



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	氷を用いた噴気地からの放熱率評価 : 有珠火山2000年新山西山噴気地での観測実験
Author(s)	寺田, 暁彦; 鍵山, 恒臣; 吉川, 慎 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 72, 125-138
Issue Date	2009-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.72.125
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/38149
Type	departmental bulletin paper
File Information	09_Terada.pdf



氷を用いた噴気地からの放熱率評価
－ 有珠火山 2000 年新山西山噴気地での観測実験 －

寺田 暁彦・鍵山 恒臣・吉川 慎

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

吉川 章文・小山 寛

気象庁札幌管区気象台技術部地震火山課

山崎 伸行

気象庁仙台管区気象台技術部地震火山課

平松 秀行*

気象庁福岡管区気象台技術部地震火山課

大島 弘光

北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

(2009 年 1 月 6 日受理)

Evaluation of Heat-discharge Rate through
the Nishiyama steaming ground at Usu volcano, Japan:
Field Experiments Using Ice Box Calorimetry

Akihiko TERADA, Tsuneomi KAGIYAMA, Shin YOSHIKAWA

Aso Volcanological Laboratory, Kyoto University

Akihumi YOSHIKAWA, Hiroshi KOYAMA

Sapporo District Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency

Nobuyuki YAMAZAKI

Sendai District Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency

Hideyuki HIRAMATSU*

Fukuoka District Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency

and

Hiromitsu OSHIMA

Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received January 6, 2009)

* 現所属：気象庁鹿児島地方気象台観測予報課

* Present affiliation: Kagoshima Local Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency

We developed a new technique, Ice Box Calorimetry, for estimating heat discharge rates through steaming ground. Ice within an aluminum box provides a powerful tool for measuring the total heat transfer from the ground surface, including conductive heat, convective heat, and latent heat within vapor. Using this method, we are able to rapidly measure heat discharge rates without the need for specialized apparatus. Applying Ice Box Calorimetry to the Nishiyama steaming ground at Usu volcano, Japan in September 2006, we identified local variations in heat discharge rates. The total heat discharged from the steaming ground in September 2006 is estimated to be 16 MW.

1. はじめに

噴気地は、火山から大気への主要な熱輸送経路のひとつである。しかし、その放熱率を精度よく観測することが困難なため、噴気地放熱量の具体的な値や、その時間変動の実態はよく理解されていない。一般に、噴気地の放熱率は、噴気孔からのそれよりも十分小さいとみなされるが、有珠火山のように、噴気地からの放熱率が無視できそうにない火山も存在する。また、噴火前に噴気地が発達した例や、むしろ噴火終息後に噴気地が発達した例も知られている（例えば、Matsushima, 2003）。このような噴気地の規模や時間変化の特徴は、地下浅部での熱水の広がりや温度、圧力条件を反映していると考えられる。従って、噴気地において放熱率測定を繰り返し、その時間発展を明らかにすることは、非噴火時のマグマからの脱ガス過程や、火山体浅部熱水系の形成機構を定量的に明らかにするために、極めて重要である。

その一方で、従来までの放熱率測定方法にはいくつかの問題がある。例えば、地温勾配と熱伝導率から 1 次元定常熱伝導を仮定して放熱率を推定する方法（例えば福富, 1966）は、火山ガスの対流による熱輸送が卓越する噴気地では適用できない。対流を考慮したモデルを用い、地表面温度から放熱率を推定する手法（江原・岡本, 1980）では、任意に与える地下熱水温度の不確定が計算結果に大きな影響を及ぼす。同じく、地表面温度から放熱率を見積もる Sekioka and Yuhara (1974) の熱収支法でも、Bowen 比や交換速度を与える必要がある。これらパラメータを与えるには、接地気象観測を注意深く行なう必要があり、観測に多大な手間が掛かるため（例えば、藤光・他, 2004）、一般に平均的とされる定数が用いられる（Sekioka, 1983）。ところが、Sekioka (1983) 自身が示しているように、本定数には数倍程度の不確定が含まれている。

以上のように、従来の噴気地観測方法では、用いるパラメータの任意性の影響が大きく、得られた放熱率には 1 桁程度の不確定が見込まれる。従って、噴気地からの放熱率を、噴気からの放熱率と比較したり、噴気地からの放熱率の時間変化を議論することが困難であった。

そこで、Terada et al. (2008) は、モデルを介さずに、直接、噴気地の放熱率を測定するために、噴気地に氷を置き、それが溶ける速さを計測する方法を考えた。本手法は特別な装置（例えば Benseman, 1959; Hochstein and Bromley, 2005）を必要とせず、誰にでも安価に簡単に

放熱率を測定できる点が優れている。また、既知量の氷を用いるので、融雪範囲を逐次記録して放熱率を推定する White (1969) の方法に比較して、任意の場所、時間に測定できる特徴があり、阿蘇火山吉岡温泉などで測定実験が進められている (内田・他、投稿中)。

本論文では、氷を用いた測定手法の概要を述べ、2006 年に実施した有珠火山 2000 年新山西山噴気地 (Fig. 1) での測定例を元に、本手法の有効性を検討する。

