



Title	数値モデル計算によるマグマ貫入に伴う地熱系発達過程の研究
Author(s)	佐波, 瑞恵; 茂木, 透; 西田, 泰典 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 71, 49-59
Issue Date	2008-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.71.49
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/32759
Type	departmental bulletin paper
File Information	71-49.pdf



数値モデル計算によるマグマ貫入に伴う地熱系発達過程の研究

佐波 瑞恵

室蘭工業大学機械システム研究科

茂木 透・西田 泰典・橋本 武志

北海道大学理学研究院地震火山研究観測センター

田村 慎

北海道立地質研究所

(2007 年 12 月 27 日受理)

Numerical modeling of hydrothermal systems due to a magma intrusion

Mizue SABA

Department of Mechanical Systems Engineering, Muroran Institute of Technology

Tohru MOGI, Yasunori NISHIDA, Takeshi HASHIMOTO

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

and

Makoto TAMURA

Geological Survey of Hokkaido

(Received December 27, 2007)

Cooling of intruded magma, development and decay of hydrothermal systems are investigated by model calculations for various combination of parameters such as hydraulic permeability of the intruded magma and its surroundings. Dependence of the pressure gradient on the hydrothermal systems is also investigated to inspect the effect of the potential flow of the groundwater along the topography. In the case that the horizontal pressure gradient is smaller than buoyancy, the hydrothermal system develops just above the intruded magma, while the greater pressure gradient as well as high permeability of surroundings carries the hydrothermal system to downstream. We applied these examinations to the newly formed Nishiyama geothermal field at the time of the 2000 Usu eruption. Numerical calculations considering the real topography in and around the Nishiyama geothermal field well reproduce the observed temporal variations of geothermal field appeared on the ground surface, assuming the in-situ hydraulic permeability of the intruded magma and the surroundings as $10^{-12} \sim 10^{-13} \text{ m}^2$ and $10^{-10} \sim 10^{-11} \text{ m}^2$, respectively.

I. はじめに

2000 年有珠山噴火直後に形成された西山火口地熱域は、その噴火に伴う地殻変動で形成された西山断層に沿っての北西部に拡大する一方、貫入したマグマの直上にあたる NB 火口の周辺や西山断層の南東部では、断層北西部ほど地熱系は発達しなかった。この原因としては、(1) NB 火口周辺は元々谷地形で、過去の噴火の噴出物が厚く堆積しており、さらに 2000 年噴火の際の火山灰が積もったため表層は非常に透水性の悪い層が厚く堆積し、その結果 NB 火口火道から熱流体が選択的に放出され、その周辺に広がらなかったこと、(2) NB 火口周辺は谷地形の底に、また西山断層南東部は西山斜面に位置しており、噴火の際形成された断層亀裂を伝って天水や高所からの重力流がマグマ周辺を積極的に冷却し熱流体の上昇を妨げたこと (Saba et al., 2007.) 等が考えられる。

本稿では、モデル計算によって、西山からの重力流がマグマ貫入後の地熱系発達に及ぼす影響について調べた結果を報告する。最初に地熱系発達の数値モデルに関するこれまでの研究について簡単にまとめ、次に、貫入マグマ-熱水系のモデル計算法を示す。モデル計算では、各物理量が及ぼす影響について調べ、次にその結果を参考に西山の地形を模した山岳地形に関連して発達する熱水流動のモデル計算結果を示す。さらに、噴火時に実際に地表で観測された地熱系の時空間分布と比較する。

II. 地熱系発達過程の数値モデルに関するこれまでの研究

マグマ-熱水系を想定した数値モデルは、Cathles (1977), Norton and Knight (1977) らが先駆的研究を行っている。それ以降、数多くの数値モデル計算がなされてきたが、プログラムや計算機などの計算環境が異なるため、それらの結果を厳密に吟味できなかった。Hayba and Ingebritsen (1994) は、気液 2 相、0–1200°C、0.05–1000MPa までの純水の取り扱いが可能なシミュレータ HYDROTHERM を開発した。Hayba and Ingebritsen (1997) では HYDROTHERM を用いてそれ以前のモデル計算を追試し、計算結果の妥当性を検討している。さらに Hurwits et al. (2003) は HYDROTHERM を改良し、地下水面を境界としない、不飽和帯を含めた熱水系のモデル計算を試みている。

熱水対流と山岳地形による重力流との混合については、Sammel et al. (1988) や由佐 (1983) がある。しかし、これらはマグマが火山山頂の真下にある場合を想定しており、山麓にマグマが貫入した場合は想定されていない。

