

全磁力変化から推定される阿蘇中岳火口の 熱放出過程と浅部構造

橋本武志

京都大学理学研究科

要旨

Thermomagnetic changes and its mechanism of Aso Nakadake volcano was investigated using geomagnetic changes observed in 1990-2000 near the active crater with special attention to the heat budget of geothermal system including the crater lake. The heating and cooling rate below the crater was estimated based on the thermomagnetic model. The heating/cooling rate at the 'thermal reservoir' inferred from geomagnetic changes was revealed to have decreased to one fifth after 1994. In addition, the rate during calm stage of the volcano was found to be about one tenth of the discharging energy from the crater lake. The author maintains that the crater lake functions as a large heat radiator which suppress the temperature variation of the system during a calm stage and that the crater lake should not be regarded as a 'thermal cap' as had been considered by Tanaka (1993). The 'thermal reservoir' below the crater lake during a calm stage works as a field of efficient heat transport from depths to the lake rather than as an accumulator of the heat. Therefore, the heat-transport system including the crater lake tends to keep a quasi-equilibrium during the calm stage of volcanic activity. The author considers that the equilibrium is broken and an active stage starts when the efficient heat-transport process is lost.

1 問題の提起

近年、低消費電力かつ軽量のプロトン磁力計が開発されたことによって、火山活動にともなう地磁気変化が比較的容易に検出できるようになった。それに伴って、我が国では活動的火山における地磁気全磁力の観測がさかんに行われるようになってきている(例えば、阿蘇山、雲仙岳、草津白根山、安達太良山、岩手山、三宅島など)。火山の場合、地殻活動起源の地磁気変化としてまず考えなければならないのは、地下浅部における温度変化による熱消帯磁現象である。Tanaka (1993) は、1989~1990 年にかけて阿蘇中岳火口周辺で地磁気全磁力を観測し、火口直下数百 m の深さに等価磁気双極子で近似される消磁・帯磁源があることを発見した。Tanaka (1993) はこの消帯磁現象が主として火口直下の温度変化による効果であると解釈し、「熱磁気モデル」を提唱した。勿論、温度の変化によって活動的火山で地磁気が変化することはそれ以前にも知られていた。しかし、Tanaka (1993) は、多数点の繰り返し測定と連続観測によって、阿蘇火山ではその消帯磁源の位置が極めて浅いこと、地磁気変化が火口底の状態変化とよく対応付けられることを実証するとともに、地磁気変化(温度変化)が数ヶ月という短時間の内に進行することから、浅部の熱消帯磁現象には地下水による冷却過程が本

質的に重要であることを指摘した点で画期的であった。

熱消帯磁現象に伴う地磁気変化で検出されるものは、ある深さにおける温度変化 (熱エネルギーの変化) である。火山を、地下から地表への熱輸送の系であると考え、ここでいう熱エネルギーの変化とは、深部から供給される熱と、地表や周囲へ放出される熱との差に起因するものにほかならない。従って、地磁気変化から見積もられる熱エネルギーの変化量は、火山から放出されている熱エネルギーの全流量と必ずしも一致している必要はなく、むしろ、両者の量比関係を考察することによって火山における熱エネルギーの流れ方を探ることができるはずである。しかし、過去においてこうした視点から火山の熱収支について定量的な考察を試みた例はないので、本稿では、長期間に亘って火口近傍で地磁気の連続観測が行われている阿蘇火山を例にして、こうした問題を考察する上でどのような点に注目すべきであるかを述べる。ここでは、まず 1991 年から 2000 年の 10 年間に観測された阿蘇中岳火口近傍の地磁気全磁力変化を提示し、その特徴について述べる。次に、Tanaka (1993) の考え方が近年のデータに対して有効な点と矛盾する点について述べる。さらに、火口湖を含めた系における熱エネルギーの流れに着目して、阿蘇火山浅部の熱輸送機構について考察を加える。