II. 解析方法

Fig. 2 に、地表面における熱収支概念図を示す。日射や大気による地表面への長波放射、および地表面から大気への長波放射をあわせた、地表面が吸収する単位面積あたりの正味放射量を R_n 、単位面積あたりの地表面と大気間の顕熱輸送量、潜熱輸送量をそれぞれ L 、 V 、地中から地表へ向かう単位面積あたりの熱輸送量を Q とすれば、噴気地における熱収支は次のように書ける (例えば、Sekioka and Yuhara, 1974) :

$$R_n - L - V + Q = B \quad (1)$$

ここで、 B は日射等に起因して地中に蓄えられる単位面積あたりの貯熱量であり、一般に、活発な噴気地では無視できる：

$$R_n - L - V + Q = 0 \quad (2)$$

いま、噴気地の広がりに対して十分に小さな氷を地面に置くことを考える (Fig. 2 (b))。このとき、氷に対する単位面積あたりの熱輸送量 M は次のように書ける：

$$R_n' - L' - V' + Q' = M \quad (3)$$

ここで、 R_n' は氷に対する正味放射量、 L' 、 V' は氷と大気との間の単位面積あたりの顕熱および潜熱輸送量、 Q' は地面を通じて氷へ向かう単位面積あたりの熱輸送量である。

R_n' 、 L' および V' を評価するために、地表面と氷を熱的に遮断するダンボールや発泡スチロールを地表面に敷き、その上に同様の氷を置くことを考える (Fig. 2 (c))。このとき、単位面積あたりの氷への熱輸送量 M_0 は

$$R_n' - L' - V' = M_0 \quad (4)$$

と書ける。(3) 式と (4) 式の差を取ることで、地面を通じて単位面積あたりに氷が受け取る熱量 Q' を求めることができる：

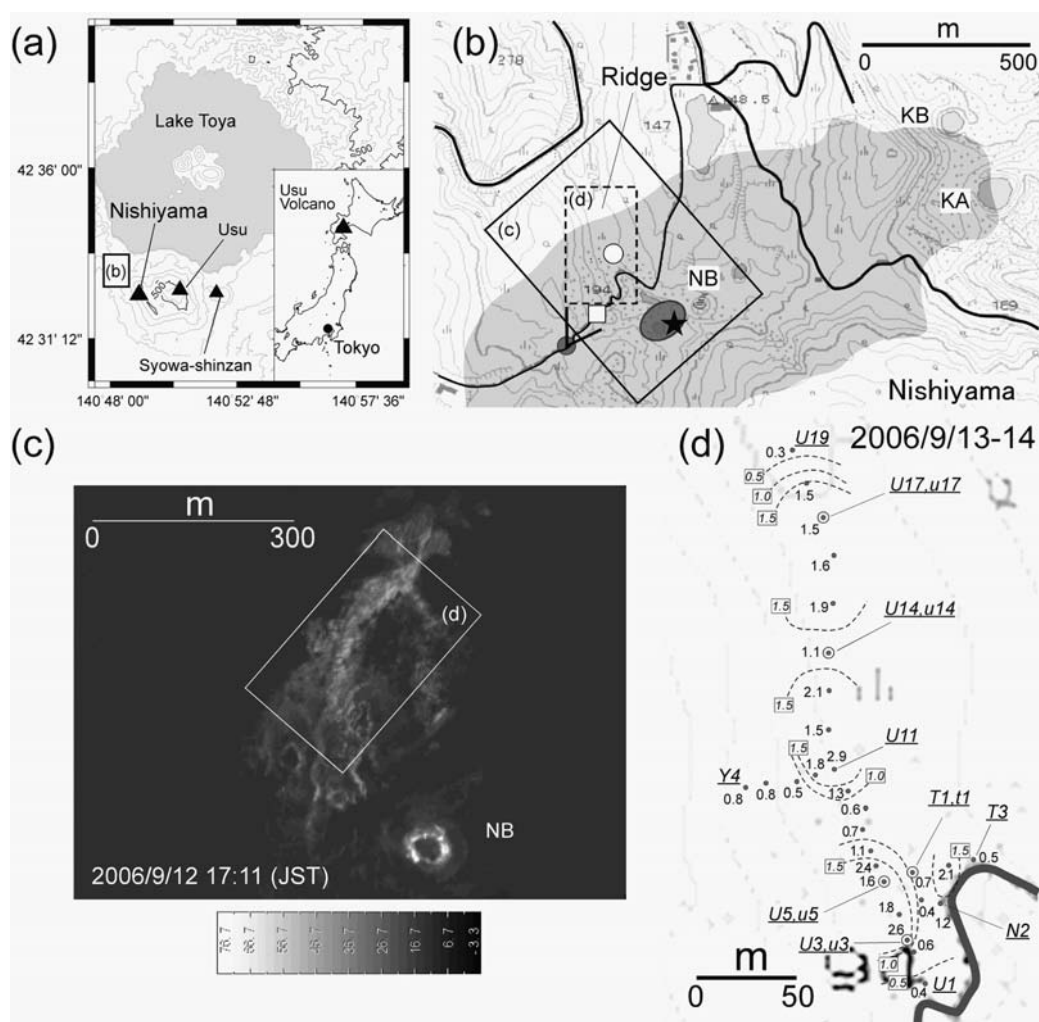


Fig. 1. (a) Localities of Usu volcano, Japan, and the Nishiyama steaming ground. (b) A map showing around the Nishiyama steaming ground. The open square and open circle indicate locations of a thermometer with a hygrometer and an anemometer at height 1 m above the ground surface, respectively. The gray and dark gray areas indicate the upheaval region over 10 m and over 60 m, respectively (Miura and Niida, 2002). The source location of geomagnetic field changes is shown by a star. (Hashimoto et al., 2008). Grey solid lines represent topographic contours with interval of 10 m height. Bold black solid lines represent vehicle-accessible road, and thin black solid lines represent paths inaccessible by vehicle. The photograph showing in Fig.3. (a) was taken at gray circle. (c) An aerial infrared photograph of the Nishiyama steaming ground, which non-geothermal areas are painted out with dark gray. (d) Distribution of IBC sites and geothermal heat fluxes Q' revealed by the IBC in kW/m². Broken curves represent contours of heat discharge rate with interval of 0.5 kW/m². Seeing text for details.

