

火山の熱的活動

鍵山 恒 臣*

Thermal Activity of Volcano

Tsuneomi KAGIYAMA*

Volcanic eruption is a discharge process of energies from the earth's interior in the form of thermal energy of hot erupted products, kinetic energy of explosive movements, seismic energy, etc. Since the thermal energy constitutes a major part of the total energy discharged by eruptions, the studies on volume of volcanic products have called our attention, and lead the keynoting results on a spatial distribution of the volume of volcanic products (i.e. thermal energy discharge) and contribution of volcanic eruption to the global energy discharge rate, etc.

It has not been well recognized, however, that volcanoes discharge significant amount of thermal energy even at a non-eruptive stage comparable with those energies in eruptions. In recent years, some remote measurement methods of heat discharge rate have been developed for inaccessible areas such as crater bottom or intense fumarolic zones, to which the earlier estimation methods were not applicable. Those methods were applied to the major active volcanoes mainly in Japan and heat discharge rates were estimated there. Non-eruptive heat discharge rates are compared with the eruptive energy discharge rates or with the volume of volcanoes to derive the eruptive energy discharge, and the result is summarized as follows.

1) Non-eruptive heat discharge rates around Northeast Japan Arc and Southwest Japan Arc are estimated to be 79 MW/100 km and 120 MW/100 km, respectively. These values are of the same order of magnitude as the thermal energy discharge rate at the eruptive stage estimated from the volume production rate of volcanoes.

2) Spatial distributions of non-eruptive heat discharge are similar to that of eruptive energy discharge, which has already been established. Namely the discharge is highest just behind the volcanic front, and rapidly decreases toward the inner side.

3) The ratio of eruptive and non-eruptive energy discharge reflects the regional stress. The heat source to maintain the non-eruptive heat discharge may be stored more easily under a tensile stress field but rather hard under a compressive stress field. Viscosity of magma is also expected to be another important factor, even though positive evidence is not presented in this review.

Our knowledge about the heat source of non-eruptive thermal activities and the chronology of volcanic activities is insufficient to a better understanding on an energy discharge process from volcanoes, including the relations of intrusive and extrusive magmatism and their quantitative geological meanings.

1. はじめに

火山の噴火は高温物質の噴出に伴う熱エネルギーや爆発の際の運動エネルギー、噴火に伴う地震のエネルギーなど様々な形で地球内部からエネルギーを放出する過程と見る事ができる。このエネルギー放出量は、ストロンボリ式、ブルカノ式等といった噴火様式によ

って違いはあるが、噴出物に伴う熱エネルギーが全放出エネルギーの大半を占める事が明らかにされている(YOKOYAMA, 1956, 1957a, b)。こうした理解に基づき噴出物量から噴火のエネルギー放出量を求める作業が精力的に行われ、いくつかの注目すべき研究が行われた。こうした経緯は、火山10周年特集号の中村

* 〒389-01 長野県軽井沢町長倉山, 東京大学地震研究所浅間火山観測所.
Asama Volcano Observatory, Karuizawa, Nagano 389-01, Japan.

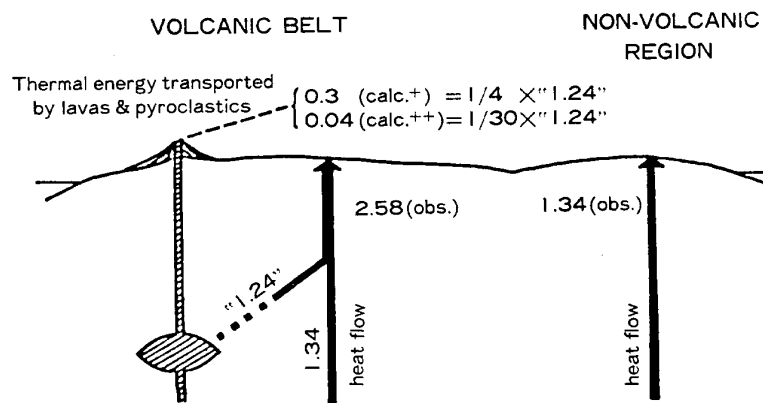


Fig. 1. Schematic heat flow (after SUGIMURA *et al.*, 1963). +: based on the materials extruded during the last 50 years, ++: based on the materials extruded during the Quaternary. Unit in HFU.

(1965), 20周年特集号の藤井(1975)に述べられており, これらの成果に基づき地球全体の物質とエネルギー放出の全体像を定量的に描く事が試みられている。

しかし, 火山は噴火時に限らず, 非噴火時においてもエネルギー, 特に熱エネルギーを火口周辺の噴気活動や温泉などによって放出し続けており, その放出エネルギーはわずかに数日から数年で1回の大噴火のエネルギーを上まわる事が指摘されている (ROBSON and WILLMORE, 1955; 福富, 1966, 1967; 湯原, 1968). この事は, 地球内部からのエネルギー放出過程において非噴火時の熱的活動が, 噴火によるエネルギー放出と同じくらい重要な役割を演じている事を示しており, これまで噴出物を通して描かれてきた島弧や地球の物質・エネルギー放出像では片手落ちである事がわかる. このように重要な意味を持つ非噴火時のエネルギー放出率の推定が行われるようになったのはごく最近の事である. その理由はひとつには非噴火時の活動が噴火に比べてあまり注目されていなかった事もあるが, もっと大きな理由はこれまで使用されていた放出率の推定方法が火口底や活発な噴気地帯など調査者が接近することが不可能な場所では使えない, あるいは簡単に適用できないといった事であった. こうした困難は最近10年間に遠隔測定法の開発と応用が行われた事により大きく改善された. 本稿ではこれらの方法を簡単に紹介し, その適用によってどのような事が明らかになってきたかを述べる.

2. 噴火によるエネルギー放出から見た火山

噴火によるエネルギー放出については多くの review があるので, ここでは後の議論に必要な事項を

紹介する事にする. 噴火によるエネルギー放出量は, 前述したように固形噴出物量から求められている. 中村(1965)はその方法を再検討し, 噴火のエネルギー放出量, $E_{tot} < J >$ と固形噴出物量, $M_s < g >$ との関係を次のように求めた.

$$E_{tot} = 1.5 \times 10^8 M_s \quad (1)$$

この推定方法は噴出物量を基にしているため, 地質学的に過去の噴火にさかのぼってエネルギー放出量を推定できる利点があり, 以下に述べるような研究に応用された. NAKAMURA (1964) は, 層序学的手法により, 新期伊豆大島火山の大噴火について, それぞれの固形噴出物量を求めた. その結果, 伊豆大島火山からのエネルギー放出率は, 最近1500年間ほぼ一定で, $6 \times 10^{17} J/100 yr$ と求められた. 同様の研究は, 三宅島火山 (一色, 1977) など多くの火山で行われている. SUGIMURA *et al.* (1963) は, 火山の体積がその火山の全活動期間にわたる噴火によるエネルギー放出の総量を表すとの立場から日本の火山の体積を見積り, 噴火によるエネルギー放出量が火山フロント上で最も大きく背弧側に向かって急速に減少するという空間分布を明らかにした. また, 地殻熱流量との比較から Fig. 1 に示すように火山地域が非火山地域よりも高くなる熱流量分は, 地下のマグマや貫入岩からの熱伝導によるものと考え, 火山噴火によるエネルギー放出は, この過剰な熱伝導による放出の数分の1から数十分の1になると推定した. この数値そのものはその後, 算出のもととなった火山の年齢が大きく変更されつつあり改訂されるべきものではあるが, 火山からの熱エネルギー放出は一部は噴火により, 一部は噴火する事なく地下に滞まっているマグマ溜まりや貫入岩を

熱源とする地熱活動や熱伝導によるという考え方は現在も変わらない。NAKAMURA (1974) は、日本における火山噴火のエネルギー放出率を島弧 100 km あたり 6.8×10^{15} J/yr (220 MW/100 km)、地球全体のエネルギー放出率を $1 \sim 3 \times 10^{19}$ J/yr と推定し、火山噴火によるエネルギー放出率は、熱伝導によるエネルギー放出率の数 % 程度と位置付けている。ただし、この推定には非噴火時の熱エネルギー放出の寄与は含まれておらず、その効果を含める事の必要性を NAKAMURA (1974) も強調している。藤井 (1975)、水谷・渡部 (1978) も同様の review を行っているが、これについては後述する。CRISP (1984) は、数百年以上の期間にわたって噴出率が推定されているデータを整理して、NAKAMURA (1974) の推定をより精度のよいものにしていく。それによると、地球全体での火山活動による噴出率は、 $26 \sim 34 \text{ km}^3/\text{yr}$ で、エネルギー放出率としては、 $8 \sim 10 \times 10^{19}$ J/yr に相当する。

3. 非噴火時の熱エネルギー放出率の測定法

最近 10 年間に測定法は大きく変貌を遂げたが、測定法を概観する前に、まず、非噴火時の熱エネルギー放出の様子を考えよう。HORAI and UYEDA (1969) に準拠して考えると、熱エネルギー放出率 Q を、熱伝導による Q_c と物質移動による Q_m に分ける。 Q_c は更に通常の熱流量 Q_{co} と過剰の流量として広域のもの Q_{cr} 、局所的なもの Q_{ci} の 3 つに分ける。それぞれの区分は必ずしも明確ではないが Q_{co} を放射性物質による熱源の量と分布に対応したもの、 Q_{cr} を地下のマグマだまりや貫入岩などによるもの、 Q_{ci} を水やガスが循環する事によってまわりの岩石があたためられて生ずるものとする。 Q_m は地表に噴出してきた水やガスによる放出で、噴気や温泉によるものをそれぞれ Q_{mf} 、 Q_{mh} 、噴気や温泉の周囲で地表面からかすかに水蒸気が出ているような微噴気地によるものを Q_{ms} として分けて考える。ここでは非火山地域は Q_{co} のみ、火山地域 (たとえば 100 km 程度のスケール) ではそれに Q_{cr} が加わり、火山体上 (10 km 程度のスケール) では Q_{ci} が加わる。火山体上に点在する噴気・温泉の周囲に存在する微噴気地では Q_{ms} が加わり、噴気、温泉では更に Q_{mf} 、 Q_{mh} がそれぞれ加わると考える。非噴火時の熱エネルギー放出率は、これらの地域に対して、それぞれ違った方法が適用される。以下にその方法を概観しよう。

i) 熱伝導卓越地

一般に、熱伝導による熱エネルギー放出率は、垂直温度勾配と熱伝導率との積で計算され、 Q_{co} 、 Q_{cr} の推定は通常の熱流量測定法に基づいて行われる。測定可能な深いボーリング孔は数少なく、高密度の測定は行われていなかったが、最近になって温度計を埋込む測定法が開発され、深度の浅いボーリング孔を中心にデータ数が増加しつつある (HONDA *et al.*, 1982; NAGAO *et al.*, 1986)。

