

簡易モデル数値シミュレーションによる マグマ-熱水系賦存環境の多様性の基礎的検討

茂野 博*

Hiroshi SHIGENO(1990) Fundamental study for diversities of magma-hydrothermal system environments based on simplified-model numerical simulations. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 50 (12), p.725-741, 7 figs., 5 tables.

Abstract: A numerical simulation method for magma-hydrothermal systems based on vertical one-dimensional transient thermal conduction models, in which high 'extended thermal conductivity' was assumed for geothermal reservoirs, was proposed for better understanding the macroscopic features of deep geothermal resources. This simplified method was applied to various hypothetical conditions, changing (1) depth of magma chamber top, (2) depths of geothermal reservoirs' bottom and top, (3) thickness of magma chamber, and (4) the 'extended thermal conductivity' of geothermal reservoirs. Their effects on temporal changes of underground temperature distributions were roughly calculated and evaluated.

Deep magma chambers (depth of chamber top at 6 km down from the surface) are obviously less effective for heating the reservoirs distributed at 1 to 4 km depth levels than shallow magma chambers (chamber top at 4 km depth). For the former case, however, developments of thick deeper reservoir structures, especially with suitable cap rocks, enable formations of long-lasting high-temperature deep hydrothermal systems. This type of deep reservoirs could be more suitable for power generation exploitation in terms of reservoir temperature and size than the other type of deep reservoirs developed around shallow magma chambers.

要 旨

未解明の点が多い深部地熱資源の巨視的な実態把握を目的として、地熱貯留層に高い「拡張熱伝導率」を仮定する垂直1次元非定常の熱伝導モデルに基づいた、マグマ-熱水系の数値シミュレーション手法を提案した。この簡易的な手法を多様な仮想的条件に適用し、(1)マグマ溜の頂部の深度、(2)貯留層の底部・頂部の深度、(3)マグマ溜の厚さ、および(4)貯留層の「拡張熱伝導率」が、地下の温度分布の経時変化に与える影響を、半定量的に解析した。

マグマ溜頂部の深度が深い場合(地表からの深度6 km)は、浅い場合(同4 km)に比較して、深度1~4 kmレベルの貯留層の加熱効率は当然悪い。しかし前者の場合でも、厚い貯留層構造がより深部にまで発達し、特に適当な帽岩を伴う条件では、深部に長寿命の高温熱水系の生成が可能である。このような型の深部貯留層は、浅いマグマ溜の周辺に分布する型の深部貯留層に比較して、温度や規模について発電開発により適している場合があり得る。

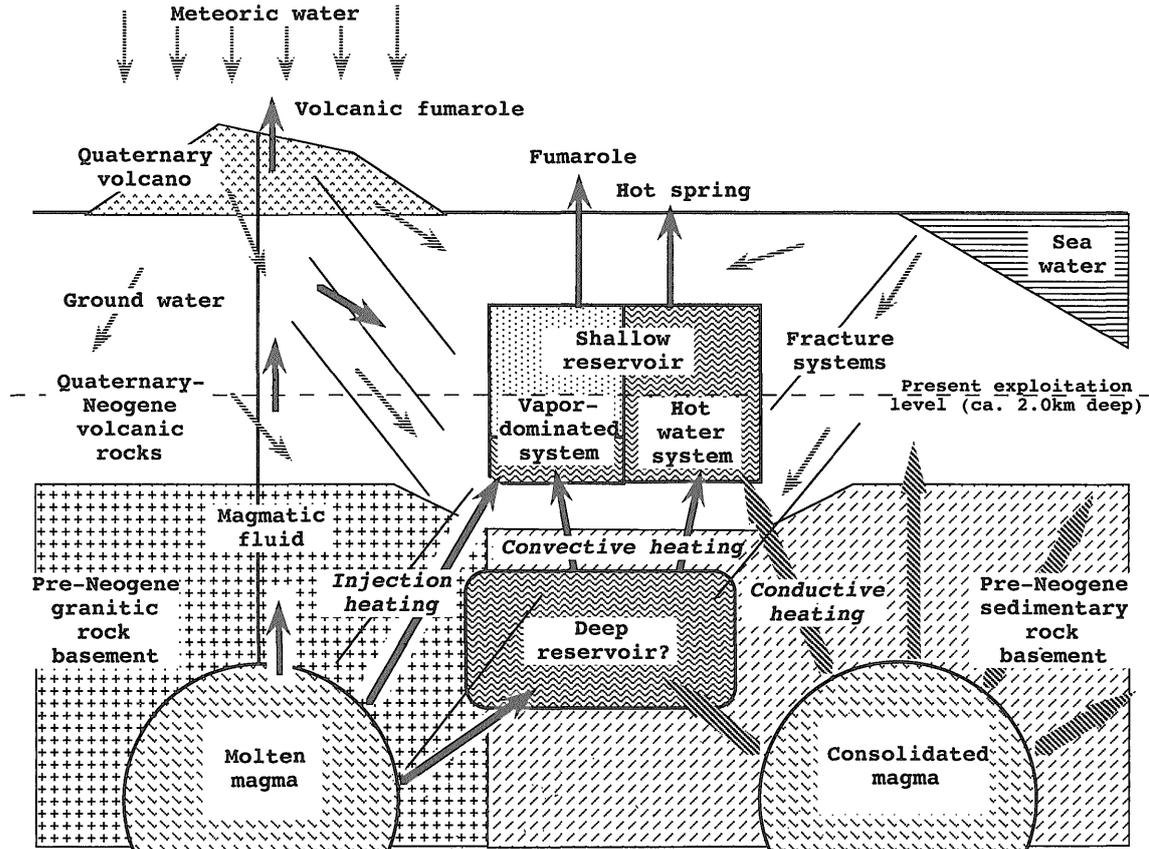
1. はじめに

21世紀のエネルギー危機と地球環境問題に対処する新エネルギー開発の一環として、世界各地で地熱発電が進められており、1998年現在その総発電容量は約820万 kWe (このうち日本は約53万 kWe)に達している。現在発電対象となっている地熱資源は、高温熱水系型と呼ばれており、地下に坑井を掘削し、天然の貯留層に賦存する高温の熱水・蒸気(概略200~360°C)を取り出して、発電機を運転している。

世界および日本各地の地熱発電開発で明らかになってきたことは、高温熱水系の賦存環境には普遍的な面もあるが、地域毎の多様性が著しいことである。第1図に示すように、高温熱水系の生成・分布環境を決める大きな要素としては、(1)熱源となるマグマ溜(~その固結岩体)の分布深度・規模と熱水系の加熱機構(マグマ起源流体供給、熱伝導)、(2)その浅部における岩石種や地質構造の特性による空隙率・透水性の分布(貯留層、非貯留層の

Keywords: magma-hydrothermal system, geothermal resources, geothermal reservoir, cap rock, thermal history, modeling, numerical simulation, deep drilling, Deep-Seated Geothermal Resources Survey

*地殻熱部 (Geothermal Research Department, GSJ)



第1図 地熱環境の多様性の概念断面図。

特に日本の深部地熱環境を中心に、熱・流体の起源・移動、貯留層の分布、その他を概念モデル化した(茂野(1992)に基づく)。Fig. 1 Conceptual cross section for diversities of geothermal environments. Origins and transport of heat and fluids, reservoir distribution and others were conceptually modeled, especially for deep geothermal environments in Japan (after Shigeno (1992)).

規模・特性など)、(3)地熱流体の起源(マグマ起源流体、降水・海水起源地下水など)と移動・収支などがある。さらに高温熱水系では、空間的・時間的に大きく変化する温度・圧力場に応じて、流体-岩石間の溶解・沈殿反応や岩石破壊などが生じるため、上記の要素も空間的・時間的に変化している。

近年地熱発電開発は、世界的に地下深部(概略地表からの深度2.5km以深)へと向かっている。深部への坑井掘削には多額の費用を要するため、あらかじめ地熱系の深部環境を推測することが非常に重要になってきた。この目的で、各々の地域で各種の地表探査~坑井試験データの解析を通じて、地熱系深部環境のモデル化・評価が試みられている。また、特定の探査・試験データや地熱系の構成要素に注目した地域間の比較検討、プレートテクトニクス理論に基づいた検討なども試みられている(例えば、茂野, 1992; 村岡, 1993; 玉生, 1994; Shigeno, 1995; Muraoka and Yano, 1998)。しかし、現状は必ずしも十分とは言えない。

今回筆者は、上記のように複雑な高温熱水系、特に深部熱水系の生成・分布環境についての基礎的な検討の一

方法として、「拡張熱伝導率」を軸に、非常に単純ではあるが本質を保持していると考えられる一般化した巨視的なマグマ-熱水系モデルを提案し、これを基礎にある程度体系的・概括的な数値シミュレーション解析を試みた。本説では、以下にまず、従来のマグマ-熱水系の熱的なモデルと数値シミュレーションについて概説する。次に、今回のモデル化およびシミュレーションの方法を提案・説明する。さらに、この手法を代表的と考えられる仮想的な静的環境の場合に適用し、(1)マグマ溜の頂部の深度、(2)貯留層の底部・頂部の深度、(3)マグマ溜の厚さ、および(4)貯留層の「拡張熱伝導率」が、地下の温度分布の経時変化に与える影響について、半定量的な検討を行う。

国のニューサンシャイン計画では、深部地熱開発を推進する目的で「深部地熱資源調査」(平成4~12年度)が進められており、岩手県葛根田地域において深部調査井の掘削(WD-1a井、深度3,729m、1995年)が実施され、第四紀花崗岩類中で500°C以上の温度が観測されるなど、地球科学的に非常に貴重な成果が得られている(Uchida *et al.*, 1996; 赤工ほか, 1998; Muraoka *et al.*, 1998; Doi *et al.*, 1998)。筆者は、今回のモデル化およびシミ

第1表 地熱系における熱伝達過程のモデル化・数値シミュレーションの要点一覧表。

Table 1 List of main points of modeling and numerical simulation for thermal transport processes in geothermal systems.

- (1) Class of systems: Regional conduction, Hydrothermal, Magma + Hydrothermal, Magma, Hot Dry Rocks, etc.
- (2) Objectives: Modeling analysis for general understanding, Concrete field data analysis, etc.
- (3) Mode of analysis: Forward analysis, Inversion analysis.
- (4) Space dimensions: 0-D (Lumped parameters), 1-D, 2-D, 3-D.
- (5) Time dependence: Steady state, Transient; Static environment, Dynamic environment, etc.
- (6) Mode of heat transport: Conduction, Convection, Radiation, Cond. + Conv., Cond. + Conv. + Rad., etc.
- (7) Fluid phases: None, Hot water, Vapor, Hot water + Vapor, Hot water + Vapor + Super critical fluid, etc.
- (8) Independent variables: Temperature (Enthalpy), Temp. + Pressure, Temp. + Pres. + Steam saturation, etc.
- (9) Initial and boundary conditions: (for Parameters and Variables).
- (10) Complicated problems to be considered or neglected (Interactions, Environment changes, etc.):
 - 1) Effects of temperature, pressure and steam saturation on fluid properties.
 - 2) Effects of temperature, pressure and steam saturation on reservoir (rock) properties.
 - 3) Effects of fluids compositions (salt and gas concentrations) on fluid properties.
 - 4) Effects of mineral dissolution and deposition due to temperature and other changes on reservoir properties.
 - 5) Effects of rock fracturing due to temperature and pressure changes on reservoir properties.
 - 6) Effects of regional tectonics and tectonic changes on reservoir properties.
 - 7) Effects of magmatic activity changes on underground processes (heat and fluid sources and transport, etc.)
 - 8) Effects of topography and climate changes on underground hydrology (fluid source and transport, etc.)