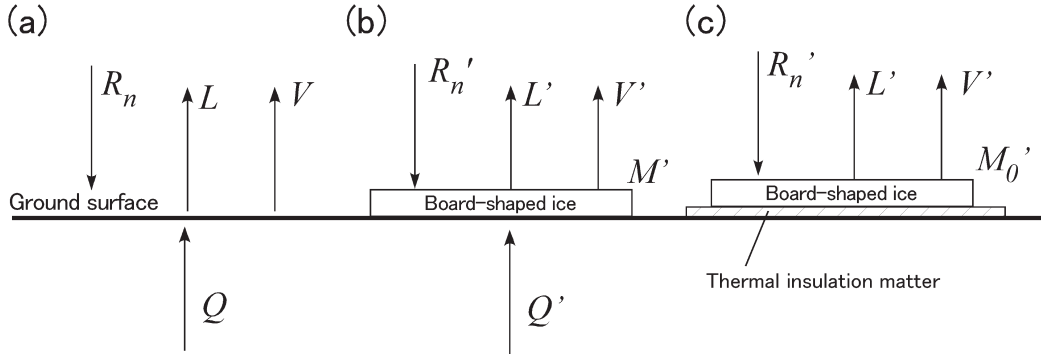


Fig. 2. Illustration of heat budget (a) on the ground surface, (b) on the ice putting on the ground surface and (c) on the ice putting on thermal insulation matter. R_n , V , L and Q indicate net incident radiation, surface heat flux by conduction, surface heat flux by evaporation and geo-thermal flux from the depths, respectively. M and M_0 are heat that is spent to melt the ice on the ground surface and on the insulating matter, respectively.

$$Q' = M - M_0 \quad (5)$$

氷の温度が 0°C のとき、単位質量あたりの氷の融解熱 L は既知だから、氷への熱輸送量 M は、ある時間 t に融解した氷の質量 m を計測することで容易に計算できる。すなわち、氷の底面積を S とすれば、 M は

$$M = \frac{Lm}{St} \quad (6)$$

と書ける。同様に M_0 は、

$$M_0 = \frac{Lm_0}{St_0} \quad (7)$$

である。ここで、 m_0 は断熱材上において時間 t_0 に融解した氷の質量である。実際の観測では、 t における m を測定し、同時に近傍で測定した t_0 と m_0 、さらに既知の氷の融解熱 $L = 3.34 \times 10^5 \text{ J/kg}$ と S から、(5)-(7)式を用いて Q' を計算する。

III. 観測方法

効率よく観測を行なうために、熱容量の小さなアルミニウム容器に氷を収めた。本章では、西山噴気地（佐波・他，2004；Saba et al., 2007）での観測事例に基づき、 M と M_0 を測定する方法を述べる。

1. 測定器材の準備

熱容量が十分に小さい立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、食品保存用の家庭用製品、アカオアルミ社の硬質アルミニウム製容器で、容器の板厚は 0.8×10^{-3} m、底面は $0.12 \text{ m} \times 0.16 \text{ m}$ 、底面積は $1.92 \times 10^{-2} \text{ m}^2$ 、深さ約 0.07 m 、最大容量は 1.2 kg である．本観測では、容器に水 100 cc すなわち 0.1 kg を注ぎ、北海道大学有珠火山観測所内の家庭用冷蔵庫で冷凍し、厚さ約 $9 \times 10^{-3} \text{ m}$ の氷とした．以下では、この容器を Ice Box と呼ぶ．測定の際には、Ice Box を保冷財とともにバスタオルに包み、市販のクーラーボックスに入れて現地まで輸送した．

断熱材は、概ね 1 m 四方のダンボールを数枚重ね、さらに白色のビニール袋で包んだものを使用した．

2. 観測の概要

Fig. 1 (b) に西山噴気地周辺の地図を、Fig. 3 (a) に西山噴気地の写真を示す．測定は 2006 年 9 月 13 日にのべ 18 箇所で行ない、このうち 3 箇所は M_0 を測定するために使用した．14 日はのべ 20 箇所で行ない、このうち 3 箇所 M_0 を測定した．測定は 6 名が分担し、それぞれ 90 分程度で終了した．

測線は、地温の高い場所に沿った南北方向の測線 U と、それと直交方向に測線 T、Y および N を設定して、各測線に $10 - 30 \text{ m}$ 間隔で合計 28 箇所の測定点を設けた．このうち、U1 - 7, N1 および N2 は 2005 年 8 月に設置した既設点である(梅本・他, 2005)．各測定点には、目印としてそれぞれ赤く着色した木杭を埋設するとともに、サーミスタ温度計を用いて 10 cm 深地温 T_{10} を測定した．Fig. 1 (c) に、同 12 日 17 時 11 分頃に対地高度 $1,500 \text{ m}$ から撮影した赤外画像を示す．ここで、赤外画像にはオルソ補正を施していないため、地形図とは厳密に一致しない．

