ISSN 0366-5542
CODEN : CCHHAQ

地質調査所報告　第284号

深部地熱資源に関する研究

－葛根田地域の深部地熱系の解析・評価を中心に－

地　質　調　査　所

平成12年12月

地質調査所報告　第284号
所　長　　小　玉　喜三郎

Report No. 284
Geological Survey of Japan
Kisaburo KODAMA, Director General

深部地熱資源に関する研究

－葛根田地域の深部地熱系の解析・評価を中心に－

Studies on Deep-Seated Geothermal Resources

－with Special Emphasis on Analyses and Evaluations of the Deep Geothermal System at the Kakkonda Area, Japan－

編　集

茂野　博・村岡洋文・石戸経士・金原啓司・玉生志郎・藤本光一郎・内田利弘

Edited by

Hiroshi SHIGENO, Hirofumi MURAOKA, Tsuneo ISHIDO, Keiji KIMBARA,
Shiro TAMANYU, Koichiro FUJIMOTO and Toshihiro UCHIDA

地質調査所
平成12年12月
Geological Survey of Japan
December, 2000

巻　頭　言

地熱はCO_2排出量の少ないクリーンエネルギーであり，火山国であるわが国の純国産エネルギーでもあることから，その資源開発は1970年代の石油危機以降，国の政策として一貫して推進されてきている．研究開発の面では通商産業省工業技術院のニューサンシャイン計画が主導的な役割を果たしており，地質調査所はその中で地熱資源の探査・評価技術を担当している．発電を目的にして石油危機前後にスタートした民間による浅部地熱開発は，90年代にはいり発電所の運転開始と言う形で結実していったが，その過程で次のターゲットとして，それらの深部への関心が必然的に高まっていった．その90年代に実施され，21世紀の地熱資源開発の礎を創った国家プロジェクトのハイライトが「深部地熱資源調査」である．

国際的な視野で見ると，深部地熱が注目されたのは70年代後半にまでさかのぼる．イタリアで掘削された4000 m級の深部地熱井で，380°Cの高温が確認されたのが深部地熱開発の端緒と言えよう．その後イタリアでは物理探査を含め深部地熱を対象にした各種の調査が行われ，現在ではモンテアミアータ等で4000 mを超える坑井が24本掘削され，深部開発が進められている．わが国ではサンシャイン計画の一環として，87年に秋田県澄川で掘削された3000 m級の調査井が，貫入岩の境界部近くで極めて生産性の高い断裂に遭遇し，これを契機に深部地熱への期待が大きく膨らんだ．そのような状況の中で，数年の準備期間を置き深部地熱資源を総合的に調査することを目的にしたプロジェクト「深部地熱資源調査」が，岩手県葛根田をフィールドにして1992年に開始された．このプロジェクトは新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）と地質調査所が協力して実施したもので，NEDOは掘削を含むプロジェクトの本体部分を，地質調査所はその解析・評価を担当した．

「深部地熱資源調査」の顕著な成果は，極めて若い高温の花崗岩が地下深部に存在する葛根田において，深部地熱調査井WD-1（3729 m）を用いて，従来知られていなかった深部貯留層下盤側の熱伝導域を含め，地熱系の全体像を把握できたことである．このプロジェクトの成果は，地熱研究のフロンティアとしてわが国のみならず世界的に関心を集めている．

本報告書には「深部地熱資源調査」プロジェクトにおける，地質調査所の研究成果がまとめられている．NEDOでの仕事は深部地熱調査井を中心に行われたが，地質調査所では国内の他地域との比較を行うなど幅広い視野の中で深部地熱を捕らえている．また，新しい手法の導入にも積極的に取り組み，それらの成果がこの報告書の中に論文として収められている．さらに，開発の指針となる地熱モデルの構築や貯留層の評価に関する論文も集められているので，21世紀の地熱資源開発に向けて多くの方々に活用していただきたい．なお，「深部地熱資源調査」に関してはこれまでにも数多くの研究成果が，学会誌等に公表されてきており，まとまった形のものとしては1998年のGeothermics 誌の特集号"Deep Geothermal Systems, Japanese National Project at Kakkonda"（Vol. 27, Nos. 5/6）がある．

「深部地熱資源」は1997年以降IEA地熱協定の下でのタスクの一つになっており，地熱分野での国際協力の大きなテーマでもある．イタリア，日本に続き，現在アイスランドにおいて深部地熱をターゲットにした掘削プロジェクトが計画されていると聞いている．「深部地熱資源調査」におけるわが国の研究成果が，国際協力の枠組みの中においても今後活用されることを願ってやまない．

研究の実施に当たり，通商産業省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（NEDO）及びその委託先である日本重化学工業株式会社，地熱技術開発株式会社の関係者の方には，大変お世話になった．本報告書を取りまとめるに当たり，ここに厚くお礼申し上げる次第である．

平成12年6月
地質調査所地殻熱部長
笹　田　政　克

総　目　次

巻頭言　　笹田政克

第1部　本報告書の概要

「深部地熱資源に関する研究－葛根田地域の深部地熱系の解析・評価を中心に－」の概要
茂野　博・村岡洋文・石戸経士・金原啓司…… 1

第2部　地質学的・地球化学的研究（モデル化）

葛根田花崗岩周辺の接触変成作用：自由エネルギー最小化法化学平衡計算に基づく解析
竹野直人・村岡洋文・佐脇貴幸・佐々木宗建 ……17

WD-1a 井の全岩化学分析による葛根田地熱系のプロファイリング
村岡洋文・大谷具幸 ……35

岩手山－葛根田地域の地下水同位体標高効果
風早康平・安原正也・佐藤　努・高橋正明・丸井敦尚 ……57

葛根田地熱系の地熱流体涵養・形成機構
高橋正明・佐藤　努・風早康平・丸井敦尚・安原正也・笠井加一郎 ……69

地熱ガス中の炭化水素の起源に関する研究－葛根田地熱地域の噴気ガス
猪狩俊一郎・前川竜男・坂田　将 ……77

人工流体包有物による地熱坑井の検層法
佐脇貴幸・笹田政克・佐々木宗建・月村勝宏 ……81

流体岩石反応から見た葛根田地熱系の構造と発達過程
藤本光一郎・佐々木宗建・佐脇貴幸・柳澤教雄 ……105

X 線 CT による葛根田花崗岩コアの 3 次元貯留構造解析
大谷具幸・中島善人・水垣桂子 ……117

硫黄沢，地獄谷及び餓鬼谷の温泉水の Br/Cl 比について－花崗岩地帯から放出される水－
高橋正明・佐藤　努・前川竜男・佐々木宗建・藤本光一郎・伊藤順一・原山　智・及川輝樹・
高橋　康・吉澤杉洋 ……127

葛根田地域の深部地熱系モデル
玉生志郎・藤本光一郎 ……133

第3部　地球物理学的研究（探査法検討）

分布型温度測定システムの地熱坑井への応用
阪口圭一・松島喜雄 ……165

WD-1a 井の検層データと弾性波伝播シミュレーションによる葛根田地域の速度構造の評価
菊地恒夫 ……175

深部地熱資源調査における微小地震について
当舎利行・西　祐司・杉原光彦 ……193

MT 法による葛根田地熱地域の貯留層構造の探査
内田利弘・小川康雄・高倉伸一・光畑裕司 ……207

第 4 部　貯留層工学的研究と広域資源評価

深部地熱系の貯留層評価
矢野雄策・石戸経士 ……221

地熱系におけるシリカの溶解・移動・沈殿
竹野直人・石戸経士・PRITCHETT, John W. ……235

地熱資源図の編集
高橋正明・野田徹郎・玉生志郎・阪口圭一・駒澤正夫・村田泰章 ……249

東北日本の深部地熱資源有望地域－地熱資源図に基づいて－
玉生志郎・高橋正明・村田泰章・駒澤正夫・金原啓司・川村政和・山口文春 ……261

仙岩地域の地熱資源評価
玉生志郎 ……277

第 5 部　今後の課題

深部地熱資源の探査・開発の今後の進展に向けて
茂野　博 ……313

付録 1
「深部地熱資源調査の解析・評価」による成果発表一覧
（誌上発表：平成 5 年度～平成 11 年度（平成 12 年度を一部含む）） ……337

付録 2
「深部地熱資源調査の解析・評価」による成果発表一覧
（口頭発表：平成 5 年度～平成 11 年度（平成 12 年度を一部含む）） ……349

CONTENTS

Foreword
Masakatsu SASADA

PART I Overview of this report

Overview of the 'Studies on Deep-Seated Geothermal Resources, with Special Emphasis on Analyses and Evaluations of the Deep Geothermal System at the Kakkonda Area, Japan'
Hiroshi SHIGENO, Hirofumi MURAOKA, Tsuneo ISHIDO and Keiji KIMBARA ····· 1

PART II Geological and geochemical studies (modeling)

Contact metamorphism around the Kakkonda granite: Analyses based on free energy minimization method
Naoto TAKENO, Hirofumi MURAOKA, Takayuki SAWAKI and Munetake SASAKI ····· 17

Profiling of the Kakkonda geothermal system by bulk rock chemistry of the well WD-1a
Hirofumi MURAOKA and Tomoyuki OHTANI ····· 35

Isotope altitude effect for groundwaters in the Iwate volcano and Kakkonda areas
Kohei KAZAHAYA, Masaya YASUHARA, Tsutomu SATO, Masaaki TAKAHASHI and Atsunao MARUI ····· 57

Recharge and formation mechanisms of geothermal fluids of the Kakkonda geothermal system
Masaaki TAKAHASHI, Tsutomu SATO, Kohei KAZAHAYA, Atsunao MARUI,
Masaya YASUHARA and Kaichiro KASAI ····· 69

Studies on origins of hydrocarbons in geothermal gases: Fumarolic gas from the Kakkonda geothermal area
Shun-ichiro IGARI, Tatsuo MAEKAWA and Susumu SAKATA ····· 77

Synthetic fluid inclusion logging for geothermal boreholes
Takayuki SAWAKI, Masakatsu SASADA, Munetake SASAKI and Katsuhiro TSUKIMURA ····· 81

Structure and evolution process of the Kakkonda geothermal system from the viewpoint of water-rock interaction
Koichiro FUJIMOTO, Munetake SASAKI, Takayuki SAWAKI and Norio YANAGISAWA ····· 105

Three-dimensional reservoir structure of the Kakkonda granite core by X-ray computerized tomography
Tomoyuki OHTANI, Yoshito NAKASHIMA and Keiko MIZUGAKI ····· 117

The Br/Cl weight ratio of hot spring waters at Iwo-sawa, Jigoku-dani and Gaki-dan areas —Thermal fluids from granitic provinces—
Masaaki TAKAHASHI, Tsutomu SATO, Tatsuo MAEKAWA, Munetake SASAKI, Koichiro FUJIMOTO,
Jun'ichi ITOH, Satoru HARAYAMA, Teruki OIKAWA, Ko TAKAHASHI and Sugihiko YOSHIZAWA ····· 127

On the models for the deep-seated geothermal system in the Kakkonda field
Shiro TAMANYU and Koichiro FUJIMOTO ····· 133

PART III Geophysical studies (evaluating exploration methods)

Application of the distributed temperature sensing system to geothermal wells
Keiichi SAKAGUCHI and Nobuo MATSUSHIMA ····165

Well log data of WD-1a and estimation of velocity structures of Kakkonda area using simulations of wave propagation
Tsuneo KIKUCHI ····175

Observation and interpretation of microearthquakes obtained in the "Deep-Seated Geothermal Resources Survey" project
Toshiyuki TOSHA, Yuji NISHI and Mitsuhiko SUGIHARA ····193

Magnetotelluric investigation on reservoir structure of the Kakkonda geothermal field, northern Japan
Toshihiro UCHIDA, Yasuo OGAWA, Shinichi TAKAKURA and Yuji MITSUHATA ····207

PART IV Reservoir engineering studies and regional resource assessments

Reservoir engineering study on deep geothermal systems
Yusaku YANO and Tsuneo ISHIDO ····221

Dissolution, transportation, and precipitation of silica in geothermal system
Naoto TAKENO, Tsuneo ISHIDO and John W. PRITCHETT ····235

Compilation of geothermal resources maps
Masaaki TAKAHASHI, Tetsuro NODA, Shiro TAMANYU, Keiichi SAKAGUCHI, Masao KOMAZAWA and Yasuaki MURATA ····249

Promising areas of deep-seated geothermal resources in Northeast Japan —Based on the geothermal resource map—
Shiro TAMANYU, Masaaki TAKAHASHI, Yasuaki MURATA, Masao KOMAZAWA, Keiji KIMBARA, Masayori KAWAMURA and Humiharu YAMAGUCHI ····261

Resource assessment of geothermal energy in the Sengan area
Shiro TAMANYU ····277

PART V Future work

Toward future progress of exploration and exploitation for deep geothermal resources in Japan
Hiroshi SHIGENO ····313

Supplement 1
Publications of study results by the 'Data Analyses and Evaluations of Deep-Seated Geothermal Resources Survey' (printed on journals, reports and others; fiscal years 1993-1999, partly including 2000) ····337

Supplement 2
Publications of study results by the 'Data Analyses and Evaluations of Deep-Seated Geothermal Resources Survey' (presented at meetings, symposiums and others; fiscal years 1993-1999, partly including 2000) ····349

第 1 部

本報告書の概要

PART I

Overview of this report

地質調査所報告第284号，p.1-15，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

「深部地熱資源に関する研究－葛根田地域の深部地熱系の解析・評価を中心に－」の概要

茂野　博[1]・村岡洋文[1]・石戸経士[1]・金原啓司[2]

Overview of the 'Studies on Deep-Seated Geothermal Resources, with Special Emphasis on Analyses and Evaluations of the Deep Geothermal System at the Kakkonda Area, Japan'

By

Hiroshi SHIGENO[1], Hirofumi MURAOKA[1], Tsuneo ISHIDO[1] and Keiji KIMBARA[2]

Abstract: Exploitation of deep reservoirs at the geothermal areas, where shallow reservoirs have already been utilized, has been expected to be one of the promising ways for promotion of geothermal power generation in Japan as well as in other countries. However, poorly known environments at depth and economic development of deep resources are essential problems for geothermal exploitation. In the New Sunshine Program, the 'Deep-Seated Geothermal Resources Survey' (FY 1992-2000) has been conducted mainly at the Kakkonda area, Iwate Prefecture, by the New Energy and Industrial Technology Development Organization (NEDO). By drilling the 3729 m-deep exploration well, WD-1a, many precious scientific and engineering results, especially high temperature distributions over 500°C in the Quaternary granitic body emplaced at fairly shallow depth, have been obtained by the survey.

The Geological Survey of Japan (GSJ), cooperating with NEDO, has been conducting the 'Analyses and Evaluations of the Deep-Seated Geothermal Resources Survey' for better understanding and modeling the Kakkonda geothermal system, improving exploration methods, evaluating deep reservoir performance, and integrating various analysis results. Most of the study results have already been published in various journals and reports, and presented at meetings, or will be reported in the near future. This volume of the GSJ Report, which contains newly summarized outlines of the above study results, has been published in order to provide the public with integrated and helpful information on the subject. This article overviewing the background and results of the above studies is an introduction for the GSJ Report on the deep-seated geothermal resources.

要　旨

地熱発電推進の一環として，既浅部開発地域の深部貯留層の開発が日本のみならず世界の各地で期待されている．しかし，深部開発についてはその経済性とともに，深部環境に未知の点が多いことが基本的問題となっている．ニューサンシャイン計画の中で，新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）により，「深部地熱資源調査」が岩手県葛根田地域を中心に実施された（平成4～12年度）．その結果，深度3729 mの調査井（WD-1a）の掘削により，浅所に定置した第四紀花崗岩類を貫き500°C以上の温度を観測するなど，科学的・工学的に非常に貴重な多くの成果が得られた．

地質調査所は，NEDOとの協力により「深部地熱資源調査の解析・評価」を実施し，葛根田地域の地熱系の実態把握・モデル化とともに，深部探査手法の検討，深部貯留層の評価，総合解析等を進めて来た．その成果の多くは，誌上発表及び口頭発表として既にさまざまに公表済みあるいは近い将来に公表予定となっている．本地質調査所報告書は，成果の総合的な理解と利用の便に供することを目的として，地質調査所におけるこれまでの研究成果の概要を新たに取りまとめたものである．本説では，深部地熱資源を巡る上記の一連の調査・研究の背景

[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）
[2] 統括研究調査官（General Research Counselor, GSJ）

Keywords: deep geothermal resources, hydrothermal system, modeling, exploration, reservoir evaluation, resources assessment, Deep-Seated Geothermal Resources Survey, Kakkonda geothermal area.

と成果を短く取りまとめて，本報告書の序論とした．

1. はじめに

1973年（昭和48年）の第1次石油危機以降，長期的なエネルギー安定供給・地球環境保全の目的で，世界的に「新エネルギー」の技術開発が精力的に進められている．火山国日本では，サンシャイン計画の中で地熱資源の利用技術の開発が一つの重点として進められてきた．地熱資源については，地下資源であることからその実態・資源量について不明の点が多いことが，基本的な問題点である．そのため，探査・掘削・利用などについての技術開発と平行して，地熱資源の賦存実態や資源量の把握に関しても，研究要素の強い内容の調査についてはサンシャイン計画の中で進められてきた．

地質調査所では，サンシャイン計画推進本部～ニューサンシャイン計画推進本部，新エネルギー総合開発機構～新エネルギー・産業技術総合開発機構（以下，NEDOと略称する場合がある）との協力により，地熱資源の探査・評価技術の開発とともに，上記の研究要素の強い地熱資源の賦存実態や資源量の把握調査をさまざまな側面から進めてきた．その成果は，地質調査所（1985，1986，1987，1988，1989，1991，1995）などにより取りまとめられている．

他の地下資源と同様に，地熱資源についても近年世界各国における探査・開発は地下深部（具体的には概略地下2.5 km以深）へと向かっている．特に，自然の地熱資源賦存条件には恵まれているものの，自然公園，温泉開発地などが広く分布することにより地熱発電開発地域が社会的に大きく制約されている日本では，既発電地域の開発された地熱貯留層よりも深部に位置すると期待される貯留層の探査・開発が大きな目標となっている．しかし，深部地熱資源については，開発のリスク及び経済性の問題が大きく，商業的開発は進んでいない．

このような情勢の下に，ニューサンシャイン計画の中で新エネルギー・産業技術総合開発機構により「深部地熱資源調査」が，1992年（平成4年度）から実施されている（平成12年度終了予定）．この中で平成4～10年度には，岩手県の葛根田地熱発電開発地域を一つの代表地域として，4000 m級深部調査井の掘削を中心とした総合的な調査が行われた．

地質調査所では，本調査について技術的に協力・支援する目的で，平成5年度から「深部地熱資源調査の解析・評価」を進めてきた．その成果の多くは，誌上発表及び口頭発表として既にさまざまに公表済みあるいは近い将来に公表予定となっている．

今回の地質調査所報告（no. 284）は，「深部地熱資源に関する研究－葛根田地域の深部地熱系の解析・評価を中心に－」と題して，成果の総合的な理解と利用の便に供することを目的に，地質調査所におけるこれまでの研究成果の概要を新たに取りまとめたものである．本説では，その序論として上述した「深部地熱資源調査」，「深部地熱資源調査の解析・評価」及び本地質調査所報告の概要を，以下順に紹介する．

2. 「深部地熱資源調査」の概要

2.1 目的・経過の概要

1992年（平成4年度）に，新エネルギー・産業技術総合開発機構により「深部地熱資源調査」が開始された．「深部地熱資源調査」の開始に至る背景・準備などについては，新エネルギー・産業技術総合開発機構（1992）にまとめられている．

「深部地熱資源調査」の目的は，以下の様に整理されている．「既開発の浅部貯留層の下部に存在する高温の深部地熱資源について，地熱資源成立の3要素，すなわち，熱源からの熱供給，地熱流体の供給及び貯留層を形成する断裂系の発達状況を調査することによって，深部地熱の賦存状況及び浅部を含めた地熱系の全体像を解明するとともに，深部地熱資源の利用可能性について調査研究する．また，それらの知見を基に深部地熱資源の開発指針を作成し，深部地熱資源開発のリスク軽減及び地熱発電容量の即効的な増大に資する．」

「深部地熱資源調査」は，当初平成4～9年度に実施の計画であったが，その後平成12年度まで延長されている．現時点における「深部地熱資源調査」の年度計画の概要を，新エネルギー・産業技術総合開発機構の一般公開資料により第1表として示す．

平成4～10年度は，岩手県の葛根田地熱発電開発地域を一つの代表的な深部貯留層の発達有望地域として，「深部地熱資源調査」が進められた．葛根田地域の調査では，深度4000 m級の深部地熱調査井（WD-1）の掘削を軸に，以下の4項目について調査が行われた．

(1) 深部地熱系モデルの作成．
(2) 深部調査法の開発・改良．
(3) 深部井掘削技術の体系化．
(4) 深部流体利用技術の研究．

これらの成果を基礎に，葛根田地域を例として開発リスクの低減化を目的に，さらに以下の2項目がまとめられた．

(5) 深部地熱資源評価．
(6) 深部地熱資源の開発指針の作成．

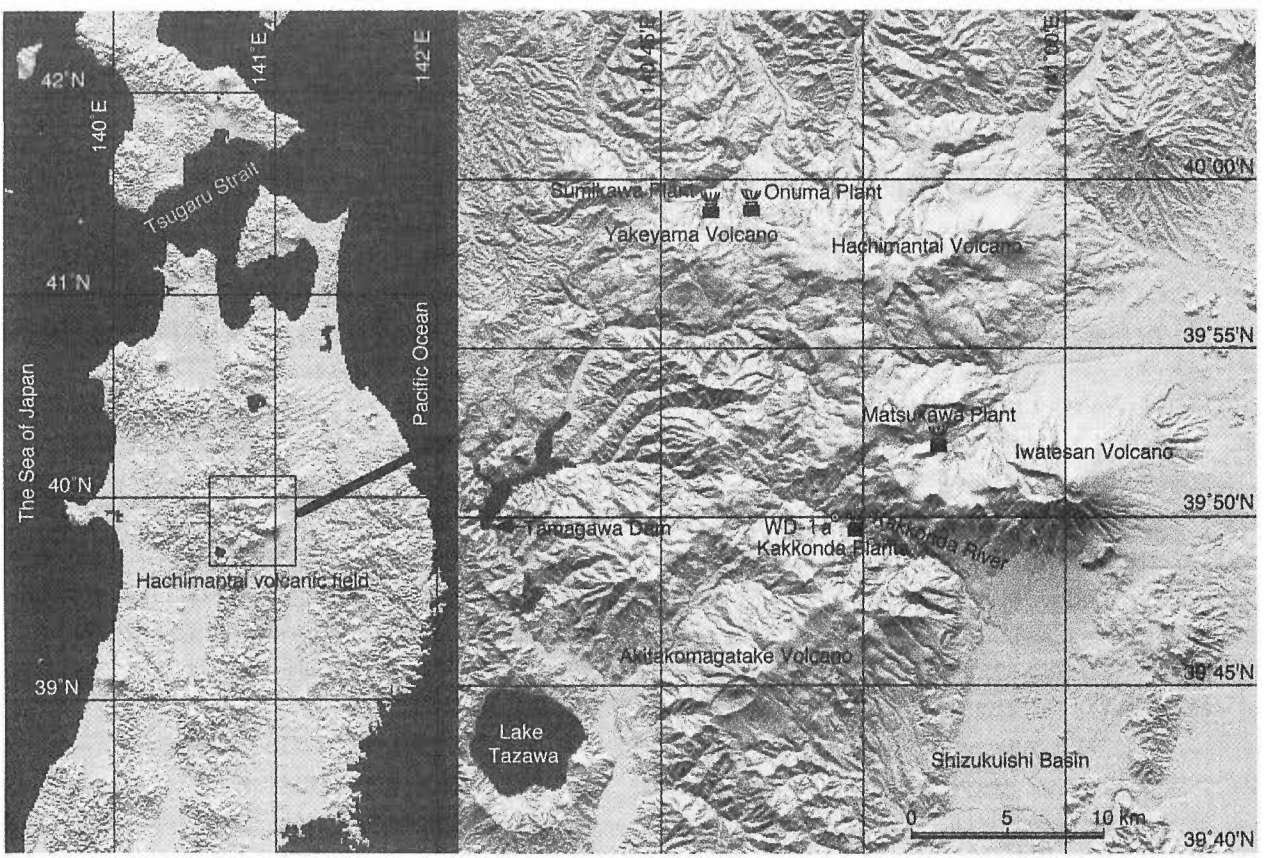
第1図に葛根田地熱地域の位置及び地形を示す．また，第2表に葛根田地域の「深部地熱資源調査」の概略的な経過を示す．

その後平成11～12年度の「深部地熱資源調査」では，葛根田地域以外の既発電開発地域を中心に，モデル化及び数値シミュレーション解析を軸に上記の(5)深部地熱資

第1表　新エネルギー・産業技術総合開発機構「深部地熱資源調査」の年度計画の概要.
Table 1　Schedule outline of the 'Deep-Seated Geothermal Resources Survey' by NEDO.

調査項目 Study subjects	年度（平成）Fiscal year	04 1992	05 1993	06 1994	07 1995	08 1996	09 1997	10 1998	11 1999	12 2000
深部調査井の掘削・調査 Drilling of deep exploration well, flow tests, etc.		======	======	======	======	======	======			
坑井利用調査手法の開発および地表調査 Development of exploration methods and techniques, and geophysical surveys.		======	======	======	======	======	======	======		
深部地熱系モデルの作成 Modeling of deep geothermal systems.		======	======	======	======	======	======	======		
深部流体利用技術の研究 Studies on utilization technologies for deep geothermal fluids.							======	======		
深部地熱資源評価 Evaluation of deep-seated geothermal resources.							======	======	*****	*****
深部地熱資源の開発指針の作成 Establishment of guidelines for exploration and development of deep-seated geothermal resources.		======	======	======	======	======	======	======	*****	*****

====== 主に葛根田地域の調査・研究（Studies mainly for the Kakkonda area）
***** 主に葛根田地域以外の既開発地域の調査・研究（Stadies mainly for exploited areas except the Kakkonda area）



第1図　岩手県葛根田地熱地域の位置図及び地形図.
Muraoka *et al.*（1998）に基づく.
Fig. 1　Location and topography of the Kakkonda geothermal area, Iwate Prefecture, Japan.
Based on Muraoka *et al.*（1998）.

第2表　葛根田地域を中心とした「深部地熱資源調査」の経過の概要.
Table 2　Outline of progress for the 'Deep-Seated Geothermal Resources Survey' mainly for the Kakkonda area.

暦年（年数）	NEDO主要調査事業の経過	同左における発生問題（とその対応）	主な成果発表（シンポジウム・論文集等）
平成4年 1992 (1)	地表調査（微小地震・比抵抗など）開始		
平成5年 1993 (2)	WD-1a井掘削開始 坑井利用調査（人工流体包有物・比抵抗）開始		地調所内研究発表会 (no. 225)：深部地熱資源特集
平成6年 1994 (3)	1,505m深度まで掘削・検層		Deep Geothermal Workshop, Tsukuba 地質ニュース (no. 477ほか)：深部地熱資源特集
平成7年 1995 (4)	3,729m深度まで掘削・検層 （坑底温度500°C以上を測定）	坑井周辺透水性不良（噴気試験中止） 高温・腐食性流体に遭遇（埋戻し）	WGC1995, Florence GRC年会 (no. 19)：葛根田深部特集
平成8年 1996 (5)	WD-1b井サイド掘削・検層 2,194m～2,963m掘削（高透水部に逢着）	掘削方向制御不良（再サイド掘削）	8th. Symp. Continental Crust Drilling, Tsukuba GRC年会 (no. 20)：葛根田深部特集
平成9年 1997 (6)	貯留層評価開始 流体利用技術の研究開始	掘管抑留回収不能（2,631mまで埋戻し） 坑井ケーシング漏水（ケーシング補修）	NEDO Geoth. Symp., Sendai: IEA深部セッション GRC年会 (no. 21)：IEA深部セッション
平成10年 1998 (7)	WD-1b井仮噴気試験（2～3月） 長期噴気試験（6～9/11月） WD-1b井圧力モニタリング（1998年11月～1999年10月）	坑内セメント棚形成（ビット浚い） 岩手山南西地震発生（県道修復待ち）	NZ Geoth. Workshop (no. 20)：IEA深部セッション Geothermics (vol. 27, no. 5/6)：葛根田深部特集
平成11年 1999 (8)	葛根田地域深部：開発指針作成を含む調査成果とりまとめ（H10年度繰越） 他の既開発地域についての深部地熱資源の資源評価，深部開発指針の作成		地調所内研究発表会 (no. 259)：深部地熱資源特集
平成12年 2000 (9)	他の既開発地域についての深部地熱資源の資源評価，深部開発指針の作成		WGC2000, Beppu & Morioka: IEA深部セッション 地調報告 (no. 284)：深部地熱資源特集

源評価と(6)深部地熱資源の開発指針の作成が進められている.