以上の研究は、熱源が数 km の深さにあって、熱水循環の時定数が数千から数万年の現象を取り扱っており、地熱系消長の時定数が数年から数十年からといった短期間の現象を取り扱った例は少ない。希少な研究例のひとつとして Matsushima (2003) は、有珠山 1977–78 年噴火の際、比較的浅部に貫入したマグマの冷却に伴って放出された熱量を、モデル計算によって説明している。

地下の熱水系を知る方法のひとつに、自然電位観測がある。これは、地下水が構造境界を横切って流動する際に電流源が発生することを利用し、地表の電位場を測定することにより地下水流動系を把握する方法である。1990年代の自然電位観測研究では、自然電位異常に基づく熱水対流系の定性的モデルの提出がほとんどであった。その後、自然電位異常の振幅の定量的議論を可能にするシミュレータの開発が進められ、地下熱水対流系の実態が明らかになりつつある。それらは地熱開発の観点から、石戸（2002）によってまとめられている。本稿で想定している2000年有珠山噴火に伴う西山火口地熱域発達についても、自然電位分布から、熱水系発達を示す上昇流と、西山からの重力流の存在が推定された（Saba et al., 2007）。

Ⅲ. モデル計算

ここでは、モデル計算手法を解説し、諸係数が熱水系発達に及ぼす影響について調べた結果について述べる。

1. 方法

多孔質媒質中を流動する熱水、蒸気、および水-蒸気2相の流れと、それらの流れに伴う岩石部への熱伝達を、HYDROTHERM（Hayba and Ingebritsen, 1997）で計算する方法を以下に示す。流体の運動方程式は、熱水と蒸気のそれぞれの相*i*に対してDarcy則を仮定し、流体の質量保存則式と、流体部分と固体部分のエネルギー保存則の2つの連立差分方程式を、与えた初期条件、境界条件の下で、圧力*p*と単位体積当たりの全エンタルピー*S*について解く。

$$\begin{aligned} \mathbf{v}_i &= \frac{k_{rel}^i k}{\mu_i} (\nabla p + \rho_i g \nabla z) \\ \frac{\partial}{\partial t} (n S_i \rho_i) + \nabla \cdot (\rho_i \mathbf{v}_i) &= 0 \\ \frac{\partial}{\partial t} \left[(1-n) \rho_r h_r + n \sum_i S_i \rho_i h_i \right] + \left[\sum_i \rho_i h_i \mathbf{v}_i \right] - \nabla \cdot (K \nabla T) + q_h &= 0 \end{aligned}$$

ただし、 $\mathbf{v}_i$ は相*i*のDarcy流速、 k 、 k_{rel}^i はそれぞれ岩石の透水係数と相*i*の有効透水性率、 μ_i 、 p_i はそれぞれ相*i*の粘性係数と密度、 g は重量加速度、 z は微小領域の高さを示す。また、 n 、 S_i はそれぞれ空隙率と相*i*の飽和度、 h_r 、 h_i はそれぞれ岩石と相*i*のエンタルピー、 K は熱伝導度、 T は温度を示す。 ρ_r は岩石の密度、 q_h はエネルギー源を示す。計算領域内の温度、気水比、粘性係数などの流体の物性は、実験的に得られている構成方程式に基づいて、圧力とエンタルピー値から換算する。また、媒質の透水係数、空隙率、熱伝導度は定数として与える。マグマ-熱水冷却モデルでは、融解状態で貫入したマグマは、冷却され固化していくときに亀裂が生成すると考えられている。この考えの下では、マグマの透水係数は冷却に伴って大きくなるよう設定される。また、マグマが保有する全熱量は、マグマの質量にマグマの比熱容量、周囲との温度差をかけた熱量と、マグマが固化するときの潜熱である。モデル計算においても、潜熱の効果を考慮し

た方が、放熱量の観測値と計算値が調和的な結果が得られている (Matsushima, 2003). しかしながら、本研究は、重力流が地熱系の発達に与える影響について調べることを第一目的にしている. よって、まずは簡単のため、マグマの透水係数は計算を通じて一定の値をとり、潜熱の効果は無視するものとする. 地熱系の盛衰とマグマの冷却の時間的変遷を示す指標として、次の 3 つを定義した. マグマ貫入後、地表近くの最高温度が 80°C 以上になるまでの時間を地熱系出現時間、地熱系出現の後、地表付近の最高温度が 80°C 以下になるときの、マグマ貫入からの時間を地熱系衰退時間とした. また、貫入マグマの平均温度が 250°C 以下になるときの、マグマ貫入からの時間をマグマ冷却時間とした.

