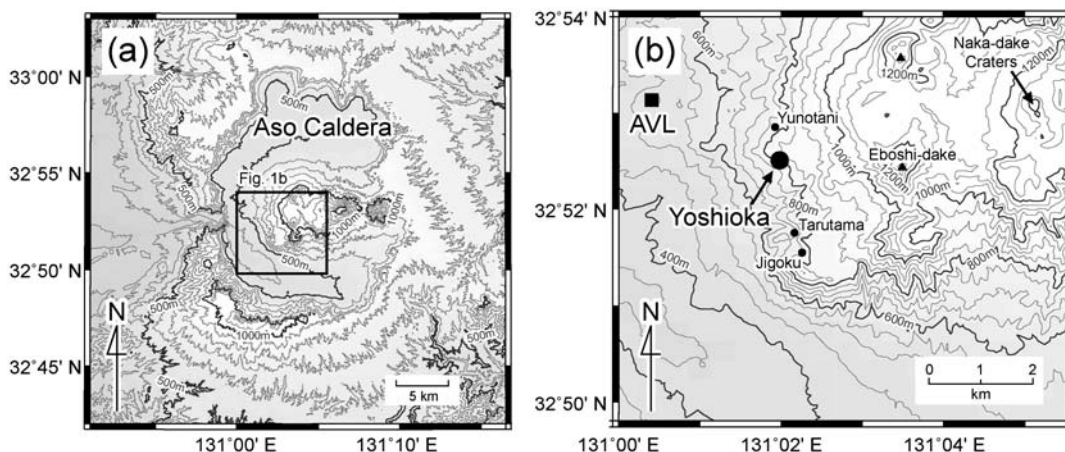


Fig. 1. (a) Locality and topography of Aso volcano in central Kyushu, Japan. (b) Location of the Yoshioka hot springs and neighboring geothermal areas of Yunotani, Jigoku and Tarutama. The solid square indicates the Aso Volcanological Laboratory (AVL), Kyoto University.

水箱へ向かう放熱率であり、地中から大気へと向かう放熱率 Q_G とは異なる。例えば、水箱を地表面に置くことにより、水箱近傍の地中の温度勾配が変化し、伝導的熱輸送量が変化することが予想される。あるいは、水箱を置くことで、地中から噴出した水蒸気が箱を迂回し、放熱率を正しく測定できない可能性も考えられる。

本論文では、以下の理由に基づき、 Q と Q_G の差は十分に小さいとみなして議論を進める。IBC 法による Q の測定精度を室内実験に基づいて検証した結果によれば、 Q_G が 8 kW/m^2 以下のとき、IBC 法により計測される Q は、 Q_G と極めて良い相関を示し、その絶対値に大きな差異は認められない(寺田・他, 2008)。この理由は、次のように考えられる。噴気地では、水蒸気による対流的熱輸送が多くを占めることが指摘されており(Hochstein and Bromley, 2005)、伝導的熱輸送量が変化したとしても、その影響は少ないと考えられる。また、センサーである水箱の温度が 0°C 付近に常に固定されていることも重要である。地中から噴出した水蒸気は水箱底面で直ちに凝結するため、箱を迂回する水蒸気量は少ないであろう。

3. 観測の概要

本研究では阿蘇火山中央火口丘群の西側斜面に位置する吉岡温泉 (Fig. 1) の新噴気地 C (Fig. 2) を観測対象とした。新噴気地 C は、新噴気地 A, B および新噴気 b2 とともに 2006 年に形成された新しい噴気地である (Terada and Sudo, submitted)。今回はこの新噴気地 C を対象として、IBC による放熱率 Q 、赤外カメラによる地表面温度 T 、およびサーミスタ温度計による 10 cm 深地温 T_{10}

の測定を行った。測定は 2008 年 9 月 25 日午前 9 時 30 分から同日 13 時にかけて、新噴気地 C を横断するように設定した二つの測線 Y と X に沿っての測定点 (Fig. 2) と、新噴気地 C に近い、林道上の非地熱地域で行った。本章では、まず測線 X および Y での IBC 観測と赤外カメラ観測の概要を示し、次に非地熱地域における観測に関して述べる。