シミュレーション手法を動的環境にまで拡張し、WD-1a 井の測定データに適用して、葛根田地域の地熱系発達史について半定量的な検討を進めている (茂野, 1999b)。その結果については、別論文として出版の予定である。

2. マグマ熱水系の熱的なモデルと数値シミュレーションの概説

熱の伝達様式には主に伝導、対流、放射があり、理学的・工学的な様々な問題について研究や解析が行われてきた。この一環として、地球内部の熱史や現在の熱的狀態についても、数多くの研究が行われている。地熱資源の基礎的な評価では、古くからマグマ溜 (そのものが未来の資源として期待されており、また熱水系の熱源ともなっている) の深度・規模と伝導冷却に要する時間の関係などが、各種の手法により検討されている (例えば、Fukutomi, 1960; 福富, 1964; Smith and Shaw, 1975, 1978; 村岡・松林, 1994)。

一方、近年地熱発電開発においては、貯留層の評価・利用最適化の目的で、分布パラメータモデルに基づく熱水系～貯留層の数値シミュレーション解析が必要不可欠となっている (例えば、Grant *et al.*, 1982; 石戸, 1997a)。この場合、解析対象となる温度・圧力範囲は比較的狭く、各々最高360°C、数100ata程度であるが、熱伝導のみならず対流 (多くの場合に熱水・蒸気2相) を取り扱う必要がある。最近では、深部貯留層に予想される水の臨界点温度以上の環境についても、Yano and Ishido (1998) などによって検討されている。

上記のマグマ溜と熱水系の両者を組み合わせた数値シミュレーション解析については、より難易度が高くその

実施例はかなり限られている。これは、温度・圧力・化学的環境範囲がより広く現象・過程が複雑であること、マグマ・超臨界水を含めて各種の物性値・状態変数値を取り扱う必要があることなど、不明・未知の点が多いことが原因である。しかし、例えば古くは Norton and Knight (1977), Norton and Cathles (1979), 最近では Ehara (1992), 江原 (1994), 石戸 (1994), Hayba and Ingebritsen (1997) などにより各種の研究が行われている。このうち、特に Hayba and Ingebritsen (1997) では、米国地質調査所において近年開発されたマグマ熱水系の熱・物質流動数値シミュレーター (HYDROTHERM) により、仮想的な浅部位置マグマ溜が生成する熱水系 (熱水・蒸気・超臨界水相を含む) の分布・特性の経時変化について、透水率分布、マグマ溜の深度・規模、帽岩、地形などの効果が検討されている。これらの成果は、Ingebritsen and Sanford (1998), 石戸 (1997b) などにより、整理・紹介されている。

ここでは参考として、地熱系における熱伝達過程のモデル化・数値シミュレーションの要点を若干整理して、第1表に示す。特に、マグマ熱水系は非常に複雑な対象・過程であるのに対して、利用可能なデータは限られており、そのモデル化・シミュレーションには目的に応じた、本質を失わない単純化が必要不可欠である。

近年日本の地熱資源の実態把握・評価の目的で、地下浅部の坑井温度測定データから、高温地熱地域などの地下深部の温度構造を推定する試みが行われている。玉生ほか (1995, 1996) は、3次元のラプラス方程式を用いた緩和法により、日本の多数の地熱調査地域について地下深部の温度分布を推定している。また、大久保ほか (1997, 1998) は、1次元の熱伝導方程式 (放射崩壊発熱項を含

む)により、火山地域を含めて北海道全域の地下深部の温度分布を推定している。しかし、これらの手法は、基本的に地下の物性値分布が均一(～単純規則的な変化)で熱的な定常状態にあるという仮定の上に、浅部の温度測定データを熱伝導方程式に基づいて深部に延長しており、マグマ熱水系地域の地下深部の温度と状態の推定方法としては問題が多い。

さて、近年地熱資源探査などとともに、地震予知、火山噴火予知などの目的で各種の高精度調査・観測(自然地震観測、人工地震調査、MT法調査、空中磁気調査、重力調査、測地観測など)が広域的に実施されており、地下浅部～深部の温度構造を定性的～定量的に示す各種のデータや解析結果が得られている(例えば、Okubo *et al.*, 1989; 長谷川, 1998; 佐藤ほか, 1998)。坑井温度測定データ(例えば、矢野ほか, 1999; 田中ほか, 1999; 小松ほか, 1998)にこれらのデータ・結果を加えて総合的に解析することにより、より正確な地下深部の温度構造の推定が可能になると考えられる。この目的で、地下の構造分布、熱伝達過程などのモデル化手法、最適温度分布推定手法などについて、今後の検討が必要である。特に高温地熱地域については、地下の物性値分布、温度分布などが空間的・時間的に複雑であり、上記のモデル化手法、最適推定手法などについて、本質を失わない簡易化の工夫が重要と考えられる(例えば、茂野, 1998a, 1998b, 1999a)。

3. 今回のモデル化およびシミュレーションの方法

3.1 今回の簡易モデル化の要点

今回の簡易モデル化では、マグマ熱水系における複雑な空間3次元の熱の伝達過程について、垂直1次元で取り扱い、また不明の点が多く取り扱いが難しい対流過程(および放射過程)をすべて伝導過程に置き換えることにより、モデル化および数値シミュレーションの大幅な単純化・効率化を試みる。具体的には、対流により低い地温勾配を示す地熱貯留層について、「拡張熱伝導率」を用いて高熱伝導性の水平層として取り扱う。

地熱貯留層について熱対流と熱伝導で運ばれる熱流量の比率は、無限に広がった水平均一層で上下の不透水性境界温度が各々一定で定常状態にある場合、簡単に以下の(1)～(4)式のヌセット数(Nu)で表現される。一方、熱対流の発生程度の指標であるレイリー数(Ra)は、以下の(5)式で表現される(例えば、Ingebritsen and Sanford, 1998)。

$$Nu = H_{tot}/H_{cond} \quad (1)$$

$$H_{tot} = H_{conv} + H_{cond} \quad (2)$$

$$H_{cond} = K_m (T_L - T_U)/L \quad (3)$$

$$H_{conv} = C_w \rho_w q_w T \quad (4)$$

$$Ra = [\alpha_w g \rho_w^2 c_w k L (T_L - T_U)] / [\mu_w K_m] \quad (5)$$

ただし、記号は順に、 H_{tot} は総熱流量(W)、 H_{cond} は伝導による熱流量(W)、 H_{conv} は対流による熱流量(W)、 K_m は媒質の熱伝導率(W/m-K)、 T_L は下部境界の温度(K)、 T_U は上部境界の温度(K)、 L は水平層の厚さ(m)、 c_w は水の熱容量(kJ/kg-K)、 ρ_w は水の密度(kg/m³)、 q_w は単位面積当たりの水の流量(m/s)、 T は温度(K)、 α_w は水の熱膨張率(1/K)、 g は重力加速度(9.8m/s²)、 k は媒質中の水の浸透率(m²)、 μ_w は水の動的粘性率(kg/m-s)である。

ヌセット数とレイリー数とは、通常正の相関関係にあることが知られている。Ingebritsen and Sanford (1998, p. 94)は、 $Nu \sim 0.218 Ra^{1/2}$ (Raが60～4000の範囲)を示し、また、石戸(1997b, p. 379)は、水のみの場合については $Nu \propto Ra$ 、多孔質媒体層の場合については $Nu \propto Ra^{1/3}$ を示している。すなわち、Nuが小さい場合には、Raが小さく熱対流の発生は弱い(特に前記の理想的な条件では、Raが40以下の場合には対流の発生は無視できる)が、Nuが大きい場合には、Raが大きく熱対流は激しくなる、という関係にある。

さて、上記の(1)式は、(3)式を用いて以下の(6)、(7)式の様書き直せる。

$$H_{tot} = Nu H_{cond} = K_{ext} (T_L - T_U)/L \quad (6)$$

$$K_{ext} = Nu K_m \quad (7)$$

(7)式の K_{ext} を、ここでは「拡張熱伝導率」(‘extended thermal conductivity’)と呼び、以下に伝導と対流とを合わせた総熱流量計算のためのパラメータとして用いる。

今回のモデル化では、高熱伝導性の水平層として取り扱う地熱貯留層には、代表的な「拡張熱伝導率」として通常の非貯留層岩石(2.5W/m-K程度)の10倍の値(25.0W/m-K, Nu=10, Ra=2100程度)を与え、場合によっては3倍(7.5W/m-K, Nu=3, Ra=190程度)あるいは30倍の値(75.0W/m-K, Nu=30, Ra=19,000程度)を与えることとした。なお、Raの計算には、上述したIngebritsen and Sanford (1998, p. 94)の紹介式を用いた。