2 観測された地磁気変化と等価磁気双極子モデル

阿蘇中岳火口近傍の地磁気全磁力観測点の分布を図 1 に示す。京都大学地球熱学研究施設では、1989 年から C1 点で定常的に連続観測を行ってきたが、その後、徐々に連続観測点を補充して、2000 年現在で 4 箇所においてプロトン磁力計を稼働させている。中岳では、1989 年から 1990 年にかけてストロンボリ式噴火を伴う活動の高まりがあった。それ以後、1994 年までは土砂噴出を伴う間欠的な活動が維持され、火口湖が消失する時期もあった。1994 年以降、表面活動のレベルは徐々に低下した。1993 年以降は、2000 年現在まで湯溜まりが存在する状態が継続している。図 2 に、地球熱学研究施設火山研究センターを基準として、単純差で化成した夜間 (0~4 時) 平均値による 10 年間の全磁力時系列を示す。磁場変化の様子は、観測点 C3 とそれ以外に大別できる。C3 と C1 を比較すれば明らかであるように、両者は相補的な変動パターンを示す。この変動パターンは、中岳第 1 火口直下約 200 m (C1 点の高度を基準) に置かれた等価磁気双極子の作る磁気異常で近似できる (図 1 参照)。Tanaka (1993) は、1989 年から 1990 年にかけて観測された磁場変化をもとに等価磁気双極子の位置を推定しているが、その後約 10 年間に亘って、その位置は大まかにみて変わっていない (ただし、1998 年前半には、第 3 火口底の観測点 S0 に顕著な異常が認められる。この時期には極めて浅部で局所的な現象が進行したと推定される)。そこで、以下の議論は、もっとも観測期間が長く、全体の傾向をよく反映していると思われる観測点 C1 の記録 (図 3) をもとにすすめる。図 3 では、C1 における全磁力が増加している時期を A1~A7 で、減少している時期を D1~D8 で、ほぼ停滞している時期を S1~S3 と名付けて区分した。Tanaka (1993) は、火口底の状態 (開孔、閉塞) や、小爆発、土砂噴出など表面の活動状態に対応してすみやかに磁場が変化することから、その機構として、地下水による熱輸送を伴った熱消帯磁モデル (熱磁気モデル) を提唱した。熱消帯磁モデルで考えると、図 3 の A1~A7 (磁場増加) の時期には、等価磁気双極子が強くなる傾向にあり、これは冷却帯磁を意味する。また逆に、D1~D8 (磁場減少) の時期には、等価磁気双極子は弱くなる

傾向にあって、これは熱消磁を意味する。1991 年以降についても、少なくとも 1995 年までに関しては、全磁力の極大期、極小期に対応付けられる現象が発生していることを考えると、Tanaka (1993) の提唱した熱消帯磁モデルは基本的には引き続き有効であると思われる。そこで、本稿では、(1) 観測された地磁気変化は熱磁気効果によるものであり、(2) ソースの位置は本稿で取り扱う期間を通じて一定である、と見なして以下の議論をすすめることにする。

3 地磁気変化と熱エネルギーの流れ

図 3 の時系列を見て明らかなように、1994 年の A6 期以前には、磁場はその増加期、減少期ともに大きな変化率を示していたが、それ以降、極端に変化率が小さくなっている。磁場の変化率は等価磁気双極子の位置における温度変化率を表しているので、間接的にその深度における熱エネルギーの変化に置き換えることができる。観測点 C1 における磁場変化を、A1～A7 の各期間における冷却率、D1～D8 の各期間における加熱率に換算した結果を図 4 に示す。換算にあたっては、Tanaka (1993) と同じ岩石物性の条件を仮定した (岩石の磁化 5 A/m、密度 2g/cm³、体積比熱 0.5、温度変化 200 °C)。図 4 からは 2 つの特徴を読みとることができる。

(特徴 1) 1994 年を境に、それ以前ではおよそ 25 MW 程度で推移していた加熱・冷却率は、5 MW 程度となり、およそ 5 分の 1 に減少している。

(特徴 2) 冷却率と加熱率とを比較すると、冷却期には、それに先立つ加熱期よりも効率よく (速く) 熱の移動が起こっている。この傾向は 1994 年には特に顕著で、冷却期には、加熱期の 10 倍近い速度で温度が低下したと考えられる。

こうした特徴的な変化を引き起こす機構を考察するためには、地磁気変化を、火口湖を含めた系全体の熱エネルギーの流出入という立場からとらえなおす必要がある。なぜならば、熱磁気効果の原因となっている熱エネルギーの変化は、深部から地表に向かう熱エネルギーの全流量とは本来独立のものであるはずだからである。Tanaka (1993) が提唱したモデルは、深部からの熱供給と、地表への熱放散の両者が未知のまま組み立てられているので、考え方に自由度がありすぎるきらいがある。そこで、本稿では、火口からの放熱量を考慮することにより、もう一歩考察をすすめてみる。図 5 に、阿蘇中岳の火口湖を含めた系で考慮すべき熱収支の項目を模式的に示した。火口底から 100 m 程度の深さには、地磁気変化から推定される「熱溜まり」がある。「熱溜まり」の温度変化は、深部からの熱供給と、上方・側方への熱の流出に差があるために生じる。同様に、火口湖の熱収支の内訳を考えると、熱の流入として想定されるものは、「熱溜まり」からの熱伝導、熱水・ガスの注入、降水・地下水の流入、太陽光および大気からの放射があり、熱の放出項としては、火口湖からの水の蒸発、熱放射、外気との接触による熱伝導、火口底からの浸透、側方への熱伝導が考えられる。この系で特徴的なのは、熱エネルギーの滞留しうる場所が、地磁気変化で推定される「熱溜まり」と、火口湖の 2 箇所が存在しうることである。

熱収支に関して定量的な議論をするためには、これらの項目のひとつひとつを慎重に検討していく必要があるが、主要な効果は鉛直方向の熱の流れである。具体的には、

- ① 深部からの熱供給
- ② 熱溜まりから火口湖への熱伝導・熱水の注入
- ③ 火口壁からのガスの放出
- ④ 火口湖からの蒸発と対流している外気との接触

が重要な項目といえる。側方流動に伴う熱の散逸は無視できない可能性があるが、現時点でこれを推定することは困難であるのでここではとりあげない。これらのうち、我々が地表から観測可能な量は、③と④である。