3-1 IBC 観測の概要

はじめに IBC による放熱率の測定を、斜面の勾配に沿った方向の主測線 Y と、それにほぼ直交する副測線 X の二つの測線に沿って行った (Figs. 2, 3)。主測線 Y の長さは 24 m 、副測線 X の長さは 10 m である。主測線 Y には約 5 m 間隔で 6 つの測定点を、副測線には約 2 m 間隔で 5 つの測定点を設け、以下では、それぞれ Y1 から Y6、X1 から X5 と呼ぶ。水が周囲から受け取る熱流量 Q' の測定は、これら 11 の測定点で行ない、同時にすべての測定点で Q_c の測定も行なった。 Q_c の測定は、1 測定点につき 1 点ずつの計 11 点で行った。 Q' の測定は、各測線の両端の測定点を除いて、1 測定点につき 1 点ずつ行なった。各測線の両端の測定点では Q' の測定を、約 1 m の範囲内でやや位置をずらし、それぞれ計 3 点 (測定点 X5 では計 2 点) で同時に測定を行った。これは位置の僅かな違いが測定値の再現性へ与える影響を検討するためである。その結果、地中から地表へ向かう放熱率 Q は測線 X および Y に沿って合計 18 点で得られた。これらの作業は、4 名が分担して 3 時間程度で終了した。なお、各測線の両端には目印としてそれぞれ赤く着色した木杭を埋設し、あわせて GARMIN 社のポータブル GPS で位置



Fig. 2. Aerial photograph of the Yoshioka hot springs at Aso volcano, Japan, taken on 8 October 2008. The lines X and Y drawn across the steaming ground C correspond to lines X and Y in Fig. 3.

の計測を行っている (Fig. 3).

熱流量 Q' の測定は、水箱を地表面に置き、ストップウォッチで計時しながら数分放置することで行なった。例として、Fig. 4a に測定点 X4 における Q' の測定時の写真を示す。ここで、設置前に氷が融解していないことを目視で確認した。また、水箱を設置する際には、水箱の底面が地表面に密着するよう注意した。さらに、測定中はプラスチック製の水箱のふたを閉じて密封し、外から水箱の中へ異物が入ったり、水箱内部から融解した水分が蒸発したりしないようにした。設置から適当な時間 t が経過した後、水箱を回収し、溶け出した水をすばやくメスシリンダに移して、その水の体積を 1cc の精度で計測した。そしてこの水の体積に水の比重 1 g/cc を掛け、融解した氷の質量とした。ここで計測ごとに新たな水箱を使用した。 Q_c の測定は、各 Q' 測定点の近傍約 0.5 m の範囲で、 Q' の計測と同時に行った。

3-2 赤外カメラによる地表面温度測定

IBC で放熱率 Q を測定した各測定点で、同時に赤外カメラによる地表面温度 T の測定を行った。使用した赤外カメラは NEC 三栄 (現 NEC Avio 赤外線テクノロジー) 社製のサーモレーサ TH9100PMV である。測定波長は 8-14 μm で、放射率補正は行っていない。

地表面温度 T の具体的な測定手順は次のとおりである。まず、手持ちの赤外カメラで、地表面上約 1 m の高さから、 Q' を測定するために置いた水箱を中心とした約 1 m 四方の領域を撮影した。例として Fig. 4b に、測定点

X4 における水箱付近の赤外カメラ画像を示す。この赤外カメラ画像上で、水箱付近を囲むように線を配し、その線上の温度頻度分布を求めた。そして、地表面温度 T はこの頻度分布の平均値を、 T の読み取り誤差 σ_T は標準偏差を用いた。なお、この線は、地表面に散在する枯れ枝をできるだけ避けて設定した。

3-3 地表面温度異常と放熱率異常の定義

放熱率や地表面温度は、気象条件等に依存して変化する。従って、対象とする噴気地の近傍に位置する非地熱地域を基準にとると便利である。

本研究では、地熱地域における計測値と、非地熱地域での計測値との差を考える。すなわち、ある地熱地域における地表面温度異常 ΔT と放熱率異常 ΔQ を次のように定義する。

$$\Delta T = T - \bar{T}_0 \quad (4)$$

$$\Delta Q = Q - \bar{Q}_0 \quad (5)$$

ここで、 \bar{T}_0 は非地熱地域における地表面温度 T_0 の平均値であり、 \bar{Q}_0 は非地熱地域における放熱率 Q_0 の平均値である。このように定義した ΔT や ΔQ は、Sekioka and Yuhara (1974) が定義した地表面温度異常、および火山としての放熱率の定義に一致する。

非地熱地域における \bar{Q}_0 と \bar{T}_0 を知るために、測線 X および Y での測定終了後まもなく、新噴気地 C に近い、林道上の非地熱地域で測定を行った。放熱率 Q_0 は 2 章および 3-1 節に示した方法を用いた。ここでは、 Q_c の計測

