

開聞岳の 3D 自然電位シミュレーション

長谷英彰(北大地震火山センター), 石戸経士(産総研), 神田径(京大防災研), 森真陽(アクサフィナンシャル生命)

3D self-potential simulation for Kaimondake volcano

Hideaki Hase (ISV, Hokkaido Univ.), Tsuneo Ishido (AIST), Wataru Kanda (DPRI, Kyoto Univ.)
and Shinyo Mori (AXA Financial Life Insurance Co. Ltd.)

Abstract

Kaimondake volcano is located at the southern tip of the Satsuma peninsula in Kyushu, Japan. We conducted self-potential (SP) surveys on the volcano along the traverse to the summit from the northwestern coast and obtained a characteristic SP profile. Zeta potentials of the rock samples were measured to be -1.3 to -20.4 mV, which can be categorized into three groups corresponding to the geological units (stratovolcano area, \sim -10mV; the central cone area, \sim -1mV; 885 lava, \sim -20mV). We conducted numerical simulations of groundwater flow and SP of the electrokinetic origin within the volcano based on the zeta potential variation. The first simulation result, modeled present geological distribution by Fujino and Kobayashi (1997), indicated disagreement with the observed SP at the 600 to 800 m ASL area. The second simulation result, modeled the lateral 885 lava is continued at the deeper part and separated from the summit area of the volcano, indicated good agreement with the observed SP. These results suggest that the 885 eruption may be occurred at the lateral area of the south part in addition to the summit area of the volcano.

1. はじめに

開聞岳は九州南部の薩摩半島最南端に位置している火山であり、火山活動は約 4000 年前から西暦 885 年の最後の噴火までに少なくとも 12 回の主要な噴火があったとされる(藤野・小林, 1997). 現在は噴気活動などの地熱兆候は見られず、火山活動は休止している. 山体は円錐形に近い形を呈しており、標高は 922m, 基底部分の直径は約 4.5km である. 噴出物の大半はスコリアで山頂部の中央火口丘と下部の成層火山からなる二重式火山である(第 1 図). 中央火口丘と成層火山の境界は北半部で火口地形として残っており、鉢窪火口と呼ばれている. 885 年の噴火で形成された最も新しい 885 年溶岩は、北西、北東、南方向等に分布しており、この時期発生したと思われる火砕流堆積物が南西方向に分布している(川辺・坂口, 2005).

開聞岳では 2000 年 5 月及び 12 月に自然電位測定が行われ、標高 400m まで明瞭な地形効果と、山体上部に存在する複数の自然電位異常が観測されている(神田ほか, 2004)(第 1 図). また開聞岳の特徴的な自然電位異常を解明するため、山体から採取した岩石のゼータ電位測定も行われている(長谷ほか, 2004). そしてこれらの結果をもとに、地質ユニット毎のゼータ電位値を考慮した円筒座標 2 次元の流体流動ならびに自然電位の数値シミュレーションによる検討が行われており、重力ポテンシャルに伴う

単純な地下水流動のみで、山体上部に存在する電位異常を定性的に説明できることが示唆されている(長谷ほか, 2006). 本研究では、開聞岳の地下水流動とそれに伴う自然電位分布を3次元数値シミュレーションによって解析し、岩石ユニットの3次元的な空間分布を考慮した自然電位解釈を試みた.

2. 数値シミュレーション

開聞岳の地質分布は、大まかに分類すると3つのユニット(①885年溶岩流, ②中央火口丘, ③山麓成層火山)に分けることができる(第1図), それに対応して, 測定した岩石ゼータ電位も3つのグループに分類できる(①約-20mV, ②約-1mV, ③約-10mV)(長谷ほか, 2006). 地層ユニットごとにゼータ電位が異なる場合, そのユニットで発生する流動電位のカップリング係数も異なるため, 一様な地下水流動しか存在しなくても, 発生する流動電位はユニット毎に異なった流動電位が発生する. そのため, 地表で観測される自然電位は地層ユニットの違いの影響を受けることになり, ユニット境界付近では自然電位異常を形成することが考えられる. 本研究では, 複数の地層ユニットの3次元的な空間分布の広がり地表で観測される自然電位プロファイルにどのような影響を及ぼすかについて検証するため, 数値シミュレーションを用いた検討を行った. シミュレーションは汎用貯留層シミュレータ STAR を用いて流体流動について計算した後, EKP ポストプロセッサ(Ishido and Pritchett, 1999)を用いて自然電位について計算を行なった. 計算モデルは直交座標3次元で, STAR ならびに EKP ポストプロセッサどちらもグリット数は $54 \times 54 \times 34$, グリット間隔は山体中心部の 2km^2 以内の領域で 50m , それより外側では順次間隔が広くなるように設定して, 計算領域全体は $10,000\text{m} \times 10,000\text{m} \times 4,925\text{m}$ とした. モデ