阿蘇中岳火口からの熱放出量に関しては過去にいくつかの研究がある。Kagiyama (1981) はブリュームライズ法を利用して阿蘇を含む日本の主要な活火山における熱放出量を見積もっている。また、福井 (1995) は、気温の鉛直勾配や H₂O 凝縮を考慮した雲の数値モデルを噴気に摘要し、非噴火時に噴気として阿蘇中岳火口から放出される熱量を見積もった。また、須藤・他 (1984) は地上赤外熱映像観測によって、火口湖からの熱放出量を推定している。これらの結果を表 1 にまとめる。

表 1: 過去に行われた阿蘇中岳第 1 火口からの熱放出量測定の結果。

出 典	測定時期	火口の状態	測定方法	湯溜まり 温度 (°C)	放出熱量 (MW)
Kagiyama (1981)	Nov.,1978	湯溜まり	ブリュームライズ法	不明	29
須藤・他 (1984)	28,May,1982	湯溜まり	熱赤外映像	45~50	26
福井 (1995)	Dec.,1980~ Mar.,1984	湯溜まり	噴煙モデル	40~55	84 ± 20

表 1 にまとめた熱放出量は、中岳第 1 火口が湯溜まり状態の比較的静穏な時期に測定されたものであって、火口の状態としては 1994 年以降のそれに近い時期にあたる。本稿で考察している 1991 年から 2000 年にかけての放熱量測定はないが、1994 年以降については、火口湖の温度と面積が既知であるので、火口湖がどの程度熱放出に寄与しているのかを大まかに見積もることは可能である。ここでは、ニュージーランドのルアペフ火山における火口湖表面からの放熱量を、蒸発 (顕熱と潜熱を含む)、外気との接触による冷却、熱放射の効果を考慮して見積もった Hurst and Dibble (1981) の式を利用する。彼らの式は、火口湖表面における平均風速を 5 m/s と仮定して、火口湖の温度のみに依存する関数として放熱量を算出できる近似式である (火口湖の面積に対して放熱量は比例関係にある)。中岳火口のように周囲が閉塞された地形条件でこの風速の仮定が適切かどうかは議論の余地があるが、ここでは地形による効果は小さいと見なして計算を行うと、放熱量は図 6

のようになる。火山研究センターが放射温度計を用いて測定したデータによれば、1996 年～1998 年の火口湖の表面温度は 35～65 °C (火口湖表面での最高温度) の範囲で推移している。一方、写真解析から求めた火口湖の水位は 1996 年から 1999 年の 4 年間におよそ 30 m 上昇しており、これに伴って火口湖の表面積は、およそ 20,000 m² から 30,000 m² まで増加したことがわかっている。両者の変化を併せて考えると、図 6 の黒丸で示したように、この時期の放熱量は、30～70 MW 程度であると推定される (湖面の温度には経験的に 10 °C 程度の不均一があることがわかっているため、この温度範囲を放熱量に換算してエラーバーで示している。エラーバーの最大値が最高温度に対応する)。従って、放熱量は、表 1 にまとめたものと同程度とみなせ、他の手法と大きな食い違いはないといえる。実際には、火口湖表面からのみならず、第 1 火口南壁から 200 °C 程度の小規模な噴気が出ているので、これによる放熱量も加味する必要がある。以上のことから、1996 年以降の湯溜まり状態では、火口湖からの放熱量は、少なく見積もっても 30 MW 以上はあると考えて良さそうである。

注目すべき点は、ここで推定した火口からの熱放出量は、同時期に地磁気変化から推定される熱エネルギーの変化よりも 5～15 倍大きいことである。すなわち、「熱溜まり」が冷却相にあるか加熱相にあるかに関わらず、湯溜まりのある火口湖からは常時、「熱溜まり」のエネルギー変化よりも 1 桁程度大きな熱エネルギーが放出されていることになる。このことは、深部から供給されている熱エネルギーは、地下浅部の「熱溜まり」とされる部分には実際にはあまり滞留しておらず、大半は「熱溜まり」を通過して地表に放出されていることを意味する。すると、地下の「熱溜まり」が加熱期にあるか冷却期にあるかは、上下の熱収支の微妙な釣り合いによって決まっているのではないかという推論ができる。すなわち、仮に火口からの熱放出量が 1 割変化しただけで、「熱溜まり」では加熱が冷却に転ずることもあり得ることになる。Tanaka (1993) は、火口が湯溜まりの状態では、地下浅部が熱消磁の傾向にあり、火口底が開口した状態では、冷却帯磁が進行することに注目して、湯溜まりは火口底を塞ぐキャップであると考えたが、全体の熱放出量を考えると、十分な面積と温度を有する火口湖は、むしろ巨大な放熱板であると考えた方が適切なのではないだろうか。次節では、このような観点から、前節で提示した地磁気変化を再考してみる。