Fig. 4 に、噴気地のすぐ外側 (Fig. 1 (b) の□) に設置した温度および湿度計

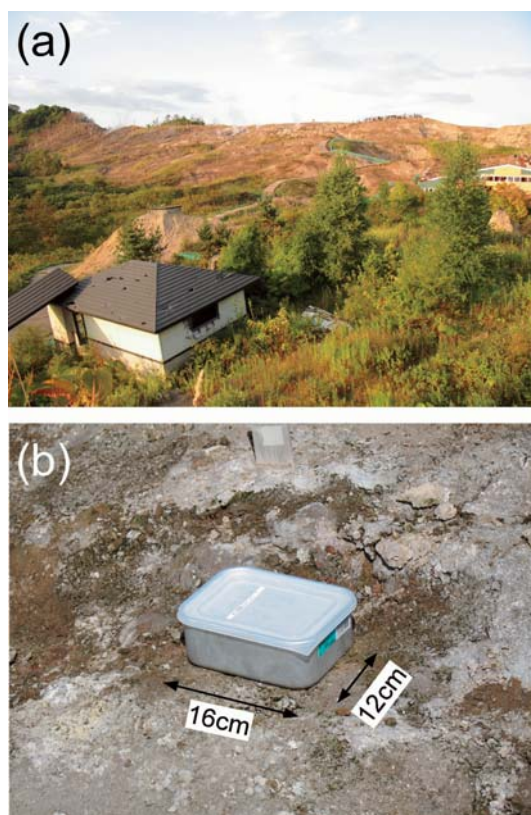


Fig. 3. (a) A view of the ridge in the central area of the Nishiyama steaming ground. This image was taken from the gray circle showing in Fig.1. (b). (b) An example of an Ice Box putting on the site U5.

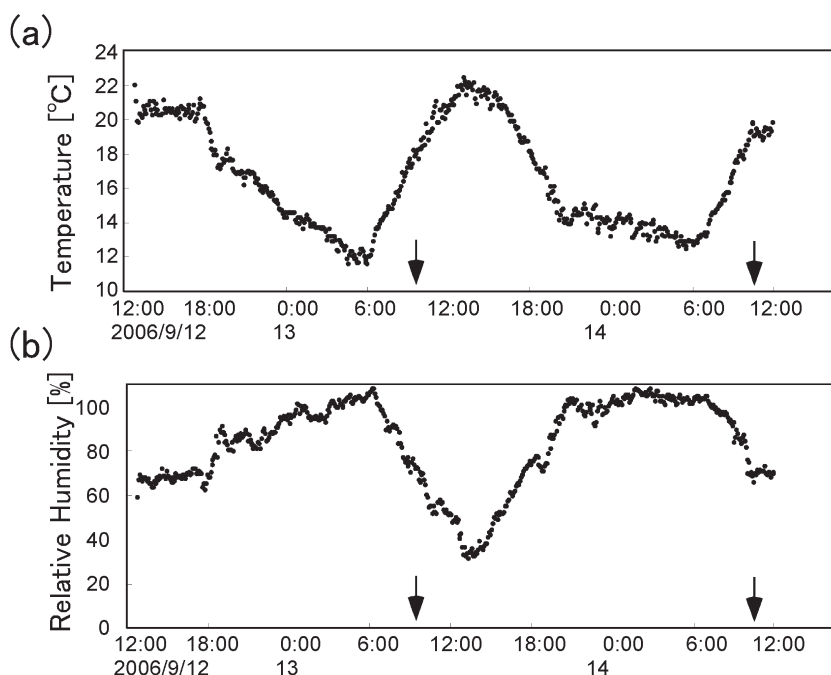


Fig. 4. Records of (a) thermometer and (b) hygrometer, measured at open square showing in Fig.1. (b). The IBC is carried out when arrows are showing.

の記録を示す．測定実施時は気温 20 °C，湿度 50 %前後で，観測の前 1 週間および観測期間中に降雨はなく，晴天で，日中はほとんど常に日射がある状態だった．U8 付近に設置していた風速計 (Fig. 1 (b)) によれば，測定時の風速は常に 1 m/s 前後以下であった．

3. 測定方法

Fig. 2 (d) に GARMIN GPS およびポータブル測距計を用いて決めた測定点の位置を，Fig. 3 (b) に，測定点 U5 における Ice Box の設置例を示す．Ice Box は，その場所を最もよく代表する地点に置くこととし，小さな噴気孔が点在する場所では，それらを避けて設置した，Ice Box 底面を地面へ密着させて測定するため，なるべく平坦な場所を選んだが，多少の凹凸がある場合は，地表面を掘り返さないよう注意しながら足でならした．

測定は，Ice Box を地表に置き，ストップウォッチで計時しながら一定時間放置することで行なった．ここで，設置前に氷の一部が融解していないか確認し，もし一部が融解していた場合は水を除去した．設置から適当な時間 t が経過した後，Ice Box を回収し，融解した水をビーカーへ移して融解量 m を計測した．ここで，計測ごとに新たな Ice Box を使用した．

M_0 の測定は， M の測定と同時に，その近傍で行なうことが望ましい．今回は，安定した日射や気温等の気象条件と，利便性を考慮して， M_0 の測定は時間にして概ね 30 分，距離にして概ね 100 m につき 1 箇所を目安とした．例えば，13 日に計測した U1-U7 に関しては， M_0 の測