2.2　成果の概要

平成4～10年度の葛根田地域における「深部地熱資源調査」の多様な成果の詳細は，新エネルギー・産業技術総合開発機構（1994, 1995, 1996, 1997, 1998, 1999, 2000）による年度ごとの報告書にまとめられている．また，各年度ごとの成果の概要については，Sasada *et al.* (1993)，Yagi *et al.* (1994)，Muraoka *et al.* (1995)，Yagi *et al.* (1995)，Uchida *et al.* (1996)，Kamenosono *et al.* (1997)，Fujimoto *et al.* (1998)，Tosha *et al.* (2000) などによって適宜口頭公表されている（第2表を比較参照）．さらに，深度3729 mの深部調査井WD-1aの掘削・検層を中心とした平成4～7年度の調査の主要な成果については，Muraoka *et al.* (1998)，Saito *et al.* (1998)，Ikeuchi *et al.* (1998)，Kato *et al.* (1998)，Kasai *et al.* (1998)，Doi *et al.* (1998) などにより取りまとめて誌上公表されている.

ここでは，平成4～10年度の葛根田地域における「深部地熱資源調査」の主要な成果を，以下に赤工ほか (1998) の取りまとめを再編し箇条書きにして示す．第2図には，葛根田地域の地熱系の断面図・モデル図を示した．また第3図には，深部調査井（WD-1a）の温度検層結果の概要を示した.

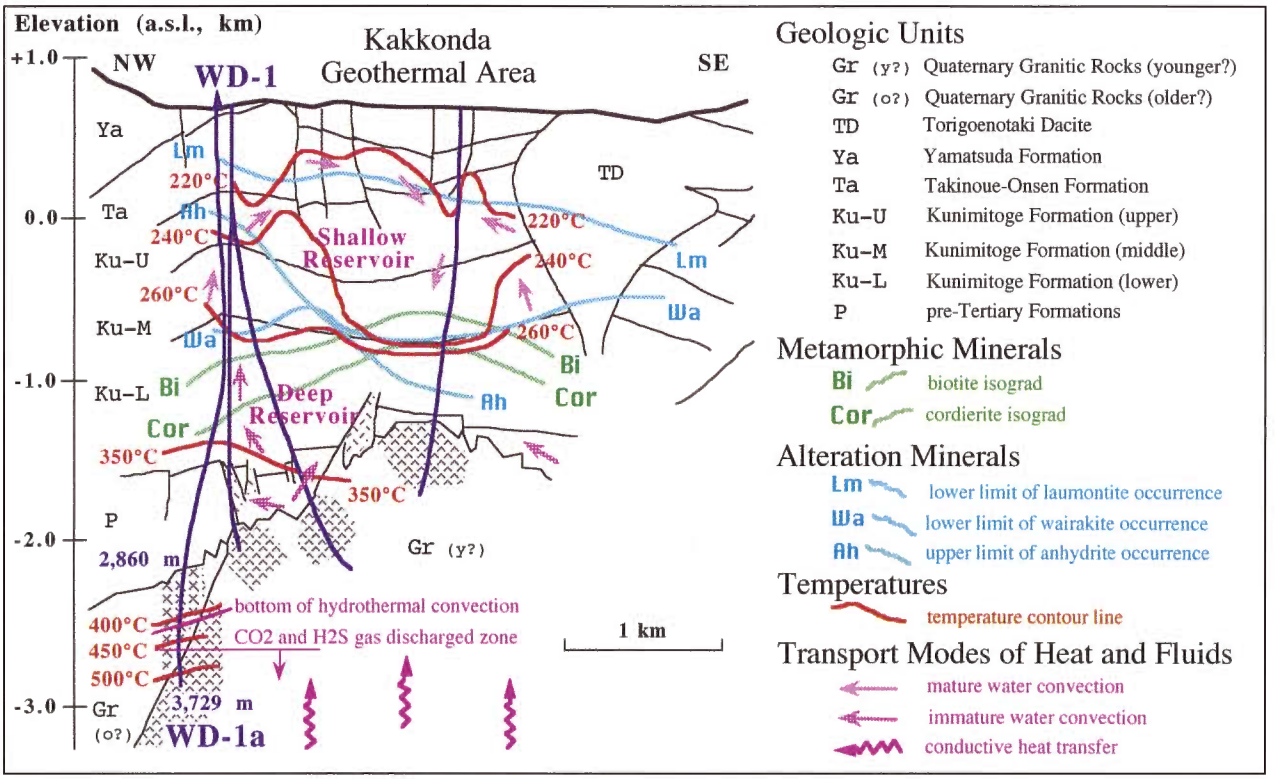
(1)　深度3729 mの調査井（WD-1a）の掘削により，地熱系深部に定置した新期（第四紀）花崗岩体が現在も500°Cを超える高温を保持しており，葛根田地熱系の熱源となっていることが明らかとなった.

(2)　新期花崗岩体内の温度400°C（WD-1aの深度3100 m）付近に，熱水対流域と熱伝導域の境界が存在し，これより深部の高温の領域では地熱貯留層となる高透水性の断裂が発達していないことが明らかとなった.

(3)　新期花崗岩体内の熱伝導域には，マグマ起源と考えられる超高塩濃度の流体及び高CO_2・H_2Sガス濃度の流体が存在しており，上位の熱水対流域内に存在する降水起源と考えられる低塩濃度・低ガス濃度の流体とは非常に異なっている.

(4)　サイドトラック井（WD-1b；深度約2700 m）の掘削により，深部貯留層を構成する高透水性断裂を捉えたが，WD-1a井の掘削時には高透水性領域を捉えられず，深部貯留層は新期花崗岩体上面付近に不均一に発達していると考えられる.

(5)　掘削手法として，トップドライブシステムなどにより連続的かつ効率的な坑内冷却を行えば，500°Cを超える深部の地層を掘削できることを実証した.

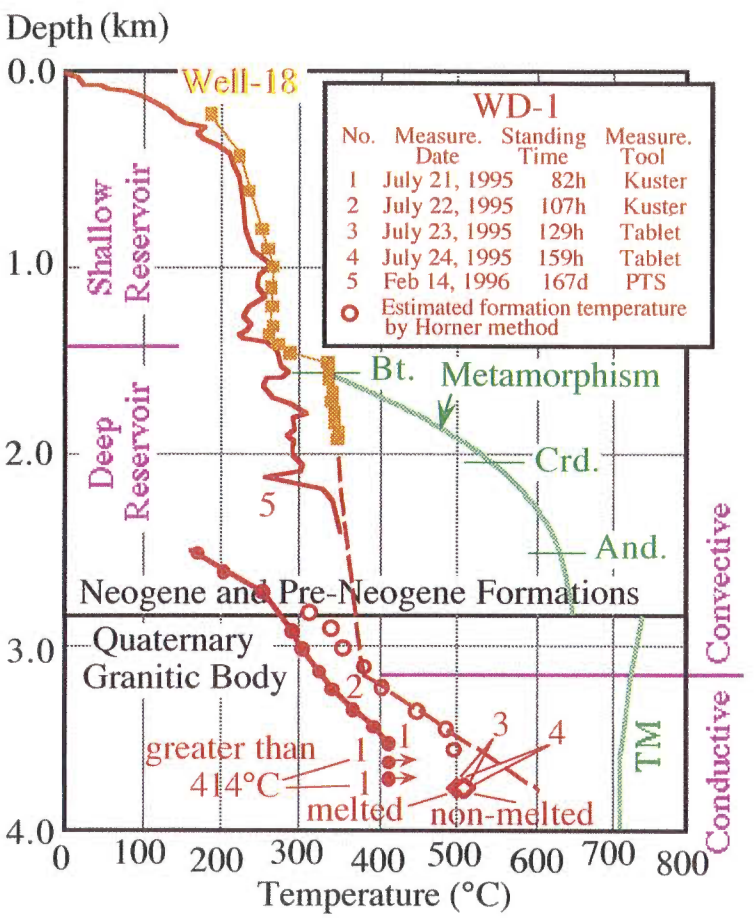


第２図　葛根田地熱地域におけるマグマ（火成岩体）－熱水系の断面図・モデル図.

Uchida *et al.* (1996), Shigeno (2000) に一部修正・加筆した.

Fig. 2　Cross section and model of magma (igneous)-hydrothermal system at the Kakkonda geothermal area.

Partly modified from Uchida *et al.* (1996) and Shigeno (2000).



第３図　葛根田地熱地域の深部調査井 WD-1a における現在の検層温度及び過去の接触変成温度の分布図.

Sasaki *et al.* (1998), Shigeno (2000) に一部修正・加筆した. Bt., Crd., And. は黒雲母, 菫青石, 紅柱石のアイソグラッドを, TM は花崗岩質マグマの最低溶融点曲線を示す.

Fig. 3　Temperature profiles of present logging and past contact metamorphism for the deep exploration well, WD-1a, at the Kakkonda geothermal area.

Partly modified from Sasaki *et al.* (1998) and Shigeno (2000). Bt., Crd. and And. are isograds for biotite, cordierite and andalusite, respectively, and TM is ternary minimum curve of granitic melt.

(6) 探査手法として，高精度の微小地震震源マッピング，高密度MT法による比抵抗分布の解析，地表及び坑井の断裂系分布の解析などが，深部地熱系を捉える目的で特に有効であった．

3.「深部地熱資源調査の解析・評価」の概要

3.1 目的・経過の概要

1992年（平成4年度）に開始された新エネルギー・産業技術総合開発機構の「深部地熱資源調査」について，技術的に協力・支援する目的で平成5年度に地質調査所は「深部地熱資源調査の解析・評価」を開始した．平成5～11年度は，葛根田地域の深部地熱系を中心に以下のテーマで調査・解析・評価が行われた．

その主要期間である平成5～10年度には，基本的に以下の4項目の括りで調査・解析・評価が行われた．

(1) 地質・地化学検層データの解析・評価．
(2) 物理検層データの解析・評価．
(3) 深部地熱系の資源評価．
(4) 総合解析（平成7～10年度）．

その後平成11年度には，平成5～10年度の成果を取りまとめることを主目的として，以下の2項目の括りで調査・解析・評価が行われた．

(1) 深部地熱系の資源評価（主に上記の(3)）．
(2) 総合解析（主に上記の(1)+(2)+(4)）．

第3表には，平成5～11（+12（後述））年度の研究グループと参加者の一覧表を，平成10年度を軸に整理して示した．この期間中に「深部地熱資源調査」の推進に協力する目的で，研究参加者の中から新エネルギー・産業技術総合開発機構に9名が出向した．第3表では，出向期間（当該年度を通じる場合のみ）は＋字で表示されている．

3.2 成果発表の概要

「深部地熱資源調査の解析・評価」では，その成果は平成11年度末現在，公式には誌上発表が226件，口頭発表が241件，合計で467件となっている．これらの成果の詳細については，第3表と本報告書の付録1・付録2の成果発表一覧（誌上発表・口頭発表）を基に，原著論文をご覧いただきたい．

「深部地熱資源調査の解析・評価」の開始時の1993年9月28日には，第225回地質調査所研究発表会「新期花崗岩関連の深部地熱資源」が開催されて，所内外の参加者による活発な討論が行われた（川村・玉生，1994；玉生ほか，1994）．その内容は，1994年の地質ニュース，477号の特集を中心にまとめられている．

一方，葛根田地域についての「深部地熱資源調査の解析・評価」の取りまとめを進める目的で，1999年2月23日には第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－」が開催されて，同様に活発な討論が行われた（茂野ほか，1999）．その要旨は，1999年の地質調査所月報，第50巻，第7号にまとめられている．

このほか，「深部地熱資源調査」とともに「深部地熱資源調査の解析・評価」の成果に関連する主要な講演会の開催，出版物の刊行などは，第2表に整理されている．なお，「深部地熱資源調査の解析・評価」の成果として平成5～8年度に誌上・口頭発表された内容の大部分は，地質調査所（1997）にまとめられている．

今回の「深部地熱資源に関する研究－葛根田地域の深部地熱系の解析・評価を中心に－」と題した地質調査所報告第284号では，上述した地質調査所における平成5～11年度の「深部地熱資源調査の解析・評価」の幅広い成果を，体系的に分かりやすく整理・公表することにより，今後の深部地熱資源の探査・開発の基礎的な資料として広く長く利用・参照していただく目的で，新たに21の論文を取りまとめた．

「深部地熱資源調査の解析・評価」では，2000年5～6月に日本で開催された世界地熱会議（WGC 2000）における口頭・誌上発表12件を始め，さらに今後も数多くの成果が発表されることが期待される．今後の成果発表については，平成12年度地質調査所年報（2001年度初頭に出版予定）の成果一覧表などを基に，原著論文をご覧いただきたい．なお，現時点で公表済みの平成12年度前半の誌上・口頭発表の一部は，既に付録1・付録2に載せられている．

4. 本報告書（地質調査所報告第284号）の概要

本報告書は，3.で述べたように地質調査所における平成5～11年度の「深部地熱資源調査の解析・評価」の幅広い成果を，体系的に分かりやすく整理・公表することにより，今後の深部地熱資源の探査・開発の基礎的な資料として広く長く利用・参照していただく目的で，新たに取りまとめたものである．

その内容は大きく以下の5項目に分類される．

(1) 本報告書の概要（1論文）．
(2) 地質学的・地球化学的研究（モデル化）（10論文）．
(3) 地球物理学的研究（探査法検討）（4論文）．
(4) 貯留層工学的研究と広域資源評価（5論文）．
(5) 今後の課題（1論文）．

以下に，本報告書中の各論文の要旨を，編集者の視点から要約して紹介する．

4.1 本報告書の概要

(1) 茂野 博・村岡洋文・石戸経士・金原啓司(2000)：「深部地熱資源に関する研究－葛根田地域の深部地熱

系の解析・評価を中心に－」の概要．

本説では，1）深部地熱資源の調査・開発の意義・動向，2）NEDOによる「深部地熱資源調査」の概要（目的・経過及び成果），3）地質調査所による「深部地熱資源調査の解析・評価」の概要（目的・経過及び成果発表），4）本報告書（地質調査所報告第284号）の概要，5）深部地熱資源開発を巡る現状・課題などが簡潔に整理された．3）「深部地熱資源調査の解析・評価」の概要及び4）本報告書の概要では，平成5～12年度の研究のテーマ，グループ，参加者，成果発表などがまとめられるとともに，本報告書中の各論文について，概要が400字程度で紹介された．

4.2　地質学的・地球化学的研究（モデル化）

(1)　竹野直人・村岡洋文・佐脇貴幸・佐々木宗建(2000)：葛根田花崗岩周辺の接触変成作用：自由エネルギー最小化法化学平衡計算に基づく解析．

葛根田地域の熱水系の熱源となっている深部の第四紀花崗岩体は，過去のより高温環境下で生成した厚い接触変成帯を伴っている．深部調査井WD-1a掘削により採取された被変成岩石コア5試料についての化学組成分析値に，自由エネルギー最小化法化学平衡計算法を適用することにより，過去の温度分布について詳しい推定値が得られた．すなわち，黒雲母，菫青石，直閃石，紅柱石のアイソグラッドの到達温度の最低値は，各々397°，493°，529°，566°Cと推定され，現在の当該深度の貯留層温度よりも約200°C高い．この結果は，葛根田地熱系の発達史の解明に重要であり，現在の地熱系のモデル化に寄与する．なお付録で，計算プログラムFLASK-SGの概要が説明されている．

(2)　村岡洋文・大谷具幸（2000）：WD-1a井の全岩化学分析による葛根田地熱系のプロファイリング．

深部調査井WD-1a掘削時のカッティングス試料について，ICP-MS法などにより多成分化学分析が行われた．新期花崗岩体は主要・微量成分濃度の均一性が高く，単一マグマ溜で大きな分化を経ずに固結した可能性が高いが，最上部の約100 mは化学的変化が大きく，早期固結周縁部及びマグマ分離流体濃集部（ミアロリティック空隙帯）として解釈された．上位の地層については，特にH_2O(+)の負異常と$Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$の正異常が注目されて，その起源は過去の高温接触変成作用に伴う脱水反応と現在の熱水変質作用の酸化反応により説明された．さらに変成の進行による脱水フロントの上方移動と深部低角断裂系の形成が推定された．これらの結果は深部地熱系のモデル化に寄与するものである．

(3)　風早康平・安原正也・佐藤　努・高橋正明・丸井敦尚（2000）：岩手山－葛根田地域の地下水同位体標高効果．

葛根田地域の降水起源熱水系の水涵養域を推定する目的で，岩手山体及び葛根田河川系の水文学的な調査が実施された．岩手山体に比較して葛根田河川系では，同一標高で涵養されていると考えられる沢水（～地下水）の酸素同位体比（$\delta^{18}O$値）が低く，同河川系内では北西地域ほどその値が低いことが明らかとなった．また，葛根田地熱発電所の北方に位置する秋取沢（明通沢）・松沢などは，比流量がほぼ一定で高く，地下水涵養が良好と考えられる．これらの結果は，葛根田熱水系のモデル化・評価に寄与する．葛根田地域の熱水系の水の起源の問題については，この結果を基礎にさらに高橋ほか（2000）により具体的に議論されている．

(4)　高橋正明・佐藤　努・風早康平・丸井敦尚・安原正也・笠井加一郎（2000）：葛根田地熱系の地熱流体涵養・形成機構．

葛根田地域の浅部・深部貯留層の水の起源を推定する目的で，地熱水の水素・酸素同位体比（δD値・$\delta^{18}O$値）の時空分布が検討された．浅部熱水の水素・酸素同位体比は，葛根田発電所の運転開始後還元熱水の影響により上昇したが，近年復旧し他の降水起源水の寄与を示唆する．深部熱水の水素・酸素同位体比は，浅部熱水の値より有意に低い．風早ほか（2000）の葛根田河川系の地表水データなどとの比較により，浅部熱水は河川系のより低所の降水に，深部熱水は北方のより高所の降水に起源を持つと推測され，第四紀花崗岩体中に残留するマグマ起源流体などの寄与は無視できる．さらに，貯留層内における流体－岩石反応や沸騰による同位体比の変化の可能性についても議論されている．これらの結果は，葛根田熱水系のモデル化・評価に寄与する．

(5)　猪狩俊一郎・前川竜男・坂田　将（2000）：地熱ガス中の炭化水素の起源に関する研究－葛根田地熱地域の噴気ガス．

地熱ガス中に微量に含まれる各種炭化水素ガスの濃度・同位体組成を明らかにすることにより，深部地熱系のモデル化・評価に寄与することを目的として研究が進められてきた．本報告では，まず世界各地における地熱流体中の各種炭化水素ガス研究の現状が簡単に紹介され，続いて葛根田地域における研究成果がまとめられている．葛根田地域の自然噴気中の炭化水素ガスの起源は，飽和炭化水素のみからなる有機物の熱分解起源ガスと不飽和炭化水素を相当量含む極少量の無機起源ガスとの混合で説明できる．炭化水素ガスの同位体組成分析による深部の温度推定などへの応用は，今後の課題である．

(6)　佐脇貴幸・笹田政克・佐々木宗建・月村勝宏(2000)：人工流体包有物による地熱坑井の検層法．

地熱坑井内に石英・方解石片を吊り下げて人工流体包有物を合成することにより，各種検層が困難な高温環境(350°C以上）の温度検層と流体採取の手段とすることを目的として，研究開発が進められた．各種溶液を入れた密封容器内での包有物生成による温度検層法については，

第3表　葛根田地域を中心とした地質調査所「深部地熱資源調査の解析・評価」の研究グループと研究参加者の一覧表．
○は参加，＋は NEDO への出向（年度を通して）を表し，#は本文参照．

平成年度 (Fiscal Heisei Year)	H5	H6	H7	H8	H9	H10	H11	H12
西暦年度 (Fiscal Year)	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000
X．担当部長 (Director of the Geothermal Research Department, Supervisor of the Study Group)								
笹田　政克 (Sasada, M.)	−	−	−	−	−	−	○	○
金原　啓司 (Kimbara, K.)	＋	○	○	○	○	○	○	−
川村　政和 (Kawamura, M.)	○	○	−	−	−	−	−	−
長谷　紘和 (Hase, H.)	○	−	−	−	−	−	−	−
0．総括 (Manager of the Study Group)　(◎グループ長 (Group Leader)，○サブグループ長 (Sub-Leader))								
茂野　　博 (Shigeno, H.)	−	−	−	◎	◎	◎	◎	◎
村岡　洋文 (Muraoka, H)	○	＋	◎	◎	○	○	○	○
石戸恒雄（経士） (Ishido, T.)	○	○	○	○	○	○	○	○
笹田　政克 (Sasada, M.)	○	○	○	○	−	−	−	−
玉生　志郎 (Tamanyu, S.)	◎	◎	◎	−	−	−	−	−
1．地質・地化学検層データの解析・評価 (Analyses and Evaluations of Geological and Geochemical Data)								
（1）深部熱供給系の解析 (Analysis of Heating Systems of Deep Geothermal Systems)								
竹野　直人 (Takeno, N.)	○	○	○	○	○	○	○	#
村岡　洋文 (Muraoka, H.)	−	−	−	○	○	○	○	#
笹田　政克 (Sasada, M.)	○	○	○	○	−	−	−	−
（2）深部流体系の解析 (Analysis of Fluid Systems of Deep Geothermal Systems)								
風早　康平 (Kazahaya, K.)	○	○	○	○	○	○	○	#
高橋　正明 (Takahashi, M.)	○	○	○	○	○	○	○	#
安原　正也 (Yasuhara, M.)	−	−	○	○	○	○	○	#
丸井　敦尚 (Marui, A.)	−	−	○	○	○	○	○	#
佐藤　　努 (Sato, T.)	−	○	○	○	○	○	○	#
野田　徹郎 (Noda, T.)	○	−	−	−	−	−	−	−
（3）深部ガス系の解析 (Analysis of Gas Systems of Deep Geothermal Systems)								
坂田　　将 (Sakata, S.)	−	○	○	○	○	○	○	#
猪狩俊一郎 (Igari, S.)	−	○	○	○	○	○	○	#
前川　竜男 (Maekawa, T.)	−	○	○	○	○	○	○	#
（4）坑井内流体包有物合成法の解析 (Analysis of Fluid Inclusion Synthesis Methods in Geothermal Wells)								
佐脇　貴幸 (Sawaki, T.)	○	○	○	○	○	○	○	#
笹田　政克 (Sasada, M.)	○	○	○	○	○	○	○	#
月村　勝宏 (Tsukimura, K.)	−	○	○	○	○	○	○	#
佐々木宗建 (Sasaki, M.)	○	○	○	＋	−	−	−	−
（5）深部流体岩石反応の解析 (Analysis of Fluid-Rock Interaction Systems of Deep Geothermal Systems)								
藤本光一郎 (Fujimoto, K.)	○	○	○	○	○	○	○	#
佐脇　貴幸 (Sawaki, T.)	−	○	○	○	○	○	○	#
佐々木宗建 (Sasaki, M.)	○	○	○	○	○	○	○	#
柳澤　教雄 (Yanagisawa, N.)	○	○	○	○	＋	○	○	#
（6）深部断裂系の解析 (Analysis of Fracture Systems of Deep Geothermal Systems)								
大谷　具幸 (Ohtani, T.)	−	−	○	○	○	○	○	#
中島　善人 (Nakashima, Y.)	−	−	−	○	○	○	○	#
水垣　桂子 (Mizugaki, K.)	−	−	○	○	○	○	○	#
（7）深部起源流体放出域の解析 (Analysis of Fluid Discharge Areas from Deep Geothermal Systems)								
高橋　正明 (Takahashi, M.)	○	○	○	○	○	○	○	#
風早　康平 (Kazahaya, K.)	○	○	○	○	○	○	○	#
佐藤　　努 (Sato, T.)	○	○	○	○	○	○	○	#
前川　竜男 (Maekawa, T.)	−	−	−	−	○	○	○	#
伊藤　順一 (Ito, J.)	−	−	−	−	○	−	−	−
原山　　智 (Harayama, S.)	○	○	○	○	○	−	−	−
佐々木宗建 (Sasaki, M.)	○	○	−	−	−	−	−	−
2．物理検層データの解析・評価 (Analyses and Evaluations of Geophysical Data)								
（1）温度構造の解析 (Analysis of Temperature Structures of Deep Geothermal Systems)								
阪口　圭一 (Sakaguchi, K.)	○	○	○	○	○	○	○	#
松島　喜雄 (Matsushima, Y.)	−	○	○	○	○	○	○	#
（2）圧力構造の解析 (Analysis of Pressure Structures of Deep Geothermal Systems)								

Table 3 List of study groups and their members at the Geological Survey of Japan for the 'Data Analyses and Evaluations of the Deep-Seated Geothermal Resources Survey' mainly for the Kakkonda area.
Open circle, member; plus, joined NEDO through the year; #, refer to the text.