4 議論

前節までの議論をふまえて、最近 10 年間の阿蘇における地磁気変化にみられる特徴のひとつである「1994 年を境に、加熱・冷却率がおおよそ 5 分の 1 に減少した」という点について、著者は次のように考えた。阿蘇中岳の火口は、温度の高い火口湖を有するため、静穏とされる時期でも数 10 MW 級の放熱量を維持している。一方、これに比べると、熱磁気モデルで推定される「熱溜まり」における加熱・冷却率は 1 桁程度小さい。深部から供給される熱エネルギーの大半は、「熱溜まり」を素通りしていなければならない。故に「熱溜まり」と火口湖の間には効率的な熱輸送の機構がなければならない。このような機構の候補として、例えば、ルアペフ火山で Hurst *et al.* (1991) が提唱しているような気液二相流のヒートパイプがあげられる。二相流ヒートパイプを考えると、高温物質の放出を伴わずに熱だけを効率的に輸送できるため、静穏期における熱輸送モデルとしては都合が良い。さて、先に指摘したように、高温の火口湖は巨大な放熱板として機能し、湖水の温度が上

昇すると放熱量も増加する。また、地下から熱水が過剰に供給されて火口湖の水量が増えると、すり鉢型の火口では表面積が増加するため、やはり放熱量が増加することになる。このような系では、火口湖は地下および火口湖の温度変化を抑制するように働く。つまり、このシステムでは温度変化に負の帰還がかかっていることになり、ある温度 (もしくは熱流量) の範囲内では一種の平衡状態が保たれる。著者は、静穏期に観測される地磁気変化は、火口湖からの放熱もしくは深部からの熱供給の変化に対して、この系が平衡状態を保とうとする反応の一部分を捉えているのではないかと推測する。この平衡状態が何らかの原因によって破られると、火口湖の消滅が起こり、火口底の赤熱や開口といった不安定状態に進行すると考えられる。平衡状態を破るきっかけにはいくつかの可能性が考えられるが、「熱溜まり」から火口湖への効率的な熱輸送機構が破壊されれば、熱エネルギーは「熱溜まり」に集中するしかなく、一定のレベルを超えて地下浅部に蓄積されたエネルギーは、間欠的・爆発的な形で解消されざるを得ない。従って、この時期には、「熱溜まり」における加熱・冷却率は必然的に高くなるはずである。

このように考えると、1991～1994年までの時期は、1989～1990年活動期の余波的活動の時期であり、「熱溜まり」と火口湖の間には、まだ安定した熱輸送機構が形成されていないため、「熱溜まり」の加熱・冷却率が高いのに対し、1995年以降は効率的な熱輸送機構が確立されて平衡状態に入ったため、「熱溜まり」の加熱・冷却率が低下したと解釈できる。いわゆる「活動期」には、「熱溜まり」と火口湖の間は、いわば熱的に絶縁状態にあることになり、その意味においては Tanaka (1993) が考えたような、「火口底に蓋をする熱的キャップとしての火口湖」という捉え方は正しいといえる。しかし、繰り返すように、この考え方はいわゆる「静穏期」の系ではかならずしも正しいとは言えない、というのが著者の主張である。

「冷却率の方が、それに先行する加熱率よりも大きい」という特徴については次のように考えられる。「活動期」において、間欠的に熱エネルギーが解消される場合には、この現象は比較的理解しやすい。深部からの熱供給が一定で緩やかなものであれば、徐々に蓄積された熱エネルギーは、あるレベルに達したときに一気に上方に解放されるだろうと考えられるからである。このような状況では、「熱溜まり」の加熱は、熱の供給と放出に差があるという外的要因によって起こるのに対して、冷却の方は、「熱溜まり」そのものがエネルギーをそれ以上閉じこめておけなくなるという内的要因によって起こっていることになる。このことは、冷却過程の A6 期などの変化が exponential 的な特徴を示していることとも整合的である。一方、「静穏期」においては、冷却率と加熱率に明瞭な差があるかどうかは現時点でははっきりしない。これは、「静穏期」の冷却相が今のところ A7 の時期しか観測されていないためである。しかし、「静穏期」における地磁気変化が exponential 的ではなく、むしろ折れ線で近似できる特徴をもっていることから、「静穏期」には、冷却も加熱も外的要因、すなわち熱の供給と放出のバランスが微妙に変化したことによって起こっている可能性がある。図 2 における D7～A7 期の境界、A7～D8 期の境界に対しては、それに対応付けられる微動や土砂噴出などの明瞭なイベントが確認できないことも、この現象が内的要因によるものではないことを示唆している。このような場合には、加熱率と冷却率の間に一定の関係を考える必然性はなくなる。