2. 諸係数が及ぼす影響について

重力流の影響を調べる前に、重力流がない場合に地熱系がどのように発達するかを知る必要がある. このために、Fig.1 に示されるような条件とグリッドでモデル計算を行った. 幅と深さ方向の長さが $150\text{m} \times 300\text{m}$ 、初期温度 800°C の領域を貫入マグマとした. 境界条件は、下部で断熱、不透水境界、側部および上部で温度、圧力一定境界とした. 周辺媒質の透水係数を 10^{-11}m^2 、貫入マグマの透水係数を 10^{-13}m^2 、貫入マグマ上部の深さを 500m の場合を基本モデルとし、各パラメータを変えてそれらが地熱系の発達に及ぼす影響を調べた (Fig.2, 3, 4).

まず全ケースを概観し、ほぼ全てに共通して、貫入マグマは、下の方から冷却されている. これは、貫入マグマの熱で浮力を得た熱水が上昇する際、周りの冷たい水を引っ張りマグマ近傍で対流が生じ、貫入マグマの下側では、マグマが高温を保っている間は冷たい水が常に流れ込むためである. 高温プルームが上昇し地表境界に達した後の高温領域は、周辺媒質とマグマの透水係数がともに 10^{-11}m^2 の場合を除き、全てワイングラス状に浅部で広がる型をしていることも見てとれる. また、周辺媒質の透水係数が小さい場合では、地表付近では気液 2 相の領域が生

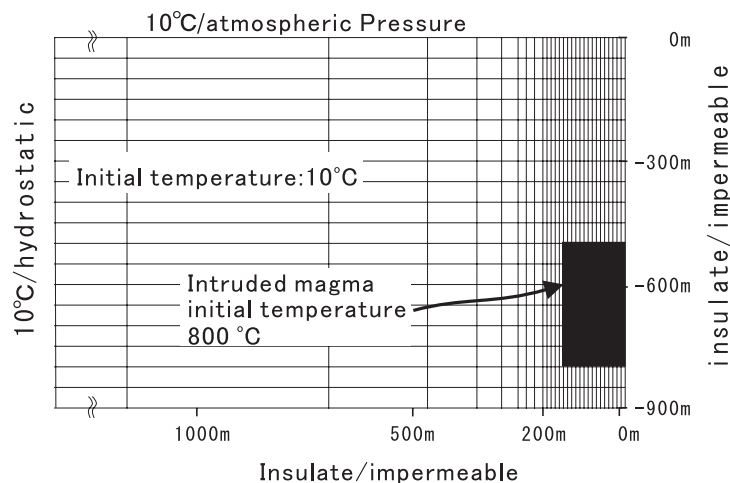


Fig. 1. Initial and boundary conditions for model calculations.

じる場合もある。次に、マグマの透水係数 (Fig.2)、周辺媒質の透水係数 (Fig.3)、マグマの深さ (Fig.4) を変えた場合のそれぞれの結果について比較する。

(1) マグマの透水係数

マグマの透水係数を $10^{-11} \sim 10^{-13} \text{ m}^2$ の場合について調べた (Fig.2)。マグマの透水係数が 10^{-11} m^2 のとき、地熱系出現時間とマグマ冷却時間はともに 0.1 年より早い。この場合、マグマ上部の高温域はワイングラス型にはならず、貫入マグマ部分の熱水が一気に上昇する。一連の現象の速さは、2000 年噴火の場合と比べると明らかに早すぎる。マグマの透水係数が 10^{-12} m^2 のとき、地熱系出現時間は 0.2 年、マグマ冷却時間は 0.3 年となり、また、マグマの透水係数が 10^{-13} m^2 の基本モデルの場合、地熱系出現時間は 0.5 年、マグマ冷却時間は 2.2 年となる。西山火口地熱域は、実際に地表に出現した時期が噴火後数ヶ月後であったことから、この場合のマグマの透水係数は $10^{-12} \sim 10^{-13} \text{ m}^2$ が妥当であろう。

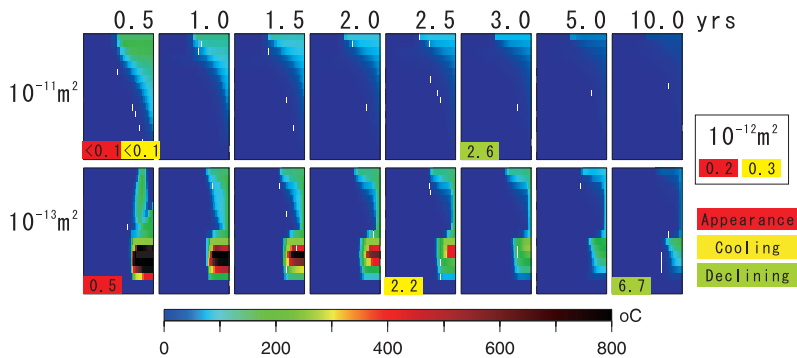


Fig. 2. Temporal change of temperature profiles. The hydraulic permeability of the medium is assumed to be 10^{-11} m^2 . Depth of magma head is fixed as 500m. Upper section: permeability of intruded magma of 10^{-11} m^2 , lower section that of 10^{-13} m^2 .