杉原　光彦（Sugihara, M.）	○	○	○	○	○	○	－	－
西　　祐司（Nishi, Y.）	○	○	○	○	○	○	－	－
当舎　利行（Tosha, T.）	○	－	－	－	－	－	－	－
（3）速度構造の解析（Analysis of Velocity Structures of Deep Geothermal Systems）								
菊地　恒夫（Kikuchi, T.）	○	○	○	○	○	○	○	#
（4）微小地震構造の解析（Analysis of Microearthquake Data for Deep Geothermal Systems）								
当舎　利行（Tosha, T.）	－	○	○	○	○	○	○	+
杉原　光彦（Sugihara, M.）	－	○	○	○	○	○	○	#
西　　祐司（Nishi, Y.）	－	○	○	○	○	○	○	#
（5）密度構造の解析（Analysis of Density Structures of Deep Geothermal Systems）								
駒澤　正夫（Komazawa, M.）	○	○	○	○	○	○	○	#
（6）比抵抗構造の解析（Analysis of Resistivity Structures of Deep Geothermal Systems）								
内田　利弘（Uchida, T.）	○	○	○	+	○	○	○	#
小川　康雄（Ogawa, Y.）	－	－	○	○	○	○	○	#
村上　　裕（Murakami, Y.）	－	○	○	○	○	○	○	#
高倉　伸一（Takakura, S.）	－	○	○	○	○	○	○	#
光畑　裕司（Mitsuhata, Y.）	○	－	－	－	－	○	○	#
（7）リモートセンシングデータの解析（Analysis of Remote Sensing Data for Deep Geothermal Systems）								
浦井　　稔（Urai, M.）	○	○	○	○	－	－	－	－
山口　　靖（Yamaguchi, Y.）	○	○	○	－	－	－	－	－
3．深部地熱系の資源評価（Resources Assessments of Deep Geothermal Systems）								
（1）深部地熱系の貯留層評価（Reservoir Evaluations of Deep Geothermal Systems）								
石戸恒雄（経士）（Ishido, T.）	○	○	○	○	○	○	○	#
竹野　直人（Takeno, N.）	－	－	－	○	○	○	○	#
矢野　雄策（Yano, Y.）	○	○	○	○	○	○	○	#
安川　香澄（Yasukawa, K.）	○	+	○	○	○	○	○	#
宮崎　芳徳（Miyazaki, Y.）	－	○	○	○	○	○	○	#
（2）資源評価図の作成（Compilation of Geothermal Resources Evaluation Maps）								
高橋　正明（Takahashi, M.）	○	○	○	○	○	○	○	#
駒澤　正夫（Komazawa, M.）	○	○	○	○	○	○	○	#
村田　泰章（Murata, Y.）	○	○	○	○	○	○	○	#
玉生　志郎（Tamanyu, S.）	○	○	○	－	－	○	○	#
阪口　圭一（Sakaguchi, K.）	○	－	－	－	○	○	○	#
野田　徹郎（Noda, T.）	○	－	－	○	○	○	○	#
野呂　春文（Noro, H.）	－	○	○	○	－	－	－	－
（3）深部地熱系の資源評価（Resources Assessments of Deep Geothermal Systems）								
玉生　志郎（Tamanyu, S.）	○	○	－	－	－	－	－	－
宮崎　芳徳（Miyazaki, Y.）	○	－	－	－	－	－	－	－
（4）葛根田～仙岩地域の広域深部地熱資源評価（Resources Assessments of the Sengan Geothermal Area）								
玉生　志郎（Tamanyu, S.）	－	－	－	－	－	－	○	#
（5）葛根田地域地熱系モデルの全国適用性評価（Applicability Evaluations of Kakkonda Geothermal Models）								
玉生　志郎（Tamanyu, S.）	－	－	－	－	－	－	○	#
茂野　　博（Shigeno, H.）	－	－	－	－	－	－	○	#
4．総合解析（Integrated Analyses）								
茂野　　博（Shigeno, H.）	－	－	－	○	○	○	○	#
村岡　洋文（Muraoka, H.）	－	－	+	○	○	○	○	#
石戸恒雄(経士)（Ishido, T.）	－	－	○	○	○	○	○	#
大久保泰邦（Okubo, Y.）	－	－	－	○	○	+	○	#
須藤　　茂（Suto, S.）	－	－	－	－	－	○	○	#
安田　　聡（Yasuda, S.）	－	－	－	－	－	○	－	－
玉生　志郎（Tamanyu, S.）	－	－	○	－	－	○	－	－
当舎　利行（Tosha, T.）	－	－	－	－	○	－	－	－
西　　祐司（Nishi, Y.）	－	－	－	－	○	－	－	－
内田　利弘（Uchida, T.）	－	－	－	－	○	－	－	－
阪口　圭一（Sakaguchi, K.）	－	－	－	－	○	－	－	－
藤本光一郎（Fujimoto, K.）	－	－	－	－	○	－	－	－
笹田　政克（Sasada, M.）	－	－	○	○	－	－	－	－
桑原　保人（Kuwahara, Y.）	－	－	－	○	－	－	－	－

深部調査井 WD-1 を用いて多様な温度・時間・液性による包有物の生成に成功し，その均質化測定温度と温度検層温度との良好な一致からその有効性が確立した．流体採取法については，地熱流体中の人工包有物の生成速度が遅いため，長期坑井内試験による十分な検討は今後の課題として残された．

(7) 藤本光一郎・佐々木宗建・佐脇貴幸・柳澤教雄 (2000)：流体岩石反応から見た葛根田地熱系の構造と発達過程．

深部調査井 WD-1a のコア試料を用いた第四紀花崗岩中のメルト包有物の分析，各種接触変成鉱物の分析，各種流体包有物の分析などに基づいて，花崗岩体の定置，初期の熱伝導・変成作用の卓越，その後の上方からの降水起源地下水の侵入による熱水系発達などの過程が推定された．また，コア試料測定により，花崗岩体が通常の花崗岩類よりも高い孔隙率・浸透率を持ち，過去に鉱物粒界を通じてマグマ性流体の輸送が生じていたことが推定された．一方，葛根田地熱発電所の深部生産井のスケールは，Pb・Zn に富むものと Cu・Au・Ag に富むものとに分類できる．これらは，深部貯留層内の降水起源熱水に一部混入している花崗岩体内残留塩水を起源とし，その多様性を反映していると考察された．これらの結果は，複雑多様な深部地熱系のモデル化に寄与する．

(8) 大谷具幸・中島善人・水垣桂子 (2000)：X線CTによる葛根田花崗岩コアの3次元貯留構造解析．

深部調査井 WD-1a から採取された第四紀花崗岩コアについて，医療用及び工業用の X 線 CT スキャナを用いて非破壊3次元イメージングが行われ，各種鉱物結晶粒子とともに径数 mm のミアロリティックな空隙や幅数 μm の微小断裂の形態・分布などが明らかにされた．ミアロリティックな空隙の分布は，方向性を持って不均一であり，花崗岩体の固結時の E-W 方向の圧縮性応力場を反映していると考えられる．造影剤の充填により，微小断裂は花崗岩の鉱物粒子境界に発達していることが確認された．これらの結果は，花崗岩体内の流体の流動・貯留状況など深部地熱系のモデル化に寄与する．

(9) 高橋正明・佐藤　努・前川竜男・佐々木宗建・藤本光一郎・伊藤順一・原山　智・及川輝樹・高橋　康・吉澤杉洋 (2000)：硫黄沢，地獄谷及び餓鬼谷の温泉水の Br/Cl 比について－花崗岩地帯から放出される水－．

新期花崗岩体～基盤岩類内の深部熱水系の特性把握などを目的として，飛騨山脈の花崗岩類分布地域に湧出する硫黄沢，地獄谷，餓鬼谷などの温泉について，流体化学的な検討が行われた．本報告では，非反応性・可溶性が最も高い溶存イオンである Cl と Br について，これらの温泉水と他地域の各種温泉水・熱水，海水，岩石などとの比較検討結果がまとめられている．標記地域の温泉水の Br/Cl 重量比は 0.003～0.005 程度で，上記のほかの多くの試料の報告値と類似した結果となっている．本研究成果の深部地熱資源のモデル化・評価などへの応用については，今後の課題として残された．

(10) 玉生志郎・藤本光一郎 (2000)：葛根田地域の深部地熱系モデル．

深部地熱資源調査を通じて，NEDO・地質調査所を中心に葛根田地域の地熱系について要素別（貯留層構造，熱構造，水理構造など），手法別（地質学的，地球化学的，地球物理学的，貯留層工学的など）の各種のモデル，及びそれらを総合化した多様なモデルが提出されてきた．本論文では，それらの比較検討結果などに基づいて新たに総合的なモデルが提案されると同時に，当初の研究課題の達成度や今後の研究課題が整理された．新たな総合モデル化では，Fournier (1999) による浅所貫入マグマ－熱水系の動的なモデルを参考に，葛根田地熱系の生成環境とその変化の解釈が試みられている．

4.3 地球物理学的研究（探査法検討）

(1) 阪口圭一・松島喜雄 (2000)：分布型温度測定システムの地熱坑井への応用．

光ファイバー中に射出したレーザー光の後方散乱光強度の温度依存性成分を利用した分布型温度測定システムの現状について，地熱井の温度検層法としての有効性・適用性が従来のメモリ式検層法などと比較検討された．本手法は，大深度坑井・高温坑井への適応が今後の課題となっているが，リアルタイムの温度分布測定，温度回復・変化モニタリングなどに優れ，今後の発展が期待できる．地熱井への注水試験時に圧力モニタリングと組み合わせて測定・解析することにより，温度分布の時間変化のみならず水位面，逸水断裂，坑井内圧力，流体流動などの分布・変化の推定にも非常に有効であることが，仙岩・豊肥地域での野外実験により明らかにされた．

(2) 菊地恒夫 (2000)：WD-1a 井の検層データと弾性波伝播シミュレーションによる葛根田地域の速度構造の評価．

深部調査井 WD-1a の各種検層結果がデータベース化されると同時に，葛根田地域の従来の地下速度構造モデルの改良が試みられた．2次元及び3次元の各種成層速度構造モデルが作成され，1993 年の KT-208 井内発破試験のP波・S波初動走時観測データを良く説明するモデルが数値シミュレーションを通じて抽出された．概略的に2次元では浅部の地震波速度を 10 %程度大きくしたモデルが，3次元ではさらに浅部の地震波速度を大きくして局所的な低速度層を加えたモデルが最適となった．この結果は，葛根田地域の微小地震震源分布（～地熱貯留層分布）の推定精度の向上に有効性が期待される．

(3) 当舎利行・西　祐司・杉原光彦 (2000)：深部地熱資源調査における微小地震について．

地熱貯留層の探査・評価の目的で従来より多くの成果が得られている葛根田地域の微小地震観測について，深

部地熱資源調査との関連で概要がまとめられた．葛根田地熱発電所2号機の運開後の1997年時点では，その10年前に比較して微小地震の発生頻度に大差は無いものの，震源位置や発生様式に変化が認められ，その原因として地熱流体の生産・還元様式の変化に伴う浅部～深部貯留層の流体流動や状態の変化が推定された．また，松川地域で実施されたリモート点観測の目的・方法・結果などがまとめられ，葛根田地域における微小地震震源位置決定の精度向上への効果が報告された．これらの結果は，探査法の有効性の検討とともに，葛根田地域の地熱系のモデル化に資するものである．

(4)　内田利弘・小川康雄・高倉伸一・光畑裕司(2000)：MT法による葛根田地熱地域の貯留層構造の探査．

葛根田地熱地域において，ENE-WSW方向を中心に7測線の高密度測点配置のMT法地表調査が実施された．測定結果には比抵抗構造の走向方向の周波数（深度）依存性が認められ，中深度の大局的な構造方向と考えられるN-S方向にインピーダンスを回転した2次元インバージョン解析が行われた．浅部～中深度の比抵抗分布は，帽岩・浅部貯留層の分布を良く反映しており，MT法2次元解析の有効性が確認された．深部については，第四紀花崗岩体内部の高温部に対応する低比抵抗分布が検出されたが，比抵抗分布は非常に複雑で花崗岩体の分布など3次元構造の効果を強く受けていると考えられた．今後，3次元解析手法の開発・適用が必要である．

4.4　貯留層工学的研究と広域資源評価

(1)　矢野雄策・石戸経士（2000）：深部地熱系の貯留層評価．

近～超臨界点の高温高圧環境にあり水の物性値の温度変化の効果が大きいと予想される深部貯留層について，長期生産に伴う圧力分布の変化，生産維持に必要な坑井掘削プログラムなどが，仮想的な分布パラメータモデルに基づいて数値シミュレーションにより検討された．深部高温貯留層の開発経済性は貯留層の浸透率に大きく依存し，長期的な経済的生産はkhが10 darcy-m以上の場合には可能であるが，1 darcy-m以下では困難と推定された．この結果は，開発目標となる深部貯留層の探査・評価指標として非常に重要である．論文の後半及び2付録では，深部調査井WD-1bの圧力モニタリングデータなどに基づいて，葛根田深部地熱系について貯留層工学的な予備的検討結果がまとめられている．

(2)　竹野直人・石戸経士・Pritchett, John W.(2000)：地熱系におけるシリカの溶解・移動・沈殿．

汎用の地熱貯留層シミュレータに各種シリカ鉱物の溶解・沈殿反応を速度論的に取り扱う機能を付加し，高温熱水系におけるシリカの挙動とシリカ変質帯の分布・特性が2次元・3次元モデルにより検討された．熱源からの熱流入～熱水系内の対流が激しいほど，時間とともにシリカ変質帯が大規模に発達する．また，非晶質シリカ・クリストバライト帯の発達には，断裂系を通じた熱水の上昇・地表流出域の様に，地下深部から浅部へ効率良く高温熱水が運搬されるとともにシリカ鉱物の沈殿が遅い環境が必要である．これらの結果は，深部高温熱水系の探査・評価の指標として重要と考えられる．

(3)　高橋正明・野田徹郎・玉生志郎・阪口圭一・駒澤正夫・村田泰章（2000）：地熱資源図の編集．

「深部地熱資源調査の解析・評価」は，50万分の1地熱資源図シリーズの編集・出版に寄与しており（新潟，秋田，九州（福岡・鹿児島）が出版済み），本説では資源図とその説明書の編集・表示の内容・方法などについて整理・説明している．具体的には，地質学的データとして地質単元，地質構造，活火山・カルデラ・酸性変質帯などの分布，地球物理学的データとしてブーゲ異常の分布，地球化学的データとして温泉・鉱泉の分布・溶存化学組成などである．同時に，各種の地熱開発が進行中あるいは今後有望と考えられる地熱資源賦存地域の選定・分類・表示法などについてもまとめられている．これらの地熱資源図の編集による取りまとめは，今後深部地熱資源の探査・評価に寄与することが期待される．

(4)　玉生志郎・高橋正明・村田泰章・駒澤正夫・金原啓司・川村政和・山口文春（2000）：東北日本の深部地熱資源有望地域－地熱資源図に基づいて－．

葛根田地域と同様に，地下浅所に定置した新期花崗岩体に伴われて深部貯留層が分布することが期待される地域が，100万分の1の東北日本地熱資源図を中心に，既存の温泉放熱量分布図，地温勾配分布図，重力基盤深度分布図，P波速度減衰分布図との比較・検討により抽出された．具体的には，第四紀火山近傍，高温温泉・噴気分布集中，高温・高地温勾配，浅重力基盤・隆起，浅震源分布下限・P波速度減衰の条件を満たす地域が抽出された．このような地域として仙岩，栗駒－鳴子，磐梯－安達太良の各地域が選出され，特に深部貯留層発達の検証に最適の地域として，湯沢・雄勝地域が推薦された．

(5)　玉生志郎（2000）：仙岩地域の地熱資源評価．

葛根田地域を含む仙岩広域地熱地域の資源評価が試みられた．浅部坑井温度分布データに緩和法を適用した温度構造の推定結果は，海抜深度-2 kmで200°C以上の高温域の面積が390 km²と計算された．これに基づいた容積法による資源量推定結果は，浅部（地表～重力基盤）と深部（重力基盤～海抜深度-3 km）について発電可能量にして各々120万，790万kWe×30年という世界屈指の大きな値となった．温度分布から推定された流体流動ベクトルは，地表地熱兆候地域では浅部の対流系とともに，深部で低速流動が生じていることを示唆している．また，葛根田地域の温度構造の推定などとともに，深部対流系の発達に制約条件となる降水起源地下水の涵養問題なども議論された．これらの結果は，今後の深部地熱開発の

進展に向けて基礎的データとなると考えられる.

4.5 今後の課題

(1) 茂野 博 (2000):深部地熱資源の探査・開発の今後の進展に向けて.

日本における今後の深部地熱資源の発電開発進展に向けて技術的な課題が整理され,深部地熱資源のモデル化法,探査・評価法,資源(量)評価法などについて考察が加えられるとともに,深部地熱資源の多様性・開発有望地域,今後の研究・開発戦略などについてまとめられた.特にモデル化法では,巨視的なマグマー熱水系の簡易数値シミュレーション手法,開発有望地域の選出に効率的な地域間比較モデル手法などが紹介された.また探査・評価法では,深部貯留層及びマグマ溜を目標とした各種手法が簡単に整理され,温度構造を明らかにする総合解析手法の概要が紹介された.最後に,深部地熱資源の開発推進を短期的な目標とする場合と長期的な目標とする場合に分けて,今後の進展に向けた議論が試みられた.

4.6 付記

上記の各論文について,以下の方々に投稿原稿を査読いただいた.4.1の(1)は内田利弘氏,4.2の(1)は月村勝宏,(2)は玉生志郎,(3)は茂野 博,(4)は佐々木宗建,(5)は野田徹郎,(6)は藤本光一郎,(7)は竹野直人,(8)は村岡洋文,(9)は風早康平,(10)は村岡洋文氏の各氏,4.3の(1)は佐脇貴幸,(2)は西 祐司,(3)は菊地恒夫,(4)は石戸経士の各氏,4.4の(1)は安川香澄,(2)は矢野雄策,(3)は内田利弘,(4)は大久保泰邦,(5)は須藤 茂の各氏,4.5の(1)は阪口圭一氏.このほか,本報告書には最終的に含まれなかった原稿の査読について,茂野 博,駒澤正夫,杉原光彦の各氏にご協力いただいた.以上の方々に記して感謝します.

本章の最後に以下を補足します.残念ながら,当初本報告書に寄稿・掲載の予定であったいくつかのグループの成果は,時間的な制約・その他により本報告書に含めることができませんでした.これらのグループの成果については,第3表と本報告書の付録1・付録2の成果発表一覧(誌上発表・口頭発表)を基に,原著論文をご覧いただきたい.また,今後の成果については,平成12年度地質調査所年報(2001年度初頭に出版予定)の成果一覧表などを基に,原著論文をご覧下さい.

5. おわりに

前述したように「深部地熱資源調査」では,平成4～10年度に岩手県の葛根田地域を一つの代表的な地域と想定して,深部調査井WD-1の掘削を軸に深部地熱系の実態解明・評価が進められた.しかし,その成果として,葛根田地域については新しい火成岩体の定置深度が非常に浅く,深部の温度が高過ぎるために地熱貯留層の発達が制約されていることが明らかとなった.このような葛根田地域の深部環境は,かなり特殊である可能性が高く,葛根田地域の成果をそのまま他の地熱地域に適用することは,問題が多いと考えられる.

そのため,新エネルギー・産業技術総合開発機構では,前述したように「深部地熱資源調査」を延長し,平成11～12年度に葛根田地域以外の既発電開発地域を中心とした深部地熱資源のモデル化・資源評価,開発指針の作成を進めている(第1表・第2表).これに沿って,地質調査所においても平成12年度には従来の研究グループを再編して,以下のテーマで「深部地熱資源調査の解析・評価」を進めている.

(1) 深部地熱系の資源評価
  1) 広域的深部地熱資源評価
    a) 東北代表地域
    b) 九州代表地域
  2) 地熱資源評価図の作成・解析
(2) 総合解析
  1) 深部地熱資源の総合解析・評価
  2) モデル化重点要素の補足解析・評価
    a) 深部流体系の解析(熱水溶存成分)
    b) 深部ガス系の解析(有機ガス系)
    c) 深部流体岩石反応の解析(花崗岩・モデル計算)
    d) 深部断裂系の解析(X線CT法)

なお,第3表では平成12年度については研究グループ名は示さず,参加者のみを＃印で示した.これは,本報告書は主に平成5～11年度の葛根田地域を中心とした「深部地熱資源調査の解析・評価」の取りまとめであり,また第3表が煩雑となることを避けるためである.

残念ながら,現状では深部地熱資源については当面の開発対象となる高温熱水系型に絞っても,開発のリスクと経済性について多くの問題が残されており,特にエネルギー価格が低位安定している現在の経済環境下では,商業的開発の急速な進展は困難と考えられる.しかし,長期的な観点から,資源賦存量が膨大な深部地熱資源について,より経済的で幅広い探査・掘削・利用技術の開発とともに,優良な深部熱水系分布の可能性が高い地域について実態解明が望まれる.

時間的な制約もあり,本説ではこの様な今後の課題について,論じることはしない.しかし,4.5で紹介したように,深部地熱資源とその開発を巡る今後の短期的～長期的な課題については,本報告書の中で茂野(2000)が「深部地熱資源の探査・開発の今後の進展に向けて」の表題で独自の観点から考察を加えている.

1.で述べたように,深部地熱資源の探査・開発は,近年世界各国で大きな課題となっている.このため,国際エネルギー機関(IEA)の地熱研究協力協定のテーマとして「深部地熱資源タスク」が取り上げられ,1997-2000年

に研究協力が進められてきた．これには，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」及び地質調査所の「深部地熱資源調査の解析・評価」も密接に関係している（第2表参照）．本報告書ではこれに関連する論文はないが，その成果の概要はKimbara *et al.* (2000)，Muraoka *et al.* (2000) などによってまとめられている．

謝辞　「深部地熱資源調査の解析・評価」を進めるに当たっては，「深部地熱資源調査」を推進されてきた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にさまざまなご協力を頂きました．本稿を取りまとめるに当たっては，上記の各団体の方々，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」，「同深部調査部会」，「同深部貯留層部会」，「同深部坑井・利用可能性部会」の委員の方々などのさまざまな場でのご意見を参考にさせていただきました．

本稿の内容は，1997年3月の工業技術院エネルギー研究総合推進会議第2回地熱分科会，1999年2月の第259回地質調査所研究発表会（茂野ほか，1999）などの機会に漸次取りまとめて発表したものが下地になっています．これらの機会には，参加者の方々からさまざまな貴重なご意見を頂きました．

また本稿執筆に当たり，本「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いただきました．特に，査読者の内田利弘氏から貴重なご指摘を頂きました．以上の方々に記して感謝します．

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.

地質調査所（1985）豊肥地熱地域における研究．地調報告，no.264，443p.

地質調査所（1986）地熱情報データベース・システムの研究．地調報告，no.265，538p.

地質調査所（1987）仙岩地熱地域における研究．地調報告，no.266，596p.

地質調査所（1988）栗駒地熱地域における研究．地調報告，no.268，331p.

地質調査所（1989）日本の主要地熱地域の地質と温泉・変質帯分布．地調報告，no.270，482p.

地質調査所（1991）日本の地熱資源評価に関する研究．地調報告，no.275，352p.

地質調査所（1995）断裂型地熱貯留層探査法に関する研究．地調報告，no.282，413p.

地質調査所（1997）平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析評価．948p.

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.

Fujimoto, K., Okubo, Y., Akaku, K., Yanagisawa, N., Oketani, Y. and Doi, N. (1998) Recent results of NEDO "Deep-Seated Geothermal Resources Survey" project. *Proc. 20th New Zealand Geothermal Workshop,* 91-96.

藤本光一郎・佐々木宗建・佐脇貴幸・柳澤教雄（2000）流体岩石反応から見た葛根田地熱系の構造と発達過程．地調報告，no.284，105-116.

猪狩俊一郎・前川竜男・坂田　将（2000）地熱ガス中の炭化水素の起源に関する研究－葛根田地熱地域の噴気ガス．地調報告，no.284，77-80.

Ikeuchi, K., Doi, N., Sakagawa, Y., Kamenosono, H. and Uchida, T. (1998) High-temperature measurements in well WD-1A and the thermal structure of the Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics,* **27**, 591-607.

Kamenosono, H., Uchida, T., Akaku, K., Yanagisawa, N., Miyazaki, S. and Doi, N. (1997) Information on the Kakkonda deep geothermal reservoir obtained by side-track drilling of WD-1. *Geothermal Resources Council Transactions,* **21**, 283-288.

Kasai, K., Sakagawa, Y., Komatsu, R., Sasaki, M., Akaku, K. and Uchida, T. (1998) The origin of hypersaline liquid in the Quaternary Kakkonda granite, sampled from well WD-1A, Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics,* **27**, 631-645.

Kato, O., Doi, N., Sakagawa, Y. and Uchida, T. (1998) Fracture systematics in and around well WD-1, Kakkonda geothermal field, Japan. *Geothermics,* **27**, 609-629.

川村政和・玉生志郎（1994）深部地熱資源調査プロジェクトの狙い．地質ニュース，no.477，6-8.

風早康平・安原正也・佐藤　努・高橋正明・丸井敦尚（2000）岩手山－葛根田地域の地下水同位体標高効果．地調報告，no.284，57-67.

菊地恒夫（2000）WD-1a井の検層データと弾性波伝播シミュレーションによる葛根田地域の速度構

造の評価．地調報告，no.284，175-191．

Kimbara, K., Muraoka, H., Kobayashi, H., Sanada, N., Fujimoto, K. and Ohsato, K. (2000) A summary of results of the IEA task activities of deep geothermal resources. *Proc. World Geothermal Congress 2000,* 2653-2658.

Muraoka, H., Yagi, M., Yasukawa, K., Hisatani, K., Doi, N. and Miyazaki, S. (1995) NEDO "Deep-Seated Geothermal Resources Survey": A link of igneous, metamorphic and hydrothermal processes. *Proc. World Geothermal Congress 1995,* 1509-1514.

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 3729 m depth, Kakkonda, Japan. *Geothermics,* **27**, 507-534.

Muraoka, H., Yasukawa, K. and Kimbara, K. (2000) Current state of development of deep geothermal resources in the world and implications to the future. *Proc. World Geothermal Congress 2000,* 1479-1484.

村岡洋文・大谷具幸 (2000) WD-1a 井の全岩化学分析による葛根田地熱系のプロファイリング．地調報告，no.284，35-55．

大谷具幸・中島善人・水垣桂子 (2000) X線CTによる葛根田花崗岩コアの3次元貯留構造解析．地調報告，no.284，117-126．

Saito, S., Sakuma, S. and Uchida, T. (1998) Drilling procedures, techniques and test results for a 3.7 km deep, 500°C exploration well, Kakkonda, Japan. *Geothermics,* **27**, 573-590.

阪口圭一・松島喜雄 (2000) 分布型温度測定システムの地熱坑井への応用．地調報告，no.284，165-173．

Sasada, M., Miyazaki, S. and Saito, S. (1993) NEDO's Deep-Seated Geothermal Resources Survey at the Kakkonda system, Northeast Japan. *Geothermal Resources Council Transactions,* **17**, 181-185.

Sasaki, M., Fujimoto, K., Sawaki, T., Tsukamoto, H., Muraoka, H., Sasada, M., Ohtani, T., Yagi, M., Kurosawa, M., Doi, N., Kato, O., Kasai, K., Komatsu, R. and Muramatsu, Y. (1998) Characterization of a magmatic/meteoric transition zone at the Kakkonda geothermal system, northeast Japan. *In Arehart, G. B. and Hulston, J. R. ed., Water-Rock Interaction,* Balkema, 483-486.

佐脇貴幸・笹田政克・佐々木宗建・月村勝宏(2000) 人工流体包有物による地熱坑井の検層法．地調報告，no.284，81-104．

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．

Shigeno, H. (2000) Evolution history of the Kakkonda magma-hydrothermal system, Japan, estimated through simplified-model numerical simulations. *Proc. 25th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford Univ. 2000,* 135-142.