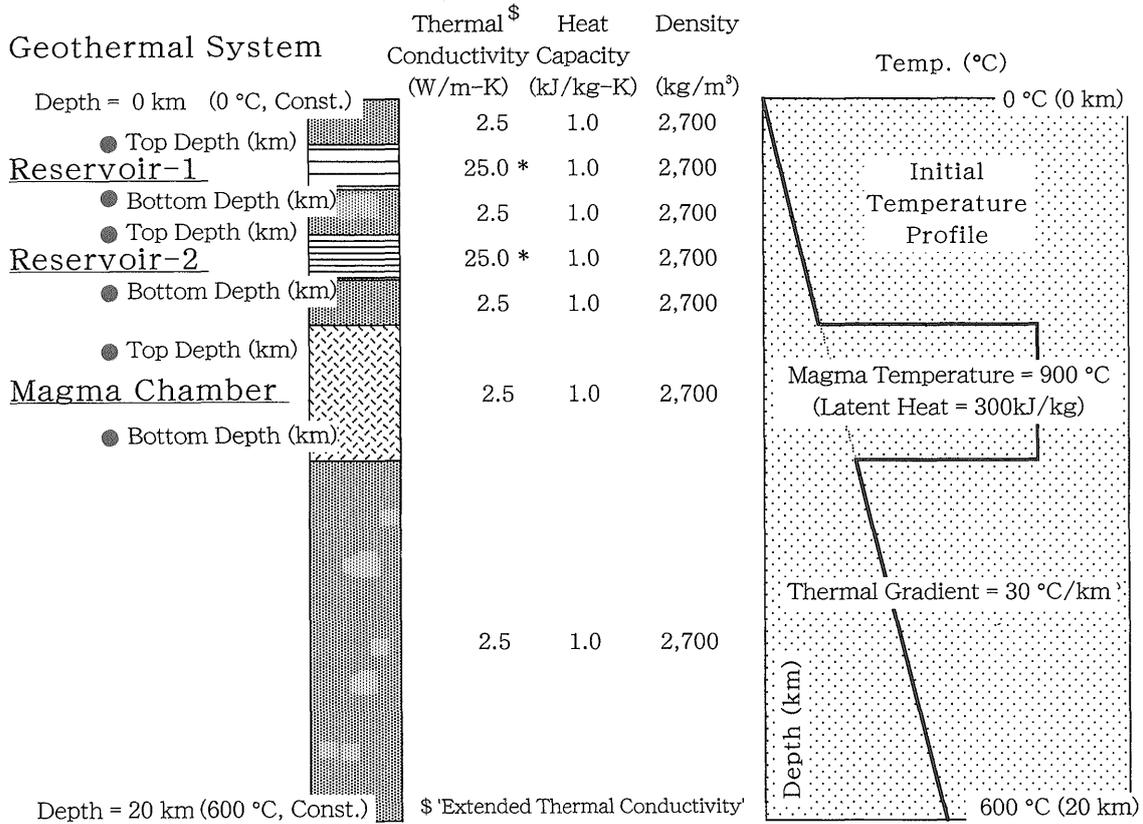
3.2 今回の基本的手法

今回の簡易的なマグマ熱水系の概念・数理モデル化手法について、基本モデルを第2図に示す。今回の基本モデルの概要は、以下の(1)～(7)の通りである。

(1) マグマ溜と貯留層を含む垂直1次元の分布パラメータモデル(巨視的モデル)を考え、温度分布の時間変化(非定常)を計算出力とする。深度範囲は地表から地下深度20kmまで、時間範囲はマグマ溜の定置から40万年後までを考える。

(2) 地下の各深度に、平均化した岩石(マグマ溜、貯留層、非マグマ溜・非貯留層の3種類の何れか)の分布を仮定する。流体については独立には取り扱わない。

(3) 3.1で述べたように、熱の移動については熱伝導



第2図 巨視的なマグマ-熱水系の垂直1次元非定常熱伝導モデル。

地熱貯留層に「拡張熱伝導率」を適用した(本文参照)。●は本文4.1~4.4を通じて値を変化させた基本パラメータを、*は本文4.4で値を変化させたパラメータを示す。

Fig. 2 Macroscopic vertical one-dimensional transient thermal conduction model for magma-hydrothermal systems. 'Extended thermal conductivity' was applied to geothermal reservoirs (see the text). ●-basic parameters whose values were changed through Sections 4.1 to 4.4; *-parameters whose values were changed in Section 4.4.

のみで近似し、貯留層は高い「拡張熱伝導率」の層としてモデル化する。具体的には、貯留層の平均像として、垂直方向に伝導の数倍~数10倍の対流による熱伝達が生じると考え、熱伝達全体が熱伝導方程式で半定量的に近似できると仮定する。

(4) マグマ溜および貯留層(浅部・深部)の各々の頂部および底部の深度を、計算のパラメータ値として与える。上記のマグマ溜、貯留層、非マグマ溜・非貯留層の3種類について、共通一定の熱伝導率(2.5W/m-K)、熱容量(1.0kJ/kg-K)、密度(2,700kg/m³)(各々温度・圧力・時間などに依存しない)を与える。ただし、貯留層の「拡張熱伝導率」のみ高い値(25.0W/m-K、あるいは7.5, 75.0W/m-K)を与える(上記(3)を参照)。

(5) 境界条件として、地表温度が0°C、地下深度20kmの温度が600°Cで各々一定とする。

(6) 初期条件として、地下増温率が一定(30°C/km)とし、マグマ溜部分のみ一定の高温(900°C)とする。

(7) マグマ固結の潜熱については、考慮する(固結温度900°Cにおいて300kJ/kg)。しかし、放射崩壊の発生熱、

岩石の変成・変質の反応熱などは考慮しない(なお、放射崩壊の発生熱については、上記(6)の地下増温率に組み込まれている)。

上記の基本モデルに基づき、以下の熱の伝導・保存と温度についての差分式(8)~(12)(マグマ固結の潜熱の項については省略)を中心とした陽形式の計算プログラムを作成し、順解析的に数値シミュレーションを実施した。

$$A_{n,t} = -(K_n * K_{n-1})^{1/2} * (T_{n,t} - T_{n-1,t}) / \Delta x * \Delta t * S \quad (8)$$

$$B_{n,t} = H_{n,t} * \rho_n * \Delta x * S \quad (9)$$

$$C_{n,t} = (K_{n+1} * K_n)^{1/2} * (T_{n+1,t} - T_{n,t}) / \Delta x * \Delta t * S \quad (10)$$

$$H_{n,t+1} = (A_{n,t} + B_{n,t} + C_{n,t}) / (\rho_n * \Delta x * S) \quad (11)$$

$$T_{n,t+1} = H_{n,t+1} / c_n \quad (12)$$

ただし、記号は順に、添字nは空間格子番号(地表から深部へ増加)、添字tは時間ステップ番号(マグマ溜位置から未来へ増加)で、 Δx は空間格子間隔(m)、 Δt は時間ステップ間隔(s)である。各空間格子の各時間ステップについて、Aは上方への熱流出量(kJ)、Bは前の時間ステップから引き継いだ保存熱量(kJ)、Cは下方からの熱流入量(kJ)、Hは単位質量あたりのエンタルピー(kJ/

第2表 1次元非定常熱伝導モデルに基づく仮想的なマグマ-熱水系の数値シミュレーション(1): マグマ溜頂部の深度の効果を解析するためのテストケース条件一覧表(第2図および本文4.1参照).

Table 2 Numerical simulations for hypothetical magma-hydrothermal systems based on the one-dimensional transient thermal conduction models (1): Conditions of the test cases for analyzing the effects of the depth of magma chamber tops (See Fig. 2, and Section 4.1 in the text).

Case No.		S0	S1	S2	D0	D1	D2
Reservoir - 1	Top depth (km)	-	1.0	1.0	-	1.0	1.0
	Bottom depth (km)	-	2.0	2.0	-	2.0	2.0
	(T. cond. (W/m-K) \$	-	25.0	25.0	-	25.0	25.0)
Reservoir - 2	Top depth (km)	-	-	2.5	-	-	2.5
	Bottom depth (km)	-	-	3.5	-	-	3.5
	(T. cond. (W/m-K) \$	-	-	25.0	-	-	25.0)
Magma chamber	Top depth (km)	4.0	4.0	4.0	6.0	6.0	6.0
	Bottom depth (km)	8.0	8.0	8.0	10.0	10.0	10.0
	(Thickness (km)	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0)

\$ 'Extended thermal conductivity.'

kg), T は温度 (°C), K は岩石の「拡張熱伝導率」(W/m-K), c は岩石の熱容量 (kJ/kg-K), ρ は岩石の密度 (kg/m³), S は単位面積 (m²) である。なお, 基本的に Δx については100m, Δt については10年としたが, 熱流量が大きな条件の場合には Δt を1年とした。

今回の以下の「4. マグマ溜・貯留層の深度・特性と温度時空分布の簡易解析」では, 上記の基本モデルをそのまま使用した(静的環境モデル)。しかし, 上述した葛根田地域の地熱系発達史についての検討(茂野, 1999b)では, 上記の(2)~(4)について大きな修正を加え, パラメータ値の経時変化を取り入れたより複雑なモデルの使用を試みている(動的環境モデル)。

今回の検討では, Apple社のパーソナルコンピュータ, Power Macintosh 8500/180などの上で, Language Systems社のFortranコンパイラを用いてプログラムを作成し, 数値シミュレーション計算を行った。計算時間は1ケースについて, 約5分間であった。計算結果の図化には, MathWorks社のMATLABを利用した。

3.3 今回の簡易モデル化手法の適用性について

上述した今回の簡易的なマグマ-熱水系の垂直1次元熱伝導モデル(貯留層に高い「拡張熱伝導率」を仮定したモデル)の長所としては, モデルが非常に簡単であると同時に, 巨視的に様々な条件の場合に対応したモデルの設定・変更が可能であり, 多数回の数値シミュレーションの実施を通じて, 体系的な比較検討が容易なことが挙げられる。なお, 動的環境モデルに対しては, ソース・プログラムの一部の改変が必要であるが, 作業量は少なく短時間の処理が可能である。

しかし, 今回の簡易モデル化手法は, 非常に大きな仮定(熱伝達が「伝導」のみとして半定量的に取り扱える)

に基づくものであり, その有効性が十分に実証・保障されている訳ではない。従って, その使用, 特に実際の地熱系の解析への適用には, 十分な注意が必要である。

本モデル化手法の適用性を, 現在~過去のマグマ溜が熱源となっている地熱資源の分類に従って, 高温岩体型系, 蒸気卓越型系, 熱水型系に分けて考えれば, 以下の(1)~(3)が指摘される。

(1) 高温岩体型系の場合には, 今回のモデル化手法の適合性は当然高いと考えられる。

(2) 蒸気卓越型系の場合には連続流体相は蒸気であり, 流体の上昇(蒸気)と下降(熱水)が同一垂直カラム内で生じており, また貯留層は閉鎖的である。従って, この場合には, 今回のモデル化手法の適合性は比較的高いと考えられる。ちなみに, White *et al.* (1971, p. 93)などは, 蒸気卓越型系における垂直方向の熱輸送をヒートパイプで例えている。