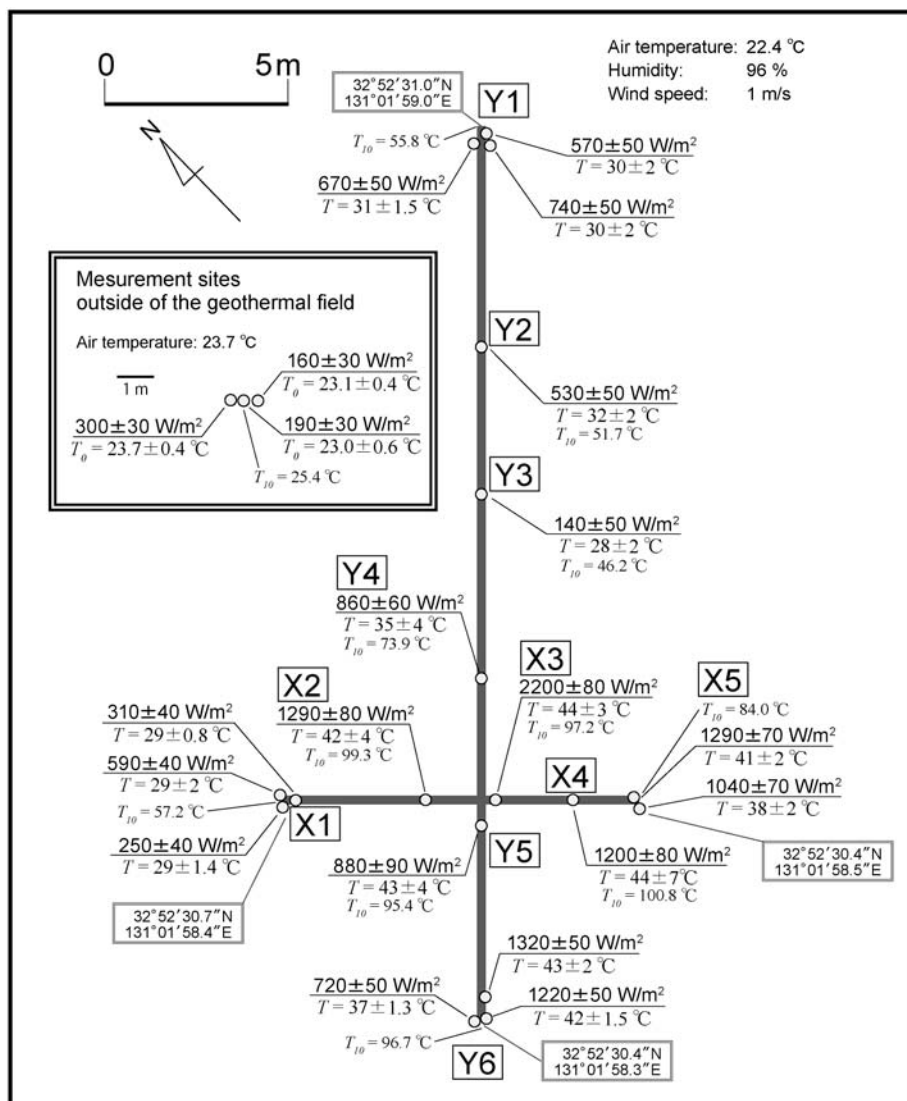


Fig. 3. Spatial distribution of IBC (Ice Box Calorimetry) measurement sites (see Fig. 2 for location) and obtained geothermal heat fluxes Q (W/m^2) and Q_0 (W/m^2). The ground-surface temperatures T ($^\circ\text{C}$) and T_0 ($^\circ\text{C}$) were measured using an IR thermometer. Q_0 and T_0 are the values observed outside of the geothermal field. T_{10} ($^\circ\text{C}$) represents the temperature at 10 cm depth, as obtained from a thermistor.

を1点行ない、その計測とほぼ同時に、 Q_c を計測するために置いた氷箱から約0.5m以内の近傍で Q' の計測を3点行なった。なお、地表面温度 T_0 の測定は3-2節に示した方法を用いた。

4. 観測結果

4-1 観測の経過

観測開始時の吉岡温泉の新噴気地Cにおける気温は22.4°C、湿度96%、観測中の風速は約1m/s、天候は曇り

で日射は無かった。地表面は観測開始前の降雨の影響で十分に湿っており、観測中にも断続的に弱い降雨があった。また、周辺から噴出した噴気が凝結して湯気となって、測定中の氷箱へかかることが多くあった。

新噴気地Cの測線XおよびYにおけるIBCの測定の詳細は次のとおりである。まず、 Q' を計測するために地表面に直に接して置いた氷箱では、融解時間 t は最短で390秒、最長で990秒、平均は662秒だった。また、氷の融解量 m は22gから54gで、平均は36gであった。一