(2) 周辺媒質の透水係数

周辺媒質の透水係数を $10^{-10} \sim 10^{-12} \text{ m}^2$ の範囲で検討した (Fig.3)。 10^{-10} m^2 の場合は、地熱系出現時間は 0.3 年、マグマ冷却時間は 2.1 年、地熱系衰退時間は 2.9 年となり、前節で示した基本モデルの場合に比べて地熱系の出現から衰退に至るまでの時間が短い。加えて、高温領域の温度が全体的に低く、領域は狭い。これは、周辺媒質の透水係数が大きいことにより、浮力を得た高温ブリュームが速やかに上昇しやすく、大きなワイングラス型の高温域を作るに至らないためである。対照的に、周辺媒質の透水係数を 10^{-12} m^2 とした場合、地熱系出現時間は 1.4 年、マグマ冷却時間は 2.5 年と基本モデルより遅くなる。高温ブリュームの上昇も遅く、高温部はカップ部分が縦に長いワイングラス型になり、水の一部は蒸気化する。これらの結果より、西山火口地熱域の場合は、周辺媒質の透水係数は $10^{-10} \sim 10^{-11} \text{ m}^2$ と考えるのが妥当であろう。

(3) マグマ上部の深さ

マグマ上部の深さを 300m, 400m, 500m とした場合について計算を行った (Fig.4)。マグマが浅くなるに従って地熱系出現時間、マグマ冷却時間、地熱系衰退時間が遅くなる傾向にある

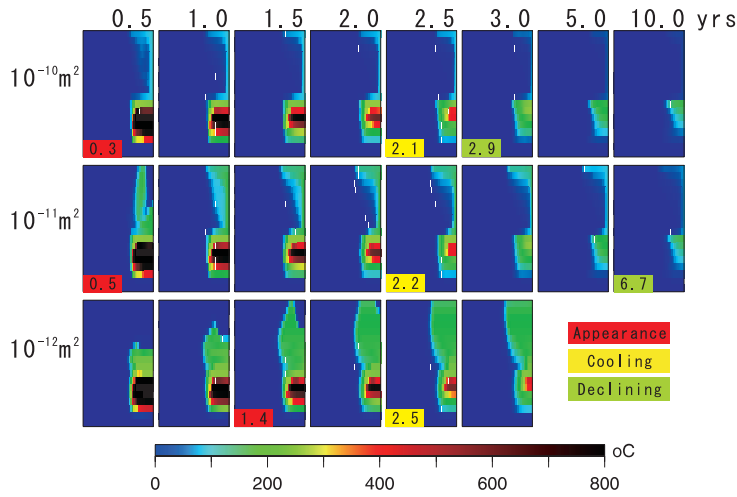


Fig. 3. Temporal change of temperature profiles. The permeability of the intruded magma is assumed to be 10^{-13} m^2 . Depth of magma head is fixed as 500m. Upper section: permeability of the medium of 10^{-10} m^2 , middle section: that of 10^{-11} m^2 , lower section: that of 10^{-12} m^2 .

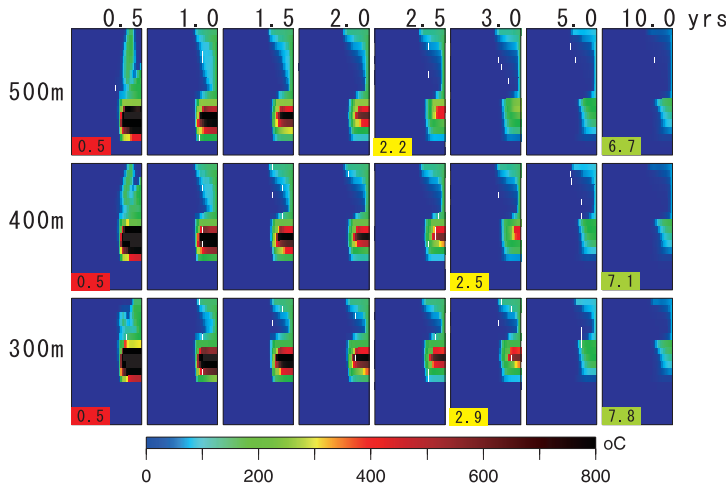


Fig. 4. Temporal change of temperature profiles. The permeabilities of the medium and the intruded magma are assumed to be 10^{-11} m^2 and 10^{-13} m^2 , respectively. Upper section: depth of magma head of 500m, middle section: that of 400m, lower section: that of 300m.