茂野　博・村岡洋文・石戸経士・金原啓司 (2000) 「深部地熱資源に関する研究－葛根田地域の深部地熱系の解析・評価を中心に－」の概要．地調報告，no.284，1-15．

茂野　博 (2000) 深部地熱資源の探査・開発の今後の進展に向けて．地調報告，no.284，313-336．

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1992) 深部地熱資源調査・採取技術に関する調査．463p．

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1994) 平成4年度全国地熱資源総合調査 (第3次)，深部地熱資源調査報告書 (要約)．258p．

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1995) 平成5年度地熱探査技術等検証調査，深部地熱資源調査報告書．518p．

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1996) 平成6年度地熱探査技術等検証調査，深部地熱資源調査報告書．567p．

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1997) 平成7年度地熱探査技術等検証調査，深部地熱資源調査報告書．887p．

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1998) 平成8年度地熱探査技術等検証調査，深部地熱資源調査報告書 (2分冊)．948p．

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1999) 平成9年度地熱探査技術等検証調査，深部地熱資源調査報告書 (2分冊)．858p．

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2000) 平成10年度地熱探査技術等検証調査，深部地熱資源調査報告書 (2分冊)．(印刷中)．

高橋正明・佐藤　努・風早康平・丸井敦尚・安原正也・笠井加一郎 (2000) 葛根田地熱系の地熱流体涵養・形成機構．地調報告，no.284，69-75．

高橋正明・佐藤　努・前川竜男・佐々木宗建・藤本光一郎・伊藤順一・原山　智・及川輝樹・高橋康・吉澤杉洋（2000）硫黄沢，地獄谷及び餓鬼谷の温泉水のBr/Cl比について－花崗岩地帯から放出される水－．地調報告，no.284，127-132．

高橋正明・野田徹郎・玉生志郎・阪口圭一・駒澤正夫・村田泰章（2000）地熱資源図の編集．地調報告，no.284，249-259．

竹野直人・村岡洋文・佐脇貴幸・佐々木宗建(2000)葛根田花崗岩周辺の接触変成作用：自由エネルギー最小化法化学平衡計算に基づく解析．地調報告，no.284，17-33．

竹野直人・石戸経士・ Pritchett, J. W.（2000）地熱系におけるシリカの溶解・移動・沈殿．地調報告，no.284，235-248．

玉生志郎・笹田政克・石戸経士（1994）第225回地質調査所研究発表会「新期花崗岩関連の深部地熱資源」．地質ニュース，no.477，66-68．

玉生志郎・藤本光一郎（2000）葛根田地域の深部地熱系モデル．地調報告，no.284，133-164．

玉生志郎・高橋正明・村田泰章・駒澤正夫・金原啓司・川村政和・山口文春（2000）東北日本の深部地熱資源有望地域－地熱資源図に基づいて－．地調報告，no.284，261-276．

玉生志郎（2000）仙岩地域の地熱資源評価．地調報告，no.284，277-312．

Tosha, T., Koide, K., Ohminato, T., Akaku, K. and Doi, N.（2000）Recent results of "Deep-Seated Geothermal Resources Survey" project in the Kakkonda geothermal field, Japan. *Proc. World Geothermal Congress 2000,* 1877-1882．

当舎利行・西　祐司・杉原光彦（2000）深部地熱資源調査における微小地震について．地調報告，no.284，193-206．

Uchida, T., Akaku, K., Sasaki, M., Kamenosono, H., Doi, N. and Miyazaki, S.（1996）Recent progress of NEDO's "Deep-Seated Geothermal Resources Survey" project. *Geothermal Resources Council Transactions,* **20**, 643-648．

内田利弘・小川康雄・高倉伸一・光畑裕司（2000）MT法による葛根田地熱地域の貯留層構造の探査．地調報告，no.284，207-220．

Yagi, M., Yasukawa, K., Muraoka, H., Doi, N. and Miyazaki, S.（1994）NEDO "Deep-Seated Geothermal Resources Survey" update. *Geothermal Resources Council Transactions,* **18**, 247-254．

Yagi, M., Muraoka, H., Doi, N. and Miyazaki, S.（1995）NEDO "Deep-Seated Geothermal Resources Survey" overview in Japan. *Geothermal Resources Council Transactions,* **19**, 377-382．

矢野雄策・石戸経士（2000）深部地熱系の貯留層評価．地調報告，no.284，221-233．

（受付：2000年5月15日；受理：2000年6月26日）

第 2 部

地質学的・地球化学的研究（モデル化）

PART II

Geological and geochemical studies (modeling)

地質調査所報告第284号，p.17-33，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

葛根田花崗岩周辺の接触変成作用：自由エネルギー最小化法化学平衡計算に基づく解析

竹野直人[1]・村岡洋文[1]・佐脇貴幸[1]・佐々木宗建[1]

Contact metamorphism around the Kakkonda granite: Analyses based on free energy minimization method

By

Naoto TAKENO[1], Hirofumi MURAOKA[1], Takayuki SAWAKI[1] and Munetake SASAKI[1]

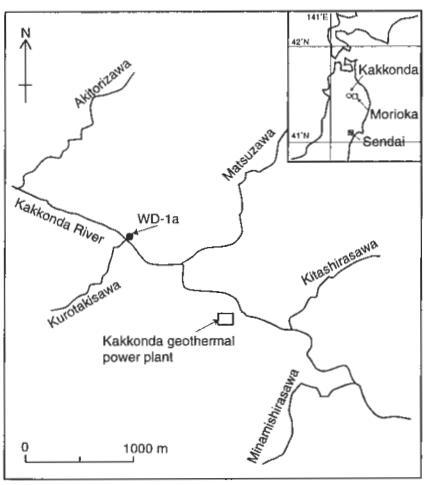
Abstract: The Kakkonda granite, located in the Kakkonda geothermal area, Shizukuishi town, Iwate prefecture, is one of the youngest granites in the world. It caused contact metamorphism on the surrounding rocks. The present deep geothermal system can be thought as retrograding recent contact metamorphism. Using free energy minimization method, we examined the stability relation of metamorphic minerals in systems chemically equivalent to five rock samples obtained from well, WD-1a, drilled by the New Energy and Industrial Technology Development Organization. We tried to construct a thermodynamic framework on this metamorphism. Relation of the observed isograds can be thermodynamically explained and the 200°C temperature decrease from the thermal peak estimated from the isograds were concluded.

要　旨

岩手県雫石町にある葛根田地熱地帯には，世界で最も若い花崗岩の一つと考えられている潜頭性の花崗岩葛根田花崗岩が存在している．この花崗岩は，接触変成作用を周囲の地層に及ぼしており，現在の深部地熱は，温度の降下した現世の接触変成作用と考えることができる．本研究は深部地熱資源調査プロジェクトとして新エネルギー・産業技術総合開発機構により掘削されたWD-1a坑から採取した5個の岩芯試料の全岩化学組成と化学的に等価な系について自由エネルギー最小化法化学平衡計算を用いて鉱物の安定関係について検討し，この地域の接触変成作用について熱力学的なフレームワークを与えることを試みた．その結果観察されるアイソグラッドの関係をほぼ説明するとともにアイソグラッドから推定される過去のピーク温度から約200°C温度が下っていることが明かとなった．

1．はじめに

岩手県雫石町にある葛根田花崗岩は，地熱探査で見いだされた潜頭性の花崗岩で，世界で最も若い花崗岩の一つと考えられている（加藤ほか，1993；蟹沢ほか，1994）．国のプロジェクト（深部地熱資源調査）として新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）により掘削されたWD-1a坑（第1図）は，この花崗岩体を深度2860 mで捕らえ，深度3700 mの坑底付近での最高温度として500°Cを超える温度が推定された（Muraoka *et al.*,



第1図　葛根田地熱地帯及び深部調査井 WD-1a の位置．
Fig. 1　Locality of Kakkonda geothermal area and deep geothermal resources survey well WD-1a.

[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）

Keywords: Kakkonda granite, contact metamorphism, isograd, free energy minimization, deep geothermal energy, thermodynamic simulation

1998). この花崗岩は接触変成作用を周囲の第三系及び先第三系の地層に及ぼしており，温度が降下しつつある現世の接触変成作用として，変成鉱物について多くの記載がなされている（例えば，加藤・佐藤 (1995)，Muraoka *et al.* (1998)，Doi *et al.* (1998)）．この地域の深部地熱資源の熱源に時代的に直接つながると考えられる接触変成作用を解明することは，熱源の熱履歴を明かにすることでもあり，深部地熱資源の評価にとって重要であると考えられる．

今回の研究は，自由エネルギー最小化法を用いて，接触変成作用について化学平衡論的に検討を行ったものである．現実の変成作用はさまざまな程度に平衡からはずれていると考えられるが，このような計算を行うことは，接触変成作用に熱力学的なフレームワークを与えることであり，非平衡的な産状が実際にあったとしても，その解釈にある種の制約条件を課すことが期待できる．また平衡論的に解釈可能な部分については，さまざまな定量的な予測につなげることができるであろう．本研究で用いた手法及び開発されたプログラムは，接触変成作用を伴うことが多いであろうと考えられる深部地熱系において広く適用できる手法であると考えられる．

2. 地質及び地熱の概要

本地域は，地表に新第三系山津田層の泥岩が分布し，山津田層の下部から深度 2660 m に向けて，滝の上温泉層，国見峠層，生保内層が分布する．上部では，主として泥質岩とデイサイト質凝灰岩が不規則に厚さを変えて出現し，下部では主として泥質岩と安山岩質凝灰岩が不規則に厚さを変えて出現する．2660 m から 2860 m までは，先第三系の砂岩，泥岩，安山岩質凝灰岩等が出現する (Muraoka *et al.*, 1998)．深度 2860 m から深部では，葛根田花崗岩が出現する．この花崗岩は，潜頭性の花崗岩で，WD-1 坑以前の企業井でも確認されている（土井ほか，1990)．この花崗岩は，坑井においてそれより上にある先第三系及び第三系の地層に接触変成作用を及ぼしている．この接触変成作用は花崗岩体に近づくほど高変成度となっており，黒雲母アイソグラッド，菫青石アイソグラッド，カミングトナイトアイソグラッド，紅柱石アイソグラッドが認められている（加藤・佐藤，1995；Muraoka *et al.*, 1998；Doi *et al.*, 1998)．これらのアイソグラッドは，坑井掘削の際に花崗岩着岩深度の推定に利用されている（加藤ほか，1993)．当地域では東北電力(株)，日本重化学工業(株)及び東北地熱エネルギー(株)により葛根田 1 号地熱発電所 (50 MW) 及び葛根田 2 号地熱発電所 (30 MW) が運転されており，浅部貯留層及び深部貯留層から発電用の蒸気が採取されている．深部地熱貯留層は，この花崗岩体のまわりに発達するフラクチャーであると考えられている（加藤ほか，1993；加藤・佐藤，1995)．

3. 実験の概要と用いた試料

自由エネルギー最小化法化学平衡計算は，系が化学平衡状態にあるときその自由エネルギーが最小になることを利用して，化学平衡状態にある相の種類と量を計算により求めるものである．自由エネルギーとして Gibbs 自由エネルギーを採用すれば，温度と圧力が一定の時の化学平衡状態を求めることができ，Helmhortz 自由エネルギーを採用すれば，温度と体積が一定の時の化学平衡状態を求めることができる．本研究では，変成作用の解析に通常扱かわれるパラメータ温度，圧力について化学平衡状態を求めるため系の熱力学的ポテンシャルとして Gibbs 自由エネルギーを選び，それを最小とすることにする．

系の状態は，一般的に，系の組成が特定の相の組成に一致するような特異点にないかぎり，換言すれば縮退した系でないかぎり，系の組成と温度，圧力を与えれば，一意的に相の種類と量が決まることになる．我々が扱おうとしている問題では，系とは岩石と流体（水とガスからなる）を合わせたものを指し，相とはこの系を構成している，鉱物相と流体相を指している．系の組成とは岩石と流体を合せた組成であり，系の組成を決めた段階で，系は物質的に閉じること，すなわち閉鎖系として計算上扱われる（ただし孤立系ではない)．すなわち，系の組成を与えて温度，圧力を変えると，それに応じて化学反応が起こり鉱物の種類と量が変わるが，その際熱は出入りするが系全体の化学組成は一定に保たれていると言うことである．これの直接的なアナロジーは水熱合成実験である．水熱合成実験では，金管に試料と水溶液を封入して（ここで閉鎖系となる）炉の中に入れて高温と高圧をかけ，ある時間が経過した後にこれを急冷して内容物を取り出してどういう鉱物ができたか調べる．これを自由エネルギー最小化法により計算により実験しようとするものである．

ここで注意すべきことは，計算実験が水熱合成実験を駆逐してしまうことは決してないことである．むしろ，水熱合成実験と計算実験は車の両輪の関係にあると言える．なぜなら計算実験は，良くコントロールされた水熱合成実験結果をその熱力学データの基礎としているからである．一方計算実験のメリットは，ひとことで言えば今回利用したようなプログラムを一度作成すれば実際の水熱合成実験にかかる時間とコストを削減することができることである．

本研究では，岩石が水の過剰に存在する一定圧力条件下で 300°C から 700°C まで 1°C ずつ温度を上げていくときにどのように鉱物組み合わせが変化するかを 5 個の岩芯試料について計算実験で調べてみた．もし温度を上げる

ごとに内容物を取り出してみる実際の水熱合成実験であるならば単純に見積っておよそ2000回の実験に相当することになり，計算実験ならではこそ実行できる実験と言える．

計算に利用した岩芯はスポットコアで深部地熱調査井WD-1aより採取されたものから次の5箇所を選び化学分析を実施した（第1表）．すなわち，深度1447.90 m，1696.20 m，2276.55 m，2688.20 m，2843.20 mである．

次に岩石について簡単な記載を記す．深度1447.90 mの試料は凝灰岩で，アルバイト双晶を持つ長石が緑簾石化またはセリサイト化し，基質には緑泥石，緑簾石が出現している．深度1696.20 mの試料は凝灰岩で，斜長石はセリサイトに交代され，基質には，多結晶質で不規則な形状の石英が目立つ．黄鉄鉱，硬石膏，石英脈が認められる．2276.55 mの試料は凝灰岩で，斜長石結晶片にはセリサイトと緑泥石が出現し，基質には0.02-0.05 mmの褐緑色の黒雲母が出現する．磁鉄鉱が普遍的に産し，黄鉄鉱はまれである．深度2688.20 mの試料は凝灰岩で，黒雲母は変成鉱物として基質に多量に出現し，多結晶質の石英，組み合った磁鉄鉱と黄鉄鉱，斜長石が産する．深度2843.20 mの試料は凝灰岩で，カリ長石，黒雲母，白雲母，菫青石，紅柱石，石英からなり，一部にコランダムを含む．これらの岩芯の化学組成を20 mごとに採取したスライムの化学組成と合わせて第2図に示す．この図から，実験に用いた岩芯の化学組成は，スライムの化学組成範囲をほぼ覆い，その鉱物組成の変動を見ることにより，本坑井に出現し得る鉱物について熱力学的に予測することが可能となる．

実験は以上の岩石と等価な化学組成を持つ系を想定する．この時TiO_2，MnO，P_2O_5などの少量の成分は無視し，その他の主成分についてモル数に直した．ただし水については過剰に存在するものと仮定し50モル与えた．この仮想的な岩石（第2表）について，Gibbs自由エネルギー最小化法による化学平衡計算を行って，安定な鉱物組合せと，予想される化学反応について調べた．圧力は最も浅い試料である1447.90 mのものについて50 MPa（0.5 kbar）を仮定し，その他のものは100 MPa（1 kbar）を仮定した．温度は，300°Cから700°Cまで1°Cずつ上げた．

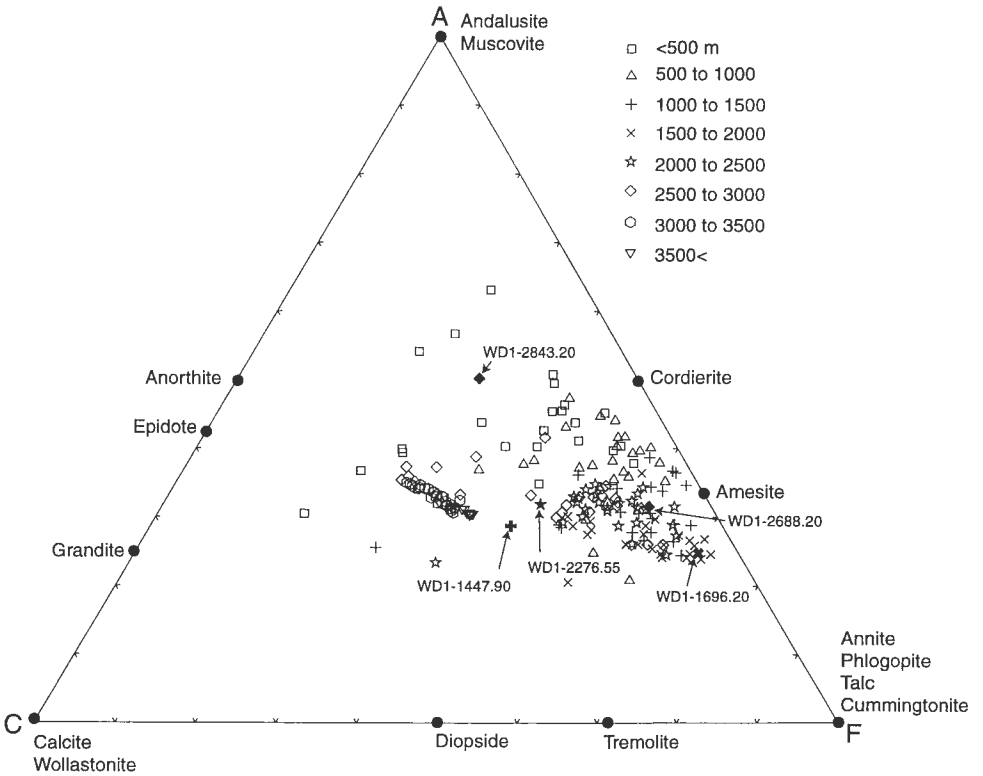
反応はNa-K-Ca-Mg-Fe-Al-Si-H-O系で表現され，利用したデータは次のとおりである．鉱物はHolland and Powell（1990）を用い，同データセットで利用できる鉱物はすべて安定関係の検討を行った．固溶体鉱物はすべて理想固溶体として扱った．その結果48純鉱物種，23固溶体鉱物種が検討対象となった．水のフガシチーはSUPERFLUID（Belonoshko *et al.*, 1992）を用いてSaul and Wagner（1989）をフガシチー係数表にして利用した．ガス種は，H_2O，H_2，O_2である．計算には，SOLGASMIX（Eriksson, 1975）の手法に従った自由エネルギー最小化法で化学平衡を求める自作のプログラムFLASK-SGを用いた．計算方法及びこのプログラムの概要は付録に記した．

4．計算結果及び反応

計算結果を第3図-第7図に示す．これらの図は，囲み図中の鉱物の変化の著しい右側20 mole%の部分を拡大して示してある．ただし，次に記す温度範囲では計算は収束せず，解が得られなかった．すなわちWD1-1447.90の524-528°C，455-457°C，360-362°C，WD1-1696.20の540，541°C，WD1-2276.55の540-542°C，388-391°C，WD1-2843.20の542°C，538，539°C，533，534°C，473-

第1表　数値実験に使用した岩芯の化学組成．
分析は三菱マテリアル(株)総合研究所による．
Table 1 Chemical composition of core samples used for numerical experiment.
Analysis: Mitsubishi Material Co. Research Center.

components (wt%)	WD1-1447.90	WD1-1696.20	WD1-2276.55	WD1-2688.20	WD1-2843.20
SiO_2	58.8	58.6	53.6	54.7	70.6
Al_2O_3	15.6	14.3	19.9	19.2	16.0
TiO_2	0.75	0.81	0.64	0.68	0.32
Fe_2O_3	4.25	4.02	4.40	4.03	1.33
FeO	3.07	3.98	3.52	3.09	1.39
MnO	0.20	0.48	0.27	0.38	0.10
MgO	4.18	6.38	4.59	6.08	1.43
CaO	4.97	0.88	4.23	1.44	2.08
Na_2O	3.71	3.33	4.52	4.45	1.38
K_2O	0.23	0.60	1.12	1.58	3.68
P_2O_5	0.13	0.12	0.08	0.13	0.07
H_2O+	3.10	4.42	1.97	1.77	1.09
H_2O-	0.79	0.72	0.59	0.63	0.46
CO_2	0.14	0.16	0.11	0.12	0.05
S	0.10	1.82	0.07	1.50	0.01
SO_3	0.01	0.19	0.09	0.02	0.01
Total	100.0	100.8	99.7	99.8	100.0



第2図 WD-1a 井から採取されたカッティングス及び計算に用いた岩芯試料の化学組成.
Fig. 2 Chemical composition of cuttings from WD-1a and core samples used for calculation.

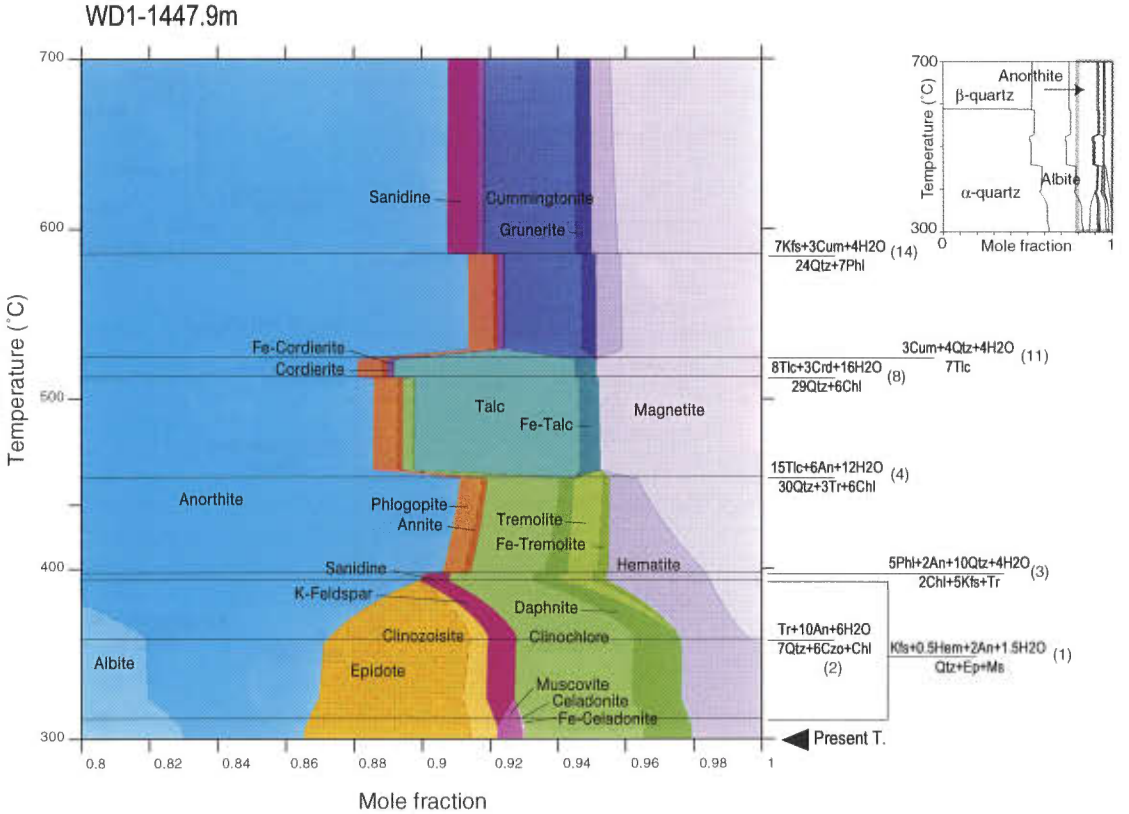
第2表 計算に用いた仮想系の化学組成.
Table 2 Starting chemical composition of virtual system for calculation.

components (mole)	WD1-1447.90	WD1-1696.20	WD1-2276.55	WD1-2688.20	WD1-2843.20
SiO_2	0.9786	0.9753	0.8921	0.9104	1.1750
Al_2O_3	0.1530	0.1403	0.1952	0.1883	0.1569
Fe_2O_3	0.0266	0.0252	0.0276	0.0252	0.0083
FeO	0.0427	0.0554	0.0490	0.0430	0.0193
MgO	0.1037	0.1583	0.1139	0.1509	0.0355
CaO	0.0886	0.0157	0.0754	0.0257	0.0371
Na_2O	0.0599	0.0537	0.0729	0.0718	0.0223
K_2O	0.0024	0.0064	0.0119	0.0168	0.0391
H_2O	50.0	50.0	50.0	50.0	50.0

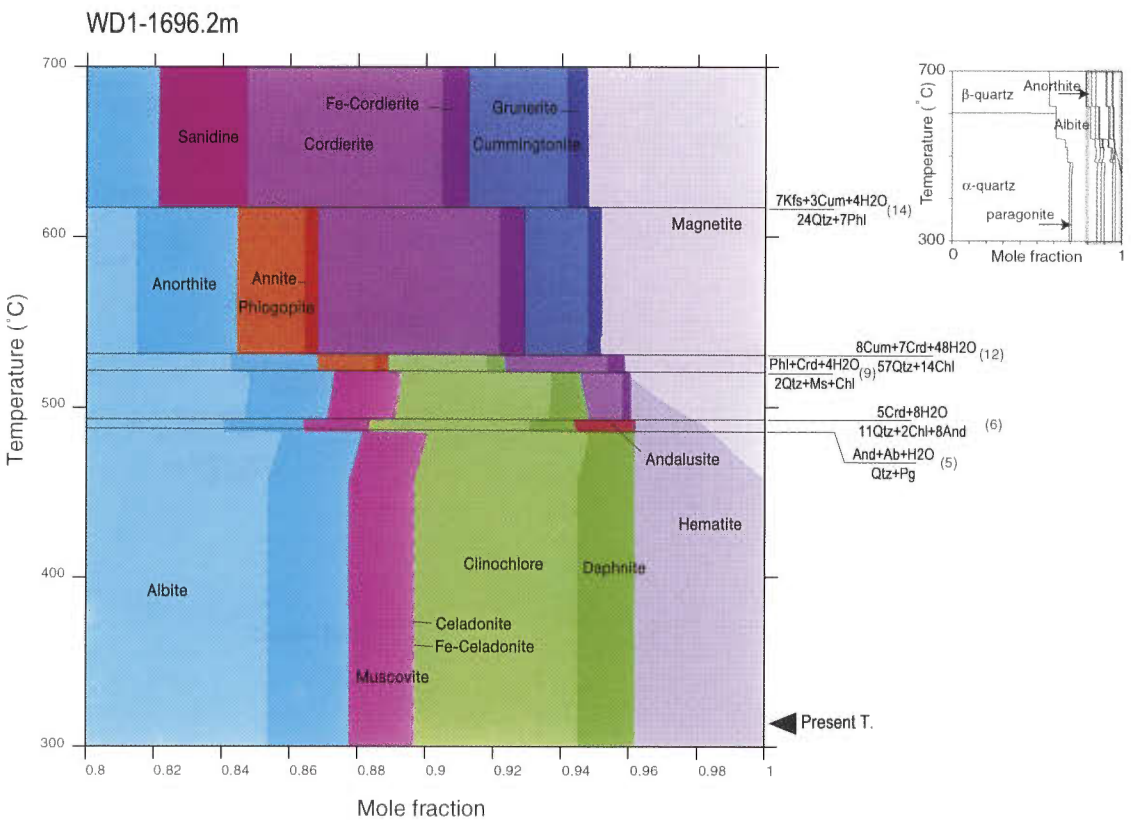
475°Cである．図中解の得られなかった温度の所の線は，その上下の解が得られた温度の結果を直接結んである．