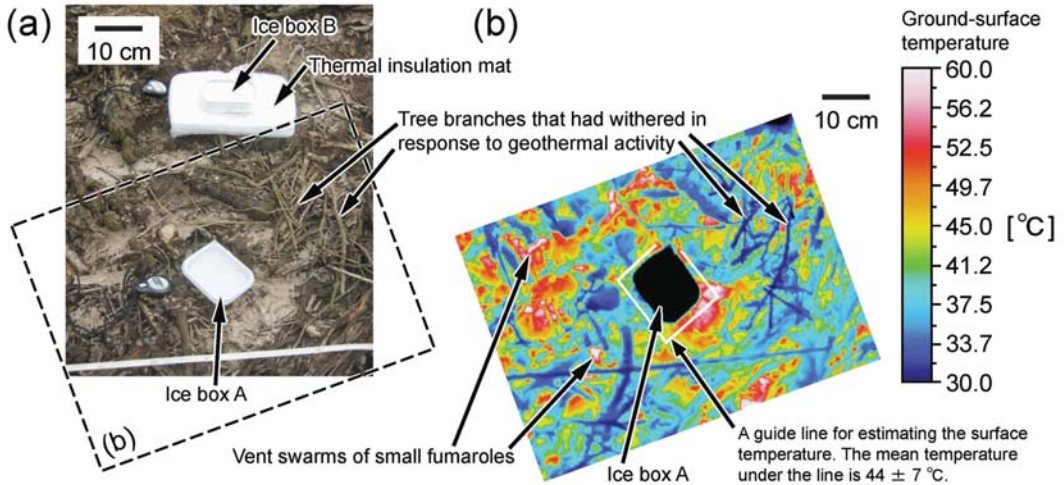


Fig. 4. (a) Example of the placement of ice boxes at the site X4. To measure Q' , Ice Box A was placed on the ground surface. To estimate Q_c , we placed Ice Box B on a thermal insulation mat close to the original measurement site (A). (b) Infrared image of the area around Ice Box A. The ground-surface temperature at X4 was estimated to be $44 \pm 7^\circ\text{C}$, which was the mean temperature under the white line indicated in Fig. 4(b).

方、発泡スチロール上の水箱では、融解時間 t_c の平均は 938 秒だったのに対して、水の融解量 m_c の平均は 28 g 程度であった。

4-2 放熱率

Fig. 3 に、各測定点で IBC により計測された放熱率 Q と、水の融解量 1 g の計測誤差に伴う Q の誤差を示す。ここで、各点における放熱率 $Q (=Q' - Q_c)$ の誤差は、 Q' と Q_c の計測において、水の融解量をそれぞれ 1 g 単位で計測したことによって生じる誤差を表示している。最も小さな放熱率の値は、新噴気地 C の外の非地熱地域での測定値を除いて、測定点 Y3 における 140 W/m^2 であった。一方、最も大きな値は、測線 Y と測線 X の交点の測定点 X3 における $2,200 \text{ W/m}^2$ であった。大まかな傾向として、斜面上方より斜面下方のほうが比較的大きな放熱率を示した。これは、斜面上部ではわずかながら植生が確認されたのに対し、測定点 Y3 よりも斜面下部では植生が全く見られないという、外見的特徴によく対応している。

個々の測定点の放熱率に注目すると、同時に複数の測定を行なった測定点 Y1 および X5 では、得られた放熱率のばらつきは、それぞれの平均値の約 20% 以内に収まった (Fig. 3)。一方で、水箱の設置位置のわずかな違いにより、放熱率の測定値に約 2 倍以上のばらつきが認められる測定点もあった。たとえば、測定点 X1 では 3 回の測定がほぼ同時に行なわれているが、放熱率は 250

W/m^2 から 590 W/m^2 の値が計測された (Fig. 3)。

4-3 地表面温度

ここでは赤外カメラで得られた地表面温度とその特徴について述べる。Fig. 3 に、3-2 節で示す方法により赤外カメラ画像から読み取った各放熱量測定点の地表面温度 T と、その読み取り誤差 σ_T を示す。温度を読み取った画素の数は各点で 134 から 417 であった。地表面温度は、広い範囲の地表面でほぼ一樣である測定点があった一方で、著しい非一樣性を示す測定点もあった。

最も小さい σ_T は、新噴気地 C の外の非地熱地域で測定された 0.4°C であった。この非地熱地域の周辺では、水箱の底面積よりも十分大きい約 $1 \times 10^{-1} \text{ m}^2$ の範囲で、地表面温度の標準偏差は 1°C から 2°C であり、地表面温度はほぼ一樣とみなせた。

一方、もっとも大きな σ_T は測定点 X4 での 7°C であり、Fig. 4b に示すように測定点の周りの地表面温度は著しい非一樣性を示した。地表面温度が非一樣性を示す原因の多くは、地表面を覆う枝などである。本研究では、このような障害物のない地表面を選んで水箱を置き、IBC の測定を実行した。ただし、地表面に直径 1 cm 以下の小さな噴気孔が点在している場合があり、このような場所では温度が局所的に高くなっている (Fig. 4b)。例えば、測定点 X3 の近傍では、水箱の底面積と同程度の $1 \times 10^{-2} \text{ m}^2$ の範囲で、地表面温度の標準偏差が 9°C に達する場所があった。