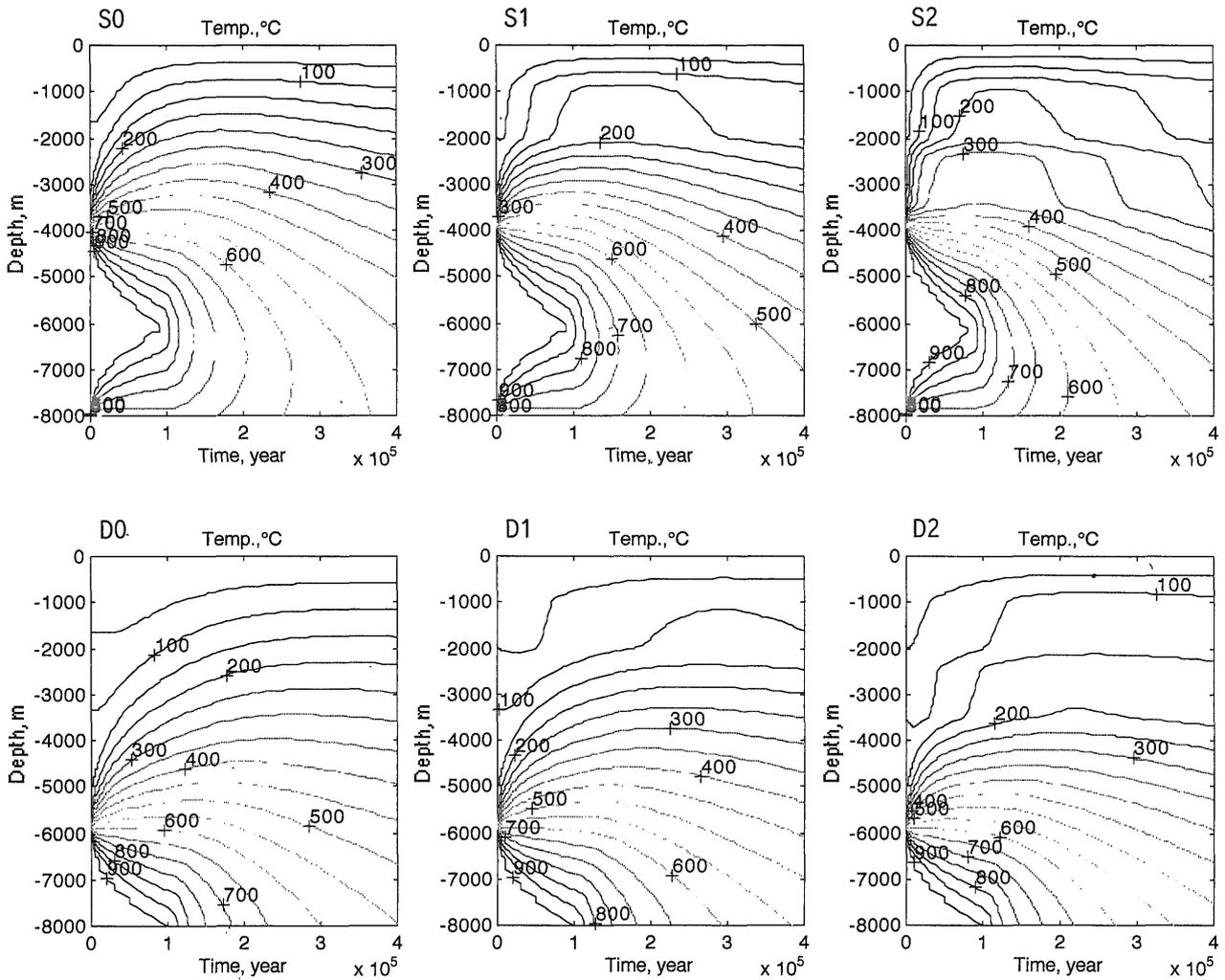
(3) 一方, 熱水型系の場合には連続流体相は熱水であり, 流体(高温熱水~低温地下水)の上昇域と下降域とが地域的に分離している。従って, この場合には, 今回のモデル化手法は不均質性の高い対象地域を平均化してモデル化するものとなり, その適合性が不良な場合があると考えられる。

特に, 今回の簡易モデル化手法は, 以下の(1)~(4)の様な条件の地熱系への適用には問題が多いと考えられ, その取り扱いには十分な注意が必要である。

(1) 小面積の垂直方向に延びたマグマ-熱水系で, 垂直1次元近似が困難な場合。

(2) 大規模・広域的なマグマ-熱水系でも, 水平方向の流体流動が開放的に発達しており, 垂直1次元近似が困難な場合。

(3) 地下浅部に帽岩層が発達しておらず, 地表付近の



第3図 1次元非定常熱伝導モデルに基づく仮想的なマグマ-熱水系のシミュレーション結果図(1)。

上3図(S0~S2)はマグマ溜頂部の深度が浅い(4.0km)モデルで、下3図(D0~D2)はマグマ溜頂部の深度が深い(6.0km)モデルである。また、左・中央・右の各2図は、各々貯留層が存在しないモデル、浅部貯留層が1枚存在するモデル、浅部・深部貯留層が2枚存在するモデルである。時間-深度平面に温度の等高線(50°C間隔)を表示した。第2図、第2表および本文4.1参照。

Fig. 3 Simulation results for hypothetical magma-hydrothermal systems based on the one-dimensional transient thermal conduction models (1).

Top three figures (S0-S2) are for shallow magma chamber top (4.0 km) models, and bottom three figures (D0-D2) are for deep magma chamber top (6.0 km) models. Two figures at the left, middle and right are for zero, one (shallow) and two (shallow and deep) reservoir models, respectively. Temperature contour lines (50°C intervals) were drawn on time-depth planes. See Fig. 2, Table 2 and Section 4.1 in the text.

熱水系活動が活発で、その深度-温度関係が水の沸騰曲線によって制御されている場合。

(4) マグマ溜から高温流体が、地表~地下浅部に開放的に多量に供給されている場合。

逆に今回の簡易モデル化手法について高い適合性・有効性が期待されるのは、大規模・広域的なマグマ-熱水系で、マグマ溜・貯留層・帽岩の水平構造が発達し、流体対流が閉鎖的で、貯留層中の地温勾配が小さい(対流流体の上昇域と下降域の温度差も比較的小さい)場合と考えられる。特に、地表~浅部貯留層と深部のマグマ溜

一固結岩体との間に位置する深部の地熱環境について、巨視的な把握への利用が期待される。

3.4 現実のマグマ-熱水系の複雑さの問題について

現実のマグマ-熱水系を巡っては、特に地下深部のマグマ溜について、以下の(1)~(4)の様に非常に多くの実態把握が難しい問題がある(例えば、Smith and Show, 1975, 1978)。なお、これらの問題は、個々のマグマ-熱水系によって大きく異なっている可能性が高い。

(1) マグマ溜の形状・構造とその発達過程(特に、地

第3表 1次元非定常熱伝導モデルに基づく仮想的なマグマ-熱水系の数値シミュレーション(2): 貯留層底部・頂部の深度の効果を解析するためのテストケース条件一覧表(第2図および本文4.2参照).

Table 3 Numerical simulations for hypothetical magma-hydrothermal systems based on the one-dimensional transient thermal conduction models (2): Conditions of the test cases for analyzing the effects of the depths of reservoir bottoms and tops (See Fig. 2, and Section 4.2 in the text).

Case No.		RB1	RB2	RB3	RT1	RT2	RT3
Reservoir - 1	Top depth (km)	1.0	1.0	1.0	0.0	0.0	-
	Bottom depth (km)	/	/	/	/	2.0	-
	(T. cond. (W/m-K) \$)	-	-	-	-	25.0	-
Reservoir - 2	Top depth (km)	/	/	/	/	2.5	2.5
	Bottom depth (km)	4.5	5.5	6.0	5.5	5.5	5.5
	(T. cond. (W/m-K) \$)	25.0	25.0	25.0	25.0	25.0	25.0
Magma chamber	Top depth (km)	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0
	Bottom depth (km)	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0
	(Thickness (km))	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0

\$ 'Extended thermal conductivity.'

下深部からマグマ溜へのマグマの供給速度とその経時変化)。

(2) マグマ溜と地表の火山活動との関係(特に、マグマ溜から地表へのマグマの放出速度とその経時変化)。

(3) マグマ溜内部における熱の伝達様式・速度(伝導の他に、マグマの対流、揮発成分の分離・移動、放射などの効果)。

(4) マグマ溜から貯留層への熱伝達に果たすマグマ起源流体の寄与(対流)の程度。

上記の問題について今回の簡易モデルでは、各々以下の(1)~(4)の取り扱いとした。

(1) 垂直1次元問題として取り扱い、初期条件としてマグマは全量がマグマ溜に定置している(新たな供給は無視できる)と仮定した。

(2) 地表の火山活動は、マグマの活動の中で量的に無視できると仮定した。

(3) 基本的にマグマ溜内も、熱伝導のみを仮定した。なお、茂野(1999b)では、他の熱伝達様式の存在を考慮して、マグマ溜に高い「拡張熱伝導率」を与えた場合がある。

(4) 基本的にマグマ起源流体の寄与は無視できると仮定した。なお、茂野(1999b)では、その寄与を考慮して、マグマ固結岩体の上部にも高い「拡張熱伝導率」を与えた場合がある。