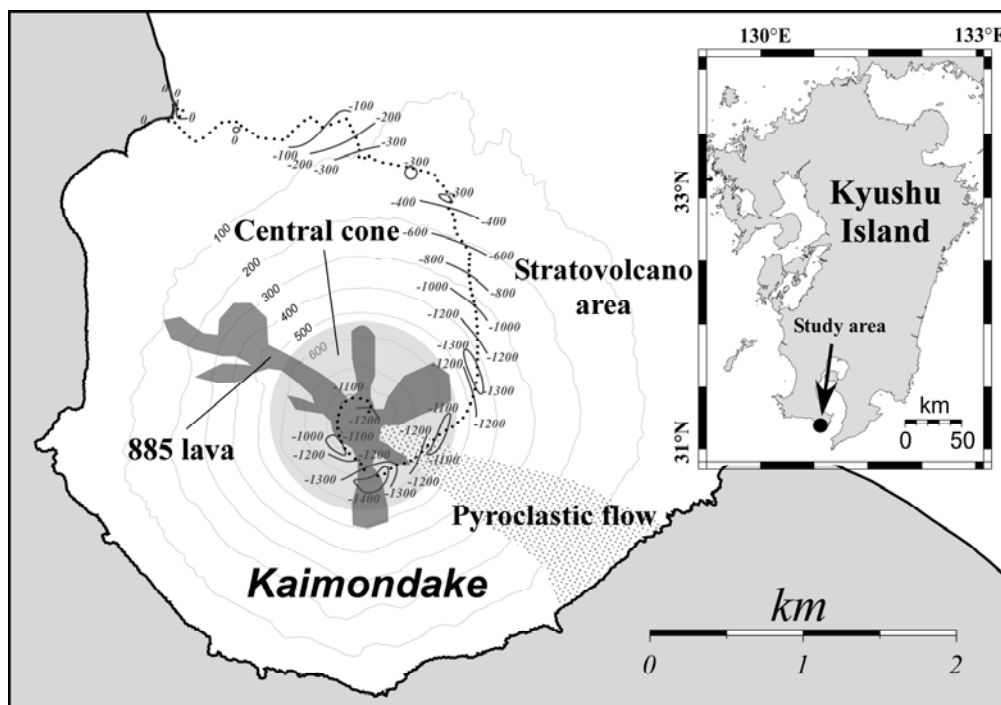


Fig. 1. Location map of Kaimondake volcano and a topographic map around the volcano with simplified geological features (Fujino and Kobayashi, 1997).

ルには海水の影響も考慮して計算を行った。

2.1 界面動電現象の方程式

流動電位などの地下の流体流動に伴う界面動電現象をあらわす方程式は以下の式で示される (Ishido and Mizutani, 1981)。

$$I = -L_{ee} \nabla \phi - L_{ev} \nabla (P + \rho g z) \quad (2)$$

$$J = -L_{ve} \nabla \phi - L_{vv} \nabla (P + \rho g z) \quad (3)$$

ここで I : 電流密度(A/m²), J : 液体の流量密度(m/sec), ϕ : 電位(V), P : 液体圧(Pa), ρ : 流体密度(kg/m³), g : 重力加速度(m/sec²), z : 標高(m)である。また L_{ab} は現象論係数であり, 式(2)の右辺第一項はオームの法則, 式(3)の右辺第二項はポーラス媒質中の流体のダルシー則に相当する。式(2)の第二項と式(3)の第一項は界面動電効果を表しており, オンサガーの定理により $L_{ev} = L_{ve}$ である。式(2)の右辺第一項は伝導電流(I_{cond}), 第二項は携帯電流(I_{drag})を表しており, 式(2)は

$$I = I_{cond} + I_{drag} \quad (4)$$

となる。この式に電荷の保存則が成り立つ場合, 伝導電流のソースは以下のように表すことができる。

$$\nabla \cdot I_{cond} = \nabla \cdot (-L_{ee} \nabla \phi) = -\nabla \cdot I_{drag} \quad (5)$$

式(5)は電位についてのポアソン方程式であり, 式を解くには I_{drag} の分布を求めなければならない。 I_{drag} を求めるためには, 流体流動と電流がカップルした式(2)と(3)より流体圧分布を求めなければならないが, 式(3)の右辺第一項は代表的な地質条件では無視できる (Ishido and Mizutani, 1981)。従って, 式(3)で右辺第一項を無視したダルシー則を解けばよいことになる。