なお以下の記述では，混乱しない限り固溶体鉱物の端成分鉱物で代表して，その固溶体鉱物全体を指すこととする．例えば，菫青石-鉄菫青石固溶体のことを単に菫青石と呼ぶ．

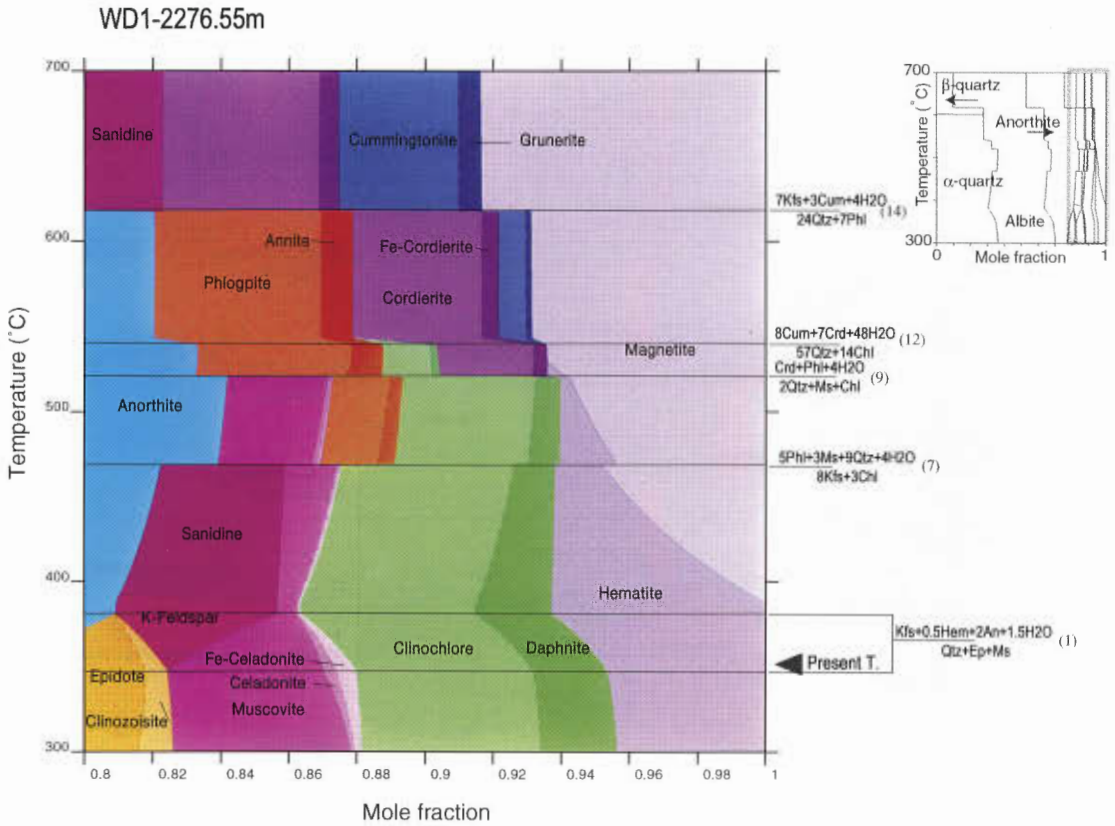
WD1-1447.90 m の試料では，300°Cで石英，曹長石成分に富む斜長石，緑簾石，白雲母，緑泥石，赤鉄鉱が出現し，温度が上昇するにつれ，曹長石成分は減少し，緑簾石も減少する．白雲母に代わってカリ長石，サニディンが出現しさらに黒雲母，再びサニディンが出現する．緑泥石は減少し，トレモライト，滑石，菫青石，カミングトナイトが温度の上昇とともに出現する．WD1-1696.20 m の試料では，300°Cで斜長石，白雲母，緑泥石，赤鉄鉱が出現し，温度の上昇に伴い紅柱石，菫青石，黒雲母，カミングトナイト，サニディンが出現する．WD1-2276.55 m の試料では，300°Cで WD1-1447.90 m の試料と似た傾向を示すが，トレモライトと滑石が認められない．WD1-2688.20 m の試料では，WD1-1696.2 m と似た傾向を示す．WD1-2843.20 m の試料では，300°C付近では WD1-2276.55 m と似ているが，黒雲母が限られた温度範囲で出現し，カミングトナイトが出現せず，紅柱石が高温部で出現する．鉱物の消長をもたらしている反応式を図の右に示し，その鉱物の略号を第3表に，反応の一覧を第4表に示す．



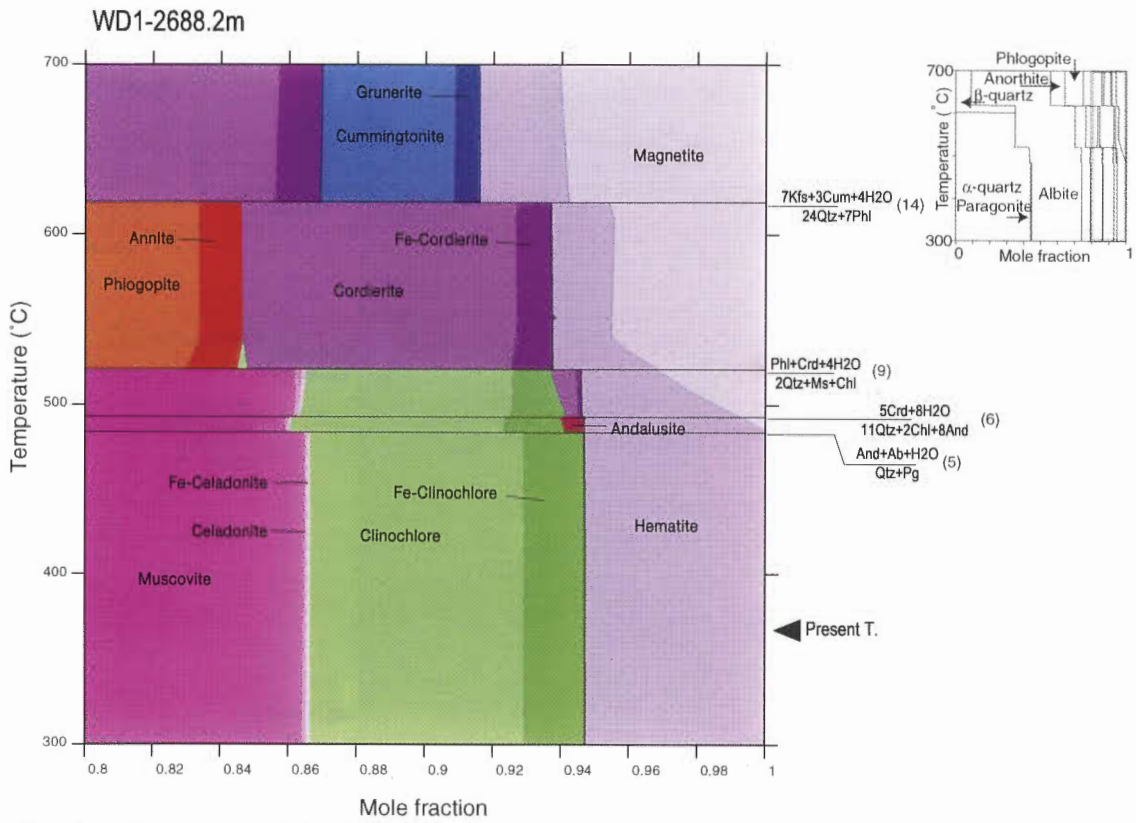
第 3 図　WD1-1447.90 の計算結果．右上に小さく見える全体図のうち 80% 以上の部分を拡大して示す．
Fig. 3　Results of WD1-1447.90.　Portion above 80% of inset figure is enlarged.



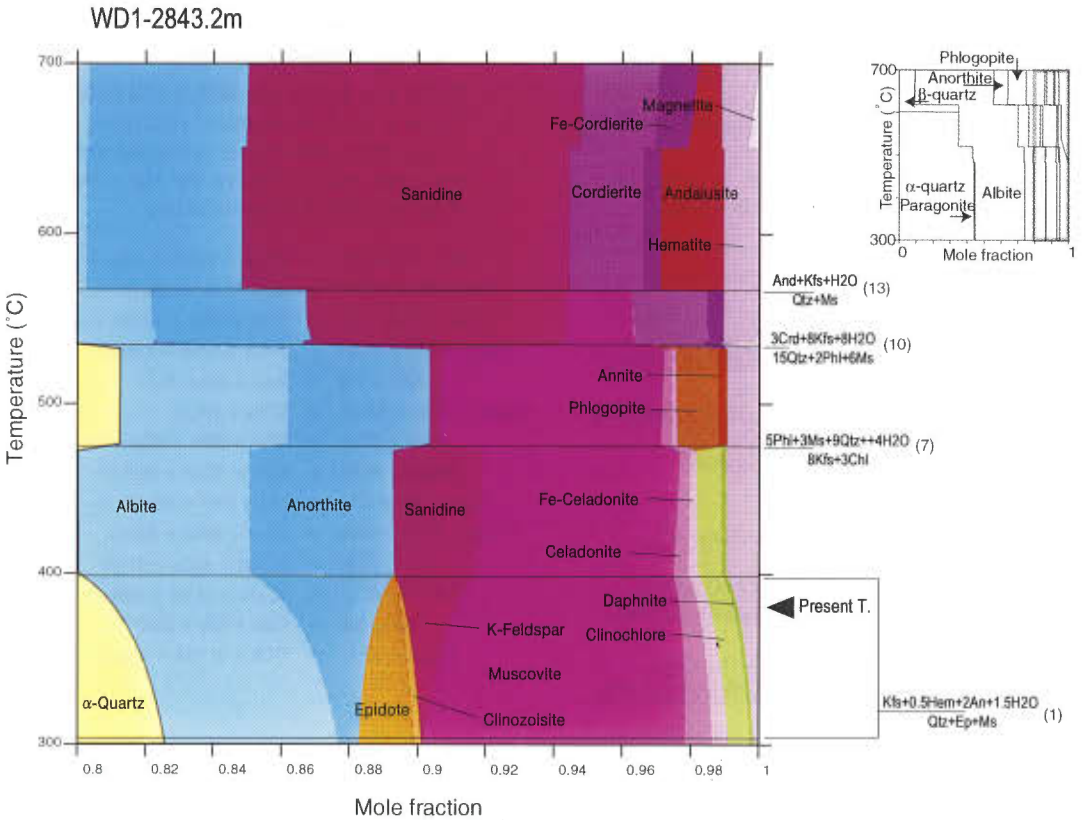
第 4 図　WD1-1696.20 の計算結果．右上に小さく見える全体図のうち 80% 以上の部分を拡大して示す．
Fig. 4　Results of WD1-1696.20.　Portion above 80% of inset figure is enlarged.



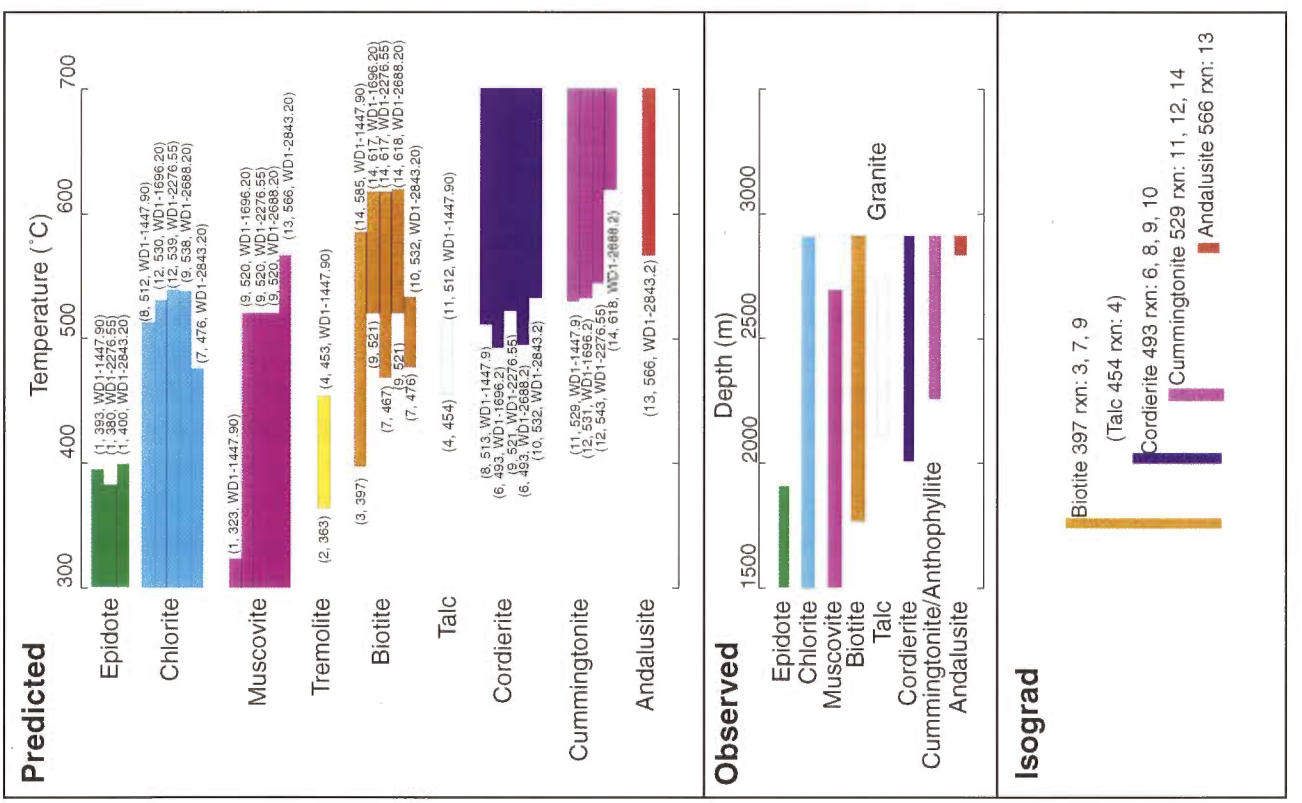
第5図 WD1-2276.55 の計算結果. 右上に小さく見える全体図のうち 80% 以上の部分を拡大して示す.
Fig. 5 Results of WD1-2276.55. Portion above 80% of inset figure is enlarged.



第6図 WD1-2688.20 の計算結果. 右上に小さく見える全体図のうち 80% 以上の部分を拡大して示す.
Fig. 6 Results of WD1-2688.20. Portion above 80% of inset figure is enlarged.



第 7 図　WD1-2843.20 の計算結果．　右上に小さく見える全体図のうち 80% 以上の部分を拡大して示す．
Fig. 7　Results of WD1-2843.20.　Portion above 80% of inset figure is enlarged.



第 8 図　計算から予測される変成鉱物の出現と WD-1 坑で実際に観察される変成鉱物の比較及びアイソグラッド温度の推定．
括弧内には，出現または消滅温度とその反応式番号及び岩芯番号（出現または消滅のいずれか一方）が示される．
Fig. 8　Comparison of predicted and observed metamorphic mineral paragenesis and estimation of isograd temperature.
Temperature of appearance or dissappearance and reaction number with a core number are shown in parentheses.

第3表　鉱物の略号，鉱物名及び化学式．
計算に用いた式量はこの化学式に基づく（Holland and Powell (1990) に従う）．
Table 3　Abbreviation of minerals, mineral name, and chemical formula.
Formula weight used in calculation is based on this formula (after Holland and Powell (1990).)

abbreviations	minerals	formula
Ab	albite	$Na[AlSi_3]O_8$
An	anorthite	$Ca[Al_2Si_2]O_8$
And	andalusite	Al_2SiO_5
Chl	clinochlore	$Mg_4(MgAl)Si_2[AlSi]O_{10}(OH)_8$
Crd	cordierite	$Mg_2[Al_4Si_5]O_{18}$
Cum	cummingtonite	$Mg_2Mg_3(Mg_2)Si_4[Si_4]O_{22}(OH)_2$
Czo	clinozoisite	$Ca_2AlAl_2Si_3O_{12}(OH)$
Ep	epidote	$Ca_2FeAl_2Si_3O_{12}(OH)$
Hem	hematite	Fe_2O_3
Kfs	K-feldspar	$K[AlSi_3]O_8$
Ms	muscovite	$K(Al_2)Si_2[SiAl]O_{10}(OH)_2$
Mt	magnetite	$FeFe_2O_4$
Pg	paragonite	$Na(Al_2)Si_2[SiAl]O_{10}(OH)_2$
Phl	phlogopite	$KMg(Mg_2)Si_2[SiAl]O_{10}(OH)_2$
Qtz	quartz	SiO_2
Tlc	talc	$Mg_2MgSi_2[Si_2]O_{10}(OH)_2$
Tr	tremolite	$Ca_2Mg_3(Mg_2)Si_4[Si_4]O_{22}(OH)_2$

第4表　反応式一覧．
Fe-Mg系固溶体鉱物が関与する反応で同じ形の式で表現されるものはMg端成分の場合のみ示した．
Table 4　List of chemical reactions.
Only Mg-endmember reactions are shown for the reactions which involve Fe-Mg solid solution minerals in a similar formulation.

$$Qtz + Ep + Ms = Kfs + 0.5Hem + 2An + 1.5H_2O \quad (1)$$
$$7Qz + 6Czo + Chl = Tr + 10An + 6H_2O \quad (2)$$
$$2Chl + 5Kfs + Tr = 5Phl + 2An + 10Qtz + 4H_2O \quad (3)$$
$$30Qtz + 3Tr + 6Chl = 15Tlc + 6An + 12H_2O \quad (4)$$
$$Qtz + Pg = And + Ab + H_2O \quad (5)$$
$$11Qtz + 2Chl + 8And = 5Crd + 8H_2O \quad (6)$$
$$8Kfs + 3Chl = 5Phl + 3Ms + 9Qtz + 4H_2O \quad (7)$$
$$29Qtz + 6Chl = 8Tlc + 3Crd + 16H_2O \quad (8)$$
$$2Qtz + Ms + Chl = Phl + Crd + 4H_2O \quad (9)$$
$$15Qtz + 2Phl + 6Ms = 3Crd + 8Kfs + 8H_2O \quad (10)$$
$$7Tlc = 3Cum + 4Qtz + 4H_2O \quad (11)$$
$$57Qtz + 14Chl = 8Cum + 7Crd + 48H_2O \quad (12)$$
$$Qtz + Ms = And + Kfs + H_2O \quad (13)$$
$$24Qtz + 7Phl = 7Kfs + 3Cum + 4H_2O \quad (14)$$

5. 考　察

これらの反応の多くは自由度が2以上の連続反応であるが，図の上では，徐々に鉱物が減少して，新しい鉱物が増えていく反応と比較的シャープに鉱物が消滅して，新しい鉱物が出現する反応がある．第4表の(1)の反応が前者のタイプであるほかは後者のタイプであり，連続反応であっても鉱物組み合わせが急変するものが多いことが分かる．このことはこの地域の接触変成作用のアイソグラッドが明瞭であることの一つの理由であろう．

各試料の鉱物組成の変化から，鉱物の出現し始める温度及び消滅する温度とその反応式をまとめたのが第8図で，計算により予測される結果と実際にWD-1坑で観測された鉱物の出現深度を比較して示した．予測される結果には，ある変成鉱物が出現または消滅する温度とその反応式番号を岩芯試料ごとに示した．実際の坑井ではカミングトナイトと直閃石がほぼ同じ深度で出現しているが，計算ではカミングトナイトしか出現していない．これは，本来ならカミングトナイトが直閃石よりCaを広い範囲の組成で固溶するのに対し計算で扱っているカミングトナイトは熱力学データの理由でCaを固溶する扱いになっていないため実質的にカミングトナイトと直閃石が同じ組成で同質多形の関係になってしまい，天然に較べて直閃石が出現しにくくなっているものと思われる．

この点を除くと計算により予測される鉱物の出現順序と実際の出現順序はこれまであまり注意を払われていなかった滑石の出現まで含めて驚くほど良く一致していることが分かる．また反応式まで検討すると，当地域におけるアイソグラッドの多くは，一つの反応式により表されるものではなく，岩石の組成により異なるいくつかの反応が一つのアイソグラッドとして認識される可能性があることが分かる．

次に少し細かく見てみよう．緑簾石はすべて反応(1)により380°Cから400°Cの間で消失している．緑泥石は岩石の組成により，反応(7)，(8)，(9)，(12)で消失し，その温度範囲は，476°Cから539°Cにまたがっている．白雲母は反応式(9)，(13)で消失し，その温度範囲は，520°Cから566°Cである．

トレモライトは一つの試料でしか出現しないが，反応(2)で出現し，反応(4)で消滅している．この間出現している温度は，363°Cから453°Cである．

黒雲母は反応(3)，(7)，(9)で出現し，反応(10)，(14)で消滅する．出現し始める温度は397°Cから521°Cまでにわたり，消滅する温度は532°Cから618°Cまでにわたる．このように黒雲母は当地域の変成鉱物の中で最も出現と消滅の温度が岩石の組成に依存してばらつく鉱物であることが分かる．このことは，黒雲母アイソグラッドは「滲む」傾向があり，その解釈に際し岩石の全岩組成効果に注意を払わないといけないことが分かる．

滑石は一つの試料でしか計算上出現しないが，反応(4)で出現し，反応(11)で消滅する．鉱物が出現している温度範囲は454°Cから512°Cである．この鉱物は，加藤・佐藤(1995)に産出が報告されているものの当地域の変成鉱物としてあまり注意を払われていないように見えるが，WD-1坑でも深度2100 mから2760 mにかけて産出している(Muraoka *et al.*, 1998)．あまり注意を払われず，一見奇異に見えるこの変成鉱物の出現が熱力学的には合理的なものであることを，今回の計算は示している．

菫青石は反応(6)，(8)，(9)，(10)で出現し，その温度範囲は493°Cから532°Cである．そして，計算の上限温度である700°Cまで出現している．この変成鉱物は多様な反応で出現するわりには，その温度範囲は狭くアイソグラッドの全岩組成依存性が比較的小さいと言える．

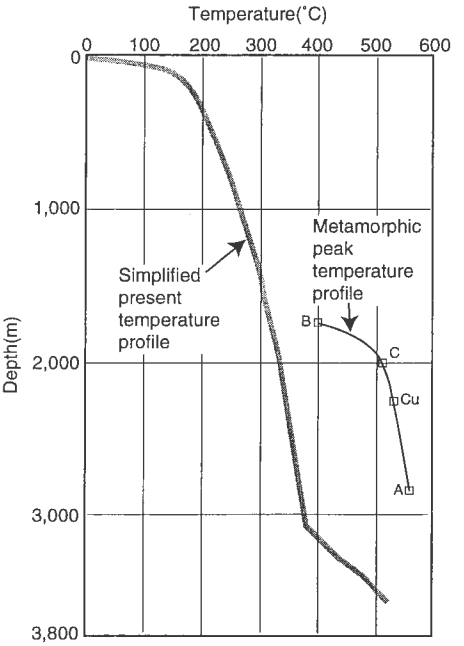
カミングトナイトは反応(11)，(12)，(14)で出現し，その温度範囲は529°Cから618°Cである．そして計算の上限温度である700°Cまで出現している．

紅柱石は，パラゴナイトの関与する反応(5)で480°C付近で出現する場合と，反応(13)で566°Cで出現する場合がある．パラゴナイトについては，当地域で出現していると言う報告はなく，計算上の瑕疵である可能性もある．パラゴナイトの量は，白雲母に固溶できる量よりもはるかに多く，実際の岩石でNaがどの相に分配されているのかを今後つきとめる必要がある．このようにパラゴナイトを伴う反応には疑問があるので，第8図には反応(13)のみ示した．

このようにマクロには，計算と天然の産状は調和的であるので，第8図の下部に，黒雲母アイソグラッド，菫青石アイソグラッド，カミングトナイト（直閃石）アイソグラッド，紅柱石アイソグラッドを特徴づける鉱物の出現する反応式番号とその中での最低温度をまとめた．黒雲母アイソグラッド，菫青石アイソグラッド，カミングトナイト（直閃石）アイソグラッド，紅柱石アイソグラッドの最低温度は397°C，493°C，529°C，566°Cとなり，このアイソグラッドの深度と温度の関係を現在の地温プロファイルに重ねて示したのが第9図である．これによると現在の地温が深度2800 m付近で少くとも200°C降下していることが推定される．

Sasaki *et al.*（1998）は，WD-1坑の変成作用から推定した過去の温度プロファイルとして，榎並（1997）を引用している．本研究の結果はこれに比べて黒雲母アイソグラッドは，100°C近く高く，菫青石アイソグラッドは，50°C近く低く，紅柱石アイソグラッドは，60°C近く低い．この違いは，仮定している圧力の違いのほか，榎並（1997）が天然の観察から帰納した結果を用いているのに対し，本研究は，実験データから演繹した結果を提示していると言う違いを反映したものであろう．帰納した結果にはその地質学的解釈上の不確実性が避けられない一方，我々の手法には，熱力学データ及び固溶体モデルの不十分さがあり，これらがこのような不一致をもたらしているものと考えられる．

このように今回の計算は接触変成作用のマクロな理解と解釈上の留意点について，客観的な基準を与えることが分かったが，上記したような不十分さの改善及び，固溶体組成にまで立ち入った実際の産状との比較，CO_2等のガス組成の影響，酸化還元状態の影響など今後さらに取り組むべきテーマが残されている．



第9図　アイソグラッドから推定される過去のピーク温度と現在の検層温度との比較．

B：黒雲母アイソグラッド，C：菫青石アイソグラッド，Cu：カミングトナイトアイソグラッド，A：紅柱石アイソグラッド．現在の地温プロファイルはMuraoka *et al.*（1998）による．

Fig. 9　Comparison of peak metamorphic temperature estimated from isograd and present temperature profile.

B: biotite isograd, C: cordierite isograd, Cu: cummingtonite isograd, A: andalusite isograd. Present temperature profile is after Muraoka *et al.* (1998).

6．ま と め

自由エネルギー最小化法を用いて，WD-1坑から採取された5個の岩芯試料について，その鉱物組成の変化を温度の関数として調べた．圧力は，1447.90 mについては500 barとし，それ以外については1000 barを仮定し，水は過剰に存在するものとした．温度は300°Cから700°Cまでとした．この結果実際の産状と調和的な変成鉱物の出現順序を得た．自由度が2以上の反応である連続反応の多くは，シャープな鉱物変化を示し，当地域のアイソグラッドが明瞭なものである一つの理由であると考えられる．また多くのアイソグラッドは一つの反応ではなく，全岩組成により異なる複数の反応である可能性があることが示された．またこれら複数の反応は比較的近い温度範囲で起こるものが多く，これが当地域のアイソグラッドが明瞭なものである第2の理由であると考えられる．しかしながら，これらのアイソグラッドの中で黒雲母は最も全岩組成依存性が大きく，その解釈には注意が必要であることが示された．当地域の変成鉱物としてあまり注意されていなかった滑石の出現は熱力学的に合理的なものであることが示された．黒雲母アイソグラッド，菫青石アイソグラッド，カミングトナイト（直閃石）アイ

ソグラッド，紅柱石アイソグラッドを特徴づける鉱物の出現する最低温度は各々397°C，493°C，529°C，566°Cが得られ，これによると現在の地温が深度2800 m付近で少くとも200°C降下していることが推定された．

謝辞 新エネルギー・産業技術総合開発機構及びニューサンシャイン計画推進本部には研究推進上さまざまな便宜を図っていただきました．ここに記して謝意を表します．

文 献

Belonoshko, A. B., Shi, P. and Saxena, S. K. (1992) SUPERFLUID: A FORTRAN-77 program for calculation of Gibbs free energy and volume of C-H-O-N-S-Ar mixtures. *Computers & Geosciences,* **18**, 1267-1269.

土井宣夫・加藤 修・村松容一 (1990) 岩手県葛根田地熱地域における新期花崗岩類と先第三系内貯留層について．日本地熱学会平成2年度学術講演会講演要旨，6.

Doi, N., Kato, O., Ikeuchi, K., Komatsu, R., Miyazaki, S., Akaku, K. and Uchida, T. (1998) Genesis of the plutonic-hydrothermal system around quarternary granite in the Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics,* **27**, 663-690.

榎並正樹 (1997) 葛根田地熱地帯と接触変成作用．地球惑星科学合同学会要旨 (名古屋大会)，D 42-06，255.

Eriksson, G. (1975) Thermodynamic studies of high temperature equilibria. XII. SOLGASMIX, a computer program for calculation of equilibrium composition in multiphase systems. *Chemica Scripta,* **8**, 100-103.

Eriksson, G. and Hack, K. (1990) ChemSage - A computer program for the calculation of complex chemical equilibria. *Metallurgical trans. B,* **21B**, 1013-1023.

Holland, J. T. B. and Powell, R. (1990) An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K_2O - Na_2O - CaO - MgO - MnO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - TiO_2 - SiO_2 - C - H_2 - O_2 . *J. Metamorphic Geol.,* **8**, 89-124.

Holland, T. J. B. and Powell, R. (1998) An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorphic Geol.,* **16**, 309-343.

蟹澤聡史・土井宣夫・加藤 修・石川賢一 (1994) 岩手県，葛根田地熱地域に伏在する第四紀葛根田花崗岩．岩鉱，**89**，390-407.

加藤 修・土井宣夫・村松容一 (1993) 岩手県葛根田地熱地域における新期花崗岩類と地熱貯留層．地熱学会誌，**15**，41-57.

加藤 修・佐藤 浩 (1995) 第四紀花崗岩をターゲットにした葛根田地熱地域の深部貯留層開発について．資源地質，**45**，131-144.

Metropolis, N., Rosenbluth, A. W., Rosenbluth, M. N., and Teller, A. H. (1953) Equation of state calculations by fast computing machines. *Jour. Chem. Phys.,* **21**, 1087-1092.