4. マグマ溜・貯留層の深度・特性と温度時空分布の簡易解析

上記の基本モデルに基づいて、以下の4つの重要な問題について、仮想的な環境条件を用いてある程度体系的にシミュレーション解析を試みた。

(1) マグマ溜頂部の深度が貯留層の温度・寿命に与える影響(本文4.1, 第2表, 第3図参照)。

(2) 貯留層底部・頂部の深度が貯留層の温度・寿命に与える影響(本文4.2, 第3表, 第4図参照)。

(3) マグマ溜の厚さが貯留層の温度・寿命に与える影響(本文4.3, 第4表, 第5図, 第6図参照)。

(4) 貯留層の「拡張熱伝導率」が貯留層の温度・寿命に与える影響(本文4.4, 第5表, 第7図参照)。

以下に、上記の各問題について、シミュレーションの条件、その結果、およびそれに基づく考察を述べる。

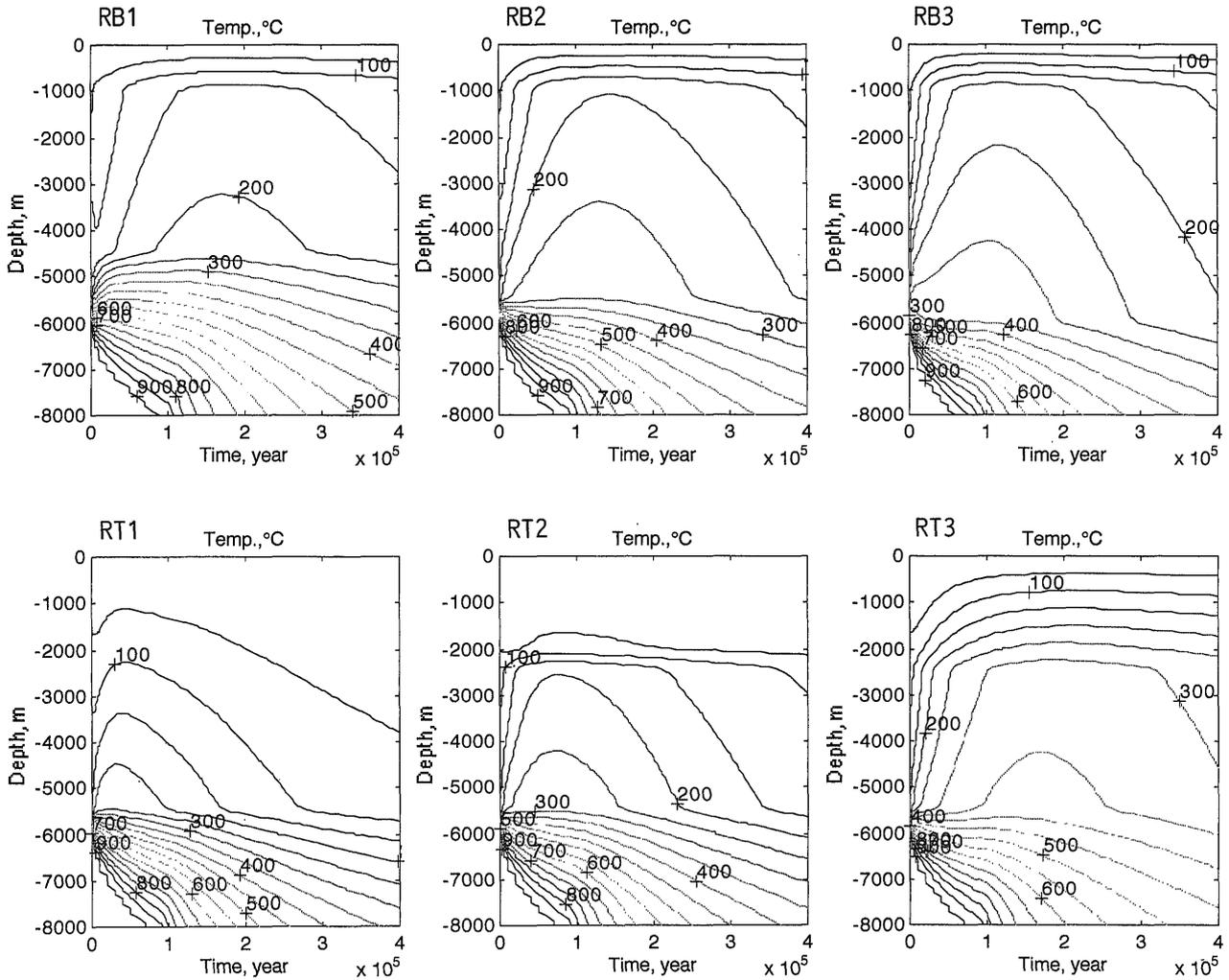
4.1 マグマ溜頂部の深度効果の簡易解析

この効果を検討する目的で数値シミュレーションを試行した仮想的な6つの場合について、パラメータ値の比較を第2表に示す。第2表に記述されていないパラメータ値は、各々第2図の値と同一である。英数字番号のS0~S2はマグマ溜頂部の地下深度が浅い場合(4.0km)で、D0~D2は深い場合(6.0km)である。また、S0・D0は貯留層が無い場合、S1・D1は同一深度に浅部貯留層のみ1枚存在する場合、S2・D2は同一深度に浅部・深部の2枚の貯留層が存在する場合である。

第3図にまとめられたシミュレーション結果から、浅部・深部貯留層を含む地下温度分布の経時変化については、以下の(1)~(4)の様に整理される。これらは、直感的に当然の内容であるが、今回の簡易モデルに基づく数値シミュレーションを通じて、半定量的な把握が可能となる。

(1) 非貯留層の熱伝導率が低い(ため、地下浅部(2.5km以浅)の温度上昇~定常化には、マグマ溜の定置から5万~15万年程度の時間が必要である。

(2) マグマ溜頂部の深度が浅い場合(上図)には、深



第4図 1次元非定常熱伝導モデルに基づく仮想的なマグマ-熱水系のシミュレーション結果図(2)。

6図ともに、マグマ溜頂部の深度が深い(6.0 km)モデルで、貯留層と非貯留層の分布に応じて、温度の空間・時間分布が様々な変化することを示す。上3図(RB1~RB3)は貯留層底部の深度(マグマ溜との距離)の効果を示す。下3図(RT1~RT3)は貯留層頂部の深度(帽岩)の効果を示す。時間-深度平面に温度の等高線(50°C間隔)を表示した。第2図、第3表および本文4.2参照。

Fig. 4 Simulation results for hypothetical magma-hydrothermal systems based on the one-dimensional transient thermal conduction models (2).

Six figures, all for deep magma chamber top (6.0 km) models, show time-space temperature distributions that vary according to the distributions of reservoirs and non-reservoirs. Top three figures (RB1 to RB3) show the effects of depth of reservoir bottoms (distance from magma chamber tops). Bottom three figures (RT1 to RT3) show the effects of depth of reservoir tops (cap rock bottoms). Temperature contour lines (50°C intervals) were drawn on time-depth planes. See Fig. 2, Table 3 and Section 4.2 in the text.

い場合(下図)に比較して、上記の地下浅部および深部の温度上昇および温度下降に要する時間は短い。

(3) 貯留層(高い「拡張熱伝導率」を仮定)が存在する場合(右図)には、存在しない場合(左図)に比較して、上記の地下浅部および深部の温度上昇・下降に要する時間は短い。

(4) マグマ溜頂部と貯留層底部の距離が近い場合(上図)には、遠い場合(下図)に比較して、貯留層の温度は高くなる。

さらに、上記(4)について、深部貯留層(深度2.5~3.5

km)に関しては、以下の(5)~(6)の様に整理される。

(5) マグマ溜頂部の深度が浅いS2の場合には、深部貯留層は、マグマ溜が定置してから概略3万年後から18万年後までの間、約300~350°Cの温度を保持し(200°C以上は1万年後から38万年後まで)、地熱発電開発への適合性が非常に高い計算結果となる。

(6) 一方、マグマ溜頂部の深度が深いD2の場合には、深部貯留層は、マグマ溜が定置してから概略12万年後から38万年後までの間、170~200°Cの最高温度に達する程度で、地熱発電開発への適合性は低い計算結果となる。

第4表 1次元非定常熱伝導モデルに基づく仮想的なマグマ-熱水系の数値シミュレーション(3): マグマ溜の厚さの効果を解析するためのテストケース条件一覧表(第2図および本文4.3参照).

Table 4 Numerical simulations for hypothetical magma-hydrothermal systems based on the one-dimensional transient thermal conduction models (3): Conditions of the test cases for analyzing the effects of the magma chamber thickness (See Fig. 2, and Section 4.3 in the text).

Case No.		S2- MT2*	S2- MT4*	S2- MT8*	RT3- MT2#	RT3- MT4#	RT3- MT8#
Reservoir - 1	Top depth (km)	1.0	1.0	1.0	-	-	-
	Bottom depth (km)	2.0	2.0	2.0	-	-	-
	(T. cond. (W/m-K) \$	25.0	25.0	25.0	-	-	-)
Reservoir - 2	Top depth (km)	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
	Bottom depth (km)	3.5	3.5	3.5	5.5	5.5	5.5
	(T. cond. (W/m-K) \$	25.0	25.0	25.0	25.0	25.0	25.0)
Magma chamber	Top depth (km)	4.0	4.0	4.0	6.0	6.0	6.0
	Bottom depth (km)	6.0	8.0	12.0	8.0	10.0	14.0
	Thickness (km)	2.0	4.0	8.0	2.0	4.0	8.0

\$ 'Extended thermal conductivity.'

* MT2 and MT8 are different only for thickness and bottom depth of the magma chamber from MT4 being simply case no. S2 in Table 2 and Fig. 3.

MT2 and MT8 are different only for thickness and bottom depth of the magma chamber from MT4 being simply case no. RT3 in Table 3 and Fig. 4.

すなわち、上記の比較結果では、マグマ溜頂部の深度が浅い場合(4.0km)の方が、深い場合(6.0km)よりも、深部貯留層の発電開発利用には圧倒的に有利と判断される。しかし、マグマ溜頂部の深度が深い場合でも、地下の環境条件によって深度2.5~4.0km程度の深部貯留層の温度が高く、またその保温性が良いために寿命が長く、地熱発電開発への適合性が高い場合があり得る。次に、この場合を検討する。

4.2 貯留層底部・頂部の深度効果の簡易解析

この効果を検討する目的で数値シミュレーションを試行した仮想的な6つの場合について、パラメータ値の比較を第3表に示す。これらは、すべてマグマ溜頂部の地下深度が深い場合(6.0km)である。基本的に貯留層は1枚で(RT2を除く)、その底部・頂部の深度を除いて、パラメータ値は各々第2図の値と同一である。

英数字番号のRB1~RB3は貯留層頂部の深度が同一(1.0km)で、貯留層底部の深度が次第に深くなっている(4.5km, 5.5km, 6.0km)。一方、RT1~RT3およびRB2は貯留層底部の深度が同一(5.5km)で、貯留層頂部の深度が異なっている(0.0km~2.5km)。なお、RT1とRT2は、地表に貯留層(高透水性層: 高い「拡張熱伝導率」を仮定)が露出しているという参考的なモデルである(上記3.3参照)。

第4図にまとめられたシミュレーション結果から、貯留層を含む地下温度分布の経時変化については、以下の

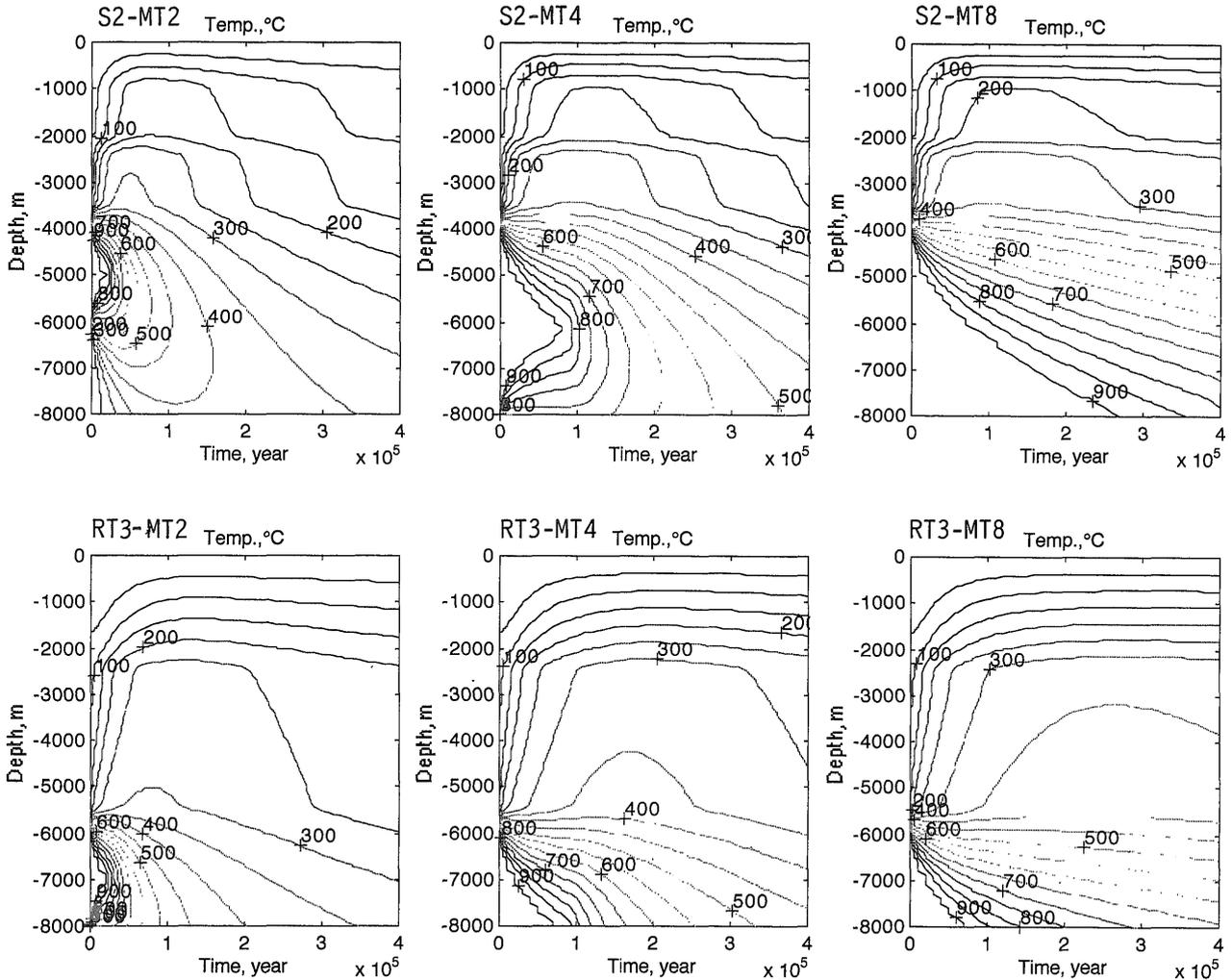
(1)~(4)の様に整理される。これらについては、4.1の場合以上に、今回の簡易モデルに基づく数値シミュレーションの有効性が明らかである。