4-4 非地熱地域での計測

新噴気地 C 近くの林道上の非地熱地域において、放熱率 Q_0 および地表面温度 T_0 を測定した (Fig. 3). 測定中に弱い降雨が継続し、樹木からの水滴が測定中の水箱にわずかに降りかかることがあった。測定時の気温は 23.7°C 、赤外画像から求めた地表面温度は 23.0°C から 23.7°C 、深さ 10 cm の地温 T_{10} は 25.4°C であった。周辺の地表面の赤外画像にも目立った温度異常は認められず、さらに、赤外画像による地表面温度、気温、そして地温 T_{10} がほぼ等しいことから、火山としての地下からの熱流量は十分に小さいと判断した。

非地熱地域において 4-1 節と同様に IBC の測定を行った結果、発泡スチロール上の水の融解時間 t_c および水の融解量 m_c は、それぞれ $1,560$ 秒および 28 g であった。一方、接地した水箱の融解時間 t の平均は $1,380$ 秒、水の融解量 m は 32 g から 40 g だった。これらの結果から、非地熱地域における放熱率 Q_0 は 160 W/m^2 、 190 W/m^2 および 300 W/m^2 が測定された。これら Q_0 の平均値 \bar{Q}_0 は 220 W/m^2 、赤外カメラで測定した地表面温度の平均値 \bar{T}_0 は 23.4°C であった。

4-5 地表面温度異常と放熱率異常の關係

Fig. 5 に、2-4 節で定義した地表面温度異常 ΔT と放熱率異常 ΔQ の關係を示す。両者の間には、ばらつきながらも明瞭な正の相関が認められる。

これを線形關係とみなし、水の融解量 1 g の計測誤差に伴う Q の誤差と、地表面温度 T の読み取り誤差を考慮すれば、最小二乗法によりその傾きは $51 \pm 2\text{ W/m}^2/^\circ\text{C}$ と見積られる。ここで、Fig. 5 には参考として、放熱率異常の基準となる非地熱地域での測定結果もあわせて示しているが、これらは最小二乗法による傾きの計算には含めていない。

5. 議 論

水箱熱流計測法 (IBC) を、阿蘇火山吉岡温泉において 2006 年に形成された新噴気地 C へ適用し、放熱率 Q を 18 箇所測定した。さらに、新噴気地 C における放熱率異常の基準として、非地熱地域での放熱率 Q_0 を、新噴気地 C 近くの林道上の非地熱地域で 3 箇所測定した。その結果、地表面温度異常 ΔT と放熱率異常 ΔQ の關係を経験的に得ることができた。従来、 ΔT と ΔQ の關係はモデルを用いて推定されてきたため、仮定の妥当性やパラメータの信頼性に対する評価が課題であった。本研究のように実測に基づいた關係を適用すれば、赤外カメラを用いて噴気地放熱率を高い信頼性のもとで評価することができる。本章では、Fig. 5 に示したデータに見られるばらつきの原因と、非地熱地域において計測された平均

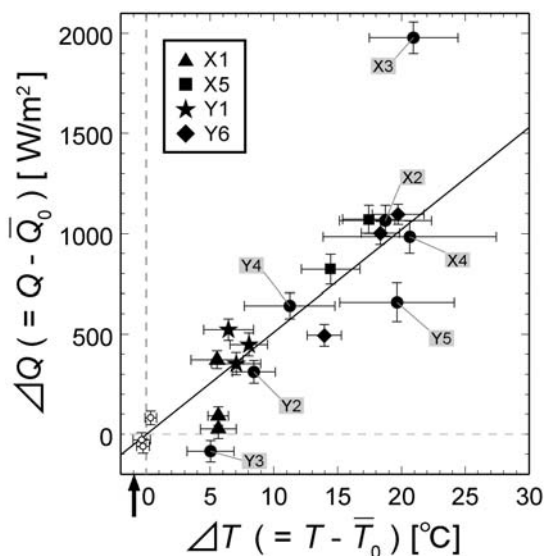


Fig. 5. Plot of geothermal heat fluxes anomaly ΔQ (W/m^2) versus ground-surface temperature anomaly ΔT ($^\circ\text{C}$). Open circles indicate the data obtained at an area located outside of the geothermal field. The solid line indicates the best-fit line obtained using the least squares method, taking into account data collected within the geothermal field. The arrow indicates the air temperature at the time when the observations on the geothermal field were carried out. The horizontal and vertical dashed lines indicate \bar{Q}_0 of 220 W/m^2 and \bar{T}_0 of 23.4°C , respectively.