測定の対象が火山体に入り、 Q_{ci} が加わるようになると火山体に局在する地熱地帯では、温度勾配が場所により大きく変化するため、垂直温度勾配を多数の点で知ることが必要となってしまう。福富 (1966) は、この困難を克服するため、0.5 m と 1 m の地中温度から計算される 0.75 m での温度勾配と 1 m 深地中温度との間の関係式をいくつかの代表的な点における測定から求め、更に多数の点で測定した 1 m 深地中温度分布から熱エネルギー放出率を推定する方法を示した。この方法は、江原 (1973) によって再検討され、約 25 HFU (1 W/m^2) 以上の地熱異常が検出可能である事、また、そのような地熱異常は一般には火山体の地熱活動域周辺に局在する事が明らかにされている。

ii) 微噴気地

地表面からかすかに水蒸気が出ている所では、水蒸気の移動による熱輸送が卓越している。BENSEMAN (1959) は、アルミ製の箱を地面にかぶせ、箱の上方にあけた 2 つの穴で吸気と排気を行いながら空気の流量、温度、湿度を測定する事によって、その収支から箱の底面から入る水蒸気量と熱エネルギー量を計算した。この装置では 10,000 から 70,000 HFU ($400 \sim 3000 \text{ W/m}^2$) の間では、10% の精度で測定が可能とされている。

WHITE (1969) は、降雪を利用した簡便な方法を提案した。ある適当な降雪 (風が弱く、気温が 0°C に近い状態で短時間に大量に降った雪) の後、雪が融けた範囲を適当な時間間隔で地図上に記録していく。熱流量の高い所ほど早く雪が消えるのであるから、この線はある等熱流量線となるはずである。熱流量の絶対値は、遊歩道の板のように地面から隔離された表面の融雪速度が、日射などの外的条件によって決まる事を利用して知る事ができる。この方法は、熱エネルギー放出率を簡単に安価に測定する事ができる点ですぐれているが、測定につごうのよい降雪を待たなければなら

ないなど、気象条件に左右されるという欠点があった。

近年の赤外線による表面温度測定技術の進歩により、従来の方法に比べて短時間にかつ離れた場所から熱エネルギー放出率を測定する事が可能となった。初期の赤外線利用の状況は HASE (1974), 下鶴 (1975) に詳しい。測定は航空機搭載型のマルチスペクトルスキャナーによる空中赤外映像, 地上赤外映像装置による映像, スポットメーターによる1点の観測などが行われている。従来は映像を目で眺めるだけであったが, 最近では測定処理技術の向上とともに研究者自身が直接デジタルデータを解析できるものにまで変貌してきた。こうした技術を利用した測定は多数行われている (例えば国土地理院による火山基本図, 気象庁による火山機動観測報告書, 大学による集中総合観測報告書など)。

地表面温度から熱エネルギー放出率を求める方法は SEKIOHA and YUHARA (1974), 江原・岡本 (1980) などが提出されている。SEKIOKA and YUHARA (1974) は, 地表面での熱収支の関係から地表面のある2地点の熱エネルギー放出率の差を地表面温度の差に比例する式として導いた。2地点のうち低温側を表面的に地熱徴候のない場所 (表面温度が T_0 , その標準偏差が σ_T) に固定すると, 熱異常域からの熱エネルギー放出率は,

$$Q_{ms} = (K1 + K2) \sum_{T_1 > T_0 + 3\sigma_T} (T_1 - T_0) N(T_1) A, \quad (2)$$

と与えられる。ここで $N(T_1)$ は地表面温度が T_1 となる部分の映像上の画素数, $A \langle \text{m}^2/\text{pixel} \rangle$ は1画素が代表する面積である。 T_0, σ_T は, 表面温度の頻度を統計処理する事で得られる (鍵山他, 1979)。また, $K1, K2$ は, それぞれ赤外による放射の効果, 顕熱および潜熱の放出の効果を表す係数 $\langle \text{W}/\text{m}^2\text{C} \rangle$ であり, 地表付近の気象観測によって決定される。SEKIOKA (1983) は, これまでの測定結果を整理して代表的な気象条件下での係数を与えている。それによると平均的な気象条件下では $K1, K2$ はそれぞれ2および35程度となり, 気象観測データがない場合には1桁程度の不確定はあるがこの値が使われる。この方法では $50 \sim 100 \text{ W}/\text{m}^2$ ($1000 \sim 2000 \text{ HFU}$) 程度以上の熱異常の検出が可能である。

iii) 噴気地帯

噴気による熱エネルギー放出は, 非噴火時のエネルギー放出のかなりの部分を占める事が予想され, その

熱エネルギー放出率を知る事は重要である。ROBSON and WILLMORE (1955), 清野 (1959), 湯原 (1968), 福富・他 (1966) は, 噴気の温度, 水蒸気密度, 噴出速度, 噴気の断面積を直接測定して熱エネルギー放出率を求めた。しかし, この方法は活発な噴気地帯に長時間滞在する必要がある, また, 火口底などの接近不可能な場所には適用できないなどの問題をもっていた。

こうした困難を克服する1つの方法として, 大喜多・下鶴 (1975) は, バリンジャー相関スペクトロメーターによって火山からの SO_2 放出率を遠隔測定し, 噴気温度および H_2O と SO_2 の比の見積りに基づいて熱エネルギー放出率を推定する方法を提唱した。しかし, テストフィールドの浅間火山では火口底の噴気の $\text{H}_2\text{O}/\text{SO}_2$ を測定する事は困難で, またこの比が火山によって数10から数1000と3桁以上も変動するため概略値を仮定する事もできず, 熱エネルギー放出率の推定は行われなかった。川村 (1977) は, この方法を薩摩硫黄島火山に適用し, いくつかの代表的な噴気について, 従来の直接測定法と噴気ガスの成分測定から熱エネルギー放出率と SO_2 放出率を求め, その相関関係の式に硫黄島全体からの SO_2 放出率, $6.4 \text{ kg}/\text{sec}$ (大喜多・他, 1977) を代入する事で全体の熱エネルギー放出率, $1.2 \times 10^3 \text{ cal}/\text{sec}$ を求めた。しかし, この結果から求められる $\text{H}_2\text{O}/\text{SO}_2$ は, 28と計算され, 著しく小さい値となる。この事は, それぞれに誤差を持つ噴気ガスの成分比と熱エネルギー放出率の測定値から求めた相関式を外挿したために起こったものと考えられる。この2つの例は, いずれも $\text{H}_2\text{O}/\text{SO}_2$ の測定精度に難点がある事を示しているといえよう。

一方, 鍵山 (1978) は, 噴気の煙を plume rise と見なして BRIGGS (1969) の式から熱エネルギー放出率を求める方法を提唱した。噴気による熱エネルギー放出率は, (3) 式あるいは (4) 式で求められる。

$$h = C1 \cdot X^{2/3}, \quad Q_{mf} = 2.7 \times 10^4 C1^3 \cdot U^3 \quad (3)$$

$$h = C2 \cdot t^{2/3}, \quad Q_{mf} = 2.7 \times 10^4 C2^3 \cdot U \quad (4)$$

ここで, $h \langle \text{m} \rangle$ は噴気のプルームの中心の上昇高度, $X \langle \text{m} \rangle$ と $U \langle \text{m}/\text{sec} \rangle$ は噴出口からの水平距離と風速, $t \langle \text{sec} \rangle$ は噴気が噴出口を出てからの時間である。具体的な測定方法は KAGIYAMA *et al.* (1980) に譲るが, $5 \sim 10$ 秒間隔で連続的に撮影されたプルームの写真を解析して上昇パターンにもっともよくあう $2/3$ 乗の曲線の係数 $C1$ あるいは $C2$ と風速を決定する事で Q_{mf} を推定する。この方法で有珠火山において繰り返し測定を行った結果, 異なった気象条件下でも再

現性はよく、結果に含まれる誤差を 100% と容認して Q_{mf} が $Q_{mf}/2$ と $2Q_{mf}$ の間にあると考えれば、従来の直接測定法の結果ともよく一致する事が確かめられた (KAGIYAMA, 1985a, b).