(1) マグマ溜頂部の深度が深い場合でも、貯留層底部の深度が深く、マグマ溜頂部と貯留層底部間の距離が近い場合には、貯留層の温度は高くなる(RB1, RB2, RB3を比較参照)。これは、具体的には、例えば伸張性応力場で地下深部にまで開口性断裂系の生成により貯留層が発達する場合や、深部に分布する岩石の静的・動的な特性により透水性が高い場合などに相当する。

(2) 地下浅部における低熱伝導率の非貯留層(帽岩、ブランケット)の存在は、地表からの低温の侵入を防ぎ、貯留層の温度を高く長期間保つ意味で非常に重要である(RT1, RT2, RT3およびRB2を比較参照)。特に、帽岩が厚いRT3(深度2.5kmまで)の場合には、地下深度2.5~5.5kmの厚い深部貯留層は、マグマ溜が定置してから概略8万年後から36万年後までの長期間、300~350°Cの高温を保持している。これは、第3図・第4図の中で、地熱発電の探査・開発対象として、最も有望性が高い結果となっている。

(3) 地下浅部の地温勾配が小さい(地下浅部に高い「拡張熱伝導率」仮定の透水層が厚い)場合でも、地下深部に良好な帽岩が存在する時には、深部貯留層(潜頭性)として高温で長寿命のものが存在する場合がある(RT2を参照)。

(4) 地下浅部に低熱伝導率の非貯留層が厚く、地下浅



第5図 1次元非定常熱伝導モデルに基づく仮想的なマグマ-熱水系のシミュレーション結果図(3-1)。マグマ溜の厚さの効果を示す(表示深度は8 kmまで、第6図を比較参照)。上3図(S2-MT2, -MT4, -MT8)は第3図のS2を、下3図(RT3-同様に)は第4図のRT3を、各々貯留層・マグマ溜の分布・特性について標準モデルとしている。また、左・中央・右の各2図は、マグマ溜の厚さが各々2.0km, 4.0km, 8.0kmである。時間-深度平面に温度の等高線(50°C間隔)を表示した。第2図, 第4表および本文4.3参照。

Fig. 5 Simulation results for hypothetical magma-hydrothermal systems based on the one-dimensional transient thermal conduction models (3-1).

Effects of thickness of magma chamber are shown (figure depth is down to 8km; refer to Fig. 6). Top three figures (S2-MT2, -MT4, -MT8) and bottom three figures (RT3-MT2, -MT4, -MT8) are based on the standard models for distributions and characteristics of reservoirs and magma chamber, S2 in Fig. 3 and RT3 in Fig. 4, respectively. Two figures at the left, middle and right are for the models with magma chamber thickness of 2.0 km, 4.0 km and 8.0 km, respectively. Temperature contour lines (50°C intervals) were drawn on time-depth planes. See Fig. 2, Table 4 and Section 4.3 in the text.

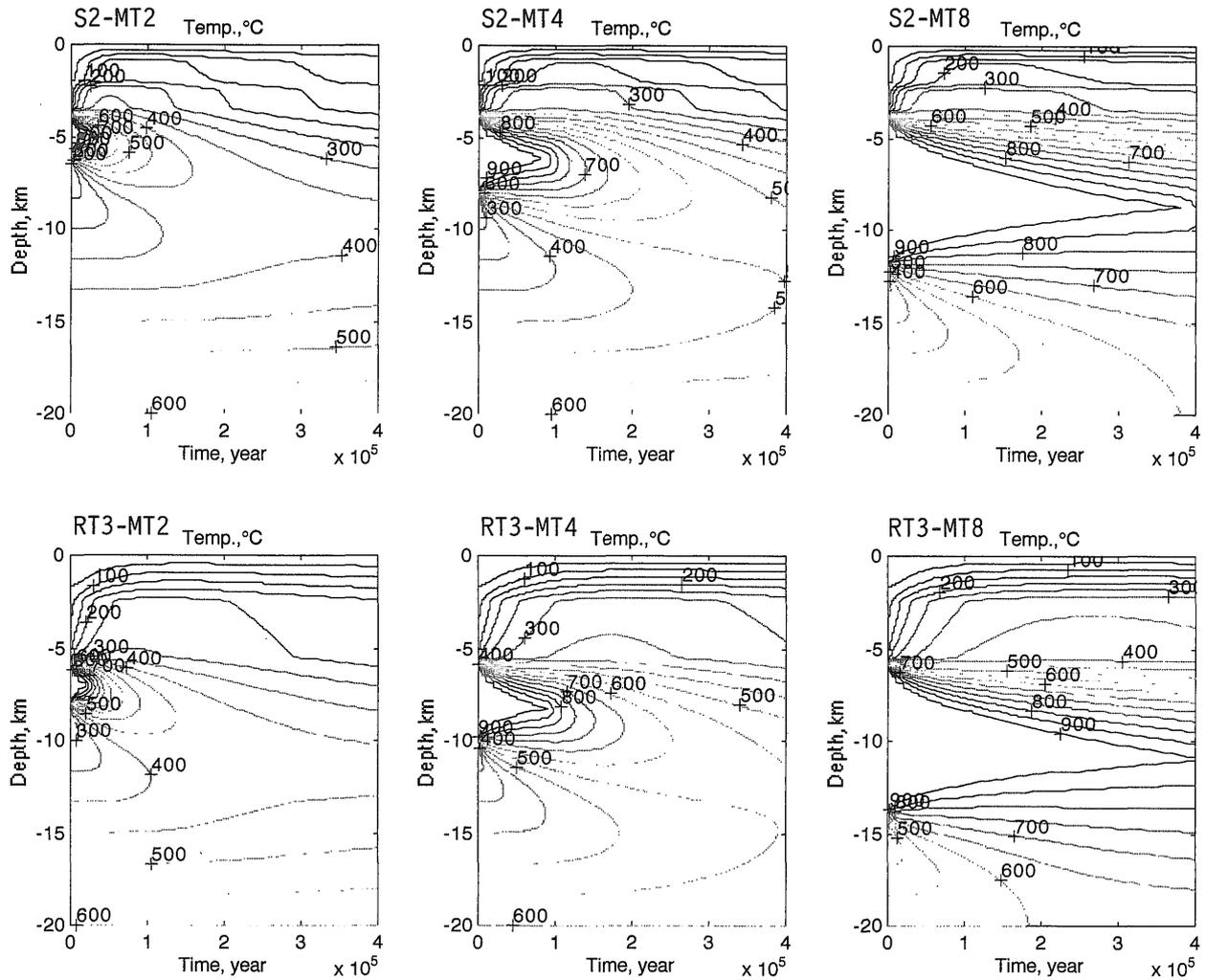
部の地温勾配が大きい場合でも、マグマ溜頂部の深度が深い時には、深部貯留層(潜頭性)として高温で長寿命のものが存在する場合がある(RT3とS0(第3図)を比較参照)。逆に言えば、地下浅部の高い地温勾配は、必ずしも浅いマグマ溜頂部の深度や浅部貯留層の存在を指示する訳ではない。

以上、簡易モデルに基づく若干の仮想的な条件での数値シミュレーション結果で示した様に、地下の環境は複雑・多様であり、マグマ溜頂部の深度が深い場合でも、地下深部の透水性分布などによって、発電開発に適した

良好な深部貯留層が分布する場合がある。このような条件では、マグマ溜頂部の深度が深いことから、貯留層が厚く発達して(第4図のRB2, RB3, RT3を参照)、大規模な発電開発が出来る可能性も期待される。

4.3 マグマ溜の厚さ効果の簡易解析

この効果を検討する目的で数値シミュレーションを試行した仮想的な6つの場合について、パラメータ値の比較を第4表に示す。第4表に記述されていないパラメータ値は、各々第2図の値と同一である。



第6図 1次元非定常熱伝導モデルに基づく仮想的なマグマ-熱水系のシミュレーション結果図(3-2)。マグマ溜の厚さの効果を示す(表示深度は20kmまで、第5図を比較参照)。上3図(S2-MT2, -MT4, -MT8)は第3図のS2を、下3図(RT3-同様)は第4図のRT3を、各々貯留層・マグマ溜の分布・特性について標準モデルとしている。また、左・中央・右の各2図は、マグマ溜の厚さが各々2.0km, 4.0km, 8.0kmである。時間-深度平面に温度の等高線(50°C間隔)を表示した。第2図, 第4表および本文4.3参照。

Fig. 6 Simulation results for hypothetical magma-hydrothermal systems based on the one-dimensional transient thermal conduction models (3-2). Effects of thickness of magma chamber are shown (figure depth is down to 20km; refer to Fig. 5). Top three figures (S2-MT2, -MT4, -MT8) and bottom three figures (RT3-MT2, -MT4, -MT8) are based on the standard models for distributions and characteristics of reservoirs and magma chamber, S2 in Fig. 3 and RT3 in Fig. 4, respectively. Two figures at the left, middle and right are for the models with magma chamber thickness of 2.0 km, 4.0 km and 8.0 km, respectively. Temperature contour lines (50°C intervals) were drawn on time-depth planes. See Fig. 2, Table 4 and Section 4.3 in the text.

これらの場合に基準としたのは、4.1および4.2で高温の深部貯留層の発達が良好なS2(第2表, 第3図右上を参照)およびRT3(第3表, 第4図右下を参照)である。マグマ溜頂部の深度は、前者では浅く(4.0km), 後者では深い(6.0km)。第4表で副番号となっているMT2, MT4, MT8は、マグマ溜の厚さが薄い場合から厚い場合で、各々2 km, 4 km, 8 kmであることを示す。

第5図および第6図にまとめられたシミュレーション結果から、深部貯留層およびマグマ溜を中心とした地下温度分布の経時変化については、以下の(1)~(5)の様に整

理される。

(1) マグマ溜の厚さが地下浅部の温度分布の時間変化に与える影響は、マグマ溜頂部の深度が浅い場合も深い場合も大きく、到達最高温度および高温保持期間に影響が現れる。

(2) 深部貯留層の到達最高温度は、マグマ溜の厚さが2 kmの場合は、ほぼ同一となる4 kmと8 kmの場合と比較して、明瞭に低い(S2系の場合は約30°C, RT3系の場合は約70°C)。これは、前者の場合には熱源となるマグマ溜の総熱量が小さいために、温度が非常に高いマグ

第5表 1次元非定常熱伝導モデルに基づく仮想的なマグマ-熱水系の数値シミュレーション(4):貯留層の「拡張熱伝導率」の効果を解析するためのテストケース条件一覧表 (第2図および本文4.4参照).