ものの、ワイングラス型の高温域の縦幅が変わる程度で、それぞれ場合に大きな差はみられなかった。マグマ上部の深さを 300m 以浅にした場合では、地表近くで蒸気層が形成されるため、計算の時間刻みが非常に小さくなり膨大な計算時間を要するだけでなく、解が発散する場合もあり妥当な結果が得られなかった。

(4) 水平方向の圧力勾配

重力流により生じる水平方向の圧力勾配の影響を調べるために、Fig.5 に示されるようなモデル設定により計算を行った。幅および深さ方向の長さを $300\text{m} \times 300\text{m}$ 、初期温度 800°C の領域

を貫入マグマとした。境界条件は、下部で断熱、不透水境界、側部および上部で温度、圧力境界とした。周辺媒質の透水係数を 10^{-11}m^2 、貫入マグマの透水係数を 10^{-13}m^2 、貫入マグマ上部の深さを 500m の場合を基本モデルとし、圧力勾配を変えた場合 (Fig.6)、圧力勾配が 0.01Pa で

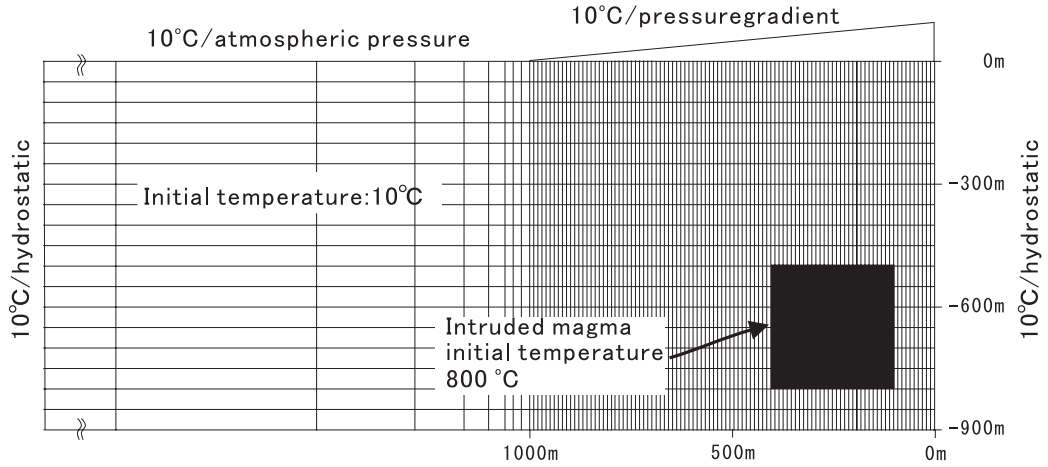


Fig. 5. Initial and boundary conditions for model calculations to estimate effects of the horizontal pressure gradient.