定を U5 近傍で行なった．以下では，U5 近傍で行った M_0 の測定点の名称を小文字で u5 などと呼び，二重丸で示す (Fig. 1 (b))．その他の M_0 測定点は，U9-U19 に関しては u17, 14 日に計測した U3-U6 は u3, U8-U18 および Y 測線は u14, 測線 T および N は t1 である (Fig. 1 (b))．

以上の手続きで放熱率を測定する方法を，以下では Ice Box Calorimetry, IBC (氷箱熱流量計測法) と呼ぶ．

IV. 測定結果

Table 1 に断熱材上における測定値および (7) 式から計算される M_0 を，Table 2 に全測定値および (6) 式から計算される M ，さらに (5) 式から計算される Q' を示す． M_0 は 1.03-1.40 kW/m²， Q' は 0.27 - 2.88 kW/m² の範囲に求められた．

Fig. 5 (a) に，10 cm 深地温 T_{10} に対する放熱率 Q' の関係を示す．測定結果にばらつきが見られるものの， Q' は地温に対して加速的に増大し，100 °C 付近で特にばらつきが大きいことがわかる．

Fig. 1 (d) に，測定された放熱率の分布を，0.5 kW/m² ごとに描いた概略的なコンターとともに示す．尾根沿いに，熱流量の大きな領域を 3 つ認識できる．これらの領域では，周辺よりも湯気が多く立ち上り，小規模な噴気孔が活動するなど，外見的にも活発に見える領域に一致している．

測定値の再現性を調べるために，U5 では，13 日に 2 回，14 日に 1 回の合計 3 回にわたり測定をおこなった (Table 2)．その結果，得られた 3 つの のばらつきは 5 % 未満に収まり，極めて再現性のよいことがわかった．一方，13 日の測定で比較的大きな Q' が求められた測定点のうち，U3 と U6 について 14 日に再び測定を行ったところ，13 日よりそれぞれ 0.5 kW/m² および 1.0 kW/m² も小さな値が得られた．

このように，測定の再現性は測定点により異なる結果となった．この原因として，融解水量測定の際に，Ice Box の外側に凝結した水滴が誤ってピーカーに入るなど測定上の問題の他に，Ice Box の設置場所のわずかな違いや，あるいは一時的な水蒸気

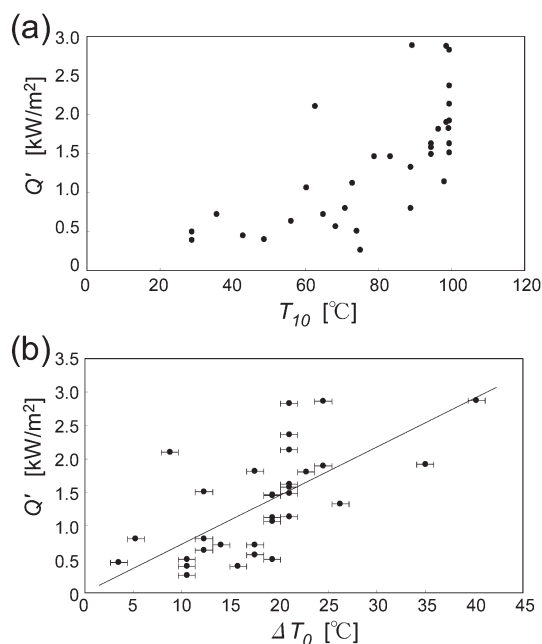


Fig. 5. (a) Estimated geothermal flux from the depths Q' against temperature at 10 cm depth T_{10} . (b) Plot of Q' vs. ΔT_0 that is estimated from aerial infrared photograph.

Table 1. Measured and computed parameters. T_{10} is temperature at 10 cm depth, t_0 is the time that it is necessary to melt m_0 of ice on insulating matter. M_0 is computed using the equation (7). Sites with asterisk represent the results of 14 September 2006.

Site	T_{10} [°C]	$m_0 \times 10^{-3}$ [kg]	t_0 [sec]	M_0 [kW/m ²]
u5 ⁽¹⁾	94.3	55	900	1.06
u5 ⁽²⁾	94.3	70	1,005	1.21
u17	83.2	80	1,020	1.36
u3*	99.4	57	960	1.03
u14*	97.9	69	840	1.43
t1*	35.6	77	1,200	1.12

Flux の変化を反映している可能性が考えられる．従って，測定の際には，周辺をよく観察しておくことも重要である．

V. 議 論

アルミニウム製容器に収めた氷を噴気地に置き，氷の溶ける速さに基づいて放熱率を推定する Ice Box Calorimetry, IBC（氷箱熱流量計測法）に基づき，2006 年 9 月に有珠火山 2000 年新山西山噴気地で測定を行った．本章では，IBC の特徴をまとめ，2000 年新山西山噴気地からの総放熱率を推定する．なお，同噴気地周辺に存在する噴気や火口湖からの放熱率との関係や，放熱率の時間変化に関する議論は，寺田・他（2008）と寺田・他（2009）で述べた．

1. 本手法の特徴

IBC では，噴気地に温度 0 °C の氷を置くことで Q' を測定している．従って Q' は，任意の気象条件下における大気への放熱率 Q (Fig.2 (a)) とは，厳密には異なる．ここで，噴気地からの放熱は，対流により輸送される水蒸気のエンタルピーや，地表面下で水蒸気が凝結することでヒートパイプ的に輸送される伝導熱が大部分を占めることに注意が必要である (Hochstein and Bromley, 2005)．本手法のように，噴気地の広がりに対して十分に小さな氷を短時間だけ置く限り，水蒸気の放出が氷に影響されて変化することは殆どないであろう．これは，IBC で測定される Q' は Q とあまり変わらないことを意味する．