Table 5 Numerical simulations for hypothetical magma-hydrothermal systems based on the one-dimensional transient thermal conduction models (4): Conditions of the test cases for analyzing the effects of the 'extended thermal conductivity' of reservoirs (See Fig. 2, and Section 4.4 in the text).

Case No.		S2- RCL*	S2- RCM*	S2- RCH*	RT3- RCL#	RT3- RCM#	RT3- RCH#
Reservoir - 1	Top depth (km)	1.0	1.0	1.0	-	-	-
	Bottom depth (km)	2.0	2.0	2.0	-	-	-
	T. cond. (W/m-K) \$	7.5	25.0	75.0	-	-	-
Reservoir - 2	Top depth (km)	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
	Bottom depth (km)	3.5	3.5	3.5	5.5	5.5	5.5
	T. cond. (W/m-K) \$	7.5	25.0	75.0	7.5	25.0	75.0
Magma chamber	Top depth (km)	4.0	4.0	4.0	6.0	6.0	6.0
	Bottom depth (km)	8.0	8.0	8.0	10.0	10.0	10.0
	(Thickness (km)	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0)

\$ 'Extended thermal conductivity.'

* RCL and RCH are different only for 'extended thermal conductivity' of the reservoirs from RCM being simply case no. S2 in Table 2 and Fig. 3.

RCL and RCH are different only for 'extended thermal conductivity' of the reservoir from RCM being simply case no. RT3 in Table 3 and Fig. 4.

マ溜定置時から10万年後程度までの冷却が激しく、マグマ溜とその固結岩体中の地温勾配が定常化出来ないのに対して、後2者の場合にはマグマ溜の総熱量が十分に大きく、速やかに地温勾配が定常化することが原因と考えられる。

(3) 深部貯留層の高温保持期間の長さについては、マグマ溜の厚さと比例する傾向にあるが、深度、温度によって変化が大きい。

(4) 当然のことながら、第6図に示す様に、マグマ溜の厚さが温度分布の経時変化に及ぼす影響は、マグマ溜の分布が広がる深度で最も大きい。マグマ溜の寿命(マグマ温度の残留期間)は、マグマ溜りの厚さの2乗にほぼ比例する傾向が認められる。

(5) 第6図に示す様に、対応する上図と下図のマグマ溜とその固結岩体の温度分布の経時変化は、類似性が高い。すなわち、地下浅部(深度4km程度以浅)の環境条件は、より深部のマグマ溜の温度の経時変化にそれほど大きな影響を与えない。これは、マグマ溜とその固結岩体の熱伝導率が低い(断熱性が高い)ために、マグマ溜周辺の高い地温勾配および地下浅部の環境条件の大きな差異にもかかわらず、蓄積されている熱が逃げ難いことが基本的な原因と考えられる。

4.4 貯留層の「拡張熱伝導率」効果の簡易解析

この効果を検討する目的で数値シミュレーションを試行した仮想的な6つの場合について、パラメータ値の比較を第5表に示す。第5表に記述されていないパラメー

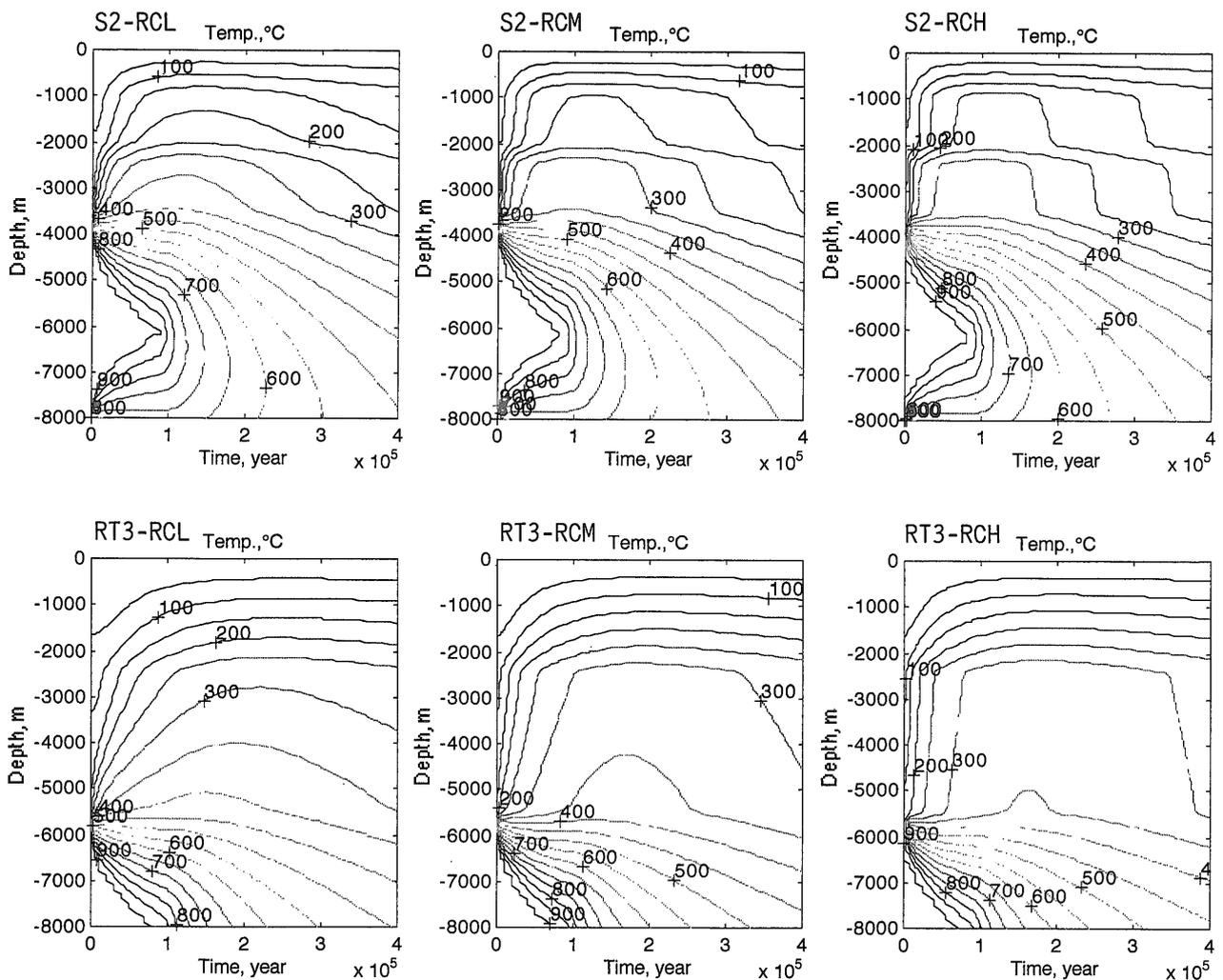
タ値は、各々第2図の値と同一である。

これらの場合に基準としたのは、4.3の場合と同様に、4.1および4.2で高温の深部貯留層の発達が良いS2(第2表、第3図右上を参照)およびRT3(第3表、第4図右下を参照)である。マグマ溜頂部の深度は、前者では浅く(4.0km)、後者では深い(6.0km)。第5表で副番号となっているRCL, RCM, RCHは、貯留層の「拡張熱伝導率」が低い場合から高い場合で、各々7.5, 25.0, 75.0(各々W/K-m, 非貯留層の熱伝導率2.5を列の最初に加えれば、各々後者は前者の約3倍)であることを示す。

第7図にまとめられたシミュレーション結果から、深部貯留層を中心とした地下温度分布の経時変化については、以下の(1)~(2)の様に整理される。

(1) 当然のことながら、貯留層のより高い「拡張熱伝導率」は、貯留層中のより低い地温勾配を引き起こすと同時に、それに伴って上下の非貯留層中により高い地温勾配を引き起こす。

(2) 上記(1)の貯留層の「拡張熱伝導率」が温度分布の経時変化に及ぼす影響については、7.5と25.0との違いでは影響が大きい(同様に2.5と7.5との違いの大きな影響については、第3図のS0, D0と比較参照)のに対して、25.0と75.0との違いでは影響は明瞭に小さい。すなわち、「拡張熱伝導率」の効果については、非貯留層が有意に挟在する限り(第4図RT1, RT2を参照)、限界があると考えられる。



第7図 1次元非定常熱伝導モデルに基づく仮想的なマグマ-熱水系のシミュレーション結果図(4)。貯留層の「拡張熱伝導率」の効果を示す。上3図(S2-RCL, -RCM, -RCH)は第3図のS2を、下3図(RT3-同様)は第4図のRT3を、各々貯留層・マグマ溜の分布・特性について標準モデルとしている。また、左・中央・右の各2図は、貯留層の「拡張熱伝導率」が各々7.5W/m-K, 25.0W/m-K, 75.0W/m-Kである。時間-深度平面に温度の等高線(50°C間隔)を表示した。第2図, 第5表および本文4.4参照。

Fig. 7 Simulation results for hypothetical magma-hydrothermal systems based on the one-dimensional transient thermal conduction models (4).

Effects of 'extended thermal conductivity' of reservoirs are shown. Top three figures (S2-RCL, -RCM, -RCH) and bottom three figures (RT3-RCL, -RCM, -RCH) are based on the standard models for distributions and characteristics of reservoirs and magma chamber, S2 in Fig. 3 and RT3 in Fig. 4, respectively. Two figures at the left, middle and right are for the models with reservoir 'extended thermal conductivity' of 7.5 W/m-K, 25.0 W/m-K, 75.0 W/m-K, respectively. Temperature contour lines (50°C intervals) were drawn on time-depth planes. See Fig. 2, Table 5 and Section 4.4 in the text.