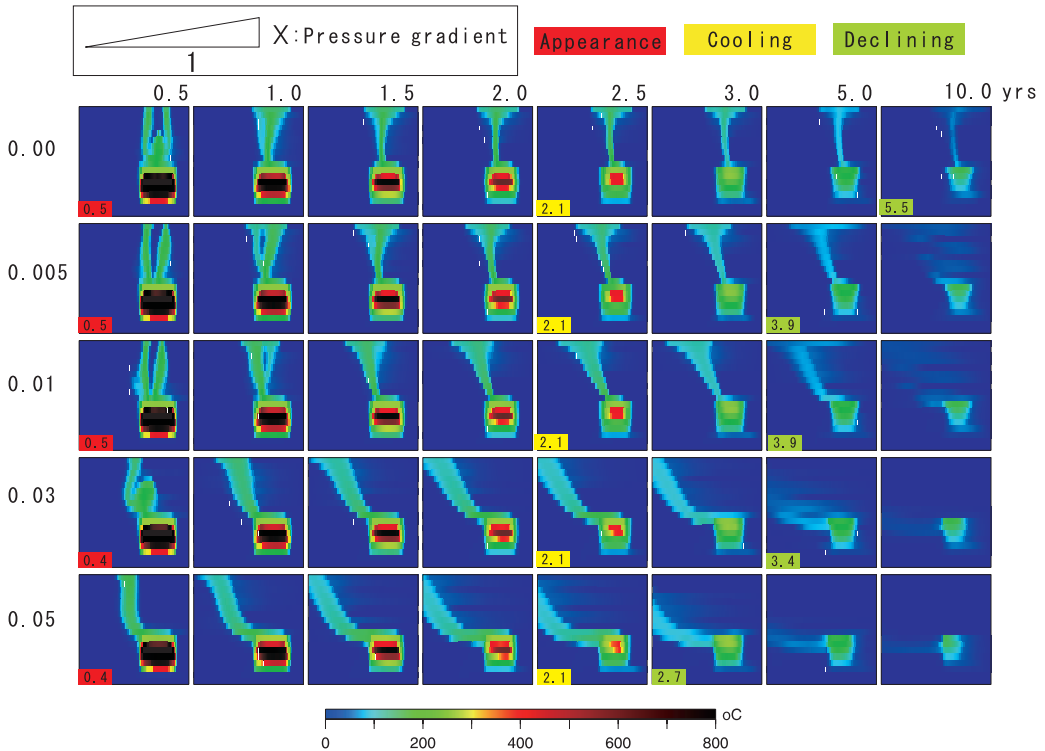


Fig. 6. Temporal change of temperature profiles. The permeabilities of the medium and the intruded magma are assumed to be 10^{-11}m^2 and 10^{-13}m^2 , respectively. Depth of magma head is fixed as 500m. Upper section: horizontal pressure gradient of 0.00Pa, second section: that of 0.005Pa, third section: that of 0.01Pa, forth section: that of 0.03Pa, lower section: 0.05Pa.

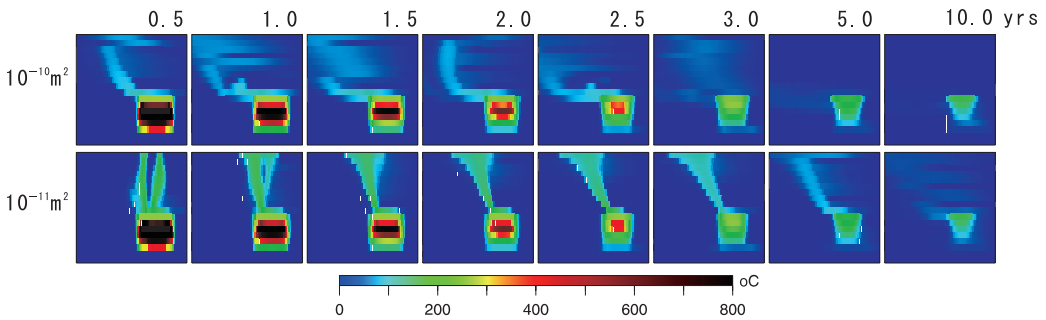


Fig. 7. Temporal change of temperature profiles. The horizontal pressure gradient and the permeability of the intruded magma are assumed to be 0.01Pa and 10^{-13}m^2 . Depth of magma head is fixed as 500m. Upper section: the permeability of the medium= 10^{-10}m^2 , lower section: 10^{-11}m^2 .

周辺媒質の透水係数を変えた場合 (Fig.7) について調べた。

どちらの場合もマグマは上流側から冷えているが、熱水の浮力に対して圧力勾配が小さいときは、高温域はマグマの上にできるが、浮力に対して圧力勾配が大きい場合、高温域はマグマの上部にできず、流れの下流側にできることが示された。また、周辺媒質の透水係数が高い場合は、圧力勾配の影響が大きく、高温域はより下流側にできることも示された。これらは定性的には直感的に理解されるが、定量的に示されたことになる。

IV. 西山火口地熱系モデル

2000 年有珠山噴火後地熱系が発達した西山火口の近傍の地形を近似したモデル構造に対して、貫入マグマ-熱水系モデル計算を行った。西山火口の西側にある三豊丘陵は東にある西山よりも低いので、三豊丘陵から西山火口域に流れ下る重力流の影響が小さいと考えられる。従って、第一近似的に西山斜面からの重力流のみを考慮するために、三豊丘陵側の地形は平坦にした。地殻変動のデータや前節で述べた基本的なモデルに対する計算結果を参考にして、マグマの上部は地表下 250m、マグマの透水係数は 10^{-13}m^2 、温度は 800°C とし、また、周辺媒質の透水係数を 10^{-11}m^2 とした。モデル計算は、マグマ貫入開始から 10 年後まで行った。Fig.8-1 から Fig.8-6 は計算結果を 0.5 年および 1 年後から 9 年目までを 2 年毎に示したものであり、それぞれの図で、上図 a は温度場と間隙水の流量密度フラックス、下図 b は間隙の気水比と水蒸気の流量密度フラックスを示している。計算結果によると、マグマ貫入後、0.2 年で高温ブリュームが地表に到達し地熱系が出現する。これは、宇井ほか (2002) などで示されている地熱系の出現時期とほぼ一致する。また、地表において高温域の拡大する傾向と、自然電位の最高地点を示すであろう熱水上昇域が下流側に移動する傾向が示され、これらは 1m 深地温と自然電位の繰返し測定の結果 (Saba et al., 2007) に示した観測結果をよく説明している。一方、地表付近で蒸気層が最も卓越する時期は 0.3-0.5 年後になり、比抵抗の繰返し観測 (Saba et al. 2007) よりもとめられた蒸気相が隆盛になる時期よりも半年程度早い。これは、観測時期のずれとも考え