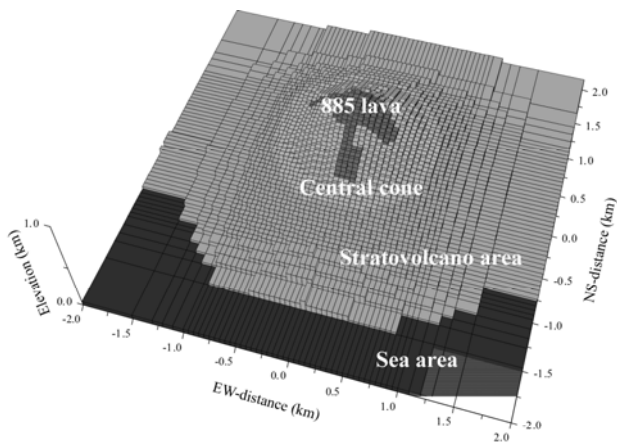
自然電位シミュレーションの計算手順は, 第一段階で流体流動の計算は貯留層シミュレータ STAR を用いて流体流動を計算し, 第二段階で EKP ポストプロセッサを用いて電場を計算する。STAR で計算された温度, 圧力, 塩分濃度分布から EKP ポストプロセッサを用いてカップリング係数(L_{ev}), 携帯電流(I_{drag})および電気伝導度分布(L_{ee})を求め, 式(5)を解いて電位分布を求める。カップリング係数(L_{ev})は, キャピラリーモデルを適応すると以下のように表される。

$$L_{ev} = L_{ve} = -\eta t^{-2} \varepsilon \zeta / \mu \quad (6)$$

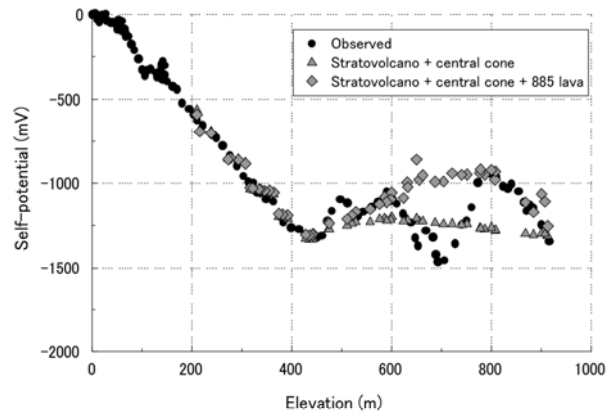
ここで, η : 空隙率, t : トーチュオシティ(迂回率)である。

2.2 計算モデル 1

はじめに藤野・小林(1997)の地質図の分布を参考にして, 中央火口丘と山麓成層火山のふたつの地質ユニットのみの場合と, 885年溶岩を含めた3つの地質ユニットを考慮した場合について計算を行なった(第2図(a))。中央火口丘と山麓成層火山のふたつの地質ユニットの関係に基づいた計算は, 長谷ほか(2006)によって円筒座標系の数値計算によって既に検討されている。その結果は, 自然電位は標高約400mまで約-3mV/mの地形効果を示し, それより標高が高い領域でほぼフラットになるようなプロファイルであることが示されている。本研究においても, この2つの地質ユニットに関する計算を行った

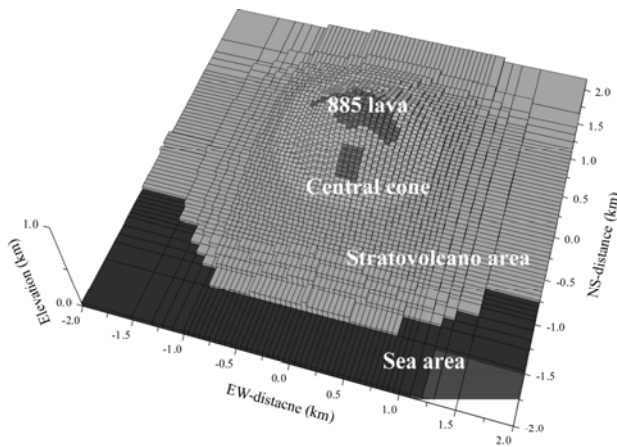


(a)