こうした測定が行われていない火山については、写真、その他の情報から次のような経験則に基づいて推定する事ができる。H: 火口から数キロ離れた山麓からでも噴煙の形が観察される程に優勢な噴気がある。数 10 MW~数 100 MW 程度, M: 優勢な噴気地帯はあるが噴煙が観察される程ではない, 数 MW から数 10 MW のオーダー, L: 全く熱的兆候がないか, あってもごく微弱なもの, 1 MW のオーダーかそれ以下。

風が極端に弱く噴気がほとんど垂直に上昇している場合には、 Q (watt) とプルームの最高高度 H_m (m) との関係は MORTON *et al.* (1956) の式で与えられる。

$$Q=(H_m/8.2)^4 \quad (5)$$

iv) 温泉

温泉による熱エネルギー放出率は、通常は水温とその地方の地下水温との差および流量によって計算される。しかし、温泉が川や湖の底から湧出している場合には湧出量を測定する事が困難である。こうした場合に ELLIS and WILSON (1955), FOURNIER *et al.* (1976) は、これらの温泉が同じ起源を持つと仮定して泉源の温度と塩素成分比、および下流における塩素の全放出量を測定する事で熱エネルギー放出率を推定している。

4. 非噴火時における熱エネルギー放出率の推定の現状と問題点

測定方法の変化とともに熱エネルギー放出率の推定結果も変わってきた。初期の推定値としては、WHITE (1965) が世界の主要な地熱地帯からの熱エネルギー放出率 (主に Q_m) の総計として 10^{17} cal/yr (4×10^{17} J/yr) を出しているが、未調査地域が多いため推定値はその後出された値よりもずっと小さい。前述の藤井 (1975) は、この値を引用している。福富 (1966, 1970a) は、1 m 深地中温度測定による温泉地の周辺からの熱伝導による熱エネルギー放出率 Q_{e1} と温泉や噴気による熱エネルギー放出率 Q_m を北海道の主要な温泉地について求め、北海道全体および日本全体の $Q_{e1}+Q_m$ を 440 MW および 4,600 MW と推定している。水谷・渡部 (1978) は、日本の温泉の熱エネル

ギー放出率が 2×10^{17} J/yr (早川, 1970) である事から地球全体ではその 10 倍の 2×10^{18} J/yr と推定しているが、早川 (1970) は、福富 (1970a) の推定値を引用したものである。この当時の調査は山麓の温泉地が主で、火口周辺からの熱エネルギー放出率は含まれていない。角 (1977) は、報告されている全国の温泉による熱エネルギー放出率 Q_{mh} を集計している。このデータは人工的に開発された温泉が多く含まれているため、他の自然な状態での熱エネルギー放出率のデータと同等に扱う事はできないが、温泉活動の地域による相対的な差を知る指標として有用である。温泉による熱エネルギー放出率のデータは、新しいものほど未調査地域が少なくなる反面、温泉開発が進むために自然な状態での熱エネルギー放出率よりも過大評価される程度が大きくなるのでデータの扱いには注意が必要である。

火口周辺からの熱エネルギー放出率、特に噴気活動による熱エネルギー放出率が重要である事は以前から指摘されていたが (福富, 1967; 湯原, 1968), 火口部の調査は、遠隔測定法の登場とともに盛んに行われるようになり、KAGIYAMA (1981, 1983, 1985a) は、従来からのデータを集計するとともに、全国の主要活火山について地表面温度分布と噴気の連続写真を解析して火口部からの熱エネルギー放出率 $Q_{ms}+Q_{mf}$ を求めた。この結果は 5 節に述べる。

以上述べてきた事を踏まえて熱エネルギー放出率の推定の現状と問題点を考えてみよう。日本付近においては非火山地域の地殻熱流量が 40 mW/m^2 程度であるのに対して火山地域は 100 mW/m^2 以上、数 100 mW/m^2 程度になる事が既に明らかにされている (UYEDA and HORAI, 1964; 江原, 1974, 1984)。近年、地殻熱流量の測定が精力的に行われるようになり、Fig. 2 に示すような島弧を横切る地殻熱流量の断面図が得られるようになったが、この結論を大きく変える事にはならず、今後データの追加があったとしても熱エネルギー放出率の見積りには大きく影響してこないであろう。むしろ、火山地域と非火山地域の地殻熱流量の差が全て火山地域の貫入岩やマグマ溜まりからの熱伝導によるものであるかどうか疑問であり、放射性物質の分布、プレート間の摩擦による発熱や吸熱反応、マントルウェッジ内での対流などによる効果として検討が進められている (古川・上田, 1986; HONDA, 1985; YAMANO and UYEDA, 1986)。したがって、その意味合いは今後大きく変わって行く事が

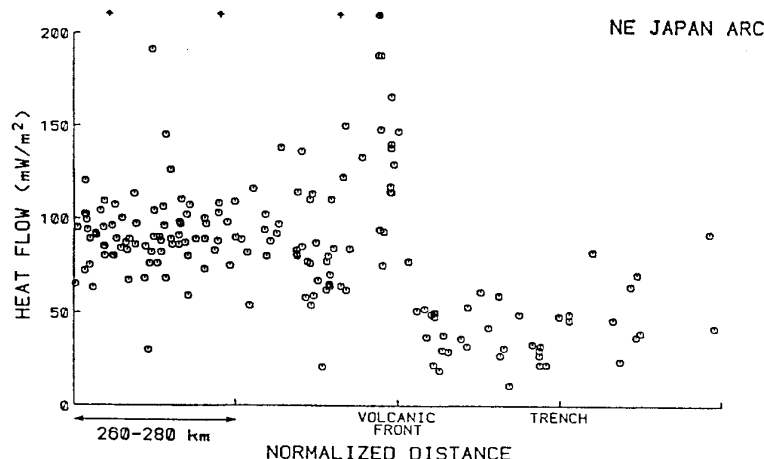


Fig. 2. Heat flow versus distance across the Northeast Japan Arc (YAMANO and UYEDA, 1986).

予想される。

一方、火山体に入ると事情は変わり、 400 mW/m^2 以上の地殻熱流量がしばしば測定されるようになる。しかしながら、現在の地殻熱流量の測定は火山体を避けて行われているのが実情であり、十分な推定は行われていない。 1 W/m^2 を越えるような場所は地熱地帯近傍に限られる事が明らかになっているので、火山のスケール（仮に $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ とする）では数 100 mW/m^2 程度の地殻熱流量が期待される事になり、熱エネルギー放出率は1火山について数 10 MW と、無視できない値となる。 1 W/m^2 以上の場所からの熱エネルギー放出は 1 m 深地中温度測定によって推定が可能であるが、あまり多くの火山では行われていない。 100 W/m^2 以上の熱エネルギー放出率を持つような場所は地表面温度の異常として検出されるはずであるから、地熱兆候のない場所の平均的な熱エネルギー放出率は数 10 W/m^2 と考えられる。このような場所は地熱活動域のごく近傍に限られるので、スケールとして $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ の範囲を考えると、熱エネルギー放出率は数 MW になる。この事は、火口周辺に数 10 MW 以上の地熱活動を持つ火山では無視できる程度の量であるが、火口周辺に地熱兆候を見出す事のできない火山であっても数 MW 程度の熱エネルギー放出率を持っている可能性がある事を示している。

5. 火山からの熱エネルギー放出の特徴

これまでの結果に基づいて主に日本の火山の熱エネルギー放出の特徴について議論しよう。以下の議論では島弧を Fig. 3 に示すように4つの地域に分ける。噴火によるエネルギー放出率が得られている場合には

そのデータを使い、得られていない場合には便宜的に火山の体積 (ARAMAKI and Ue, 1978) を使用する。本論で扱う火山の大部分は数万年の活動年代であるので熱エネルギー放出率に替わる相対的な尺度として用いてもオーダーを誤る事はないと考える。噴火によらない熱エネルギー放出率は、温泉の熱エネルギー放出率 (角, 1977) と火口周辺からの非噴火時の熱エネルギー放出率 (KAGIYAMA, 1983) による。したがって、 Q_m のみを議論の対象にしている事になる。また、ここでは温泉と火口部のデータを分けて検討する。火口部のデータが自然の状態を示すのに対して温泉のデータは人工的な開発の影響を受けているからである。

5.1. 噴火によらない熱エネルギー放出の寄与

噴火によらない熱エネルギー放出が噴火による熱エネルギー放出に比べてどの程度の割合になるかは長い間の懸案であった。両者を Fig. 3 で比較すると、噴火による熱エネルギー放出率が提出されている伊豆大島火山 (NAKAMURA, 1964) や三宅島火山 (一色, 1977) では、噴火によらない熱エネルギー放出率が噴火による熱エネルギー放出率の数分の1になっている。噴火による熱エネルギー放出率が提出されている火山は数少ないので火山の体積を活動年代で割った値 (守屋, 1983) を便宜的に使用すると、両者の比は $1/10$ から 10 の間にばらついている。当然の事ながら、現在非噴火時の熱エネルギー放出が不活発な火山、例えば富士火山などではこの比はほとんど 0 になるはずであり、個々の火山ではばらつきが大きくなる。

日本の火山について平均的な熱エネルギー放出率を比較すると、噴火によるエネルギー放出率は島弧 100

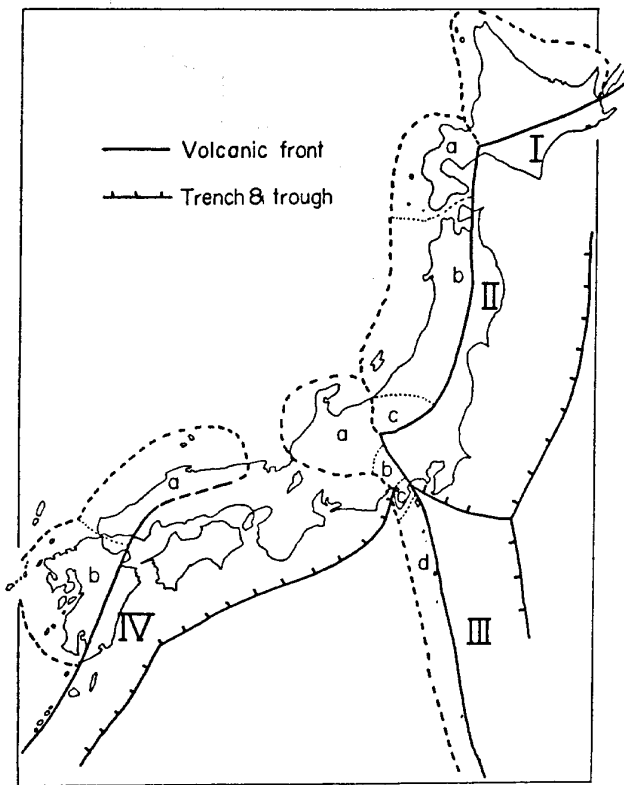


Fig. 3. Tectonic settings around Japan. I: Hokkaido-Kurile Arc, II: Northeast Japan Arc, III: Izu-Bonin Arc, IV: Southwest Japan Arc; a, b, c and d indicate the sub-regions.