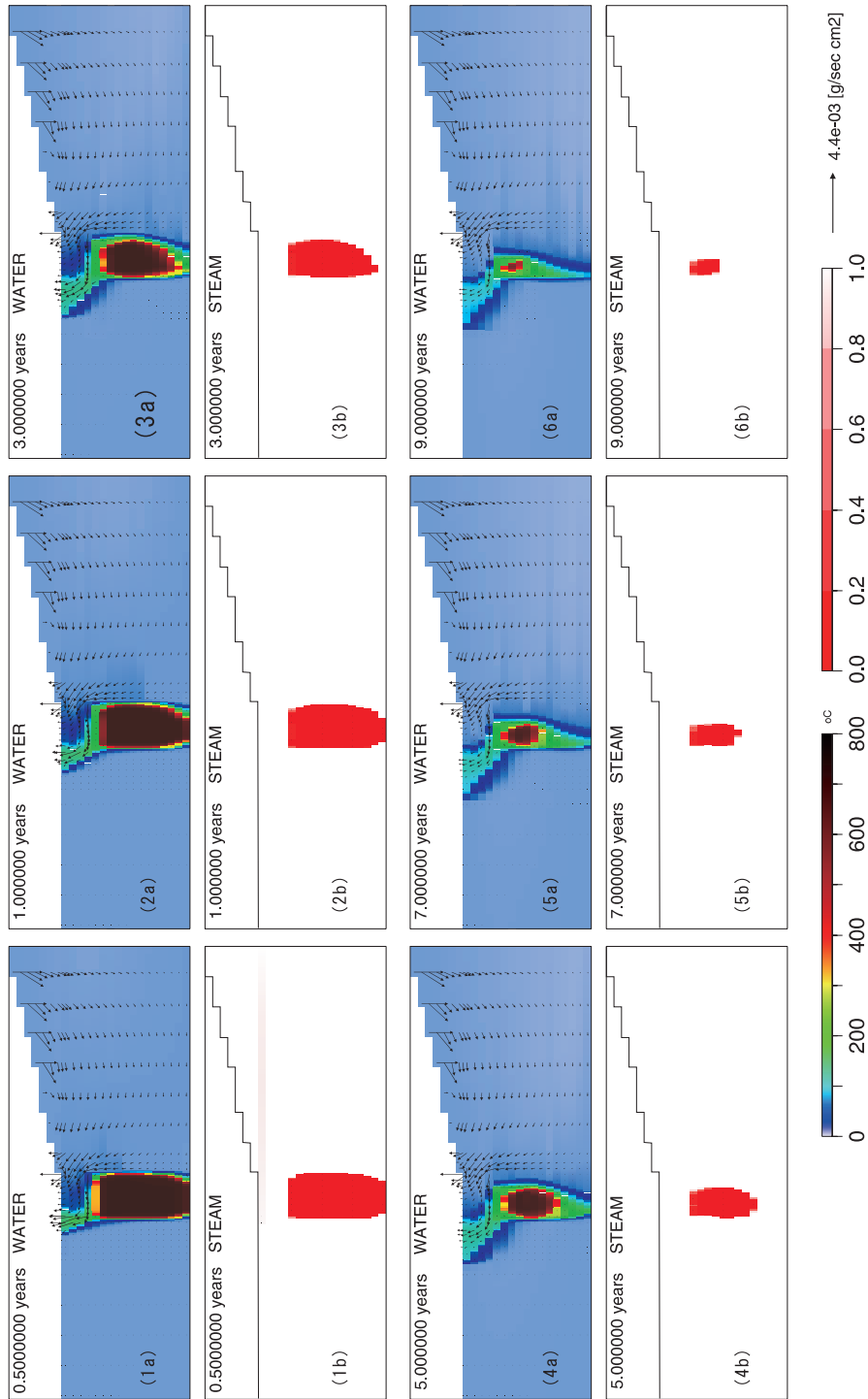


Fig. 8. Numerical model of the geothermal field of Nishiyama craters. (1) 0.5 years, (2) 1.0 years, (3) 3.0 years, (4) 5.0 years, (5) 7.0 years, (6) 9.0 years after intrusion of magma. (a) Temperature profile and water flux, (b) water-vapor ratio.