5 まとめ

1990 年から 2000 年にかけて阿蘇中岳火口近傍で観測された地磁気全磁力変化とそのメカニズムを、火口湖を含めた系の熱収支に注目しながら考察した。熱磁気モデルにもとづいて、火口直下に推定される「熱溜まり」の加熱・冷却率を推定すると、1994 年を境にその値は約 5 分の 1 に低下していることがわかった。また、火口湖からの放熱量と、「熱溜まり」における熱量変化を比較すると、1995 年以降の「静穏期」には、前者の方がおよそ 1 桁大きいことが推定された。これらのことから、「静穏期」においては、火口湖が系の温度変化を抑制する放熱板として機能しており、Tanaka (1993) が活動期の阿蘇火山において考えた「蓋としての火口湖」という捉え方ができないことを主張した。また、「静穏期」における「熱溜まり」は、実際には「熱が滞留する場」というよりも、「深部からの熱を効率的に火口湖に輸送する場」として機能しており、それ故「静穏期」には火口湖を含む熱輸送系に一種の平衡状態が保たれると主張した。著者は、この効率的熱輸送の機構が破壊されたときに平衡状態が破れ、「活動期」が訪れるのではないかと考えた。今後、熱収支の各項目について、さらに精密に検証を加えていく必要がある。特に、「活動期」における火口からの熱放出量について定量的な見積もりを行い、「熱溜まり」における熱量変化との比率から、熱収支についてさらなる考察を加えることが重要である。本稿では、湯溜まりからの熱放出のみを取り上げたが、噴気孔からの熱放出も考慮しなければならない。

謝辞

本稿で取り扱った阿蘇火山の地磁気全磁力データは、京都大学地球熱学研究施設火山研究センターの観測によるものである。観測系の設営および維持については著者が独力で行ったものではなく、田中良和教授をはじめとして、増田秀晴技官、宇津木充博士（地球熱学研究施設非常勤研究員）、坂中伸也助手（現：秋田大学鉱物資源学部）らの不断の尽力によるところが大きい。また、以上の方々を含め、火山研究センターのメンバーには、日頃から有益な助言を頂いた。これらの方々に感謝申し上げる。

参考文献

福井敬一, 阿蘇火山から非噴火時に放出される H_2O と熱エネルギー, 火山, **40**, 233–248, 1995.

Hurst, A. W. and Dibble, R. R., Bathymetry, heat output and convection in Ruapehu crater lake, New Zealand, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **9**, 215–236, 1981.

Hurst, A. W., Bibby, H. M., Scott B. J., and McGuinness, M. J., The heat source of Ruapehu Crater lake; deductions from the energy and mass balances, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **46**, 1–20, 1991.

Kagiya, T., Evaluation methods of heat discharge and their applications to the major active volcanoes in Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **9**, 87–97, 1981.

須藤靖明・山田年広・西潔・井口正人・高山鉄朗, 阿蘇火山中岳火口内の熱的調査—地上赤外熱映像装置による観測—, 阿蘇火山の集中総合観測 (第 2 回) 報告, 57–64, 1984.

Tanaka, Y., Eruption mechanism as inferred from geomagnetic changes with special attention to the 1989–1990 activity of Aso Volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **56**, 319–338, 1993.