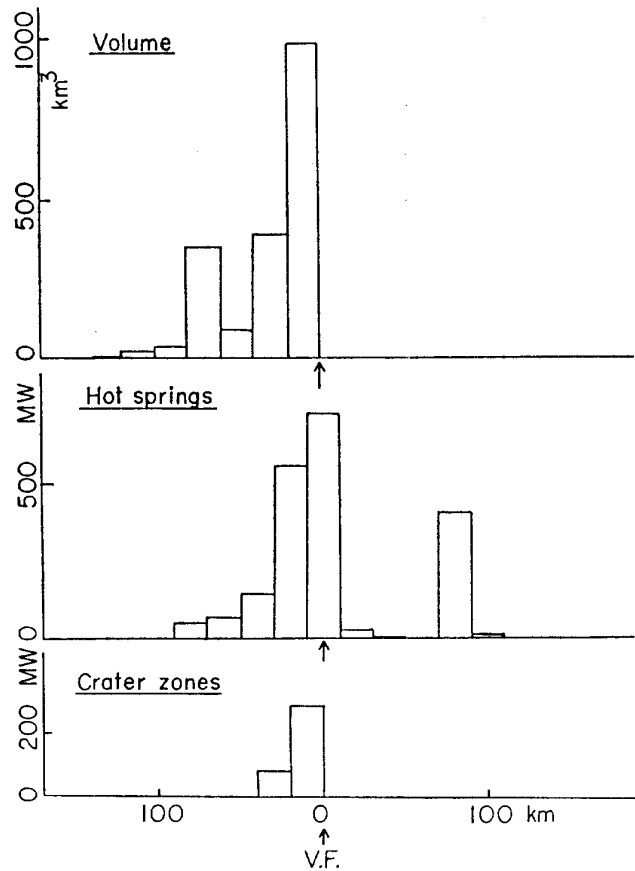


Fig. 5. Eruptive and non-eruptive thermal Activities versus distance across the Northeast Japan Arc.

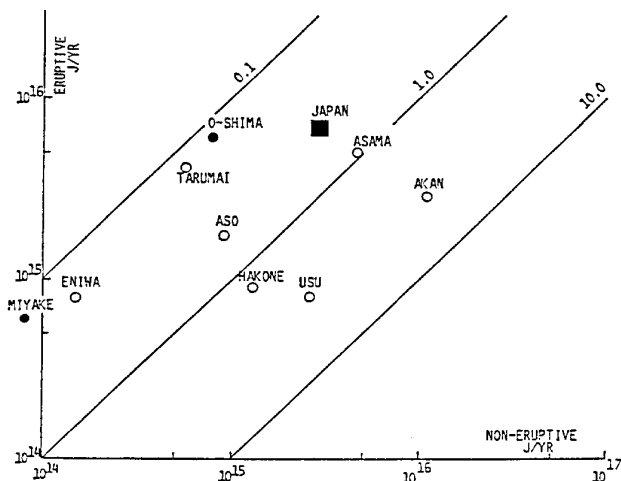


Fig. 4. Relation between eruptive and non-eruptive heat discharge rates of volcanoes. "JAPAN" represents the average value in 100 km segment of Japan Arc.

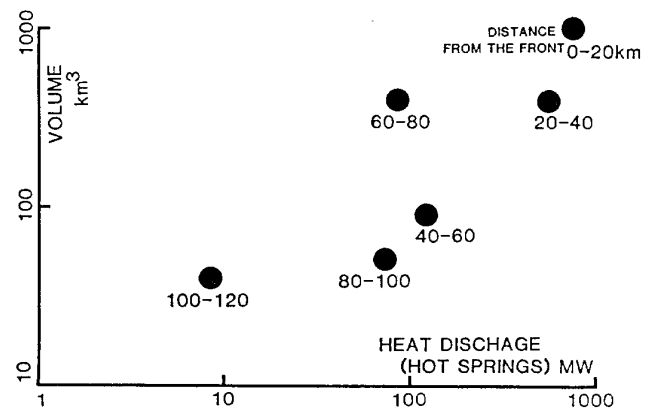


Fig. 6. Relation between the volume of volcanoes and heat discharge rate of hot springs presented in Fig. 5.

km あたり 6.8×10^{15} J/yr (NAKAMURA, 1974) であるのに対して、噴火によらない火口からの平均的な熱エネルギー放出率は、東北日本(地域 I ~ III)で 79 MW/100 km (2.5×10^{15} J/yr), 西南日本(地域 IV b)

で 120 MW/100 km (3.8×10^{15} J/yr) と求められるので、日本の平均としてはおよそ 90 MW/100 km (2.8×10^{15} J/yr) となり、Fig. 4 に示すように噴火によらない火口からの熱エネルギー放出率が噴火による熱エネルギー放出率の数分の 1 である事がわかる (KAGIYAMA, 1983, 1985a)。温泉による熱エネルギー放出率

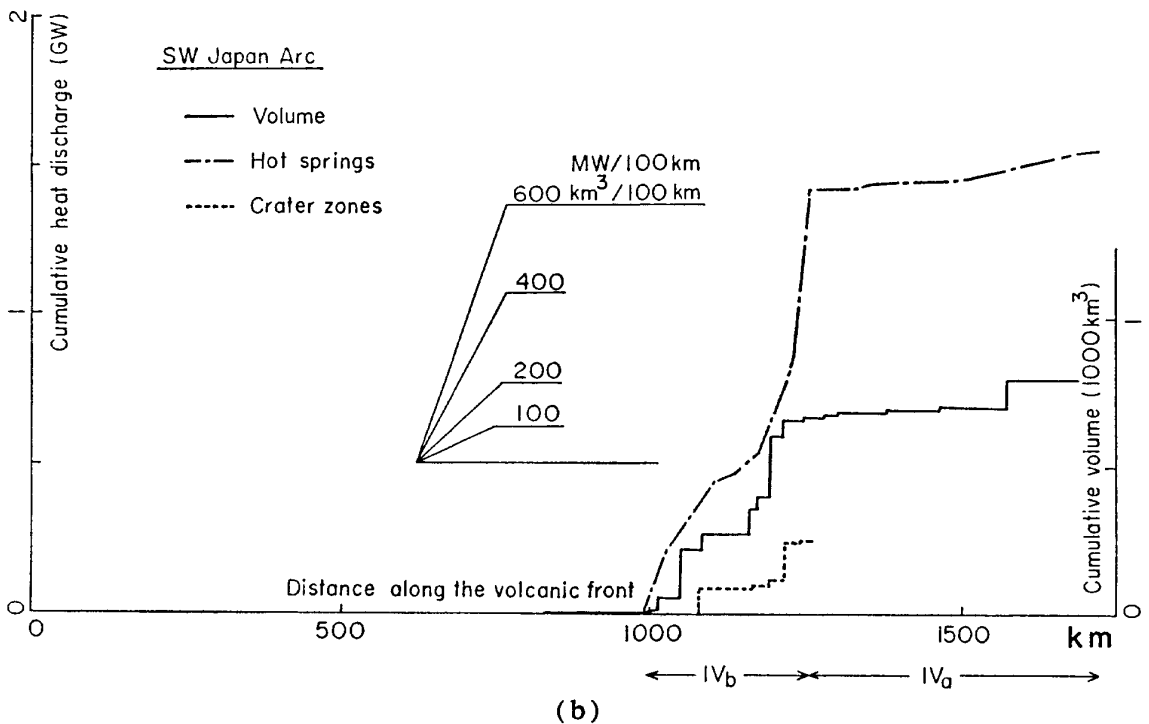
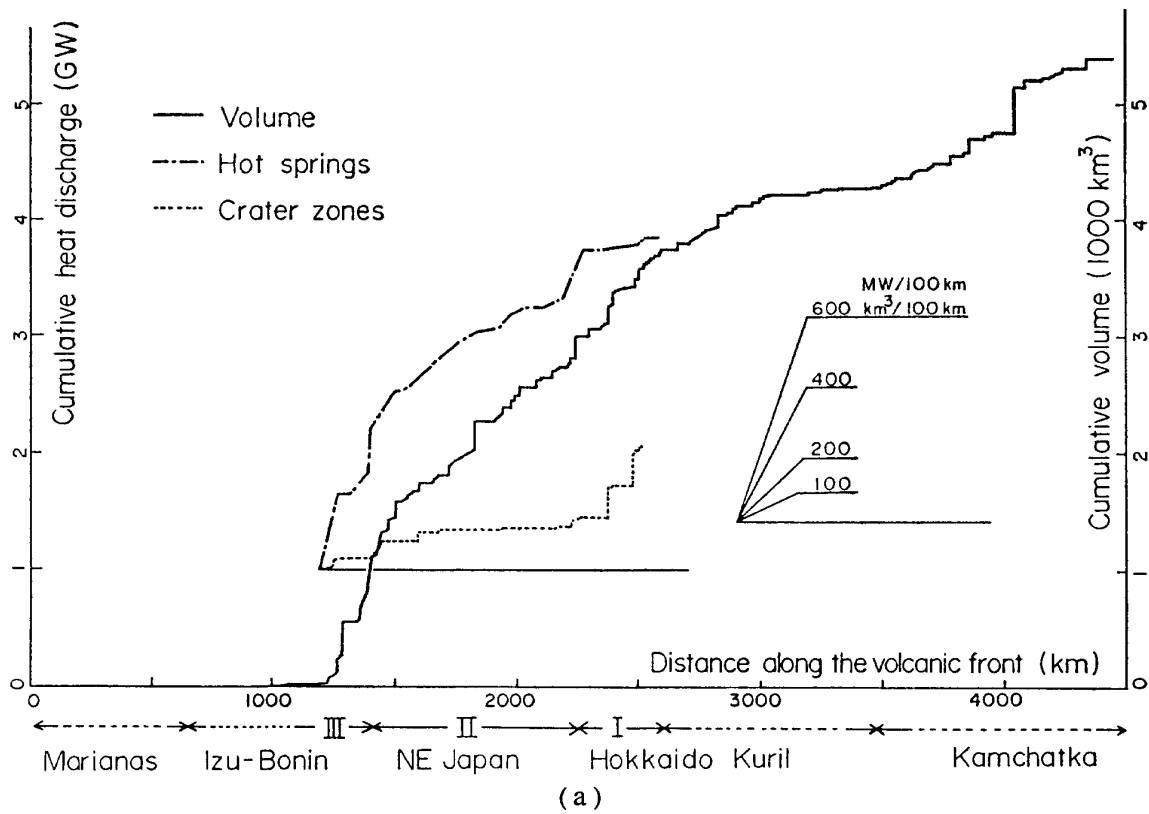


Fig. 7. Cumulative volume and heat discharge rates along the volcanic front. (a) Northeast Japan. (b) Southwest Japan.