られるが、モデル計算においてマグマの透水係数を少し小さくするか、もしくはマグマの冷却に伴う透水係数の変化を考慮することにより、観測結果とより調和的な結果が得られる可能性がある。

V. おわりに

本報告では、貫入マグマの冷却に伴う地熱系の発達・衰退過程をモデル計算によって検討した。

まず、貫入マグマ周辺に発達する地熱系について透水係数、マグマの深さ等の影響を調べた。マグマの透水係数と地熱系の発達している断層周辺の媒質の透水係数を概算した結果、マグマ透水係数 $10^{-12} \sim 10^{-13} \text{m}^2$ 、周辺媒質の透水係数は $10^{-10} \sim 10^{-11} \text{m}^2$ であれば、2000 年有珠山噴火時の地熱系形成の観測事実をおおむね説明できることが示され、この結果は、既存のモデル研究や揚水実験の結果とも調和的である。

次に重力流により水平方向に圧力勾配がある場合の地熱系の発達について調べた。熱水の浮力に対して圧力勾配が小さいときは、高温域はマグマの上にできるが、浮力に対して圧力勾配が大きい場合、高温域はマグマの上部にできず、流れの下流側にできる。また、周辺媒質の透水係数が大きい場合は、圧力勾配の影響が大きく、高温域はより下流側にできることが説明された。

西山火口域の地形を近似したモデルにより、地熱系発達過程のモデル計算を行った。その結果、地熱系の出現時期および地熱域の下流への拡大傾向を説明するモデルが得られた。マグマの透水係数は、本研究では一定としたが、その温度依存性を考慮することにより、いっそう観測事実に近いモデルが得られると考えられるので、今後この点を検討していく予定である。

噴火から 7 年、数々の観測がなされ、西山地熱系に関して新たな知見が得られている。それらを利用してモデルを精密化することも可能であり、また、長期間の地熱系の消長を検討することもできるであろう。本稿では西山断層の卓越している 2 次元方向のモデル計算にとどめたが、地下の流体は流れやすいところを流れるから、流れの 3 次元性は無視できない。定量的な議論のためにも、今後は観測に基づいた空間 3 次元の地下熱水流動のモデル計算も必要であろう。

謝辞 本稿は、著者のひとり（佐波）の博士論文の一部である。本稿を草するに際し、北海道大学理学研究院地震火山研究観測センター大島弘光氏、京都大学地球熱学研究施設火山研究センター寺田暁彦氏には、多くの御教示を賜りました。ここに謹んで感謝いたします。

また、数値計算に際して、北海道大学理学研究科地球惑星科学専攻地震火山研究室の皆様から多くのご教示をいただいたことに心より感謝いたします。

文 献

Cathles, L. M., 1977. An analysis of the cooling of intrusives by groundwater convection which includes

- boiling, *Econ. Geol.*, **72**, 804-826.
- Hayba, D. O. and S. E. Ingebritsen, 1994. The computer model HYDROTHERM, a three-dimensional finite-difference model to simulate ground-water flow and heat transport in the temperature range of 0-1,200°C, *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report*, 94-4045, 85 pp.
- Hayba, D. O., and S. E. Ingebritsen, 1997. Multiphase groundwater flow near cooling plutons, *J. Geophys. Res.*, **102**, 12235-12252.
- Hurwitz, S., K. L. Kipp, S. E. Ingebritsen and M. E. Reid, 2003. Groundwater flow, heat transport, and water-table position within volcanic edifices: Implications for volcanic processes in the Cascade Range, *J. Geophys. Res.*, **108**, no. B12, p. 1-1 - 1-19, 10.1029/2003JB002565.
- 石戸経士, 2002. 地熱貯留層工学. 日本地熱調査会. 176pp.
- Matsushima, N., 2003. Mathematical simulation of magma-hydrothermal activity associated with the 1977 eruption of Usu volcano. *Earth, Planets and Space*, **55**, 559-568.
- Norton, D. and J. Knight 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons, *Amer. J. Sci.*, **277**, 937-981.
- 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.
- Sammel, E. A., S. E. Ingebritsen and R. H. Mariner, 1988. The hydrothermal system at Newberry Volcano, Oregon, *J. Geophys. Res.*, **93**, 10, 149-10, 162.
- 宇井忠英, 中川光弘, 稲葉千秋, 吉本充宏, 総合観測班地質グループ, 2002. 有珠山 2000 年噴火の推移, 火山, 第 2 集, **47**, 105-117.
- 由佐悠紀, 1983. 地熱環境下における地下水流動の数値実験——ポテンシャル流と熱対流の競合——, 日本地熱学会誌, **5**, 23-38.