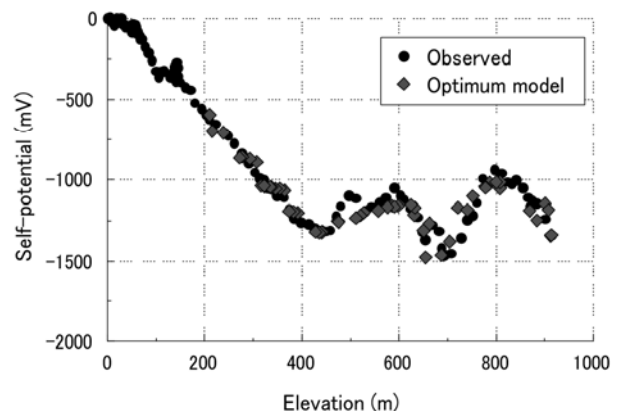


(b)

Fig. 2. (a)The surface grid image and geological units for the simulation 1. (b) Results of the self-potential simulation 1.



(a)



(b)

Fig. 3. (a)The surface grid image and geological units for the simulation 2. (b) Results of the self-potential simulation 2.

結果，長谷ほか(2006)とほぼ同様の結果が得られた(第2図(b)). 885年溶岩の地質ユニットを含めた3つの地質ユニットにおける計算では，標高が400~600mならびに800m以上の領域で観測データとほ

ば一致する計算結果を得た。しかし、885年溶岩の地質ユニットの厚さや広がり分布を変えて多くの計算を試みたものの、標高600~800mの負の電位異常を表現できる結果は得ることができなかった。

2.3 計算モデル2

モデル2では、計算モデル1で説明できなかった標高600~800mの負の電位異常をモデル化するため、藤野・小林(1997)で示された地表の地質分布を基にしたシミュレーションにおける地質ユニット分布を見直し、885年溶岩の空間分布に比較的自由度を与えて計算を行った。その結果885年溶岩が山頂から噴出したものは南側を除く方面に分布し、山体南側では独立的に分布したものが部分的に深部につながるモデル(第3図(a))において、観測データを整合的に説明できる計算結果を得ることができた(第3図(b))。このモデルが標高600~800mの負の電位異常を表現できた理由は、南側斜面にゼータ電位が負に大きい地質ユニットが独立かつ局所的に存在することにより、そこで大きな流動電位を発生し、下降流の始まる地表で大きな負の電位異常を形成した為である。南側斜面の885年溶岩が、局所的に深部から表層まで分布していることを考慮すると、885年溶岩は山頂からだけではなく、南斜面からも溶岩を流出した可能性を示している。

3. まとめ

3次元の地下水流動ならびに自然電位の数値シミュレーションを行った結果、開聞岳の3次元的な地質ユニットの空間分布を反映した山体構造モデルを得ることができた。計算の結果、観測データに最も整合的なモデルは、885年溶岩の分布が山頂から南方を除く部分と南斜面からの局所的な流出部分の二つに分かれ、南斜面の885年溶岩も部分的に深部まで存在していることが示唆された。そのため885年溶岩は、溶岩流が山頂部からだけではなく、南斜面でも部分的に溶岩流出していた可能性が示唆された。これまで南斜面より885年溶岩が流出した解釈は地質学的な研究をはじめとして得られていない。そのため今回の計算結果はまだ考察の余地は残されているものの、地表の地質ユニット分布だけでは難しい山体内部の地質ユニットの空間分布を、自然電位データを用いて推定できた数少ないケースであるかもしれない。今後は、地質ユニットのゼータ電位を考慮して自然電位の解析を行うことにより、多くの火山で地質ユニットの空間分布を推定できるようになると考えている。

参考文献

- 長谷英彰・石戸経士・神田径・森真陽, ゼータ電位を考慮した開聞岳の自然電位解釈, *Conductivity Anomaly* 研究会 2006年論文集, 105-110, 2006.
- 長谷英彰・石戸経士・橋本武志・神田径・田中良和, 九州4火山(開聞岳・九重山・猿葉山・雲仙岳)の岩石のゼータ電位測定, *Conductivity Anomaly* 研究会 2004年論文集, 25-32, 2004.
- 藤野直樹・小林哲夫, 開聞岳火山の噴火史, *火山*, 42(3), 195-211, 1997.
- T. Ishido, and H. Mizutani, Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics, *J. Geophys. Res.*, 86 (B3), 1763-1775, 1981.
- T. Ishido and J. W. Pritchett, Numerical simulation of electrokinetic potentials associated with subsurface fluid flow, *J. Geophys. Res.*, 104(B7), 15,247-15,259, 1999.

川辺禎久・阪口圭一 (2005)：開聞岳地域の地質，地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)，産総研地質調査総合センター，82p.

神田径・森真陽・長谷英彰，開聞岳の自然電位分布について，地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会論文集，v055-p034，2004.