220 W/m^2 の放熱率について議論する。最後に、実測に基づく ΔQ と ΔT の關係を利用した、放熱率測定の高精度化へ向けた課題を議論する。

5-1 データのばらつき

地表面温度異常 ΔT と放熱率異常 ΔQ の間には (Fig. 5)、概ね線形關係が成立するように見える。その一方、Fig. 5 はデータのばらつきが大きく、とくに測定点 X3 の測定値は線形關係から大きく外れている。

このようにデータがばらつく原因は、IBC による Q の測定誤差の他に、その測定点周辺の T の算出方法の問題が挙げられる。本研究の T は水箱周辺の温度分布から求めたものであり、厳密には水箱を設置した地表面の温度ではない。枯れ枝や倒木などの影響を除くことは、現場写真を用いれば容易である。その一方、水箱を設置した地表面をよく観察すると、しばしば 1 cm スケール以下の小さな噴気孔が点在し、そこから高温のガスが噴出している場合がある。このような微小噴気孔は、赤外カメラ

画像で認識できる場合もある。

これら微小噴気孔と水箱との位置関係により、互いに近傍で測定したとしても、異なる放熱率 Q が求められると考えられる。これは、X1 や Y6 など、僅かに測定位置を変えただけで、大きく異なる Q が測定されたことと整合的である。

本研究では、水箱周辺を撮影した赤外画像から、水箱周辺の温度分布の一部を読み取り、その平均を地表面温度 T としている。より厳密に地表面温度 T を求めるためには、水箱を設置する前に赤外カメラで地表面の温度分布を調べ、水箱を設置した場所の平均温度を計算する必要がある。

5-2 非地熱地域で算出された放熱率—降水が IBC へ与える影響

非地熱地域と考えられる測定点において IBC を適用した結果、平均 220 W/m^2 の放熱率が計測された。観測前および観測中には降雨があり、このような大気由来の水が測定に影響した可能性がある。このような降水が IBC へ与える影響を検討するため、簡単な実験を行った。

非地熱地域として、吉岡温泉から北西に 3 km 離れた京都大学火山研究センター（以下では火山研と呼ぶ；Fig. 1）構内の乾燥した裸地を対象として、IBC を適用して放熱率 $Q (=Q' - Q_c)$ を見積もった。この測定後、同じ裸地にジョウロで十分な量の水を与え、30分放置した後、再び IBC を適用して放熱率 Q を見積もった。

測定は、2008年10月20日15時から16時30分に行なった。気象条件は、降雨の有無を除いて、吉岡温泉における測定時とよく似ている。すなわち、気温 22°C 、湿度 70% 、風速 3 m/s 、日射なし、 10 cm 深地温 T_{10} は 20.8°C であった。赤外カメラによる地表面温度は 22°C であり、気温とほぼ等しい。火山研では、測定前の1週間は降雨がなく、最高気温 $20\text{--}24^\circ\text{C}$ の晴天が続いていた。

まず、乾燥状態において計測を行なった。本研究では、1点の発泡スチロール上での Q_c の測定と同時に、4点で地表面上における Q' の測定を行ない、放熱率は計4点で計測された。得られた放熱率 Q は -40 W/m^2 から -120 W/m^2 といずれも小さいながら負の値が得られた。これらの平均は -80 W/m^2 と計算された。

測定の詳細は次のとおりである。まず、 Q' を計測するために地表面に直に接して置いた水箱では、融解時間 t は $1,260$ 秒から $1,440$ 秒、水の融解量 m は 36 g から 45 g だった。一方、発泡スチロール上の水箱では、融解時間 t_c は $1,200$ 秒、水の融解量 m_c は 39 g だった。4-2節と同様に検討すると、水の融解量 1 g の計測誤差に伴う放熱率 Q の誤差は 30 W/m^2 と見積もられる。

この結果は、地表面が乾燥した状態において、IBC で得られた放熱率は数 10 W/m^2 程度の過小評価を与えていることを示唆する。同様の結果は、有珠火山の2000年新山噴気地でも得られている（寺田、未公表資料）。この原因として、断熱材から水箱への伝熱による熱輸送量が無視できないためと思われる、数 10 W/m^2 程度の放熱率の差を問題とする場合には注意が必要である。

次に、湿潤状態において同様の計測を行なった。氷の融解時間 t および t_c は、それぞれ乾燥状態での計測とまったく同じである。氷の融解量は、 m_c は 27 g 、 m は 33 g から 43 g であった。その結果、 Q は $+90 \text{ W/m}^2$ から $+230 \text{ W/m}^2$ と、乾燥状態よりも大きな値が測定された。これら Q の平均は $+150 \text{ W/m}^2$ で、同一地点における乾燥状態で得られた値よりも平均 230 W/m^2 大きい。これは、外來水により、地中の熱が効率よく地表へ輸送されたためと考えられる。すなわち、外部から供給された水により、地表面付近の土壤が有する熱エネルギーが水箱へ効率的に輸送されたためと考えられる。