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, metamporphic and hydrothermal processes in a well encountering 500°C at 3729 m depth, Kakkonda, Japan. *Geothermics,* **27**, 507-534.

Sasaki, M., Fujimoto, K., Sawaki, T., Tsukamoto, H., Muraoka, H., Sasada, M., Ohtani, T., Yagi, M., Kurasawa, M., Doi, N., Kato, O., Kasai, K., Komatsu, R. and Muramatsu, Y. (1998) Characterization of a magmatic/meteoric transition zone at the Kakkonda geothermal system, northeast Japan. *Proceedings of the 9th International Symposium on Water-Rock Interaction* - WRI-9/Taupo/New Zealand (Arehart, G. B. and Hulston, J. R. ed.), 483-486.

Saul, A. and Wagner, W. (1989) A fundamental equation of water covering the range from the melting line to 1273 K at pressures up to 25,000 MPA. *Jour. Phys. Chem. Ref. Data,* **18**, 1537-1563.

Saxena, S. K. and Eriksson, G. (1983) Theoretial computation of mineral assemblages in pyrolite and lherzolite. *Jour. Petrol.,* **24**, 538-555.

Saxena, S. K. Eriksson, G. (1985) Anhydrous phase equilibria in earth's upper mantle. *Jour. Petrol.,* **26**, 378-390.

Wood, J. A. and Hashimoto, A. (1993) Mineral equilibrium in fractional nebular systems. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **57**, 2377-2388.

(受付：1999年9月17日；受理：2000年6月26日)

付録：自由エネルギー最小化法化学平衡計算プログラム FLASK-SG

1．はじめに

多成分系での化学平衡の計算は，反応生成物の予測を行うためにさまざまな分野で行われている．地球惑星科学の分野では，高温高圧な地殻内での反応の予測（Saxena and Eriksson, 1985, 1983），高温低圧な惑星間空間での反応の予測（Wood and Hashimoto, 1993）などに利用されている．このような計算にはコンピュータが利用され，インハウスで利用される汎用のコードも知られている（例えば，Eriksson and Hack, 1990）．本研究で利用した多成分系化学平衡計算ソフトウェア FLASK-SG (FLuid reAction Simulation Kit for Solid and Gas) の作成に際し次のようないくつかの新しい試みを取り入れた．

1．安定相の選択にモンテカルロ法を採用した．
2．固溶体の安定の判定基準を明確にした．
3．プログラムをオブジェクト指向で作成した．

今回作成したプログラムは，データとして，地球惑星物質を第一の対象としており説明の述語も鉱物等の用語を用いているが，さまざまな化学物質のデータを利用することで，化学工学的な利用も可能である．なお，このプログラムは，http://www.aist.go.jp/GSJ/FTP/g0442/より手に入れることができる．

2．基礎方程式

安定な相をどのようにして探索するかについては後述するとして，ここでは，そのような相が見つかったとして，どのように化学平衡値を計算で求めるかについて述べる．FLASK-SG は系の化学平衡を一定の温度圧力下で求める．このような場合化学平衡は系の Gibbs 自由エネルギーが最小の状態として実現される．系の Gibbs 自由エネルギーの最小状態を求めるために当プログラムは，SOLGASMIX の方法（Eriksson, 1975）を用いている．

系の Gibbs 自由エネルギーは次のように書ける．

$$G=\sum_i n_i g_i=\sum_i n_i(g^\circ{}_i+RT\ln\alpha_i) \tag{1}$$

n_i, g_i, $g^\circ{}_i$, α_iはそれぞれ化学種 i についてのモル数，単位モル当りの Gibbs 自由エネルギー，純粋状態の単位モル当りの Gibbs 自由エネルギー及び活動度係数である．T は絶対温度，R は気体定数である．ここで，系は必ず気相1相を含み，q 種類の固溶体鉱物，s 種類の純鉱物よりなるものとする．添字の使い方を便宜上次のようにする．

相1は気相で m_1 種のガスを含む．相2から相 $1+q$ は固溶体鉱物で各固溶体は m_p 種の端成分を含む．相 $1+q+1$ から相 $1+q+s$ までは純鉱物とする．このような添字を用いて次のように化学量を表示する．n_{pi} は相 p の端成分 i のモル数とし，純鉱物の場合は n_{pI} のように端成分が一つの相と言う表記をする．$g^\circ{}_{pi}$ は相 p 中の端成分 i の純粋標準状態での Gibbs 自由エネルギー．a_{pij} は相 p 中の端成分 i が含む成分 j の化学量論数である．

以上を用いて(1)式は気相，固溶体鉱物，純鉱物の和として次のように書換えられる．

$$\frac{G}{RT}=\sum_{i=1}^{m_1} n_{1i}\left[\frac{g^\circ_{1i}}{RT}+\ln\phi_i+\ln P+\ln\left(\frac{n_{1i}}{N_1}\right)\right]+\sum_{p=2}^{q+1}\sum_{i=1}^{m_p} n_{pi}\left[\frac{g^\circ_{pi}}{RT}+\ln\gamma_{pi}+\ln\left(\frac{n_{pi}}{N_p}\right)\right]+\sum_{p=2+q}^{1+q+s} n_{p1}\frac{g^\circ_{p1}}{RT} \tag{2}$$

ここで

$$N_1=\sum_{i=1}^{m_1} n_{1i} \tag{3}$$

$$N_p=\sum_{i=1}^{m_p} n_{pi} \tag{4}$$

P は圧力，ϕ_i 及び γ_{pi} は，それぞれガス i のフガシチー係数及び固溶体 p の端成分 i の活動度係数である．

系の組成を次式で与える．

$$\sum_{p=1}^{1+q+s}\sum_{i=1}^{m_p} a_{pij}n_{pi}=b_j \quad (j=1,\ 2,\ \cdots,\ l) \tag{5}$$

b_j は成分 j の系全体での和である．結局求めるべきは，束縛条件(5)の下で式(2)で与えられる G を最小にする n_{pi} である．そこで，束縛条件(5)付き最小値問題をラグランジュの未定乗数法を用いて束縛条件の無い式に変える．ラグランジュアンを次のように導入する．

$$L=\frac{G}{RT}-\sum_{j=1}^{l}\pi_j\left(\sum_{p=1}^{1+q+s}\sum_{i=1}^{m_p} a_{pij}n_{pi}-b_j\right) \tag{6}$$

そして

$$\frac{\partial L}{\partial n_{pi}}=0 \tag{7}$$

π_j は成分 j の化学ポテンシャルである．結局方程式(5)及び(7)が解くべき式で，(7)式は具体的に次のように書き

換えられる.

(気相)

$$\frac{g^{\circ}_{1i}}{RT}+\ln\phi_i+\ln P+\ln\left(\frac{n_{1i}}{N_1}\right)-\sum_{j=1}^{l}\pi_j a_{1ij}=0 \qquad (i=1,\ \cdots,\ m_1) \tag{8}$$

ここで

$$N_1=\sum_{i=1}^{m_1}n_{1i} \tag{9}$$

(固溶体鉱物)

$$\frac{g^{\circ}_{pi}}{RT}+\ln\gamma_{pi}+\ln\left(\frac{n_{pi}}{N_p}\right)-\sum_{j=1}^{l}\pi_j a_{pij}=0 \qquad (p=2,\ \cdots,\ 1+q\ and\ i=1,\ \cdots,\ m_p) \tag{10}$$

ここで

$$N_p=\sum_{i=1}^{m_1}n_{pi} \tag{11}$$

(非固溶体鉱物)

$$\frac{g^{\circ}_{p1}}{RT}-\sum_{j=1}^{l}\pi_j a_{p1j}=0 \quad (p=1+q+1,\ \cdots,\ 1+q+s) \tag{12}$$

ここで未知数の数は化学種のモル数 n_{pi}が $m_1+m_2+,\ \cdots,+m_p+s$ 個, そして化学ポテンシャル π_j が l 個である. 対するに, 方程式の数は(8)式が m_1 個, (10)式が $m_2+,\ \cdots,+m_p$ 個, (12)式が s 個そして(5)式が l 個となり, 解くべき方程式の数と未知数の数が一致する.

次に以上の式を y_{pi} ($p=1,\ \cdots,\ 1+q+s$ と $i=1,\ \cdots,\ m_p$) の点でテイラー展開して2次以上の項を無視することで次式を得る.

まず (8) 式は

$$y_{1i}\left[\frac{g^{\circ}_{1i}}{RT}+\ln\phi_i+\ln p+\ln\left(\frac{y_{1i}}{Y_1}\right)\right]=y_{1i}\sum_{j=1}^{l}\pi_j a_{1ij}+\frac{y_{1i}N_1-n_{1i}Y_1}{Y_1} \tag{13}$$

となり, (13)式の両辺を1から m_1 について加えて次式を得る.

$$\sum_{i=1}^{m_1}y_{1i}\left[\frac{g^{\circ}_{1i}}{RT}+\ln\phi_i+\ln p+\ln\left(\frac{y_{1i}}{Y_1}\right)\right]=\sum_{j=1}^{l}\pi_j\sum_{i=1}^{m_1}y_{1i}a_{1ij} \tag{14}$$

(10)式は

$$y_{pi}\left[\frac{g^{\circ}_{pi}}{RT}+\ln\gamma_{pi}+\ln\left(\frac{y_{pi}}{Y_p}\right)\right]=y_{pi}\sum_{j=1}^{l}\pi_j a_{pij}+\frac{y_{pi}N_p-n_{pi}Y_p}{Y_p} \tag{15}$$

となり, 同様に(15)式の両辺を1から m_p について加えて次式を得る.

$$\sum_{i=1}^{m_p}y_{pi}\left[\frac{g^{\circ}_{pi}}{RT}+\ln\gamma_{pi}+\ln\left(\frac{y_{pi}}{Y_p}\right)\right]=\sum_{j=1}^{l}\pi_j\sum_{i=1}^{m_p}y_{pi}a_{pij} \tag{16}$$

(13)式と(15)式を用いて n_{1i} と n_{pi} を(5)式から消去して次式を得る.

$$\sum_{p=1}^{1+q}\sum_{k=1}^{l}\pi_k\gamma_{pjk}+\sum_{p=1}^{1+q}\left[\left(\frac{N_p}{Y_p}-1\right)\sum_{i=1}^{m_p}a_{pij}y_{pi}\right]+\sum_{p=1+q+1}^{1+q+s}\sum_{i=1}^{m_p}a_{pij}n_{pi}=\sum_{p=1}^{1+q}\sum_{i=1}^{m_p}a_{pij}(\varphi_{pi}-y_{pi})+b_j \tag{17}$$

ここで

$$\gamma_{pij}=\sum_{i=1}^{m_p}a_{pij}a_{pik}y_{pi} \tag{18}$$

$$\varphi_{pi}=y_{pi}\left[\frac{g^{\circ}_{pi}}{RT}+\ln\left(\frac{y_{pi}}{Y_p}\right)+\ln P+\ln\phi_i\right] \quad (p=1) \tag{19}$$

$$\varphi_{pi}=y_{pi}\left[\frac{g^{\circ}_{pi}}{RT}+\ln\left(\frac{y_{pi}}{Y_p}\right)+\ln\gamma_i\right] \qquad (p=2,\ \cdots,\ 1+q) \tag{20}$$

と置いた.

結局必要な式は(17), (12), (14)及び(16)式となる. y_{pi}を近似値として以上の方程式を解いて改良解 n_{pi}, π_j を求めることを繰返して (イテレーション), 収束したところで解とする.

3. 安定関係の判定

選択した相に関して上述の方法で自由エネルギーが最小となる解が得られたとして, それが真に系の中で安定であるかを確認する必要がある. 収束した解の中に負の質量となるものがある場合がある. このような場合の相の選択は誤りであるので棄却されなければならない. 次にすべての質量が正であっても, 選択外の相に安定なものが無いことを確かめる必要がある. これは求めた化学ポテンシャルを利用することで判定できる.

p が固溶体を作らない鉱物の場合, 不安定条件は,

$$g_{p1}>\sum_{j=1}^{l}\pi_j a_{p1j} \tag{21}$$

である. p が固溶体鉱物の場合

$$x_{pi}=\frac{\exp\dfrac{\sum_{j=1}^{l}\pi_j a_{pij}-g^{\circ}_{pi}}{RT}}{\gamma_{pi}} \tag{22}$$

を各端成分 i について求めて,

$$\sum_{i=1}^{m_p}x_{pi}<1 \tag{23}$$

が不安定条件となる. 選択した相以外がすべてこのような条件を満たす時, 真に安定な解が得られたことになる. ではほかに安定な鉱物が存在することが分かった時,

どのようにしたら安定な鉱物を正しく選択することができるであろうか．このことについて次に記す．

4．安定鉱物の探索

安定鉱物の探索アルゴリズムにはMetropolisのモンテカルロ法（Metopolis *et al.*, 1953）を用いている．すなわち基になる鉱物組合せ（ベース鉱物と呼ぶ）に乱数を用いて鉱物を取捨選択することで新たな鉱物組合せ（ターゲット鉱物と呼ぶ）を作り，このターゲット鉱物について化学平衡計算を行う．当プログラムはコントロールデータに与えた相をまず最初のベース鉱物とし，これをターゲット鉱物とする．ターゲット鉱物に対して化学平衡計算を行うと，その結果は次のいずれかである．

1．解が得られない．これはイテレーションの上限に達しても収束しない場合と，途中または初めから非正則になってしまう場合がある．
2．解は得られるが負の質量を持つ．
3．解は得られすべての質量は正であるが，ほかに安定な鉱物が存在する．
4．解は得られすべての質量は正で，かつほかに安定な鉱物が存在しない．

1及び2の場合は，ベース鉱物から捨てる鉱物数とほかから拾う鉱物数を乱数で決める．捨てる鉱物数は，気相を残す大きさを最大とし，拾う鉱物数は，相律で許容される大きさを最大とする．取捨する鉱物数を決めたなら，次にどの鉱物を捨てて，どの鉱物を拾うかを乱数で決める．拾う鉱物は場合3を経てなければ，系の許容する最大の鉱物集合から選ぶが，もし3を経た後ならば，3で判定された安定鉱物集合から選択することになる．このようにしてターゲット鉱物を選定するが，この段階ではベース鉱物は変えない．ターゲット鉱物について化学平衡計算を行う．結果がもし1または2であった場合には，前回と同じベース鉱物から再度同様な手順で乱数を用いて新たなターゲット鉱物を選び化学平衡計算を行う．これを繰返して4の場合になれば終りであるが，大概は3の場合になる．この場合，系の自由エネルギーを求める．3の場合は系の自由エネルギーは次の3通りのいずれかである．

1)　計算を開始して最初に自由エネルギーが求まった場合．この時はターゲット鉱物を新たなベース鉱物とする．このベース鉱物を用いて，先程と同様に乱数を用いて鉱物を取捨選択して次のターゲット鉱物を決める．ただし，先程の化学平衡計算でより安定な鉱物が既に分かっているので，拾う鉱物はより安定な鉱物集合から選ぶことにする．

2)　この回以前に系の自由エネルギーが求まっているならば今回の系の自由エネルギー G_{now} と前回の系の自由エネルギー G_{prev} を比較する．$G_{now} < G_{prev}$ であるならば，無条件にターゲット鉱物を新たなベース鉱物とする．このベース鉱物を用いて，乱数を用いて鉱物を取捨選択して次のターゲット鉱物を決める．ただし，この場合も化学平衡計算でより安定な鉱物が分かっているので，拾う鉱物はより安定な鉱物集合から選ぶことにする．

3)　もし $G_{now} > G_{prev}$ であるならば，次の値を計算する．

$$\exp -\frac{G_{now} - G_{prev}}{RT} \tag{24}$$

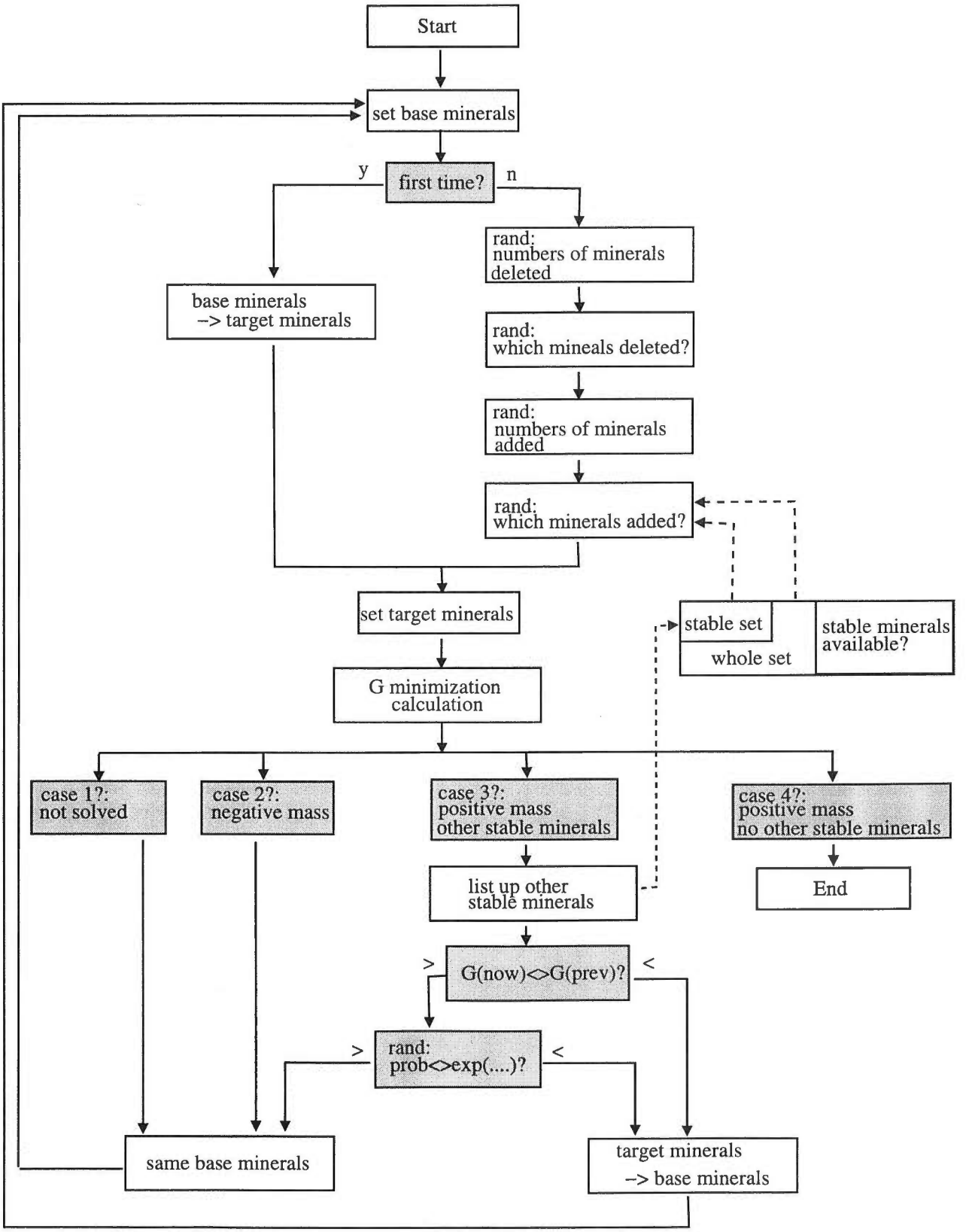
この値を0から1までの乱数と比較して，より大きければ2）と同じ扱いをする．より小さければ，ベース鉱物は変更せず，再度乱数を用いて鉱物を取捨選択して次のターゲット鉱物を決定する．先程の化学平衡計算によってより安定な鉱物が分かっているので，拾う鉱物はより安定な鉱物集合から選ぶことにする．

以上のようにして決められたターゲット鉱物に化学平衡計算を行い，上記の1から3の場合に従ってベース鉱物及びターゲット鉱物を変えることを繰返すことにより最終的に4に到達する．このアルゴリズムを第10図に示す．

5．プログラムの概要

コーディング言語はC++を用いた．熱力学データを基底クラスとし，個々の系を派生クラスとした．系は相を記述する構造体phaseと系の変数，すなわち温度，圧力，化学ポテンシャル，系のGibbs自由エネルギー等から構成され，構造体phaseは端成分化学種を記述する構造体speciesからなる．構造体speciesは，標準状態純物質のGibbs自由エネルギー，化学量論数，モル数，活動度係数またはフガシチー係数などからなる．系からターゲット鉱物のみを抜き出した系（ここではターゲット系と呼ぶ）を派生クラスとし，「基礎方程式」の節で示した計算をするメソッドerik（Eriksson に因む）を定義した．クラス"系"に対しては，「安定関係の判定」の節で記した計算と判定をするメソッドcheck_equilibriumが定義されている．「安定鉱物の探索」の節で記した方法に従って系からターゲット系を作成する部分はいくつかの関数により実現した．クラス"系"には，系の状態を細かくプリントするためのメソッドdumpが定義されており，開発中の系のふるまいについて細かく検討することが容易になっている．

クラス"系"に対してequilibriumと言うメソッドを定義して，系に対する加熱・冷却操作を容易に行ったり，クラス"系"に対する加算（混合）・減算（フラクショネーション）を定義したりして，より柔軟にシミュレーショ



第10図　安定相選択のアルゴリズム.
Fig. 10　Algorithm of selection of stable phases.

ン行うことが可能である．

最後にいくつか細い点について記す．現在扱える成分は，C-H-O-Si-Al-Ti-Fe-Mn-Mg-Ca-Na-K の 12 成分で，化学種は第 5 表に示すとおりである．与えるべきコントロールデータは系の温度，圧力及び系のバルク化学組成で，系のバルク化学組成は，相の化学式とモル数の組で与える．通常は SiO_2，Na_2O，Al_2O_3等の酸化物で与えるのが便利であるが，$CaSiO_3$ 0.5 モル，$CaAlSi_2O_8$ 0.8 モル $CaCO_3$ 0.2 モルと言うような与え方も可能である．与えるモル数は，最も大きいものが数モルから数十モル程度になるように規格化するのが望ましい．原則として，ここで与えた相が最初のベース鉱物とされることは既に記したとおりである（第 5 表にのっていない化学式で与えた場合はバルク化学組成には反映されるが，相としてベース鉱物には入れられない）．熱力学データとして Holland and Powell（1990）を使用している．なお Holland and Powell（1998）には今後対応したい．固溶体はすべて理想固溶体として扱われている．非理想性が定式化されていれば，これをプログラムに組込むことは容易である．気体については，理想気体モデル，理想混合モデルまたは SUPERFLUID（Belonoshko *et al.*, 1992）を利用することができる．

場合により容易に解が得られないことがあるが，このような場合は大概，初期値の設定が悪く解が収束しないために安定な鉱物組合せが見落されているのである．このような場合は計算の実行を中断して，再度実行すると良い場合がある．これは初期値の設定の一部に乱数を用いているため，初期値の設定がうまくいく可能性に期待するのである．これでうまくいかない場合はソースコード中の初期値設定のパラメータに手を加えて再コンパイルするしか方法がない．この点は今後改良が必要な点かもしれない．

第5表 FLASK-SG で扱うことのできる化学種.

破線で区切られる複数鉱物は，それらが固溶体鉱物として扱われることを示す．Holland and Powell (1990) の鉱物名及び化学式に従う．V は空席を示す．計算機打ち出しのままのため下付き添字は字下げしてないことに注意.

Table 5 List of chemical species available in FLASK-SG.

Minerals between broken lines form a solid solution mineral. Mineral name and chemical formula are after Holland and Powell (1990). V indicates vacant site. Suffix in the formula is not subscripted due to a computer output.

gas species----------	
H2O	H2O
CO2	CO2
H2	H2
CH4	CH4
CO	CO
C2	O2
solid-solution minerals-----	
almandine	Fe3Al2Si3O12
pyrope	Mg3Al2Si3O12
grossular	Ca3Al2Si3O12
andradite	Ca3Fe2Si3O12
----------	
annite	KFe(Fe2)Si2(SiAl)O10(OH)2
phlogopite	KMg(Mg2)Si2(SiAl)O10(OH)2
----------	
eastnite	KMg(MgAl)Si2(Al2)O10(OH)2
siderophyllite	KFe(FeAl)Si2(Al2)O10(OH)2
----------	
clinochlore	Mg4(MgAl)Si2(AlSi)O10(OH)8
daphnite	Fe4(FeAl)Si2(AlSi)O10(OH)8
----------	
amesite	Mg4(Al2)Si2(Al2)O10(OH)8
Fe-amesite	Fe4(Al2)Si2(Al2)O10(OH)8
----------	
talc	Mg2MgSi2(Si2)O10(OH)2
Fe-talc	Fe2FeSi2(Si2)O10(OH)2

Tschermaks_talc	Mg2AlSi2(SiAl)O10(OH)2
Fe-Tschermaks_talc	Fe2AlSi2(SiAl)O10(OH)2
----------	
tremolite	VCa2Mg3(Mg2)Si4(Si4)O22(OH)2
Fe-tremolite	VCa2Fe3(Fe2)Si4(Si4)O22(OH)2
----------	
hornblende	VCa2Mg3(MgAl)Si4(Si3Al)O22(OH)2
Fe-hornblende	VCa2Fe3(FeAl)Si4(Si3Al)O22(OH)2
----------	
muscovite	KV(Al2)Si2(SiAl)O10(OH)2
celadonite	KV(MgAl)Si2(Si2)O10(OH)2
Fe-celadonite	KV(FeAl)Si2(Si2)O10(OH)2
----------	
spinel	MgAl2O4
ulvospinel	Fe(FeTi)O4
hercynite	FeAl2O4
----------	
equilibrium_albite	Na(AlSi3)O8
anorthite	Ca(Al2Si2)O8
----------	
clinozoisite	Ca2AlAl2Si3O12(OH)
epidote	Ca2FeAl2Si3O12(OH)
----------	
diopside	CaMgSi2O6
hedenbergite	CaFeSi2O6
----------	
enstatite	MgMg(Si2)O6
ferrosirite	FeFe(Si2)O6
----------	
forsterite	Mg2SiO4
fayalite	Fe2SiO4
----------	
glaucophane	VNa2Mg3(Al2)Si4(Si4)O22(OH)2
Fe-glaucophane	VNa2Fe3(Al2)Si4(Si4)O22(OH)2
----------	
anthophyllite	VMg2Mg3(Mg2)Si4(Si4)O22(OH)2
Fe-anthophyllite	VFe2Fe3(Fe2)Si4(Si4)O22(OH)2
----------	
cordierite	Mg2(Al4Si5)O18
Fe-cordierite	Fe2(Al4Si5)O18
----------	
dolomite	CaMg(CO3)2
Fe-dolomite	CaFe(CO3)2

Mg-carpholite	MgAl2Si2O6(OH)4
Fe-carpholite	FeAl2Si2O6(OH)4

Mg-chloritoid	MgAl2SiO5(OH)2
Fe-chloritoid	FeAl2SiO5(OH)2

Mg-staurolite	Mg4Al18Si7.5O48H4
Fe-staurolite	Fe4Al18Si7.5O48H4
----------	
cummingtonite	VMg2Mg3(Mg2)Si4(Si4)O22(OH)2
grunerite	VFe2Fe3(Fe2)Si4(Si4)O22(OH)2
stoichiometric minerals-----	
acmite	NaFe(Si2)O6
akermanite	Ca2(Si2Mg)O7
andalusite	Al2SiO5
aragonite	CaCO3
beta-quartz	SiO2
brucite	Mg(OH)2
Ca-Tschermaks_pyroxene	CaAl(SiAl)O6
calcite	CaCO3
chrysotile	Mg3Si2O5(OH)4
coesite	SiO2
corundum	Al2O3
deerite	Fe12Fe6Si12O40(OH)10

第5表　つづき
Table 5　continued

Pbca-diopside	CaMg(Si2)O6	vesuvianite	Ca19Mg(MgAl7)Al4Si18O69(OH)9
diaspore	AlOOH	wollastonite	CaSiO3
diamond	C	zoisite	Ca2AlAl2Si3O12(OH)
edenite	NaCa2Mg3(Mg2)Si4(Si3Al)O22(OH)2	K2O	K2O
C2/c-enstatite	MgMg(Si2)O6	Na2O	Na2O
gehlenite	Ca2(Al2Si)O7		
graphite	C		
hematite	Fe2O3		
ilmenite	FeTiO3		
iron	Fe		
jadeite	NaAl(Si2)O6		
kalsilite	K(AlSi)O4		
equilibrium_K-feldspar	K(AlSi3)O8		
kyanite	Al2SiO5		
lawsonite	CaAl2Si2O7(OH)2H2O		
leucite	K(AlSi2)O6		
lime	CaO		
margarite	CaV(Al2)Si2(Al2)O10(OH)2		
magnesite	MgCO3		
manganosite	MnO		
meionite	Ca4CO3(Si6Al6)O24		
merwinite	Ca3MgSi2O8		
Mg-Tschermaks_pyroxene	MgAl(SiAl)O6		
monticellite	CaMgSiO4		
magnesioriebeckitte	VNa2Mg3(Al2)Si4(Si4)O22(OH)2		
magnetite	FeFe2O4		
Na-phlogopite	NaMg(Mg2)Si2(SiAl)O10(OH)2		
nepheline	Na(AlSi)O4		
paragonite	NaV(Al2)Si2(SiAl)O10(OH)2		
pargasite	NaCa2Mg3(MgAl)Si4(Si2Al2)O22(OH)2		
periclase	MgO		
prehnite	Ca2AlSi2(SiAl)O10(OH)2		
pseudo-wollastonite	CaSiO3		
pumpellyite	Ca4Al4(MgAl)Si6O21(OH)7		
pyroxmangite	MnSiO3		
pyrophyllite	Al2Si4O10(OH)2		
alpha-quartz	SiO2		
rhodochrosite	MnCO3		
rhodonite	MnSiO3		
rankinite	Ca3Si2O7		
rutile	TiO2		
sanidine	K(AlSi3)O8		
siderite	FeCO3		
sillimanite	Al2SiO5		
sphene	CaTiSiO5		
spurrite	Ca4Si2O8CaCO3		
tephroite	Mn2SiO4		
tilleyite	Ca3Si2O7(CaCO3)2		

地質調査所報告第284号，p.35-55，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

WD-1a井の全岩化学分析による葛根田地熱系のプロファイリング

村岡洋文[1]・大谷具幸[1]

Profiling of the Kakkonda geothermal system by bulk rock chemistry of the well WD-1a

By

Hirofumi MURAOKA[1] and Tomoyuki OHTANI[1]

Abstract: Well WD-1a drilled at the Kakkonda geothermal field penetrated an entire hydrothermal convection zone, an entire contact metamorphic aureole, and part of a neo-granitic pluton to a bottom-hole depth of 3729 m. The pluton is called Kakkonda granite and still retains a subsolidus temperature higher than 500°C, providing valuable information on the magma-wall rock-hydrothermal interactions. Multi-component chemical analysis has been performed on 186 samples of cuttings taken from every 20 meters interval along the well. Continuous changes in abundance of the multi-components with depth show that the Kakkonda granite was derived from a single and compositionally zoned magma intrusion. Vapor transfer played an important role in the compositional zoning of the magma chamber. This may be the first time that a detailed profile of H_2O(+) contents across the contact metamorphic aureole has been obtained. Negative anomalies of H_2O(+) contents of cutting samples often coincide with the lost circulation zones. This is ascribed to the reason that a permeable zone is only the place in which the pore pressure can not greatly exceed the hydrostatic pressure. Fracturing in a magma-ambient condition is subject to the pore pressure raised by dehydration reactions, and brittle-plastic transition. Integrating these factors, a concept of a sweeping dehydration front was proposed and a genesis of the dense low angle fractures in the contact metamorphic aureole along the well was explained by this concept.