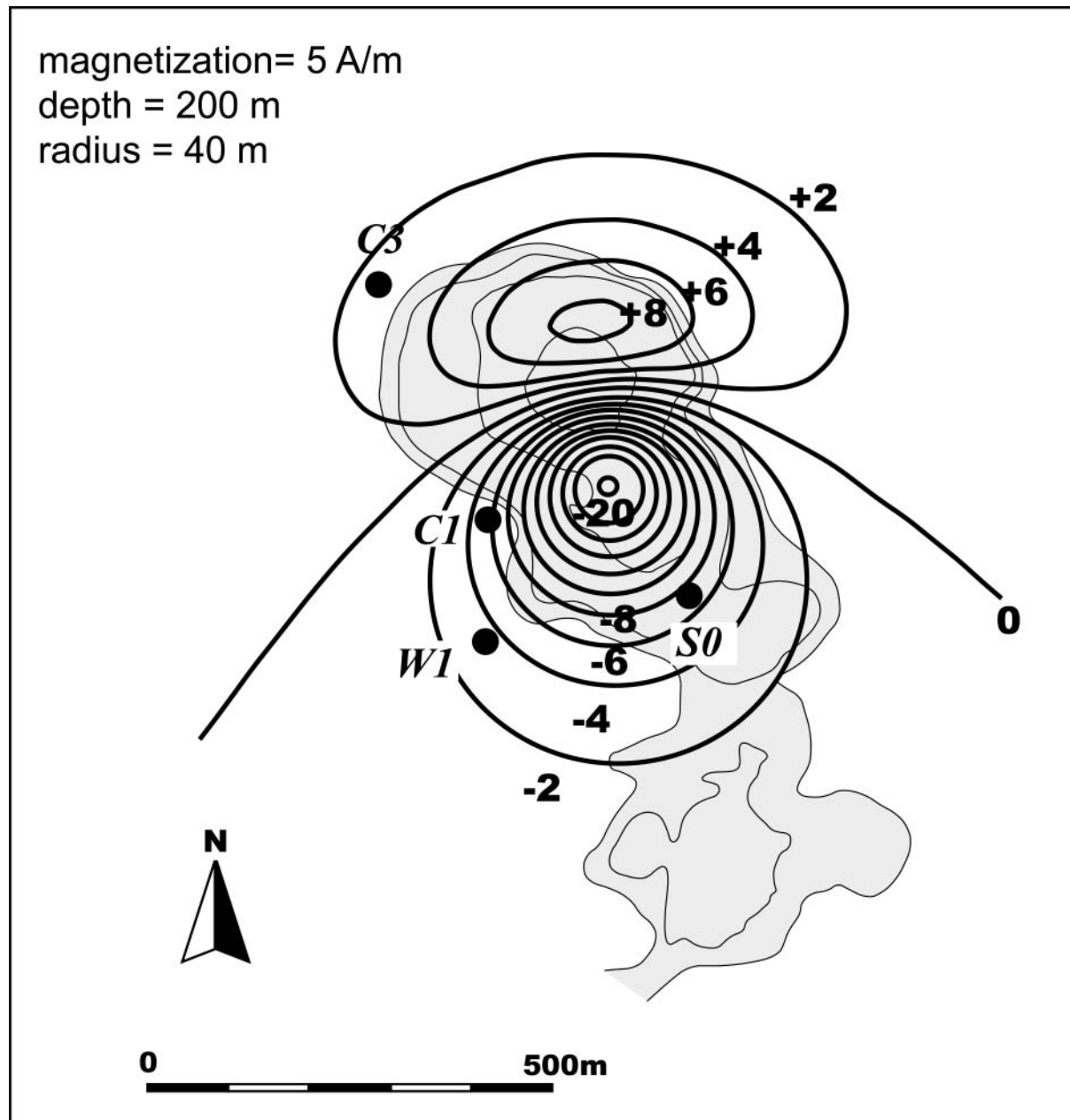


図1: 阿蘇中岳火口周辺の地磁気連続観測点分布および、等価磁気双極子 (深さ200m、半径40m、磁化5A/m) の作る全磁力異常。コンター値の単位はナノテスラ。