つまり、IBC 観測の直前に降水があった場合、地下から噴出する水蒸気に降水由来の水蒸気が加わることで、地中から地表へ向かう放熱率は一時的に大きくなると考えられる。

5-3 より信頼性の高い熱活動の定量化へ向けて

赤外カメラ画像を利用した観測は、危険な現場に立ち入ることなく、ヘリコプターを用いて簡単に実施できるため、運用上も極めて有効である。その一方、赤外画像の解析手法としてよく用いられてきた Sekioka and Yuhara (1974) のモデルに基づく方法は、その信頼性を確認することが課題であった（例えば、林・他、2003）。

本研究では、IBC を用いることで、モデルを介さず直接的に放熱率 Q を求めた。さらに、非地熱地域を基準とした放熱率異常 ΔQ と、同じく非地熱地域を基準とした地表面温度異常 ΔT の関係を経験的に示すことができた（Fig. 5）。その結果、両者には線形関係が認められた。すなわち、

$$\Delta Q = C \Delta T. \quad (6)$$

この関係は、Sekioka and Yuhara (1974) の熱収支モデルから予測される結果に矛盾しない。すなわち、Sekioka and Yuhara (1974) のモデルの妥当性を、実測から示したものと言える。その比例係数 C は今回の測定では $51 \pm 2 \text{ W/m}^2/^\circ\text{C}$ であり、Sekioka (1983) が示した値 $17\text{--}96 \text{ W/m}^2/^\circ\text{C}$ の範囲内にある。また、地表面からの水蒸気放出の状態が比較的活発だとして Bowen 比の逆数を仮に 2.5 とおき、地表面の放射率を 0.95 と仮定すれば、Sekioka (1983) により比例係数 C は $39 \text{ W/m}^2/^\circ\text{C}$ と見積もられ

る。今回の測定で得られた比例係数 C の値は、この約 1.3 倍である。

一方、Terada *et al.* (2008) は、有珠火山 2000 年新山西山噴気地において、今回と同様の手法で比例係数 C を $73 \text{ W/m}^2/\text{C}$ と見積もっている。ただし、有珠においては、地表面温度を $1,500 \text{ m}$ 上空から実施した空中赤外観測によって推定していること、赤外観測と IBC 観測の実施時刻が異なるなど、本研究と測定方法は同じではない。噴気地による C の違いを検討するためには、観測データの蓄積が必要である。

赤外画像に表現された地表面温度は、その温度に依存する分光放射特性の元で、各ピクセルで空間平均された温度である。地熱地域を赤外カメラで観測する場合、ふつう、数 100 m 離れた場所から測定する。例えば安達太良山沼ノ平では、赤外画像の 1 ピクセルに対応する地表面 $1 \times 10 \text{ m}^2$ の範囲について、その平均的温度が得られている（例えば、仙台管区気象台、2004）。しかし、実際の地表面温度は、一般に各ピクセルに対応する範囲で不均一である。すなわち、地表面温度 T を知るためには、画素の中に含まれている高温部と低温部の温度の異なる対象が混在していることを考慮する必要がある (Oppenheimer and Rothery, 1991)。一方、IBC は氷箱の底面の面積に相当する $1 \times 10^{-2} \text{ m}^2$ の範囲の平均放熱率が測定される。両者を比較する場合には、IBC については、ある領域で十分な数の測定を行ない、その平均放熱率を採用するか、あるいは、本研究で示したように多点で観測を行ない、ある程度の不確定の元で Q と T の関係を検討するべきである。

また、比例係数 C は、気象条件や噴気地の状態に依存して変化することが、熱収支法から指摘されている (Sekioka and Yuhara, 1974)。すなわち、IBC のような直接的測定手法を用いて、様々な噴気地、気象条件下における ΔQ と ΔT の関係を検討することが重要である。特に気象要因を補正する経験式が得られれば、赤外カメラによる遠隔測定に基づく、噴気地放熱率測定を、従来よりも高い信頼性のもとで実施することが期待される。

6. まとめ

阿蘇火山吉岡温泉の新噴気地 C で、氷を用いた熱流計測法 (Ice Box Calorimetry; IBC と略す) による放熱率 Q の直接測定を行ない、同時に、測定点周辺の地表面温度 T を赤外カメラで計測した。そして測定後まもなく、噴気地の外で同様の測定を行ない、非地熱地域の放熱率 \bar{Q}_0 と地表面温度 \bar{T}_0 を求めた。非地熱地域であるにもかかわらず、 \bar{Q}_0 は 220 W/m^2 とやや大きな正の値が計測された。このように非地熱地域において正の放熱率が測定