は火口からの熱エネルギー放出率の数倍になるが、開発により過大評価されているため単純に両者の和をもって噴火によらない熱エネルギー放出率と考える事はできない。仮に数倍に過大評価されているとすると、

噴火によらない熱エネルギー放出率は噴火による熱エネルギー放出率とほぼ同じオーダーであると言える。

CRISP (1984) は、深成岩と火山岩の生産率の比を数倍から 10 倍程度と推定しており、やや大きいのは

ほぼ一致した結果を出している。しかし、この比は地理的に離れた場所での深成岩と火山岩の生産率を比較したものであるため、本論で考えている比と同じものであるかどうかは疑問である。

5.2. 噴火によらない熱エネルギー放出率の空間的分布

火山噴出物の総体積は火山フロントにおいて最大で内側に急速に減少し、海溝側ではなくなる事はよく知られている (SUGIMURA *et al.*, 1963)。噴火によらない熱エネルギー放出率の空間分布を噴火による熱エネルギー放出率の空間分布と比較してみよう。火山の体積、温泉からの熱エネルギー放出率、火口周辺からの熱エネルギー放出率を火山フロントに垂直方向に 20 km おきを集計すると、Fig. 5 に示すように火山フロントより海溝側の非火山性の温泉を除けば、噴火によらない熱エネルギー放出率の分布は火山の体積の分布をスムーズにした形をしている。また、それぞれのセグメントでの火山の体積と温泉の熱エネルギー放出率との間には Fig. 6 に示すように弱い直線関係が見られ、両者の比が火山フロントからの距離によらずほぼ一定である事が伺える (火口のデータについてはフロントから離れたセグメントのデータがないため明らかでない)。温泉の温度もここには示さないが火山フロントから 100 km 以内では各セグメントで同じ頻度パターンを示しており、特に火山フロント上において噴火によらない熱エネルギー放出の寄与が大きくなるという事は見られない。

火山フロントに沿う方向に火山の体積、温泉からの熱エネルギー放出率、火口周辺からの熱エネルギー放出率を積算して Fig. 7 で比較すると、各積算曲線は細かい所で違いはあるが、大局的な傾向は似ている。積算曲線の傾きからそれぞれの地域について平均的な熱エネルギー放出率を求めると、噴火による熱エネルギー放出と噴火によらない熱エネルギー放出との間には Fig. 8 のような直線関係が見られ、更に細かく見ると、九州 (Region IV b) は噴火によらない熱エネルギー放出が活発な方へシフトし、北海道 (Region I) は逆に低調な方へシフトしている。この事は、後で議論する。

5.3. 火山のエネルギー放出形態の差異

前述の 2 つの事項は、個々の火山の熱エネルギーの放出の仕方の違いを無視して島弧全般の平均像を議論してきた。しかし、例えば、しばしば本質物質を噴出する浅間火山は、非噴火時においても 150 MW 程度

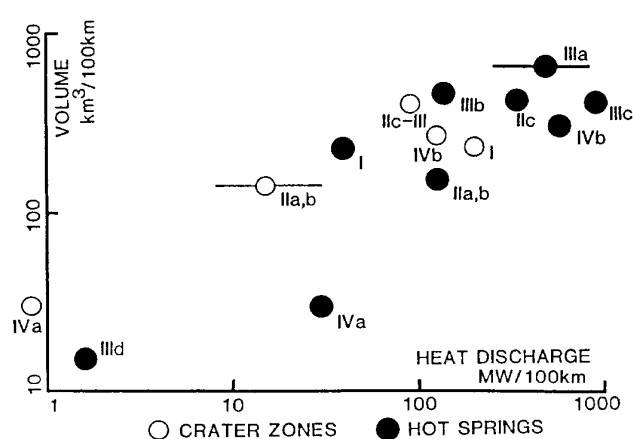


Fig. 8. Relation between the volume of volcanoes and heat discharge rate.

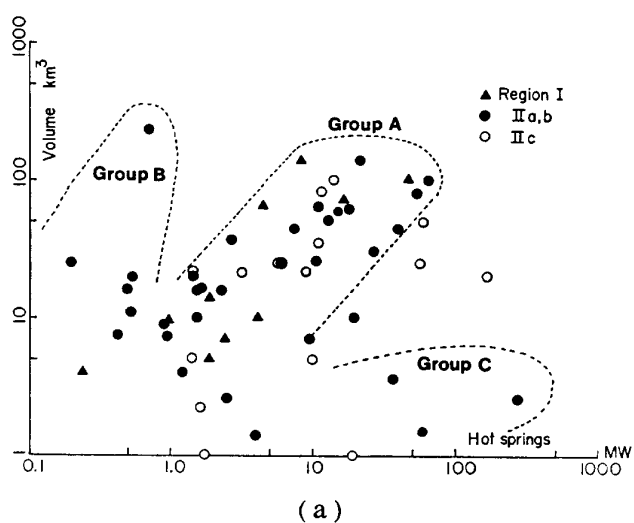
の熱エネルギーを放出しており、300 年程前に本質物質を噴出した富士火山では全く地熱活動は見られない。この違いは、地下に存在する熱源が噴火後しだいに冷却していったと考えれば説明は可能である。しかし、一方、歴史時代に全く噴火記録のない箱根火山では優勢な噴気地帯が存在しており、単に最後の噴火からの経過時間だけでこの違いを説明する事はできない。この節では、こうした違いを検討する。

個々の火山について噴火によらない熱エネルギー放出率を火山の体積と比較すると (Fig. 9, Fig. 10) 次のような事が分かる。

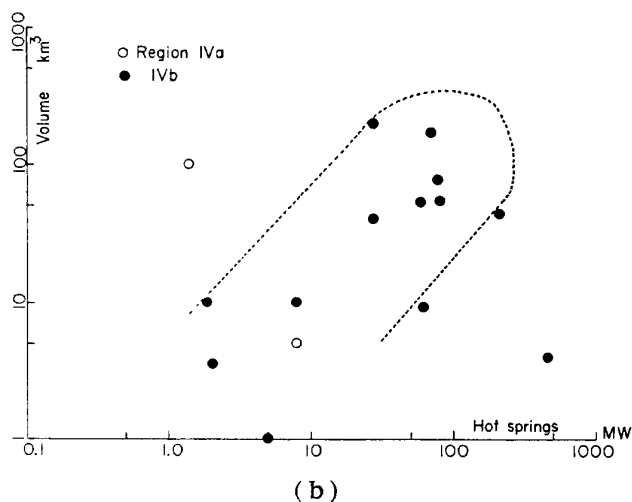
1) 地域 I, II の弧では、多数の火山が体積と噴火によらない熱エネルギー放出率との比がほぼ同じ値となるグループを形成し (グループ A)、それからはずれる少数の、体積は大きい噴火によらない熱エネルギー放出が低調な火山 (グループ B) と、体積は小さい噴火によらない熱エネルギー放出が活発な火山 (グループ C) とがある。同様の関係は地域 IV b においても見られるが、伊豆小笠原弧では見いだせない。火口部からの熱エネルギー放出率と火山の体積との関係でも同様の傾向が見られる。この事は、噴火による熱エネルギー放出と噴火によらない熱エネルギー放出との比がそれぞれの弧において、ある共通するような条件でコントロールされている事を暗示している。

2) グループ A の火山について噴火によらない熱エネルギー放出率と噴火による熱エネルギー放出率との比を見ると、東北日本弧と北海道でほぼ同じであるのに対して九州地方の火山では噴火によらない熱エネルギー放出の比重がより大きくなっている。

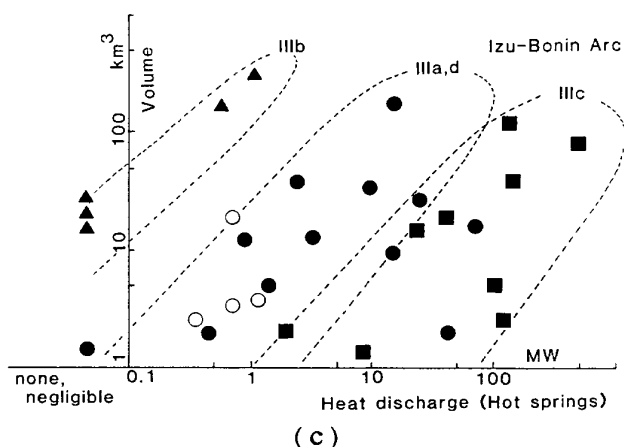
3) 伊豆小笠原弧では箱根および伊豆半島の火山とその北側の愛鷹火山から八ヶ岳火山にかけての地域の



(a)



(b)



(c)

Fig. 9. Volume-thermal activity diagram for hot springs. Volcanoes are divided into three groups; Group A: normal volcanoes, Group B: large volume but thermally inactive volcanoes, Group C: small volume but thermally active volcanoes. (a): Hokkaido and Northeast Japan Arc, (b): Southwest Japan Arc, (c): Izu-Bonin Arc.