また，センサーである氷の温度が 0 °C 付近に固定されていることも重要である．IBC では常に 0 °C に対する放熱率が測定されているので，気温によらずに放熱率を比較できる利点がある．また，地表面から放出された水蒸気を 0 °C に冷却するため，潜熱の大部分を測定できる．さらに重要なことに，水蒸気が凝結することで火山ガスの体積が著しく収縮するため，火山ガスが氷箱を迂回し，一部の火山ガスが放熱率測定から漏れる恐れがほとんどない．このような測定は，センサーの温度をコントロールできない市販の熱流計や，水を使った方法 (Hochstein and Bromley, 2005) では困難である．

Table 2. Measured and computed parameters. T_{10} is temperature at 10 cm depth, t is the time that it is necessary to melt m of ice on the steaming ground. M and Q' are computed using the equation (6) with the results of table 1. Sites with asterisk represent the results of 14 September 2006.

Site	T_{10} [°C]	$m \times 10^{-3}$ [kg]	t [sec]	M [kW/m ²]	Q' [kW/m ²]	M_0
Line U						
U1	28.7	77.5	840	1.60	0.39	u5 ⁽²⁾
U2	55.9	35	330	1.85	0.63	u5 ⁽²⁾
U3	99.4	97.5	420	4.04	2.83	u5 ⁽²⁾
U3*	99.4	82	420	3.40	2.36	u3*
U4	96.4	86	495	3.02	1.81	u5 ⁽²⁾
U5'	94.3	65	420	2.69	1.63	u5 ⁽¹⁾
U5	94.3	60	386	2.70	1.49	u5 ⁽²⁾
U5*	94.3	72	480	2.61	1.58	u3*
U6	98.6	95	405	4.08	2.87	u5 ⁽²⁾
U6*	98.6	86	510	2.93	1.90	u3*
U7	60.2	55	420	2.28	1.07	u5 ⁽²⁾
U8*	64.7	74	600	2.15	0.72	u14*
U9	68.2	100	900	1.93	0.57	u17
U10	88.7	65	420	2.69	1.33	u17
U11	89.1	90	369	4.24	2.88	u17
U12	78.7	65	400	2.83	1.46	u17
U13*	99.3	86	420	3.56	2.13	u14*
U14*	97.9	100	677	2.57	1.14	u14*
U15	99.4	100	530	3.28	1.92	u17
U16*	99.4	100	570	3.05	1.62	u14*
U17	83.2	92.5	570	2.82	1.46	u17
U18*	99.3	81	480	2.94	1.51	u14*
U19	74.9	90	960	1.63	0.27	u17
Line Y						
Y1*	99.2	74	396	3.25	1.82	u14*
Y2*	74	80	720	1.93	0.50	u14*
Y3*	70.8	100	780	2.23	0.80	u14*
Y4*	88.7	100	780	2.23	0.80	u14*
Line T						
T1*	35.6	76	720	1.84	0.72	t1*
T2*	62.5	100	540	3.22	2.11	t1*
T3*	42.8	81	900	1.57	0.45	t1*
Line N						
N1*	48.5	69	790	1.52	0.40	t1*
N2*	72.7	85	660	2.24	1.12	t1*

噴気地放熱率を、安価で簡単に迅速な測定できる本手法は、様々な使用方法が考えられる。例えば、多点観測を行なうことで放熱率コンター図を作成すれば、噴気地からの総放熱率を得ることができる。また、2・3 点程度の観測でもあっても、繰返し測定を行なうことで、その地点での放熱率の時間変動を捉えることができる。

最も汎用性の高いと思われる IBC の使用法は、赤外カメラによる Sekioka and Yuhara (1974) による熱収支法との併用である。すなわち、IBC による測定を数箇所で行ない、地表面温度と放熱率の関係を明らかにする。この関係に基づき、Sekioka and Yuhara (1974) のモデルに必要な定数の妥当性の検討したり、より適切な値を与えることができる。すなわち、赤外カメラと IBC の併用することで、信頼性の高い放熱率測定が可能となる (内田・他、投稿中)。

以上のように、IBC は様々な応用が可能である。IBC を多数の火山に適用することで、噴気地も含めた各火山の熱収支モデルを構築すれば、火山ごとの個性や、活動ステージごとの特徴を明らかにすることもできるであろう。

2. 総放熱率および放水率の見積もり

今回の観測では IBC による放熱率測定を 28 箇所で行ったが、西山噴気地は 300 m 以上の範囲に広がっており、 Q' に対するコンター図を作成するには測定点が不足している。そこで、空中赤外画像を用いる簡便な方法で総放熱率を見積もる。

空中赤外画像を用いれば、各地表面温度がなす面積を容易に計算できる。そこで、Fig. 5 (b) に、IBC から得られた Q' と、空中赤外画像から得られる ΔT_0 、すなわち、噴気地地表面温度と火山の影響のない領域での地表温度の差、との関係を示す。Fig. 5 (b) において値のばらつきが大きい理由は、IBC 測定点位置の不確定や、空中赤外画像にはオルソ補正を施していないこと、空中赤外画像で得られる地表面温度は、ある面積が平均化された温度であること、等が挙げられる。 Q' と ΔT_0 は、ばらつきながらも正の関係が見られ、線形関係を仮定すれば、最小二乗法によりその傾きは 73 と見積もられる。この値を用いて、総放熱率 G は次の式から計算される：

$$G = 73 \sum_i S_i \Delta T_{0i} \quad (8)$$

ここで、 S_i は、地表面温度 ΔT_{0i} をなす地表面積であり、 T_{0i} の総 pixel 数を計測すれば、1 pixel あたりの地表面積 3.24 m^2 を用いて容易に見積もることができる。