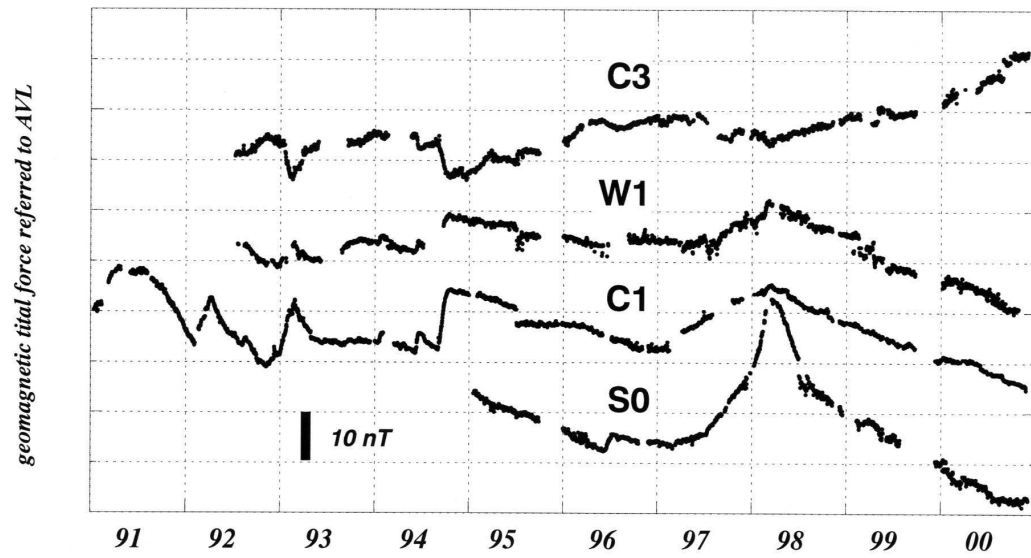


図2: 1991年から2000年に阿蘇中岳火口近傍で観測された全磁力変化。火山研究センターを基準として夜間値で化成して日毎に平均値を求めた。

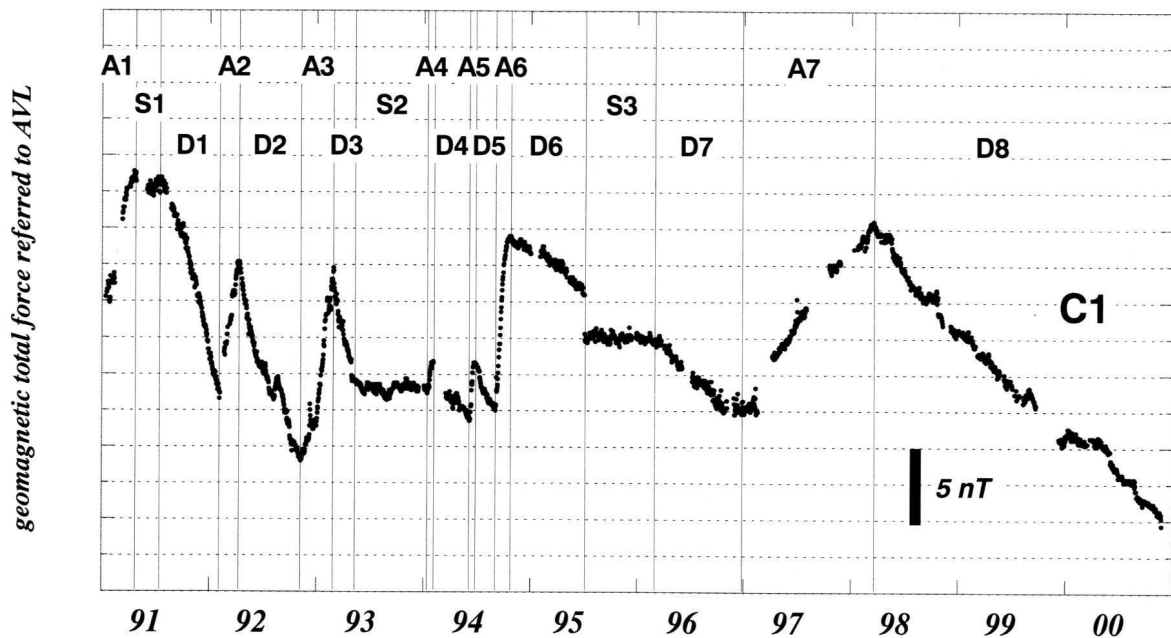


図3: 観測点C 1における全磁力変化。磁場増加 (冷却期) をA1～A7で、磁場減少 (加熱期) をD1～D8で、停滞期をS1～S3で示して区分した。

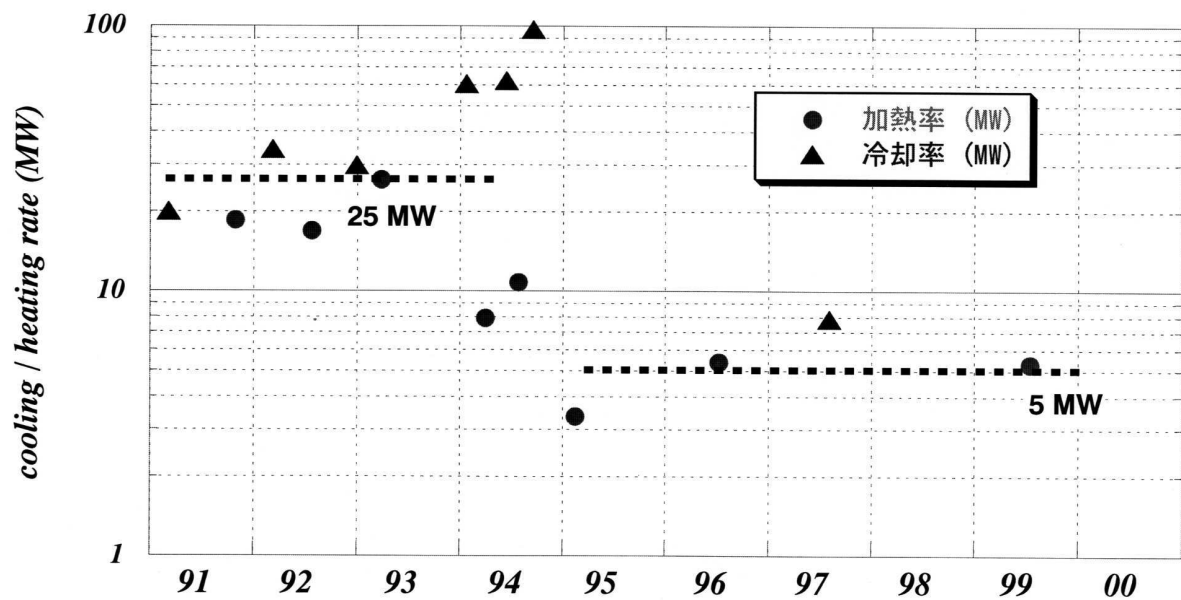