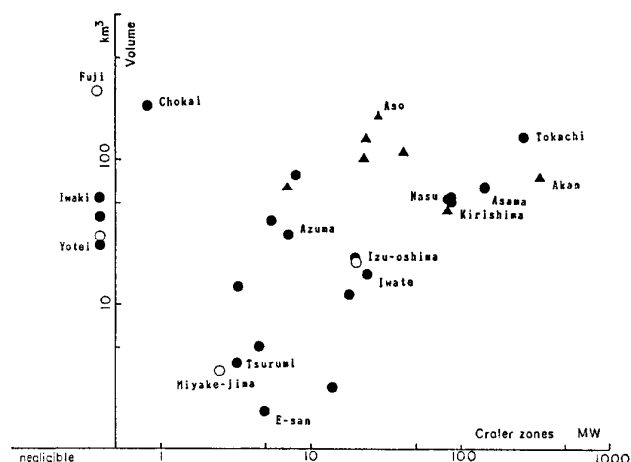


Fig. 10. Volume-thermal activity diagrams for crater zones. Open circles: basaltic volcanoes. Solid triangles: including the volume of pyroclastic flows. Solid circles: other andesitic volcanoes.

火山との間に明瞭な違いが見られ、北側では噴火によらない熱エネルギー放出が低調であり、南側では活発になっている。

この3点について次のような事が考えられる。

i) エネルギー放出形態による火山の分類

Fig. 9 と Fig. 10 のダイアグラムから火山を以下の4つのタイプに分ける事ができる。タイプA: 火口部、温泉の熱エネルギー放出ともAグループに属する火山、タイプBa: 火口部の熱放出は不活発だが温泉ではグループAに属する火山、タイプBb: 火口部、温泉ともにグループBに属する火山、タイプC: 温泉の熱放出がグループCに属する火山、

タイプAの火山は、多数を占めるという意味でその地域の平均的な噴火と噴火によらない熱エネルギー放出の比を表すと考える。浅間、十勝、岩手などの火山がその例である。大部分の火山に噴火記録がある。

タイプBaに属する火山は、椿名、岩木、蓼科火山などがその例で、岩木火山に水蒸気爆発の記録がある以外は歴史時代に本質物質を噴出するような噴火記録を持たない。この事は、タイプBaの火山が本質的な噴火後しだいに冷却して火口部からの放熱を停止し温泉活動のみが残っている事を意味するものかもしれない。

タイプBbの火山は、鳥海、暑寒別、利尻、知床火山などがあげられる。伊豆小笠原弧ではグループAが定義できないのでタイプに分類できないが、富士、愛鷹、八ヶ岳などの火山もよく似た特徴を持つ。このタイプの火山の噴火によらない熱エネルギー放出が低い

事には4つの理由が考えられる。

a) 温泉が未開発である。北海道東部の知床火山などのように遠隔地の火山ではこのような事が考えられる。こうした火山は地学的にはタイプ Ba に属すべき火山である。

b) 古い火山で、もはや熱源を持っていない。火山の活動年代に関するデータが乏しいためはっきりとした事はわからないが、こうした火山は、もしあるとすれば本稿の議論からは除かれるべき火山である。しかし、富士、鳥海などの火山は本質的な噴火の記録を歴史時代に持っており、別の理由を考える事が必要である。

c) 火山は熱源を持っているが、温泉を維持していくための水がないため温泉活動がない。侵食されていない山体や溶岩流などの透水性の悪い被覆を持つ火山には温泉がないとしばしば指摘され、例えば富士火山や羊蹄火山では降雨のすべてが伏流水となっている事が確認されており、温泉活動は見られない(湯原・江原, 1981)。しかし、鳥海火山などのように、侵食された山体を持ち、かつ本質的な噴火を歴史時代に行っていないながら温泉活動のない火山もあり、これだけでは説明できない。

d) 本質的な噴火の後、熱源を比較的浅い部分に残さない。たとえば西之島火山では噴火後他の火山に比べて急速に冷却した(江原・他, 1977a, b)。この事は、噴火後の熱エネルギー放出活動を維持するための熱源の体積、あるいは熱源の性質の違いを反映しているものかもしれない。この事については、マグマの粘性および広域応力場の性質が影響を与えているかもしれない。

まず粘性について考えると、粘性の高いマグマは噴出しにくく、また噴火後は逆流しにくいであろう。玄武岩を噴出する富士、愛鷹などの火山の噴火によらない熱エネルギー放出率の比が低いのは調和的に見える。しかし、同じ玄武岩を噴出する伊豆大島や三宅島の火山は正常なエネルギー放出形態(比)を示しており、必ずしも単純ではない。この違いは、あるいはマグマの頭位の違いを反映したものかもしれない。すなわち、頭位の高い伊豆大島、三宅島の火山では噴火によらない熱エネルギー放出率が正常な比を示し、頭位の低い富士、愛鷹などの火山では低い比を示しているものかもしれない。したがって、マグマの粘性が熱エネルギー放出形態に何らかの影響を及ぼす事は十分考えられるが、玄武岩を噴出する火山が少ないため現時点では確

定的な結論を出す事はできない。

次に応力場について考えると、より張力的な応力場では、マグマが地下に存在する空間を確保する事が容易と考えられる。NAKAMURA (1977) は、張力場においてはマグマが上昇する経路を容易に作り得るのに対して圧縮場ではそれが困難であるため過去に使った経路を上昇するため、張力場の火山は単成火山となり、圧縮場の火山は複成火山となる傾向がある事を示している。この考えを拡張すると、より圧縮的な応力場では大きな成層火山となり、より張力的な応力場では小さい火山の群になると考えられる。タイプ Bb の火山に大きな成層火山や孤立した火山が多くなる傾向がある事は、タイプ Bb の火山の一部が応力場で規定されている事を示しているものかもしれない。

タイプ C の大部分の火山は、溶岩ドームを持っており、次のような説明が考えられる。1) ドームを作るマグマはより粘性が高く貫入岩となりやすい。2) ドーム生成時にできた割れ目系が温泉活動を維持する水を供給しやすくしている。3) 体積の過小評価。タイプ C の火山の周辺には第4紀の火山とは確認されていないがドームのようないくつかの山をしばしば見る。もしこれらの山が今考えている温泉と密接な関係を持つ火山であるとしたら、火山の体積は過小に評価されている事になる。

ii) 熱エネルギー放出形態の地域的差

先に述べた熱エネルギー放出形態の4つのタイプは、個々の火山について考えたものであったが、同時にこの形態の違いに地域的な差が見られたので、この事について考えてみよう。火口部のデータは、有効なデータ (Q_{c1} の寄与を無視できる数 MW 以上の熱エネルギー放出率を示す火山) の数が少ないため、温泉の熱エネルギー放出率と噴火による熱エネルギー放出との関係を検討する。

先に述べたグループ A の火山が占める領域を比べると、北海道 (Region I) と東北日本弧 (Region II) ではほぼ同じ場を占めているのに対して九州 (Region IVb) では噴火によらない熱エネルギー放出の比重が大きい方にシフトしている。日本では人間活動の密度が高いので一部の辺地を除けば温泉開発に対する努力が大きく違う事はあまり考えられず、特に東日本と西日本でこのような違いが出てくるとは思えないのでこの事は地学的に意味があると思われる。地震学的、測地学的研究からは東北日本弧は圧縮応力場にあり、日本海沿岸では逆断層の地震も発生している。それに対

して九州地方，特に本稿のデータの多くを占める中部九州の火山は張力的な応力場であり，正断層の地震も発生している（山科・村井，1975；山科・三浪，1975）。こうした事実は，九州地方が東北日本より張力的応力場であり，地下の浅部に熱源を保存する空間をより容易に確保できるために起こると考えれば説明が可能である。また，前節では北海道の温泉によるエネルギー放出の比重が東北日本よりも低くなる事を述べたが，この一見矛盾した結果は，北海道においてタイプ Bb の火山の数が多いためにおこっており，グループ A の火山に限っていえば両地方に違いはない。タイプ Bb の火山が北海道で多くなるのは，特に北海道東部等では温泉が未開発であるためと思われる。

iii) 伊豆小笠原弧の火山のエネルギー放出形態の特徴

伊豆小笠原弧の火山の体積と噴火によらない熱エネルギー放出率との関係は，Fig. 9c に示すように次の4つの小地域に分けられる。IIIa: 蓼科火山以北，IIIb: 八ヶ岳火山から愛鷹火山にかけての地域，IIIc: 箱根および伊豆半島，III d: 伊豆大島以南。これらのうち，IIIa と III d の小地域の火山のエネルギー放出形態は，東北日本弧や北海道とほぼ同じであるのに対して，IIIb の火山は噴火によらない熱エネルギー放出が低調であり，IIIc の火山では逆に活発である事がわかる。また，IIIb と IIIc との境界がフィリピン海プレートとアジアおよび北米プレートとの境界に一致するのも興味深い。こうした事実はプレートどうしの衝突が，火山の熱エネルギー放出形態に影響した事を暗示している。同じような違いは Fig. 11 に示す火山の密集の程度にも見られる。IIIb の火山が孤立しているのに対して IIIc の火山は密集している。これまでに述べてきた“火山の熱エネルギー放出形態はその火山をとりまく応力場により規定される”という考えに従えば，IIIb の応力場はより圧縮的であり，IIIc の応力場はより張力的となるはずである。2つの小地域は，プレートがぶつかりあう境界であるから通常は両者ともより圧縮的になるはずである。しかし，中村・島崎(1981)は，伊豆半島周辺はフィリピン海プレートの北端にあたり，相模・駿河両トラフにおける沈み込みのためにプレートが曲げられ，その上面では張力的な応力場が期待される。実際，地震や測地学的なデータから期待される水平最小圧縮方向は，両トラフに対して垂直に交わるように曲がる傾向が見られ，地質学的にも大室山火山群のように，張力的応力場である事を強く示唆