Fig. 6 に、各温度階級 T_{0i} に対する面積 S_i および放熱率 $Q'_i S_i$ を示す。ここで、横軸の温度は赤外画像 (Fig. 1 (c)) に示した各階級における中間値である。Fig. 6 から、より温度の低い領域からの放熱が卓越していることがわかる。これは、他の多くの噴気地と同様に、より低温の領域の面積がより広いためである。Fig. 6 に (8) 式を用いることで、総放熱率 G は 16 MW と見積もられる。Hochstein and Bromley (2005) の測定によれば、対流が G に占める割合は、平

均的には 50 % 程度であった。この関係を用いて、対流による熱輸送が 100 °C における水蒸気の凝結熱に等しいと仮定すれば、本噴気地からの放水率は 3.6 kg/s (310 ton/day) と見積もられる。

なお、前節で述べたように、 Q' と T_{10} の関係を線形と考えて総放熱率を見積もる (8) 式の表現は、Sekioka and Yuhara (1974) の熱収支法に一致する。すなわち、Sekioka and Yuhara (1974) で必要な任意定数を、IBC で近似的に求めたと考えることができる。本研究で得られた 73 は、Sekioka (1983) が示した値 17 ~ 96 の範囲内にあり、平均的とされる 37 の、約 2 倍に相当する。

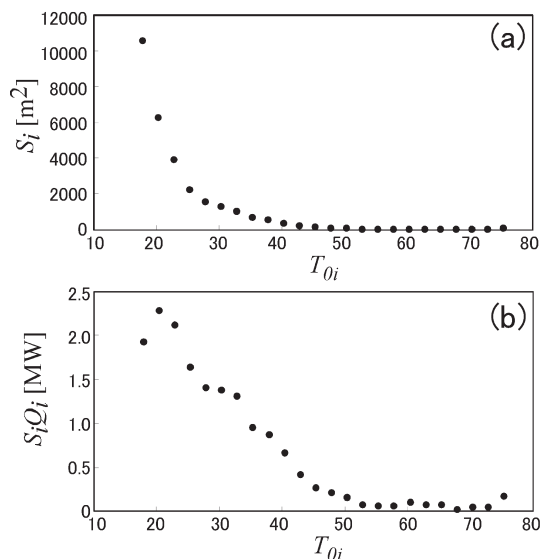


Fig. 6. (a) Ground surface area S_i at temperature T_{0i} based on Fig. 1. (b) Computed heat discharge rates from the ground of T_{0i} .

3. 2005 年測定との比較

予察的な測定として、本観測のほぼ 1 年前にあたる 2005 年 8 月 27 日、U1-U7 および N1・N2 の 9 点において、IBC による計測を実施した (梅本・他, 2005)。これら 2005 年の測定値と、今回の測定値とを比較する。当時の気温は 23 ~ 24 °C で、晴天でほぼ常に日射があった。風速が 3 m/s 前後だったこと以外は、気象条件について 2006 年と大きな違いはない。

2005 年と 2006 年について、Fig. 7 (a) (b) に 10 cm 深地温 T_{10} と本手法で測定した放熱率 Q' の比較を示す。10 cm 深地温 T_{10} はあまり変化が見られないが、放熱率 Q' は、地温の高い点

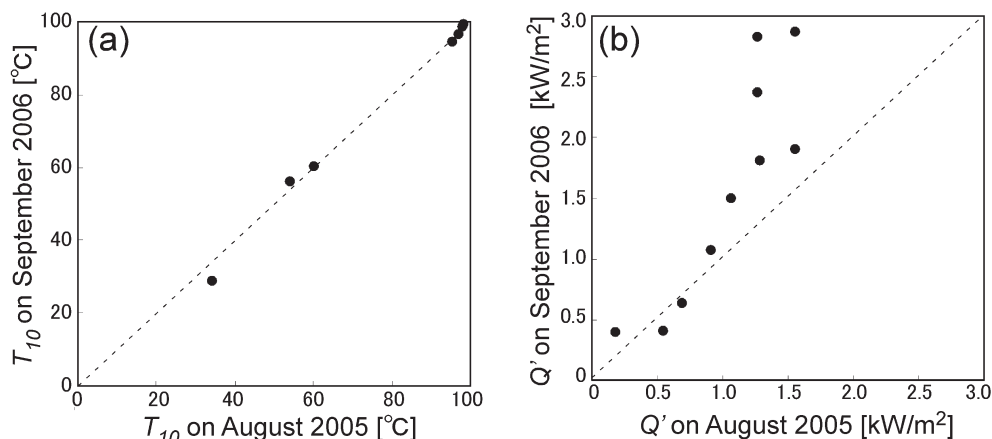


Fig. 7. Plots of results of 2006 vs. that of 2005. (a) 10 cm depth temperature T_{10} . (b) Geothermal heat flux Q' .