された原因を、簡単な野外実験によって検討した。その結果、降水によって土壤が一時的に水分に富んだことで、地中から地表への潜熱を含めた熱輸送量が増加した可能性が示唆された。吉岡温泉の非地熱地域で測定された放熱率 \bar{Q}_0 と地表面温度 \bar{T}_0 を基準として、新噴気地 C の地表面温度異常 $\Delta Q (=Q - \bar{Q}_0)$ と放熱率異常 $\Delta T (=T - \bar{T}_0)$ をそれぞれ求めた。 ΔT と ΔQ の関係を検討した結果、 ΔQ は ΔT に対して概ね比例していることがわかった。この関係は、これまで検証が不十分であった熱収支法の妥当性を、実測に基づいて示したものと言える。本研究で得られた比例係数 C は $51 \pm 2 \text{ W/m}^2/\text{C}$ である。今後、さまざまな噴気地や気象条件下において信頼度の高い比例係数 C のデータが蓄積することで、赤外カメラを利用したより精度の高い放熱率推定が可能となるだろう。

謝 辞

北海道大学有珠火山観測所の大島弘光准教授には、噴気地の熱活動について議論していただきました。京都大学火山研究センターの鍵山恒臣教授および同センターの職員の皆様には、現地観測に便宜を図っていただきました。また、福井敬一氏および匿名査読者の数多くの有益なコメントのおかげで本論文は大幅に改善されました。記して心から感謝いたします。

引用文献

- Benseman, R.F. (1959) The calorimetry of steaming ground in thermal areas. *J. Geophys. Res.*, **64**, 123–126.
- 江原幸雄・岡本 純 (1980) 噴気地からの放熱量の推定。日本地熱学会誌, **2**, 13–27.
- 藤光康宏・木戸俊晴・西島 潤・江原幸雄・明楽智也 (2004) 熱収支法による放熱量の高精度評価に関する研究—ヘリコプターに搭載された赤外熱映像装置による長崎県雲仙地熱地域の観測—。九大地熱・火山研究報告, **13**, 2–7.
- Harris, A.J.L. and Maciejewski, A.J.H. (2000) Thermal surveys of the Vulcano Fossa fumarole field 1994–1999: evidence for fumarole migration and sealing. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **102**, 119–147.
- 林 豊・宇平幸一・尾台正信 (2003) 熱収支法に基づく地熱地帯の放熱率推定の問題点と地表面温度分布観測の留意事項。2003 年地球惑星科学関連学会合同大会, 予稿 CD-ROM, V055–042.
- Hochstein, M.P. and Bromley, C.J. (2005) Measurement of heat flux from steaming ground. *Geothermics*, **34**, 131–158.
- 井口正人・斎藤英二・為栗 健・Hetty Triastuty・山崎友也 (2007) 2006 年口永良部島火山活動の評価。京都大学防災研究所年報, **50B**, 349–357.
- Italiano, F. and Nuccio, P.M. (1992) Volcanic steam

- output directly measured in fumaroles: the observed variations at Vulcano Island, Italy, between 1983 and 1987. *Bull. Volcanol.*, **54**, 623–630.
- Matsushima, N. (2003) Mathematical simulation of magma-hydrothermal activity associated with the 1977 eruption of Usu volcano. *Earth Planets Space*, **55**, 559–568.
- Oppenheimer, C.M.M. and Rothery, D.A. (1991) Infrared monitoring of volcanoes by satellite. *J. Geol. Soc., London*, **148**, 563–569.
- Sekioka, M. (1983) Proposal of a convenient version of the heat balance technique estimating heat flux on geothermal and volcanic fields by means of infrared remote sensing. *Memoirs of the National Defense Academy Japan*, **23**, 95–103.
- Sekioka, M. and Yuhara, K. (1974) Heat flux estimation in geothermal areas based on the heat balance of the ground surface. *J. Geophys. Res.*, **79**, 2053–2058.
- 仙台管区気象台 (2004) 安達太良山. 東北地域火山機動観測実施報告, 第 20 号, 67–91.
- Terada, A., Kagiya, T. and Oshima, H. (2008) Ice Box Calorimetry: a useful method for estimating heat discharge rates through steaming ground. *Earth Planets Space*, **60**, 699–703.
- 寺田暁彦・鍵山恒臣・大島弘光 (2008) 氷を用いた噴気地からの熱および水放出量測定方法の提案—室内実験による検証—. 日本地球惑星科学連合大会, V151–019.
- Terada, A. and Sudo, Y. (2009) Geothermal activity within the western slope geothermal zone of Aso volcano, Japan: development of a new geothermal field in 2006. *Geothermics*, submitted.

(編集担当 松島喜雄)