要　旨

葛根田地熱地域に深度3729 mまで掘削されたWD-1a井は，熱水対流系全体を貫き，接触変成帯の全体を貫き，若い花崗岩質深成岩体の一部を貫いた．この深成岩体は葛根田花崗岩と呼ばれ，まだ500°C以上のサブソリダス温度を保っていて，マグマ－壁岩－熱水系相互作用に関して貴重な情報をもたらした．この坑井に沿って20 m間隔で採取した186個のカッティング試料について，多成分化学分析を実施した．これらのデータによれば，化学成分濃度の連続的変化から，葛根田花崗岩は組成的に累帯した単一のマグマ貫入体であると判断される．おそらく蒸気輸送がマグマの組成累帯形成に重要な役割を果たしたと思われる．接触変成帯を横切るH_2O(+)成分の詳細なプロファイルがおそらくこれまでで初めて示された．カッティング試料のH_2O(+)成分の負異常はしばしば逸泥帯に一致する．これは，透水性の良い帯こそ，間隙水圧がハイドロスタティック圧を大きく超えることができない唯一の場所であることが理由と考えられる．マグマ近傍環境における断裂形成は脱水反応による間隙水圧の上昇及び脆性－塑性境界に支配される．これらの素過程を総合して，移動する脱水フロントの概念を提案し，これによってWD-1a井の接触変成帯に見られる稠密な低角度断裂系の成因を説明した．

1. まえがき

新エネルギー・産業技術総合開発機構（以下，NEDOと略称）が平成4年度より実施している深部地熱資源調査において，葛根田地熱地域に深度3729 mの地熱井WD-1aが掘削された．この坑井は浅部より深部に向かって，熱水対流系の全深度，接触変成帯の全深度，そして，そ

[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）

Keywords: geothermal modeling, deep geothermal resource, deep well, high temperature well, granite, pluton, Kakkonda, contact metamorphism, zoned magma chamber, cordierite isograd, dehydration reaction, pore pressure, brittle-plastic transition

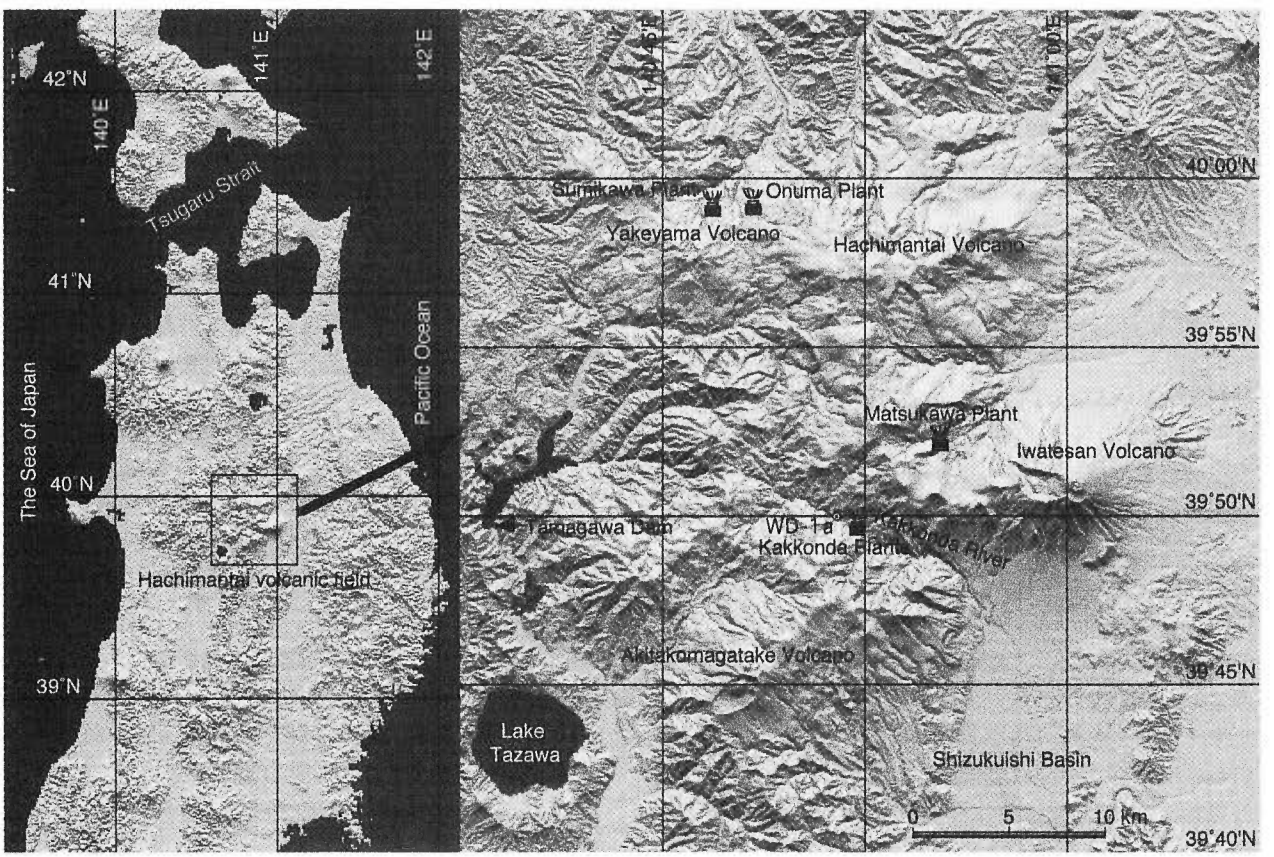
れらの熱源である葛根田花崗岩体上部を貫通した．その坑底温度は500℃を超え，地熱井としては世界最高温度であった（Uchida *et al.*, 1996；Muraoka *et al.*, 1998）．これは熱源，貯留構造，地熱流体と言う三要素からなる地熱系全体を貫通したことを意味し，1次元ながら地熱系の完全な深度プロファイル情報を取得したことを意味する．

この坑井の深度プロファイル情報については，NEDOが検層データの形で，さまざまの情報を取得している．しかし，豊富な物理検層データに比べると，岩石の化学分析データは13個のコアサンプルについて取得されているに過ぎない．地質調査所はNEDOの同調査の解析・評価を担当する立場から，同調査の補完的なデータを取得することとなっている．筆者らはその一環として，WD-1a井の岩石の多成分化学分析を実施した．上述のように，WD-1a井のコアは13箇所でスポット的に採取されているに過ぎず，連続的データを取得するには十分でない．このため，多成分化学分析に当たっては，十分な量がほぼ連続的に得られるカッティング試料を対象として実施することとした．分析した試料は，WD-1a井に沿って，約20 m間隔で採取した186個のカッティング試料である．

本報では，Muraoka (1997) を拡張し，WD-1a井のこれらの多成分化学分析データを記載する．また，これをNEDOのその他の検層データと比較することによって，深部地熱系モデル作成の観点からの意義を論じる．

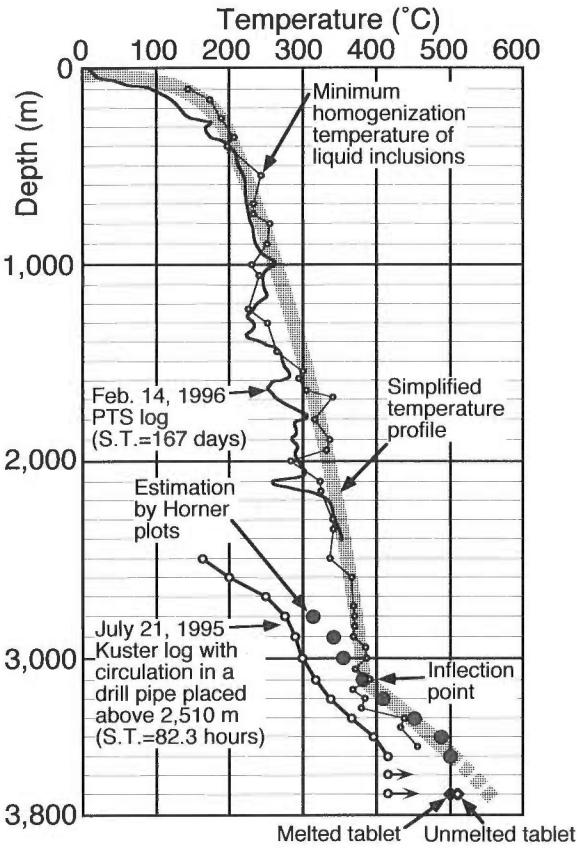
2. WD-1a井の温度プロファイルと地質概要

ここでは，WD-1a井の温度プロファイルと地熱地質の概要を記述する．第1図にWD-1a井の位置を示す．WD-1a井は葛根田地熱発電所の最も北西端の6号掘削基地より掘削された．WD-1a井は1994年1月5日に掘削開始され，1995年7月6日に堀止めされた（Muraoka *et al.*, 1998）．掘り止め深度は3729 mであった．回復温度は極めて高温のため，通常の温度検層法では測定自体が困難であった．クスター温度計や流体包有物等，いくつかの方法による温度測定を総合すると，第2図のような温度測定結果が得られている．すなわち，深度3100 m，温度380℃までは基本的には沸騰温度曲線に規制されており，これより深部では高い温度勾配の熱伝導温度曲線に



第1図　WD-1a井位置図（Muraoka *et al.*, 1998による．陰影地形図は国土地理院発行の50 mメッシュディジタル標高データを用いた）．

Fig. 1 Location map of well WD-1a (Quoted from Muraoka *et al.*, 1998. Shaded relief map was produced by the 50 m mesh digital elevation data published by the Geographical Survey Institute, Japan).

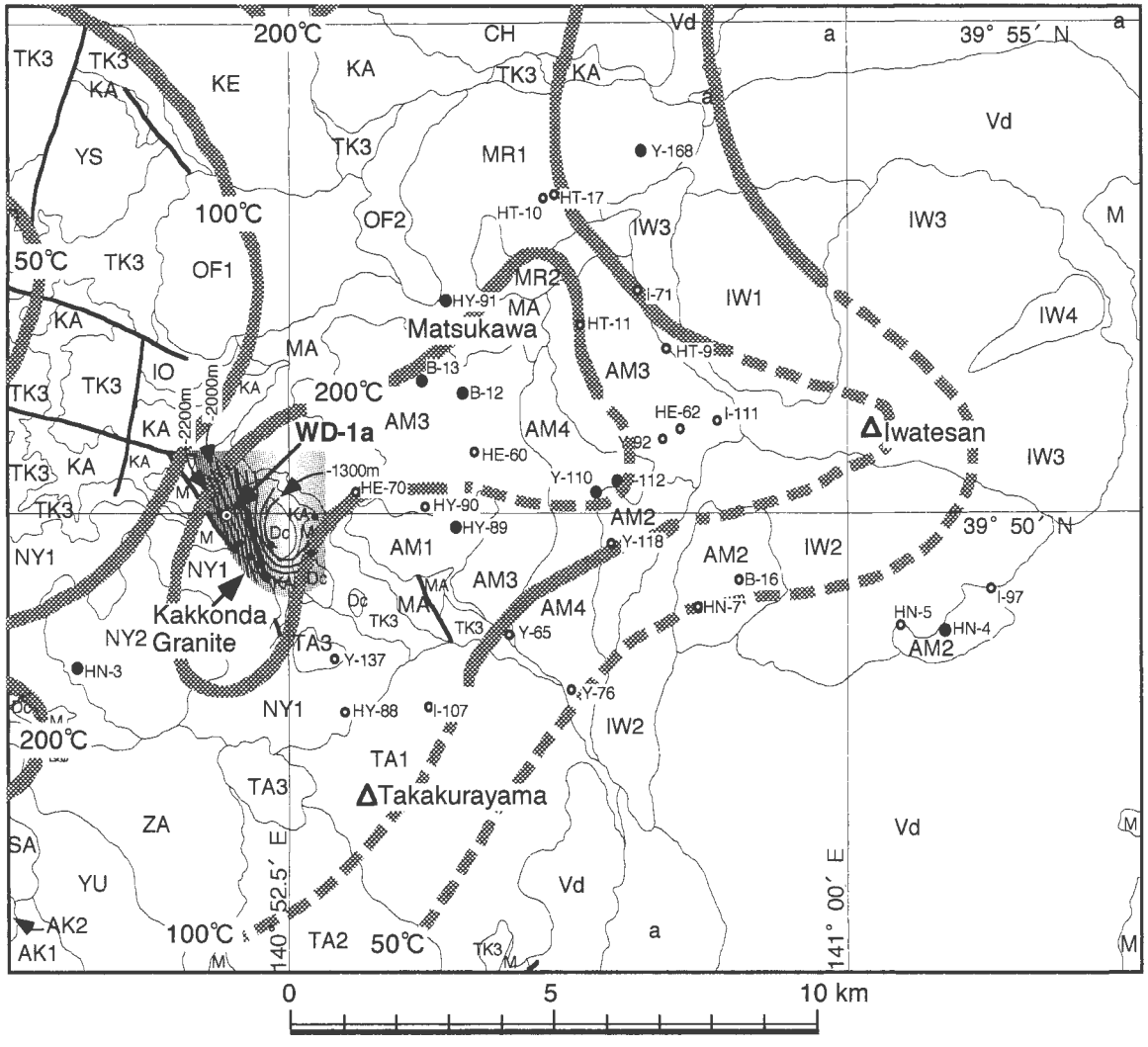


第 2 図　WD-1a 井の温度検層結果（Muraoka *et al.*, 1998）.
Fig. 2　Results of the temperature logging of well WD-1a (Muraoka *et al.*, 1998).

規制されている．深度 3729 m の坑底では，回復温度が 500°Cを超えている（Uchida *et al.*, 1996；Muraoka *et al.*, 1998）.

第 3 図は，葛根田地熱地域周辺の地質の概要といくつかの関連情報を示す（Muraoka *et al.*, 1998）．葛根田地熱地域は八幡平火山地域の南東に位置する．広義の八幡平火山地域は東北日本弧の火山フロント沿いに 70～80 km の間隔で分布する典型的な火山群集域の一つである．この地域の地質は先第三紀基盤岩類，中新世凝灰岩質堆積岩類，中新世貫入岩類，鮮新－更新世玉川溶結凝灰岩，鮮新世－完新世成層火山を形成している安山岩類，及び更新世貫入岩類からなる．第 3 図の範囲では，先第三紀基盤岩類は地表に露出せず，中新統の露出も点在的に過ぎない．広域的に言えば，中新統は先第三紀基盤岩類を不整合の関係で被覆し，下位より生保内層，国見峠層，滝ノ上温泉層，山津田層からなる．葛根田地熱発電所 1 号機に利用されている浅部地熱貯留層は，ほぼすべてこの中新統中に発達している．玉川溶結凝灰岩は鮮新－更新世のいくつかの単元からなる多量のデイサイト質火砕流堆積物の総称名であり，中新統を不整合に被覆している．それらは 2～1 Ma の K-Ar 年代を示し（須藤，1987），2，3 のカルデラ規模の噴出中心に由来すると考えられる．しかし，さらに若い火山噴出物が広く被覆していることもあり，これらの噴出中心についてはまだ議論がある．K-Ar 年代測定に加えて，火山岩の正逆磁化方位の測定までを考慮した結果によれば，玉川溶結凝灰岩は 0.73 Ma より古い（須藤，1987）．したがって，それらのマグマ溜りは，現在の地熱活動に対する熱源としては，必ずしも有望視できない．鮮新－完新世の安山岩質火山岩類は，この地域に最も広く分布し，多数の成層火山を構成している．このうち，比較的若い火山としては，秋田駒ヶ岳，焼山及び岩手山の三つの火山が有史の噴火記録を持ち，八幡平火山（狭義）がおそらく完新世の噴火履歴を持っている．一般的には，これらのマグマ溜りが八幡平地域（広義）の地熱活動の熱源であると信じられている．

葛根田地熱発電所 2 号機開発に向けての探査過程で，日本重化学工業(株)は接触変成作用を被ったコアの存在から，葛根田地熱地域の浅部地熱貯留層の深部に深成岩体が伏在することを予想した（Doi *et al.*, 1988）．この予想は，その後に掘削された深部坑井が実際にトーナル岩質深成岩体に逢着し，実証されることとなった（土井ほか，1990；加藤ほか，1993）．このトーナル岩質深成岩体は，葛根田花崗岩と名づけられた（蟹澤ほか，1994）．葛根田花崗岩は地下の本来の貫入状態に近い位置にあって，まだ 500°C以上のサブソリダス温度を保っている冷却中のマグマ溜りである（Muraoka *et al.*, 1998）．この点から，世界的に見てもまれな花崗岩体である．しかし，それが火山活動を伴ったか否かは不明であって，前述の玉川溶結凝灰岩や安山岩質火山岩類のマグマ源とどのような関係にあるかも，まだ分かっていない．葛根田花崗岩は K-Ar 放射年代測定に関する大部分の鉱物の閉鎖温度より高温であり，現時点では唯一，角閃石の K-Ar 年代のみが信頼できる．葛根田花崗岩の 6 個の角閃石年代は 0.34±0.37 Ma から 0.08±0.18 Ma の範囲を示し，平均 0.19 Ma である（蟹澤ほか，1994）．葛根田地熱発電所 2 号機の深部地熱貯留層に関連する断裂はほとんどの場合，この葛根田花崗岩と天盤の先第三紀基盤岩類との境界から深度±100 m以内に見つかっており，統計的には境界より下方の，葛根田花崗岩の側に多い（加藤・佐藤，1995）．このようなタイプの深部地熱貯留層は深成岩体縁部貯留層（plutonic-rim reservoir）と呼ぶことができる（Muraoka *et al.*, 1998）．WD-1a 井は 2860 m でこの境界面を貫通したものの，期待されたほどの透水性がなく，深成岩体縁部貯留層が欠如していた．このため，その後，WD-1a 井の 2250 m 付近から，WD-1b 井を南東に向けてサイドトラック掘削することとなり，WD-1b 井はこの深成岩体縁部貯留層を捕捉した（Fujimoto *et al.*, 1998）．



a	Alluvium	
Vd	Volcanic debris, lapilli and ash	
AK1-2	Akitakomagatake Volcanic Rocks	0.10Ma-1971AC
IW1-4	Iwatesan Volcanic Rocks	0.37Ma-1719AC
AM1-4	Amihari Volcanic Rocks	0.72-0.01Ma
SA	Sasamoriyama Volcanic Rocks	0.23-0.16Ma
TA1-3	Takakurayama Volcanic Rocks	0.67-0.31Ma
NY1-2	Nyutozan Volcanic Rocks	0.57Ma
CH	Chausudake Volcanic Rocks	0.8-0.7Ma
OF1-2	Obukadake Volcanic Rocks	3.1-0.64Ma
MR1-2	Matsukawa-marumori Volcanic Rocks	1.26-0.85Ma
KE	Kensomori Volcanic Rocks	1.0Ma
YU	Yunomoriyama Volcanic Rocks	1.4Ma
ZA	Zarumoriyama Volcanic Rocks	
MG	Magarisakiyama Volcanic Rocks	1.9-1.5Ma
YS	Yasemori Volcanic Rocks	1.8Ma
MA	Matsukawa Andesites	3.0-1.9Ma
TK3	Tamagawa Welded Tuff III	1.7-0.9Ma
IO	Iwate-ojiromori Volcanic Rocks	2.5Ma
KA	Kantonosawa Formation	2.5Ma
Dc	Rhyolite to Dacite dike	
Do	Dolerite dike	
M	Miocene Series	
	Fault	
-1300m	Depth of top of the Kakkonda Granite below sea level	
50℃	Isothermal contour at -500m sea level	
I-97	Tholeiitic series	
HN-4	Calc-alkaline series	

第3図　WD-1a 井周辺の地熱地質概念図 (Muraoka *et al.*, 1998. 温度データは玉生, 1994, 火山岩年代測定データは新エネルギー総合開発機構, 1991 による).

Fig. 3　Sketch map of geothermal geology surrounding well WD-1a (Muraoka *et al.*, 1998. Tamanyu, 1994 for thermal structure and New Energy Development Organization, 1991 for K-Ar ages of volcanic rocks).