において 2006 年の方が大きな放熱率が得られた。

この結果は、測定方法の違いに起因すると思われる。2006 年の測定では、任意の量の氷が溶解に要した時間を計測した。一方、2005 年の測定では、Ice Box に収めた氷 100 g が、全て溶けきるまでの時間を計測した。2005 年の計測方法の問題点として、すべての氷が解けたことを外見から判定することが必ずしも容易でなく、溶解に要した時間 t が多めに計測されやすいことが挙げられる。この結果、2005 年の計測方法では、 Q' がやや過小に評価されやすい。この効果は、溶解時間が短い、大きな Q' を与える点でより顕著に現れる。

以上で述べたとおり、測定方法が異なるため、Fig.7 の結果から放熱率の増減を議論することは難しい。むしろ、Fig.7 は、IBC の高い再現性を示唆するものと言えるだろう。

今回の実験的測定は、必ずしも IBC の妥当性を保障するものではない。しかし、これまで、噴気地からの放熱率を精度よく見積もる方法が存在しなかったから、氷を用いて、誰にでも簡単に直接的な測定が行なえる可能性を示した意義は大きい。IBC の測定の妥当性については、現在、室内実験から検討を進めている。そこでは、IBC による計測結果の妥当性ととも、本研究で用いた Ice Box よりもさらに小さい、 9×12 cm 程度の大きさアルミニウム容器でも、本測定と同じ結果が得られることが示されている。それらの実験結果については、別に発表する。

VI. ま と め

氷を用いた新しい噴気地からの放熱率測定方法、Ice Box Calorimetry, IBC (氷箱熱流量計測法) を考えた。IBC で得られる放熱率は再現性に優れるが、僅かな設置場所の違い等による差異も検出される。IBC により、2006 年 9 月における有珠火山 2000 年新山西山噴気地からの総放熱率を 16 MW、放水率は 3.6 kg/s (310 ton/day) と見積もることができた。また、IBC と空中赤外画像から Sekioka and Yuhara (1974) のパラメータを見積もった結果、平均的とされる定数 37 の、約 2 倍にあたる 73 を得た。

謝辞 2006 年の観測は、北海道大学の前川徳光氏、鈴木敦生氏、橋本武志氏のご助力、ご助言のもとに実施されました。室蘭工業大学の佐波瑞恵氏には、有珠火山 2000 年新山周辺の噴気地に関して、多くの有益な情報を頂きました。2005 年の予備的測定においては、IBC による初めての火山観測として、北海道札幌開成高校コズモサイエンス学科 2 年生梅本真史氏と永峰賢一氏が測定を担当しました。ここに記して深く感謝します。

文 献

Benseman, R. F., 1959. The calorimetry of steaming 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**, 13-28.
- Hashimoto, T., T. Hurst, A. Suzuki, T. Mogi, Y. Yamaya and M. Tamura, 2008. The role of Thermal Viscous Remanent Magnetisation (TVRM) in magnetic changes associated with volcanic eruptions: insights from the 2000 eruption of Mt Usu, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **176**, 610-616.
- Hochstein, M.P. and C.J. Bromley, 2005. Measurement of heat flux from steaming ground, *Geothermics*, **34**, 131-158.
- 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.
- 福富孝治・須川 明・小林大二・徳永英二・和田昭夫・和気 徹, 1966. 北海道アトサヌプリ噴気孔の地球物理学的研究, 北海道大学地球物理学研究報告, **16**, 61-81.
- Matsushima, N., 2003. Mathematical simulation of magma-hydrothermal activity associated with the 1977 eruption of Usu volcano, *Earth Planets Space*, **55**, 559-568.
- 三浦大助・新井田清信, 2002. 有珠火山 2000 年噴火における岩脈貫入過程と潜在ドームの形成メカニズム, 火山, **47**, 119-130.
- 佐波瑞恵・西田泰典・高倉伸一・松島喜雄・茂木 透・鈴木敦生, 2004. 2000 年有珠山噴火に伴う地熱拡大域における地温, 比抵抗, 自然電位の繰り返し観測, 北海道大学地球物理学研究報告, **67**, 25-38.
- Saba, M., Y. Nishida, T. Mogi, S. Takakura and N. Matsushima, 2007. Development of geothermal field following the 2000 eruption of Usu volcano as revealed by ground temperature, resistivity and self-potential variations, *Annals of Geophysics*, **50**, 79-92.
- Sekioka, M. and K. Yuhara, 1974. Heat flux estimation in geothermal areas based on the heat balance of the ground surface, *J. Geophys. Res.*, **79**, 2053-2058.
- 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.
- Terada, A., T. Kagiya and H. Oshima, 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・松島喜雄・鍵山恒臣・大島弘光, 2008. 有珠火山 2000 年新山からの総放熱率とその変遷—1977 年噴火後の貫入マグマ冷却過程との比較, 日本地熱学会誌, **30**, 259-270.
- 寺田暁彦・鍵山恒臣・松島喜雄・吉川 慎・吉川章文・小山 寛・山■伸行・平松秀行・大島弘光, 2009. 有珠火山 2000 年新山からの総放熱率, 北海道大学地球物理学研究報告, **72**, 139-157.
- 内田 東・佐藤孝久・山下隆丞・寺田暁彦, 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—, 火山, 投稿中.
- 梅本真史・永峰賢一・梅原宏之・寺田暁彦, 2005. 氷の融解速度を利用した簡便な地熱観測—有珠山西山火口群周辺噴気地からの熱放出量推定—, 日本火山学会 2005 年秋季大会講演予稿集, 174.
- White, D. E., 1969. Rapid heat-flow surveying of geothermal areas, utilizing individual snowfalls as calorimeters, *J. Geophys. Res.*, **74**, 5191-5201.