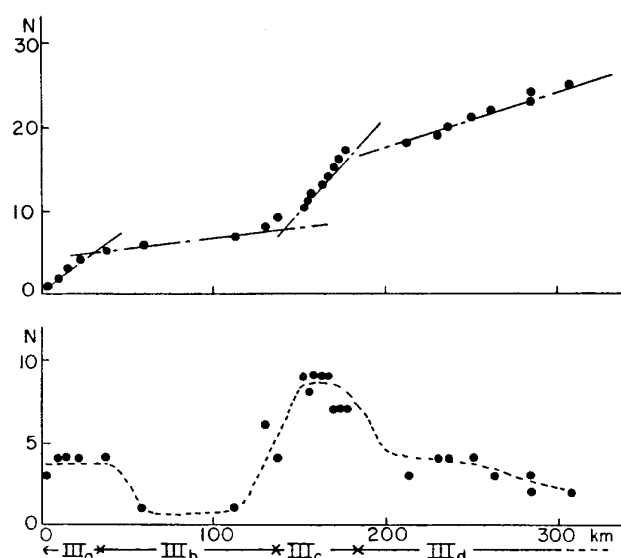


Fig. 11. Density of the volcanoes of Izu-Bonin Arc. Upper figure indicates the number of volcanoes from the junction point to NE Japan Arc. Lower figure indicates the number of volcanoes within 30 km from one volcano. Both figures clearly show that the volcanoes are separated from each other in the region IIIb and crowded in the region IIIc, respectively.

する単成火山群も存在すると指摘しており，上述の考えとは調和的である。

中村(1985)は，1975年以来進行中のアイスランドのクラプラ拡大事件（マグマ溜まりの数ヶ月から数年におよぶ inflation とそれに続く短時間の deflation-岩脈の側方貫入とを繰り返している）において噴出量/貫入量がしだいに大きくなっている事や，キラウエアにおいて1975年のカラパナ地震によって地殻の短縮歪が解消された後でこの比が小さくなった事に注目して，この比（エネルギー放出形態）が，応力場とマグマの供給量によって規定されていると考えている。

6. 熱源について

これまでは熱的活動を維持する熱源については無視して議論をしてきたが，熱源について我々がどれだけの知識を持っているか考えてみよう。温泉と火山との関係は以前から指摘されていたが，福富(1970b)は，日本の温泉のおよそ86%は第4紀火成岩，およそ3%が新第3紀火成岩，そしておよそ10%は普通の地下増温率の土地の地下熱を起源としていると推定し，温泉の大部分が地下のマグマ，あるいは貫入岩体

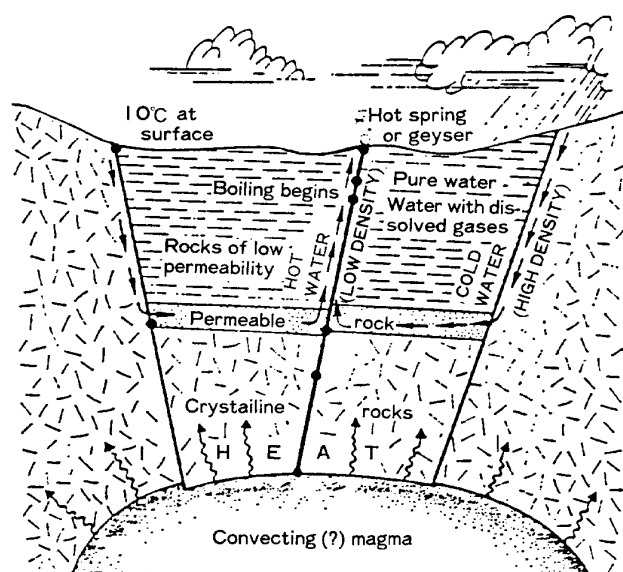


Fig. 12. Generalized model of a high-temperature spring system with deep convective circulation of meteoric water, heated dominantly by thermal conduction rather than by magmatic fluids (WHITE, 1967).

と密接に関係している事を示した。当然の事ながら火山口周辺の熱的活動も関係しているはずである。これらの熱源に関して、WHITE (1967) は、Fig. 12 に示すような地表水が地下にしみ込み地下数キロにあるマグマだまりから熱伝導で供給された熱エネルギーとの熱交換で地熱活動が継続しているという地熱地帯の一般的なモデルを考えた。日本においても、湯原 (1968)、大木・平野 (1975) が箱根火山について、江原・他 (1981) が九重硫黄山について、上記の熱伝導に加えて地下のマグマだまりからのガスと地表水とが混合するモデルを考えている。このように多少の違いはあるもののマグマだまりをその熱源に考える事は一般的である。マグマだまりの存在は、実際にはまだ確認された事はないが、あると考えたほうがよいといった程度の傍証が、噴火様式、開析された火山の構造、地震学的・測地学的観測などから多く得られている (荒牧・横山, 1979)。

しかし、これ以外の熱源を考えた方がよい例も出てきている。例えば三宅島火山では、1983年の噴火前から山頂に地熱活動があったが、噴気温度が100°C以下と低温で小規模である事、噴気ガスにマグマからの揮発性成分を含まない事 (学術的な表現ではないが、1980年の集中火山観測の際には火山ガスの研究者は、「あそこのガスは、測っても何もでない」と言った程である) などで他の多くの火山の地熱活動とは違って

いた。1983年の噴火に際しては地熱活動には特に前兆らしきものではなく、噴火後に活発化した (鍵山・他, 1984)。また、それとともに、噴気ガスにはマグマからの発散物と見られる成分が一時的に増大した (平林・他, 1984)。もし、噴火前の地熱活動が従来考えられているように地下深部のマグマ溜まりによって直接維持されていたのであれば、なんらかの前兆が現れてもよかつたはずである。こうした現象に対応して、噴火前に地熱活動域直下の100mから700mの深さに確認されていた電気抵抗の低い領域が、噴火後は地下深部とつながり拡大した事が明らかにされた (歌田・他, 1984)。このような地熱活動の拡大は、1962年の噴火後にも確認されており、歌田・他 (1984)、鍵山・他 (1984) は、「噴火前の地熱活動を維持していた熱源は浅く、地下深部のマグマ溜まりから切り離されていた。噴火直後は、一度上昇した後逆流する際に地下浅部に残されたマグマ、あるいは噴火時に加熱された山体と地表水とが熱交換を行い、一時的に低抵抗域の拡大と地熱活動の活発化が起こる。それ以後は次の噴火まで地下浅部の熱源によって地熱活動の維持と冷却が行われる。」と解釈している。このように地熱活動の熱源がマグマ溜まりから切り離されていると考えた方がよい例は他にもあり、昭和火山が有珠火山の1977年以降の噴火や火山口原での地熱活動の活発化とは無関係に冷却を続けた事などがあげられる。したがって、今後は地熱活動を維持している熱源の位置や形態を明らかにしていく事に興味を持たれる。近年盛んに行われている地熱開発のための調査は、主に浅部の熱水貯留層の探査に重点が置かれているため、マグマ溜まりあるいはその他の熱源そのものの存在を明らかにしてはいないが今後の調査が期待される。

7. おわりに

以上、非噴火時の火山からの熱エネルギー放出に関して、その測定方法、およびその結果として明らかになりつつある全体のエネルギー放出への寄与、エネルギー放出形態を規定する要因、その熱源について簡単に触れてみた。全エネルギー放出への寄与については、日本の結果を示す事しかできず、特に海底の火山について紹介できなかったのは筆者の力不足のためであってこの地域におけるエネルギー放出形態を知る事は重要である。

これまで述べてきた話は、熱エネルギー放出をもって火山活動全体のエネルギー放出を代表させるもので

あった。こうした立場は、“エネルギー放出の大部分は熱エネルギーである。”という事実に基礎を置いたものである。この事を自動車のエンジンを例にして考えると、燃焼による化学的エネルギーのほとんど大部分が排気ガスなどの熱エネルギーであり、ほんの一部が運動エネルギーに変換されている。したがって、排気ガスだけを見ていけばエンジンがわかると言うに等しい。噴出物の熱エネルギーが大部分であるという事実は、火山の噴火がいかにエネルギー変換効率の悪い現象であるかを示しているにすぎない。

現実の火山噴火は、ストロンボリ式噴火やブルカノ式噴火など種々多様であり、その多様性は、運動エネルギーその他の微小なエネルギー放出の違いによって特徴づけられている (SHIMOZURU, 1968)。これからの火山活動のエネルギー論は、過熱されたマグマのエネルギーがどのようなメカニズムでそれぞれのエネルギーに変換・分配されていくかを議論していく方向に向かうべきであろう。最近の国際会議での Geothermal Energy と題されたセッションは、自戒の念を持って言えば「裏番組」の印象をぬぐいきれない。今後はセッションの名前を“Thermal aspect of volcanism”とする事を提案して本稿を終える事としたい。

本稿に関わる研究の多くについて地震研究所、下鶴大輔名誉教授、中村一明教授、気象研究所、渡部暉彦博士の御指導を頂いた。また、地震研究所、上田教授、井田教授、山科博士には、有益なコメントを頂いた。