図4: 観測点C 1における地磁気変化から推定した地下浅部の熱量変化。

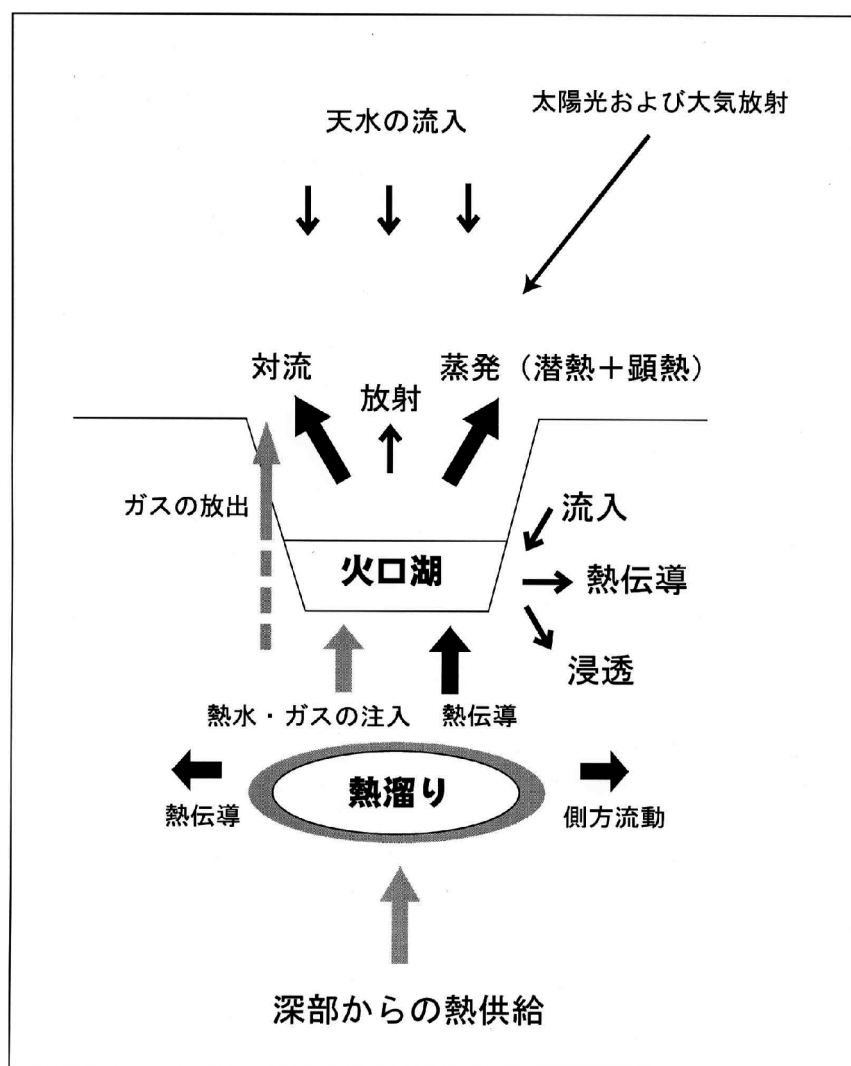


図5: 火口湖を含めた系における熱収支。

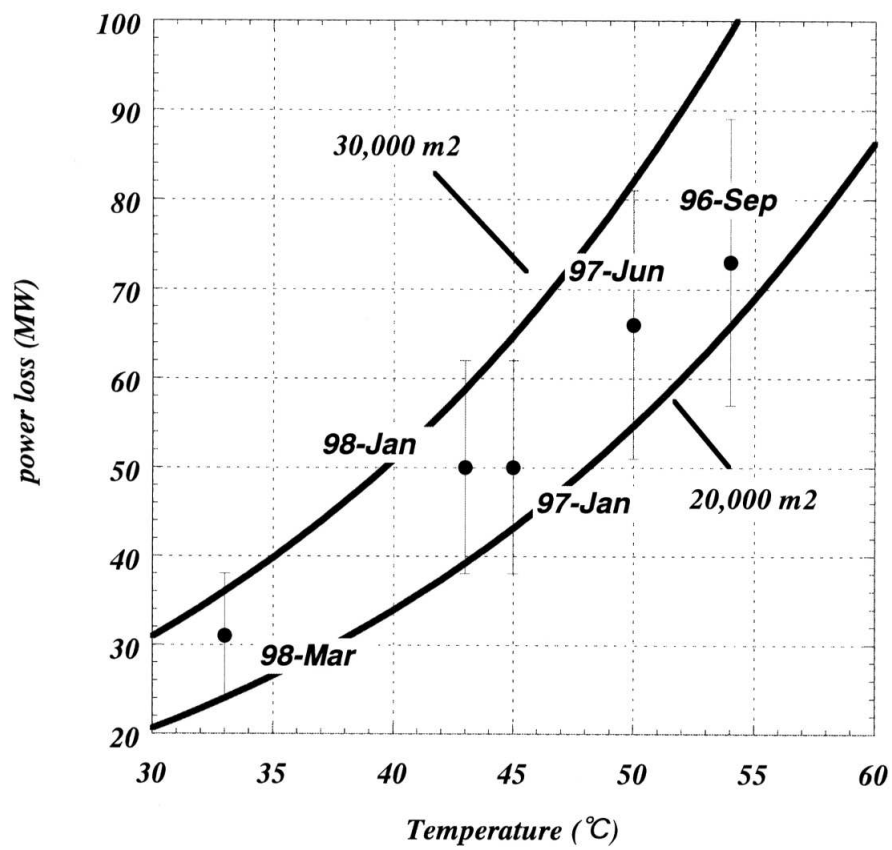


図6: Hurst and Dibble (1981)の式を用いて計算した阿蘇火口湖からの放熱量。実線は湖面積20,000平方メートルと30,000平方メートルの場合における計算値。黒丸は、実測された水位変化と表面温度から同じ式を用いて計算した放熱量。