5. おわりに

深部地熱資源については、現状では当面の開発対象となる高温熱水型資源についても、開発・利用の経済性の制約(掘削費用, 高品位貯留層発見リスクなど)が大きい。しかし、21世紀には世界的に構造的なエネルギー不足, エネルギー価格の上昇, 地球環境問題の深刻化が予想され、重要な経済的開発・利用対象となる可能性が高いと考えられる。また、高温岩体(〜マグマ溜)につ

いては膨大な資源量があり、将来のエネルギー資源としてその利用が期待される。このため、様々な手法により深部地熱環境の実態を解明して行くことは、他のエネルギー資源に乏しい日本においては、今後ますます重要と考えられる。

本説の1.で述べた様に、マグマ-熱水系の生成・分布環境は様々な因子の複合的な効果によって空間的・時間的に複雑・多様であり、その実態には不明の点が多い。現状では深部環境を明らかにするための探査・評価手法

や既存測定データは限られているが、将来的には手法開発や長期観測などにより有効性・信頼性の高いデータが蓄積されて行くことが期待される。一方、2.で述べたようにモデル化-数値シミュレーション解析からのアプローチにも、様々な可能性がある。今後、両者の上手な組み合わせにより、深部地熱環境の実態解明が進むことが切望される(例えば、茂野, 1998a, 1998b, 1999a)。

本説では、複雑・多様なマグマ-熱水系の実態把握、特に深部地熱資源の総合的な理解のための一助として、「拡張熱伝導率」を軸に、非常に簡易化したモデル化および数値シミュレーション手法を提案した。また、この手法を代表的と考えられる仮想的な場合に適用し、(1)マグマ溜頂部の深度、(2)貯留層底部・頂部の深度、(3)マグマ溜の厚さ、(4)貯留層の「拡張熱伝導率」が、貯留層の温度と寿命に与える影響を半定量的に検討した。なお、この簡易手法を動的環境モデル-シナリオに拡張し、具体的に岩手県葛根田地域の深部地熱資源調査井(WD-1a)のデータに適用して、同地域におけるマグマ-熱水系の発達史について半定量的に検討した結果(茂野, 1999b)については、別論文としてとりまとめ中である。

1.で紹介したように、国のニューサンシャイン計画の「深部地熱資源調査」の中で、深部調査井の掘削が熱水系の熱源となる第四紀マグマ溜-その固結岩体の定置深度が浅い葛根田地域で実施され、500°C以上の温度が測定されるなど、地球科学的に非常に貴重な成果が得られた。しかし、深部の高温環境は熱伝導が卓越する場となっており(高腐食性のマグマ起源流体も部分的に残留)、現状の技術ではその経済的な開発・利用はかなり困難である。

しかしながら、今回の簡易的なモデル化およびシミュレーション解析による検討結果は、地下の環境は複雑・多様であり、第四紀マグマ溜-その固結岩体の定置深度が深くても、貯留構造が地下深部にまで発達する条件では、良好-適度な流体の温度、化学性状、生産性を持つ大規模な深部貯留層が賦存する可能性があることを示している(特に4.2を参照)。このような型の深部貯留層は、当面の開発・利用が可能な深部地熱資源として有望であり、すでにその存在が地球化学的なデータなどからも推定されている(例えば、茂野, 1992; Shigeno, 1995)。近い将来に、このような深部貯留層の発達可能性が高い地域において、深部掘削調査が実施され、その深部地熱系の実態が明らかにされることを期待したい。

謝辞 本稿を取りまとめるにあたっては、地質調査所の「深部地熱資源調査の解析・評価」グループの多くの方々のご意見を参考にさせて頂きました。また、新エネルギー技術開発研究「深部地熱資源調査」を推進されている工業技術院ニューサンシャイン計画推進本部、新エネルギー・産業技術総合開発機構地熱開発利用センター、日本重化学工業株式会社、地熱エンジニアリング株式会社、

地熱技術開発株式会社の方々、および新エネルギー・産業技術総合開発機構の「深部地熱資源調査委員会」および「同深部調査部会」の委員の方々の様々な場でのご意見を参考にさせて頂きました。さらに、第259回地質調査所研究発表会「葛根田地域をテストフィールドとした深部地熱資源の検討-地質調査所における「深部地熱資源調査」の成果取りまとめに向けて-」(茂野ほか, 1999)の開催の機会には、参加者の方々から様々な貴重なご意見を頂きました。最後に、匿名の査読者からは、初期の投稿原稿について大変有益なご指摘を頂きました。以上の方々に記して感謝致します。

文 献

- 赤工浩平・大久保泰邦・柳澤教雄・亀之園弘幸・土井宣夫(1998) NEDO「深部地熱資源調査」の成果概要. 日本地熱学会平成10年学術講演会講演要旨集, P-15.
- Doi, N., Kato, O., Ikeuchi, K., Komatsu, R., Miyazaki, S., Akaku, K. and Uchida, T. (1998) Genesis of the plutonic-hydrothermal system around Quaternary granite in the Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics*, **27**, 663-690.
- Ehara, S. (1992) Thermal structure beneath Kujū volcano, central Kyushu, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **54**, 107-115.
- 江原幸雄(1994) 冷却するマグマ直上に発達するマグマ性高温地熱系-九重火山におけるケーススタディー-. 地質学論集, no. 43, 169-177.
- Fukutomi, T. (1960) On the possibility of volcanic hot springs of meteoric and magmatic origin and their probable life span. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. VII, **1**, 223-266.
- 福富孝治(1964) 地熱エネルギーとその保存性について. 地熱, no. 5, 15-27.
- Grant, M. A., Donaldson, I. G. and Bixley, P. F. (1982) *Geothermal Reservoir Engineering*. Academic Press, 369p.
- 長谷川昭(1998) 東北地方の脊梁山地で合同地震観測進む-東北日本弧の地震テクトニクスの研究-. サイスモ(地震調査研究推進本部ニュース), **2**, no. 11, 6-7.
- Hayba, D. O. and Ingebritsen, S. E. (1997) Multi-phase groundwater flow near cooling plutons. *Jour. Geophys. Res.*, **102**, no. B6, 12235-12252.
- Ingebritsen, S. E. and Sanford, W. E. (1998) *Groundwater in Geologic Processes*. Cambridge, 341p.

- 石戸経士 (1994) マグマ-熱水系の数学モデリング. 地質学論集, no. 43, 133-140.
- 石戸経士 (1997a) 地熱貯留層工学—第1回 序説 貯留層評価—. 地熱, 34, 61-74.
- 石戸経士 (1997b) 地熱貯留層工学—第4回 熱水対流系の熱・質量輸送—. 地熱, 34, 371-390.
- 小松 亮・梅田浩司・黒墨秀行・梶原竜哉・奥村貴史・桑野 恭・土井宣夫 (1998) 坑井温度データからみた東北日本の熱水対流系. 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 356.
- 村岡洋文 (1993) マグマを視座とした将来型地熱資源像の展望. 地熱, 30, 100-126.
- 村岡洋文・松林 修 (1994) 接触変成帯の厚さによるマグマ規模の推定. 地質学論集, no. 43, 73-86.
- Muraoka, H. and Yano, Y. (1998) Why neoplutons are deeper in extension tectonic fields and shallower in contraction tectonic fields. *Proc. 20th New Zealand Geothermal Workshop, 1998 Auckland*, 109-114.
- Muraoka, H., Uchida, T., Sasada, M., Yagi, M., Akaku, K., Sasaki, M., Yasukawa, K., Miyazaki, S., Doi, N., Saito, S., Sato, K. and Tanaka, S. (1998) Deep geothermal resources survey program: Igneous, metamorphic and hydrothermal processes in a well encountering 500°C at 3729m depth, Kakkonda, Japan. *Geothermics*, 27, 507-534.
- Norton, D. and Knight, J. (1977) Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons. *Amer. Jour. Sci.*, 277, 931-981.
- Norton, D. and Cathles, L. M. (1979) Thermal aspects of ore deposition. In Barnes, H. L. ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd. ed., Wiley, 611-631.
- Okubo, Y., Tsu, H. and Ogawa, K. (1989) Estimation of Curie point temperature and geothermal structure of island arcs of Japan. *Tectonophysics*, 159, 279-290.
- 大久保泰邦・秋田藤夫・田中明子 (1997) 北海道の温度勾配図とシミュレーション. 地質ニュース, no. 517, 24-29.
- 大久保泰邦・秋田藤夫・田中明子 (1998) 地温勾配図作成と地下温度構造を求める試み—北海道の例—. 日本地熱学会誌, 20, 15-29.
- 佐藤博樹・室 健一・長谷川昭・松本 聡 (1998) 速度構造と熱流量値から求めた地殻の3次元温度分布. 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 354.
- 茂野 博 (1992) 熱水系の深部環境を地球化学データから予測する. 地質ニュース, no. 457, 16-33.
- Shigeno, H. (1995) Estimating deep environments of Japanese hydrothermal systems based on geochemical data from geothermal power plants. *Proc. World Geothermal Congress 95, Florence 1995*, p. 1019-1024.
- 茂野 博 (1998a) 深部地熱資源の考察(1): 流体起源を基軸とした深部地熱環境の概念的分類. 日本地熱学会平成10年学術講演会講演要旨集, p. 3-9.
- 茂野 博 (1998b) 深部地熱資源の考察(2): 温度データ総合逆解析による深部環境推定の可能性. 日本地熱学会平成10年学術講演会講演要旨集, p. 3-10.
- 茂野 博・村岡洋文・石戸経士・藤本光一郎 (1999) 葛根田地域をテストフィールドとした深部地熱資源の検討: はじめに. 地調月報, 50, 489.
- 茂野 博 (1999a) 今後の日本の深部地熱資源の探査・開発のためには? 地調月報, 50, 491-492.
- 茂野 博 (1999b) 簡易モデル数値シミュレーションによる岩手県葛根田地熱地域における接触変成作用から熱水系発達への発展史の解析. 日本地球化学会年会講演要旨集1999, 58.
- Smith, R. L. and Shaw, H. R. (1975) Igneous-related geothermal systems. *U. S. Geol. Surv. Circular*, no. 726, 58-83.
- Smith, R. L. and Shaw, H. R. (1978) Igneous-related geothermal systems. *U. S. Geol. Surv. Circular*, no. 790, 12-17.
- 玉生志郎 (1994) 世界の深部地熱開発の事例—特に新期花崗岩に着目して—. 地質ニュース, no. 481, 45-52.
- 玉生志郎・吉沢正夫・野村拳一 (1995) 坑井温度データから推定される地下深部温度分布: 九州, 豊田地熱地域での適用例. 地調月報, 46, 313-331.
- 玉生志郎・野村拳一・吉沢正夫 (1996) 坑井温度データから推定される地下深部温度分布: 国内主要地熱地域 (14地域) について. 地調月報, 47, 485-548.
- 田中明子・矢野雄策・笹田政克・大久保泰邦・梅田浩司・中野 昇・秋田藤夫 (1999) 坑井の温度データによる日本の地温勾配値のコンパイル. 地調月報, 50, 457-487.
- Uchida, T., Akaku, K., Sasaki, M., Kamenosono,

- H., Doi, N. and Miyazaki, S. (1986) Recent progress of NEDO's "Deep-Seated Geothermal Resources Survey" project. *Geothermal Resources Council Transactions*, **20**, 643-648.
- White, D. E., Muffler, L. J. P. and Truesdell, A. H. (1971) Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. *Economic Geology*, **66**, 75-97.
- Yano, Y. and Ishido, T. (1998) Numerical investigation of production behavior of deep geothermal reservoirs at super-critical conditions. *Geothermics*, **27**, 705-721.
- 矢野雄策・田中明子・高橋正明・大久保泰邦・笹田政克・梅田浩司・中野 昇 (1999) 日本列島地温勾配図, 1 : 3,000,000. 地質調査所.
- (受付: 1999年5月17日; 受理: 1999年10月6日)