引用文献

- ARAMAKI, S. and UI, T. (1978): List of geodynamic parameters of Quaternary volcanoes of Japan, Mariana, Kurile, and Kamchatka. *Contribution from Geodynamic Project of Japan* 78-2, 10 p.
- 荒牧重雄・横山 泉 (1979): マグマ溜り. 岩波講座地球科学, 7, 158-172.
- BENSEMAN, R. F. (1959): The calorimetry of steaming ground in thermal area. *J. Geophys. Res.*, 64, 123-126.
- BRIGGS, G. A. (1969): Plume rise. *At. Energy Comm. Washington, D.C., Critical Rev. Ser., Rep. TID-25075.*
- CRISP, J. A. (1984): Rates of magma emplacement and volcanic output. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, 177-211.
- 江原幸雄 (1973): 活火山体地表近くの地温分布. 北大地球物理学研究報告, 30, 15-32.
- 江原幸雄 (1974): 地殻熱流量からみた北海道及びその周辺の地殻・上部マントルの熱的構造. 北大地球物理学研究報告, 31, 33-48.
- 江原幸雄 (1984): 九州中部地域の地殻熱流量の決定. 火山, 第2集, 29, 75-94.
- 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.
- 江原幸雄・湯原浩三・野田徹郎 (1981): 九重硫黄山からの放熱量・放出水量・火山ガス放出量とそれから推定される熱水系と火山ガスの起源. 火山, 第2集, 26, 35-56.
- 江原幸雄・湯原浩三・小坂丈予 (1977a): 西之島新島の急速な冷却 (その1)——観測結果. 火山, 第2集, 22, 75-84.
- 江原幸雄・湯原浩三・小坂丈予 (1977b): 西之島新島の急速な冷却 (その2)——観測結果の解釈. 火山, 第2集, 22, 123-131.
- ELLIS, A. J. and WILSON, S. H. (1955): The heat output from the Wairakei-Taupo thermal region calculated from the chloride output. *New Zealand Jour. Sci. Tech.*, 36, 622-631.
- FOURNIER, R. D., WHITE, D. E. and TRUESDELL, A. H. (1976): Convective heat flow in Yellowstone National Park. *Proc. 2nd. U. N. Symposium, Development and Use of Geothermal Resources*, 1, 731-740.
- 藤井直之 (1975): 火山と地球現象——物質とエネルギーの放出量——. 火山, 第2集, 20, 197-204.
- 福富孝治 (1966): 北海道の温泉について. 火山, 第2集, 11, 127-144.
- 福富孝治 (1967): 北海道地熱地帯の熱量とその探査上の諸問題. 地熱, 13, 16-24.
- 福富孝治 (1970a): 本邦の全温泉地域から放出される熱エネルギーの概値. 北大地球物理学研究報告, 23, 9-13.
- 福富孝治 (1970b): 本邦における温泉分布から見た温泉の熱の起源. 北大地球物理学研究報告, 23, 15-28.
- 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. 北大地球物理学研究報告, 16, 61-81.
- 古川善紹・上田誠也 (1986): 地殻内発熱を考慮した場合の東北日本島弧地殻の温度構造. 火山, 第2集, 31, 15-28.
- HASE, H. (1974): Geologic remote sensing of the Kusatsu-Manza geothermal area, Central Japan. *Rep. No. 252, Geol. Surv. Jpn.*
- 早川正巳 (1970): 地熱. NHK ブックス 114, 169 p.
- 平林順一・小坂丈予・小沢竹二郎・吉田 稔 (1984): 1983年三宅島噴火後の火山ガスの組成変化と火山昇華物. 火山, 第2集, 29, S308-S318.
- HONDA, S., FUJISAWA, T., UYEDA, T., MATSUBARA, Y. and UYEDA, S. (1982): Development of a new multiple sensor type borehole thermometer for the

- "Buried thermistor probe method". *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **57**, 263-272.
- HONDA, S. (1985): Thermal structure beneath tohoku, Northeast Japan—a case study for understanding the detailed thermal structure of the subduction zones. *Tectonophysics*, **112**, 69-102.
- HORAI, K. and UYEDA, S. (1969): Terrestrial heat flow in volcanic areas. *AGU Geophys. Monograph*, **13**, 95-109.
- 一色直記 (1977): 三宅島火山の過去 3000 年間の活動. 火山, 第 2 集, **22**, 290.
- 鍵山恒臣 (1978): 火山からの噴気による熱エネルギーと H₂O の放出量. —plume rise からの推定. 火山, 第 2 集, **23**, 183-197.
- KAGIYAMA, T. (1981): Evaluation methods of heat discharge and their applications to the major active volcanoes in Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **9**, 87-97.
- KAGIYAMA, T. (1983): Thermal activities of volcanoes in the Japan Arc—a nature and geological meanings. In *Arc Volcanism: Physics and Tectonics*, 13-27. Terra Sci. Pub. Company.
- KAGIYAMA, T. (1985a): Remote measurement methods of heat discharge rate of volcanoes and a feature of thermal activities of volcanoes in the Japan Arc. *Ph. D. Thesis*, Univ. Tokyo.
- 鍵山恒臣 (1985b): Plume rise による熱エネルギー放出率推定法の補足. 火山, 第 2 集, **30**, 87-88.
- KAGIYAMA, T. and HAGIWARA, M. (1980): Geothermal survey in and around O-ana crater and Jodo-daira flat, the volcanoes Azuma. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **55**, 681-703.
- 鍵山恒臣・宇平幸一・渡部暉彦・増谷文雄・山口 勝 (1979): 霧島火山の地熱調査. 震研彙報, **54**, 187-210.
- 鍵山恒臣・宇平幸一・山本博二・辻 浩・荒木卓次・長田 昇・小山悦郎・竹田豊太郎・渡部暉彦 (1984): 1983 年三宅島噴火の熱的調査. 火山, 第 2 集, **29**, S158-S174.
- 川村政和 (1977): 薩摩硫黄島の噴気による放出熱量. 火山, 第 2 集, **22**, 107.
- 水谷 仁・渡部暉彦 (1978): 地球の熱収支. 岩波講座地球科学, **1**, 地球, 170-181.
- 守屋以智雄 (1983): 日本の火山地形. 東大出版会, *UP Earth Science*, **11**, 118 p.
- MORTON, B. R., TAYLOR, G. and TURNER, J. S. (1956): Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous sources. *Proc. Roy. Soc., Ser. A.*, **234**, 1-23.
- NAGAO, T., FUJISAWA, H., HONDA, S., UYEDA, S., TSUNODA, T. and ISHIDA, T. (1986): Compilation of new heat flow measurements on the Japanese Islands—using the "Buried thermistor probe method"—. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, (in press).
- NAKAMURA, K. (1964): Volcano-stratigraphic study of Oshima Volcano, Izu. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **42**, 649-728.
- 中村一明 (1965): 火山活動のエネルギー. 火山, 第 2 集, **10**, 81-90.
- NAKAMURA, K. (1974): Preliminary estimate of global volcanic production rate. *Proc. U.S.-Japan Coop. Sci. Seminar, The Utilization of Volcano Energy*, 273-285.
- NAKAMURA, K. (1977): Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2**, 1-16.
- 中村一明 (1985): 地殻応力場とマグマの出易さ. 火山, 第 2 集, **30**, 132.
- 中村一明・島崎邦彦 (1981): 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み. 科学, **51**, 490-497.
- 大木靖衛・平野富雄 (1975): 火山性温泉. 火山, 第 2 集, **20**, 331-340.
- 大喜多敏一・下鶴大輔 (1975): 火山ガスのリモートセンシング—火山から放出される SO₂ の測定. 火山, 第 2 集, **19**, 151-157.
- 大喜多敏一・川村政和・高木慎一 (1977): 薩摩硫黄島から放出されている SO₂ 量. 火山, 第 2 集, **22**, 107.
- ROBSON, G. R. and WILLMORE, P. L. (1955): Some heat measurement in West Indian Soufrieres. *Bull. Volcanol.*, **17**, 13-39.
- 清野政明 (1959): 噴気現象の考察 (その 1). 火山, 第 2 集, **3**, 128-135.
- 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 Defense Academy*, **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.
- SHIMOZURU, D. (1968): Discussion on the energy partition of volcanic eruption. *Bull. Volcanol.*, **32**, 383-394.
- 下鶴大輔 (1975): 地表面温度のリモートセンシング. 応用物理, **44**, 350-360.
- SUGIMURA, A., MATSUDA, T., CHINZEI, K. and NAKAMURA, K. (1963): Quantitative distribution of late Cenozoic volcanic materials in Japan. *Bull. Volcanol.*, **26**, 125-140.
- 角 清愛 (1977): 日本における温泉放熱量分布と地質構造区との関係. 地質調査所月報, **28**, 277-325.
- 歌田久司・笹井洋一・中川一郎・小山 茂・石川良宣・浜野洋三 (1984): 1983 年三宅島火山の噴火に関連した電気抵抗変化. 火山, 第 2 集, **29**, S113-S124.

- UYEDA, S. and HORAI, K. (1964): Terrestrial heat flow in Japan. *J. Geophys. Res.*, **69**, 2121-2141.
- WHITE, D. E. (1965): Geothermal energy. *U.S. Geol. Surv. Circ.*, **519**.
- WHITE, D. E. (1967): Some principles of geyser activity, mainly from Steamboat Spring, Nevada. *Am. J. Sci.*, **265**, 641-684.
- WHITE, D. E. (1969): Rapid heat-flow surveying of geothermal areas, utilizing individual snowfalls as calorimeters. *J. Geophys. Res.*, **74**, 5191-5201.
- YAMANO, M. and UYEDA, S. (1986): Heat flow in the Western Pacific. In *Handbook of Marine Heat Flow* (LOUDEN, K. E. and WRIGHT, J. A., eds), CRC Press, Canada, (in press).
- 山科健一郎・村井 勇 (1975): 1975 年大分県中部地震・阿蘇北部地震のメカニズムについて-とくに活断層との関係. 震研彙報, **50**, 295-302.
- 山科健一郎・三浪俊夫 (1975): 雲仙火山地域の応力場. 火山, 第2集, **22**, 13-25.
- YOKOYAMA, I. (1956): Energetics in active volcanoes 1st paper. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **34**, 190-195.
- YOKOYAMA, I. (1957a): Energetics in active volcanoes. 2nd paper. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 75-98.
- YOKOYAMA, I. (1957b): Energetics in active volcanoes. 3rd paper. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 99-108.
- 湯原浩三 (1968): 箱根火山の噴気活動とその熱源について. 火山, 第2集, **13**, 74-83.
- 湯原浩三・江原幸雄 (1982): 日本列島弧の地熱場について. 火山, 第2集, **26**, 185-203.