3. カッティング試料の分析法

186 個のカッティング試料は WD-1a 井に沿って，原則として 20 m の間隔で採取した．ただし，その部分が既に NEDO の試験等で使用済みの場合には，そこから＋5 m または-5 m の深度より採取した．カッティング試料は，本来の地層構成物だけでなく，逸泥対策に伴うセメント片や掘り管の鉄片など，多くの人工的な不純物を含んでいる．これらの不純物については，分析の前に実体鏡下で，ハンドピッキングにより除去した．

その後，各試料について SiO_2，Al_2O_3，CaO，Cr_2O_3，Fe_2O_3，K_2O，MgO，MnO，Na_2O，P_2O_5，TiO_2 を 1 セットの誘導結合プラズマ発光分光分析法（ICP-AES）として，Ag，Al，As，Ba，Be，Bi，Ca，Cd，Co，Cr，Cu，Fe，Ga，Hg，K，La，Mg，Mn，Mo，Na，Ni，P，Pb，Sb，Sc，Sr，Ti，Tl，U，V，W，Zn を別の 1 セットの誘導結合プラズマ発光分光分析法（ICP-AES）として分析した．また，各試料について Ba，Cs，Hf，La，Nb，Rb，Sr，Ta，Y，Zr を 1 セットの誘導結合プラズマ質量分析法（ICP-MS）として，Ce，Dy，Er，Eu，Gd，Ho，La，Lu，Nd，Pr，Sm，Tb，Th，Tm，U，Yb を別の 1 セットの誘導結合プラズマ質量分析法（ICP-MS）として分析した．強熱減量（LOI）は電気炉で温度 1000°C に加熱した後に測定した．$H_2O(-)$と $H_2O(+)$とはそれぞれ，表面吸着水（surface moisture water）及び結晶水（crystalline water）と理想化して呼ばれているもので，湿式分析法（LECO-RMC 100）により分析した．両者を分ける加熱温度の境界は 110°C に設定した．S と C とは赤外線式濃度測定法（LECO-IR DETECTOR）により分析した．FeO は滴定法により分析した．無機 CO_2 はガス分析計（LECO-GASOMETRIC）により分析した．

これらの分析は，三菱マテリアル資源開発株式会社において不純物除去等の前処理がなされた後，Chemex 社において実施された．なお，上記の成分の中で，いくつかの成分については，重複して分析が行われている．しかし，その分析精度は分析法によって，桁違いに異なっている．このため，本報では，最も精度の高いもののみを附表に記載し，これらを対象として議論した．附表には，それぞれの分析方法とその検出限界も示している．以下では，これらの詳細を記載し，その意義を論じる．

4. 分析結果

4.1 岩相指示成分の特徴

第 4 図は WD-1a 井の深度に関する SiO_2，Al_2O_3，MgO 及び Fe_2O_3（全鉄）の変化を重量%で示す．これらの非移動性成分は，WD-1a 井の深度ごとの岩相変化を忠実に表している．すなわち，WD-1a 井は大まかに言って，深度 3729 m の坑底より 2860 m までが花崗岩質深成岩，深度 2860 m から 1400 m までが安山岩質火山岩，深度 1400 m より浅い所がデイサイト質火山岩と言った，三つの岩相セクションに分けられる．第 4 図左側の坑井地質柱状図のように，実際のコア観察によれば，これらの火山岩中には堆積岩も頻繁に挟む．しかし，分析結果から見ると，これらの堆積岩も，基本的にはその下位の火山岩の再食堆積物と言える．

深度 2860 m の葛根田花崗岩と先第三紀基盤岩類との境界付近で，花崗岩質岩と壁岩のカッティングの明瞭な混在が見られるのは 2860 m から採取した試料のみであり，その下位の 2880 m の試料には混在が見られない．このことから，カッティング試料の採取位置精度は大きくとも±20 m 以下であることが分かる．経験的には，±5 m 以下であると言われている．

2860 m から 2660 m までの深度は先第三紀の粘板岩・砂岩や安山岩質火山岩よりなるが，このセクションの化学組成は深部から浅部に向かって，見かけ上，花崗岩質岩から安山岩質岩へ遷移しているように見える．しかし，この地層より葛根田花崗岩の方がはるかに若いことを考えると，一部のコアで観察されているように，このことには葛根田花崗岩中から分岐したアプライト岩脈などの存在頻度が影響しているものと思われる．

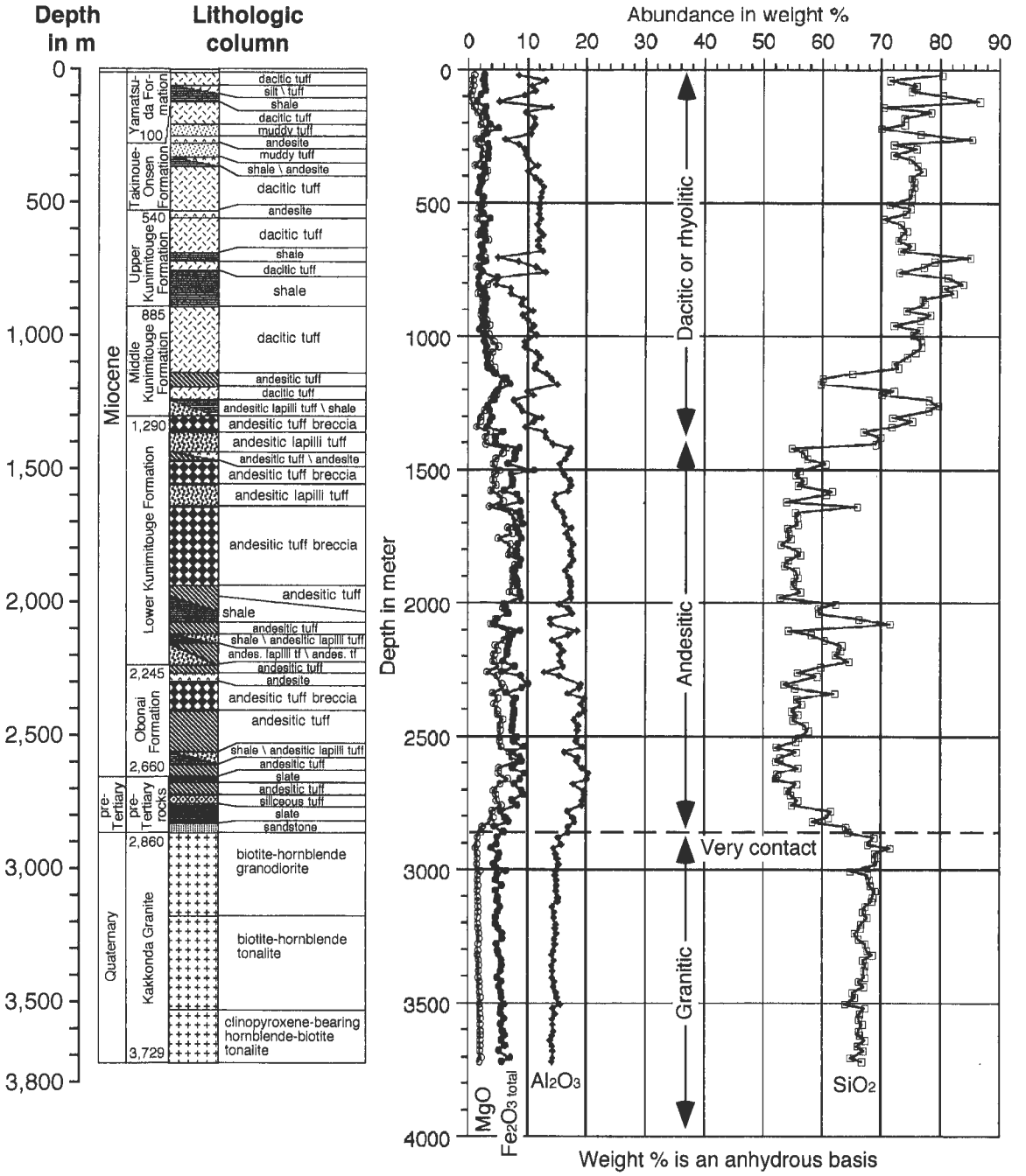
全般的な深度にわたって，SiO_2 と Al_2O_3 の変化の間には逆相関の関係が認められる．これに対して，MgO と Fe_2O_3（全鉄）の変化の間にはやや正相関の関係が認められ，これらは Al_2O_3 の変化とも調和的である．

葛根田花崗岩内部の化学組成変化については，次節で，さらに詳しく述べる．

4.2 塁帯マグマ指示成分の特徴

葛根田花崗岩はまだ 500°C 以上のサブソリダス温度を保っている冷却中のマグマ溜りであって，その化学組成の深度プロファイルは，マグマ溜りの情報として貴重である．例えば，Doi *et al.*（1998）は WD-1a 井の葛根田花崗岩が深度 3515 m 付近で早期と晩期の二つの貫入岩体に分けられるとしている．もし，そうであるならば，葛根田花崗岩の個々の貫入岩体は見かけの大きさよりも，さらに小さいと言うことになる．このような点も化学組成のプロファイリングによって明らかにできるであろう．そこで，この点についてやや詳しく見てみよう．

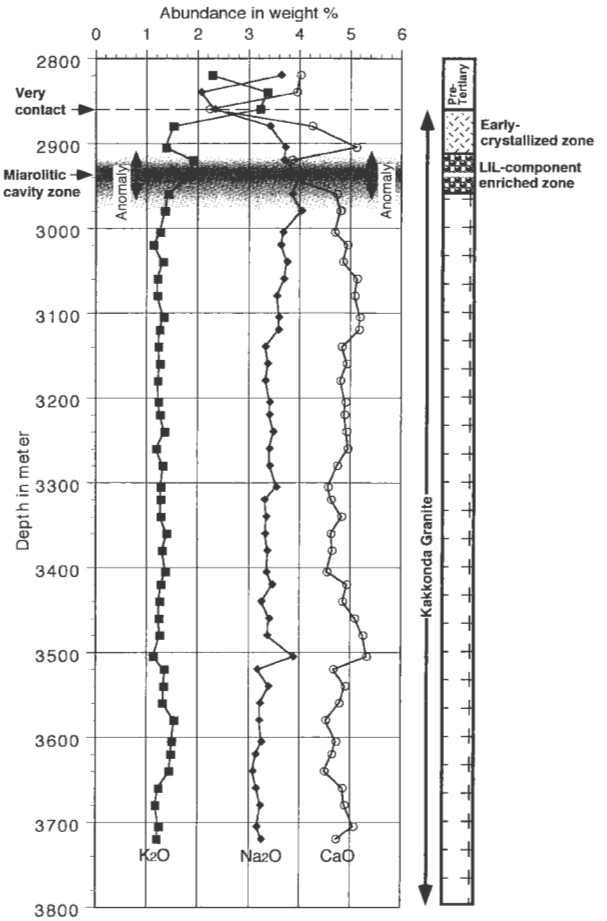
第 4 図の深度 2860 m より深い葛根田花崗岩の部分を見るならば，深度による Al_2O_3，SiO_2，MgO 及び Fe_2O_3（全鉄）の変化はごく小さい．したがって，まず，基本的には葛根田花崗岩が均質であることが分かる．しかし，さらに詳細な変化を見るならば，深部から浅部に向かって，Al_2O_3 はほぼ一定であるが，SiO_2 はわずかに増加し，MgO 及び Fe_2O_3（全鉄）はわずかに減少していることが分かる．それらの変化は，多少の凹凸を含むが，基本的には連続的な変化を示し，一連のマグマ分化過程にある単一のマ



第4図　WD-1a井のカッティング試料の岩相指示成分プロファイル.
Fig. 4　Profiles of lithology-indicative components in cutting samples along well WD-1a.

グマ溜りを示しているように見える．一方，第5図は葛根田花崗岩中のCaO，Na_2O及びK_2O成分の変化を見たものである．これによれば，2960 mから2905 mまでの約50 m程度の深度範囲には，CaO成分の減少とK_2O成分の増大で特徴づけられる軽元素濃集帯が認められる．この位置は，大谷ほか（1997）がコアの直接観察やX線CT測定により注目した深度2937.6 mから2936.4 mまでの約1 mの深度範囲のミアロリティック空隙帯に一致している．ただし，物理的に認められるミアロリティック空隙帯がわずか1 mの深度範囲に過ぎないのに対して，化学的に認められる軽元素濃集帯は50 m程度の深度範囲に及ぶ．したがって，ミアロリティック空隙帯は，軽元素の濃集帯の一部にあって，その中の揮発性成分，具体的に言えば水が発泡したものとして理解される．

次に，インコンパティビリティー（マグマ－固相分別過程において，元素の固相に入り難さの程度）の異なるいくつかの成分に注目する．第6図に，Rb，Ba，K_2O，Na_2O，Sr，Zr及びYのプロファイルを示す．ここで，Rb，Ba及びK_2Oはインコンパティビリティーの高い元素の代表であり，Sr，Zr及びYはインコンパティビリテ



第5図　WD-1a 井の葛根田花崗岩中のアルカリ成分プロファイル（LIL 成分とは Large ion lithophile 成分のことであり，ほぼ軽元素に相当）．

Fig. 5　Profiles of alkaline components in the Kakkonda granite along well WD-1a (LIL-component indicates "large ion lithophile" component).

ィーの低い元素の代表である（Sun and McDonough, 1989）．Na_2O もどちらかと言えば，後者の仲間と言えるかもしれない．第6図を見ると，微量成分ほど，検出限界に近いために，凹凸が目立つ．そして，基本的には，葛根田花崗岩内部において，これら元素の濃度変化は小さい．すなわち，葛根田花崗岩は均質であると言うことができる．

さらに詳細に見るならば，上述のインコンパティビリティーの高い元素と，低い元素とは，概して対照的な変化を示していることが分かる．インコンパティビリティーの高い Rb，Ba 及び K_2O などの元素は，深部より浅部に向かって次第に減少し，深度 3100 m ないし 3000 m 付近で最小濃度に達して，最上部 50 m 付近では再度やや高い濃度を示す．これら大局的な変化の中に，より波長の小さなスパイク状の，上述の 2940 m 付近のミアロリティック空隙帯を中心とする高い濃度の帯がある．インコンパティビリティーの低い Na_2O，Sr，Zr 及び Y などの元素は，これと全く逆のパターンを示す．特に Rb と Y とが，両者のパターンを代表して，好対照をなしている．

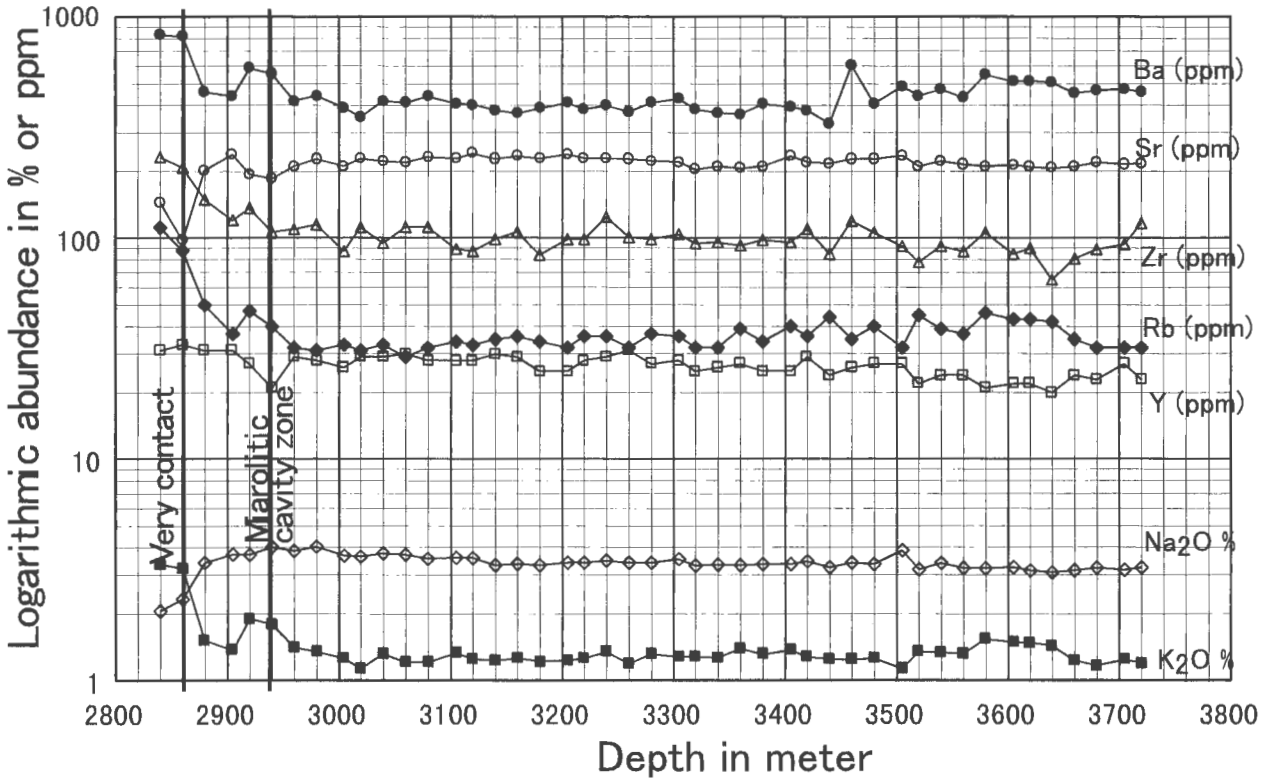
深部から深度 3100 m ないし 3000 m 付近までのこれらの元素の濃度変化は，かなり不思議な変化と言える．なぜならば，インコンパティビリティーの高い元素は，一般には分別結晶分化作用によって，深部より浅部に向かって次第に濃集すると期待されるが，実際にはこれと逆の変化を示しているからである．この予想外の事実に対しては，何らかの説明が与えられなければならないが，いずれにしても葛根田花崗岩内部に，ほぼ連続的な化学組成変化があることは明らかであろう．もし，貫入境界が葛根田花崗岩内部にあるとすれば，さまざまな微量元素に至るまで，連続的な変化を示すと言うことは有り得ず，いくつもの元素に関して顕著な不連続が現れるであろう．しかし，そのような現象は見られない．つまり，葛根田花崗岩マグマは一連のマグマ分化過程にある単一のマグマ溜りと言える．

4.3　断裂指示成分の特徴

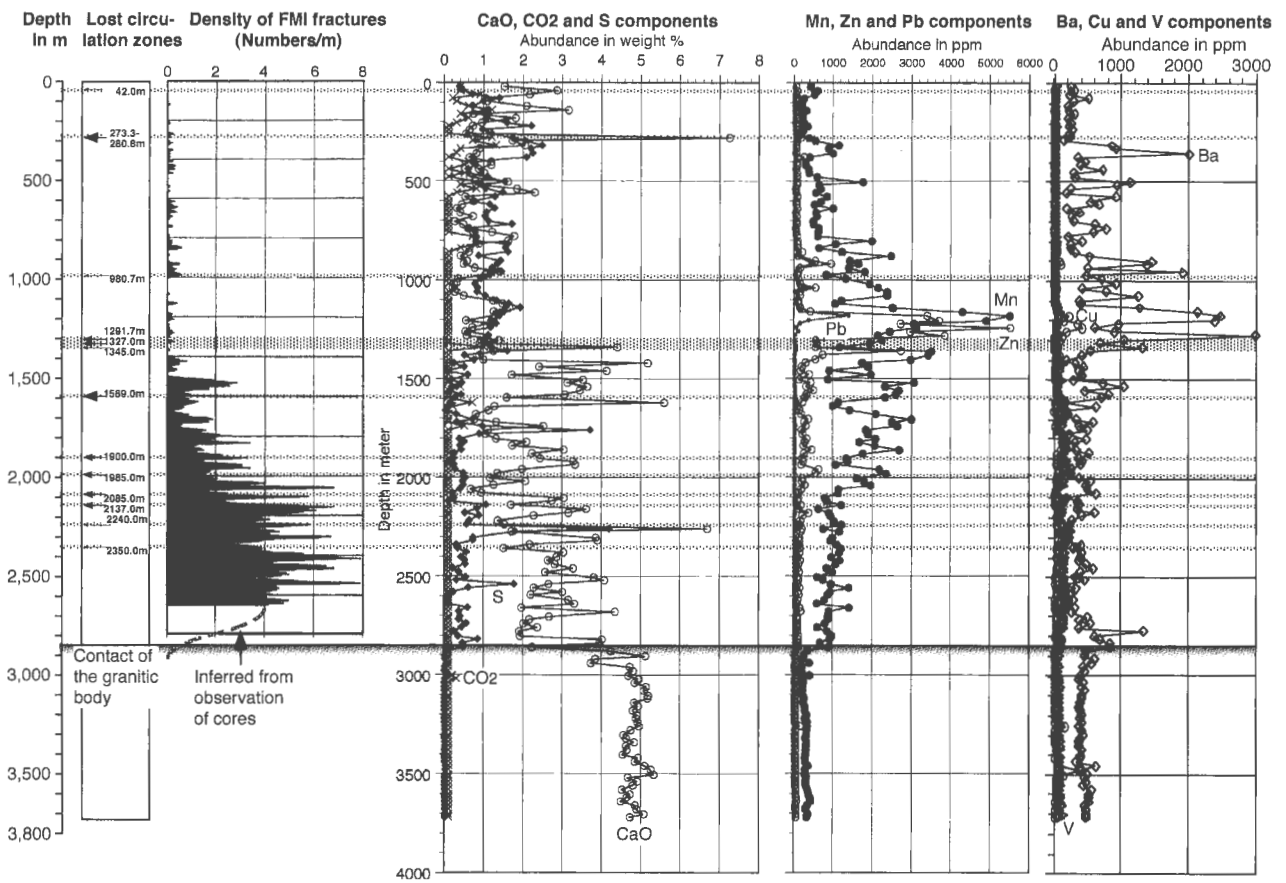
本分析は試料採取間隔のため，およそ 20 m の分解能しかない．しかし，この程度の空間分解能の化学組成データであっても，我が国に多いネットワーク型の断裂型地熱貯留層においては，断裂群の一部を捕捉できる可能性がある．もちろん，これは大局的な傾向の把握に関してである．

第7図は，いくつかの脈充塡鉱物に特徴的な成分を示す．CaO，CO_2 及び S 成分は方解石や硬石膏などの脈充塡鉱物を作るので，これらの正異常のピークが脈を示すであろう．本地域の新第三系には石灰岩はない．第7図を見ると，それらの正異常のピークの多くが網地で示す逸泥帯と対応していることが分かる．つまり，これらの脈は鉱物脈であると同時に，現在でも透水性の高い断裂であるらしい．CaO と CO_2 とが同時に正異常を示すならば方解石脈を，CaO と S とが同時に正異常を示すならば硬石膏脈を示すと考えられる．前述のように平均的な CaO 濃度は深度 2860 m 以深の花崗岩質岩で最高であり，深度 2860 m から 1400 m の安山岩質火山岩で中程度であり，深度 1400 m 以浅のデイサイト質火山岩で最低である．このバックグラウンド濃度を考慮しても，正異常のピークは 2860 m から 1400 m までの深度範囲に集中している．これは第7図に示す，FMI 検層により検出された深度 2860 m から 1770 m までの高密度の断裂帯に良く対応している．

第7図には，Mn，Pb，Zn，Ba，V 及び Cu 等の重金属関連の成分のピークを示している．これらは，深度 1540 m から 1120 m までに多くのピークを作り，特に 1180 m 付近に濃集する．この付近のコアには実際に厚さ 10 cm 程度の黄鉄鉱，黄銅鉱，方鉛鉱などからなる金属鉱物脈が認められている．ただし，重金属関連の成分のピークは現在の逸泥帯とは必ずしも対応せず，現在，透水性の高



第6図　WD-1a 井の葛根田花崗岩中の塁帯マグマ指示成分プロファイル.
Fig. 6　Profiles of magma zonation-indicative components in the Kakkonda granite along well WD-1a.



第7図　WD-1a 井のカッティング試料の断裂指示成分プロファイル.
Fig. 7　Profiles of fracture-indicative components in cutting samples along well WD-1a.

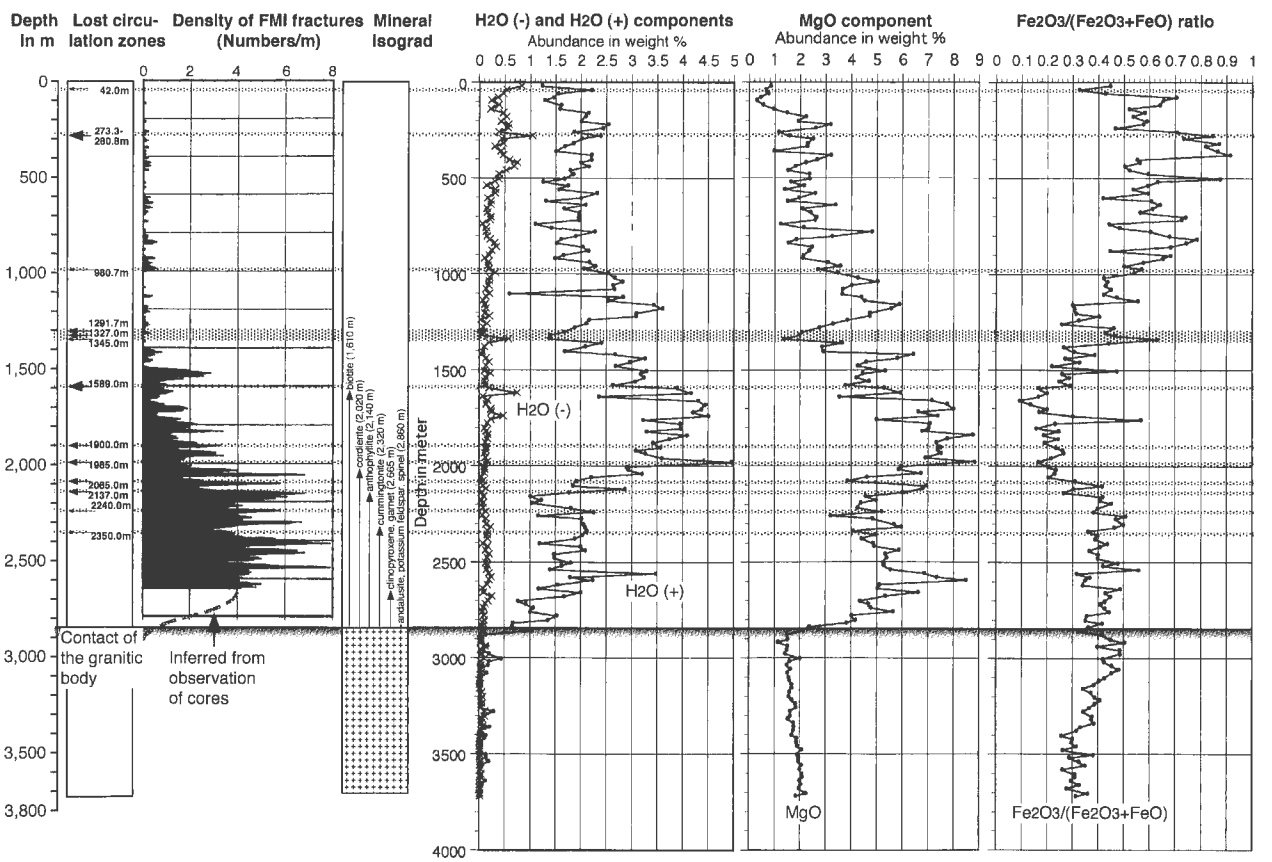
い断裂よりは早期に形成された金属鉱物脈とみなされる．

断裂に関係する水・酸化状態指示成分については，次節で詳しく記述する．

4.4 水・酸化状態指示成分の特徴

$H_2O(-)$及び$H_2O(+)$成分のプロファイルを第8図に示す．両成分は前述のように，それぞれ表面吸着水（surface moisture water）と結晶水（crystalline water）と理想化して呼ばれているが，実際には加熱温度の境界を110°Cとして分けられているに過ぎない．しかしながら，第8図の両成分のプロファイルは大いに違っており，理想的概念に近い分離が実現されていることを裏付けている．例えば，$H_2O(-)$成分のプロファイルは現在の表面吸着水に期待されるように，空隙率（表面積）の大きい浅部に向かって漸次増大している．対照的に，$H_2O(+)$成分のプロファイルは含水珪酸塩におけるOH基の存在量を反映するため，現在の物理化学的平衡条件に支配されるのみならず，鉱物形成反応が起こったときの水のフュガシティー等の履歴に支配されている．$H_2O(+)$成分のプロファイルは2000 mから1600 mまでの深度に最大値を持ち，深部及び浅部に向かって減少する．

$H_2O(+)$成分のプロファイルの意味付けは，第8図のようにMgO成分のプロファイルと比較することによってより明確となる．すなわち，両成分は葛根田花崗岩の部分を除いて，全般的に高い相関を示す．特に，1740 mより浅い深度では，両者のパターンは酷似している．これは，含水珪酸塩の中で，緑泥石（及び浅部では緑泥石／混合層鉱物）が普遍的であり，かつ最も卓越するためであると推定される．葛根田花崗岩以外の先第三紀基盤岩類や中新統はほとんどグリーンタフ変質を被っている．白雲母や黒雲母もWD-1a井には見られるが，K_2O成分のプロファイルは$H_2O(+)$成分との相関を示さず，それらは緑泥石ほど卓越しないことが分かる．そして，一たび，グリーンタフ変質を受けると，大部分の苦鉄質鉱物が緑泥石と他の鉱物に再結晶することになる．また，グリーンタフ変質以前の現象として，先第三紀基盤岩類は大抵プレーナイトーパンペリアイト変グレイワッケ相程度の弱変成作用を被っており，これらにも緑泥石が卓越する．事実，緑泥石（及び緑泥石／混合層鉱物）は葛根田花崗岩より上部のWD-1a井中，最も卓越する含水鉱物であることが確認されている（Muraoka *et al.*, 1998 のFig.8参照）．このように，WD-1aの2860 mより浅い部分，特に1740 mより浅い部分の$H_2O(+)$成分の存在度は普遍的な緑泥石（及び浅部では緑泥石／混合層鉱物）の存在度



第8図　WD-1a井のカッティング試料の水・酸化状態指示成分プロファイル．

Fig. 8　Profiles of water and oxidation-indicative components in cutting samples along well WD-1a.

を反映するものとみなせ，現在までのさまざまの履歴を反映するものとみなせる．

ところが，2860 m から 1740 m の深度範囲について，H_2O(+)成分と MgO 成分のプロファイルを詳細に比較すると，パターンの類似性は失われていないものの，後者に比較して，前者が葛根田花崗岩に向かって減少していることが分かる．この範囲はまさに葛根田花崗岩の接触変成帯の，比較的高変成度の部分に一致している．したがって，ここでは葛根田花崗岩マグマの熱により接触変成作用が起こり，緑泥石が分解し，脱水反応が起ったものとみなせる．このとき，H_2O(+)成分は上方に絞り出されたが，非移動性の MgO 成分は再結晶鉱物中に保存されたのであろう．そのために，H_2O(+)成分と MgO 成分のプロファイルのパターンは類似しているものの，前者のみが葛根田花崗岩に向かって減少しているのであろう．この観点から MgO 成分のようなバックグラウンドを想定して，H_2O(+)成分のプロファイルに注目すると，葛根田花崗岩に向かっての減少は，漸次的に起こっているのではなくて，深度 1610 m の黒雲母アイソグラッドや深度 2020 m の堇青石アイソグラッドなど，主要な変成反応の部分で，急激に起こっていることが読み取れる．

一方，2000 m より浅い部分の現在の葛根田 1 号機の浅部地熱貯留層に注目すると，H_2O(+)成分のスパイク状の負異常の多くが逸泥帯に一致し，正の異常が非透水帯に一致していることが分かる．第 8 図には，酸化指標としてカッティング試料の Fe_2O_3／(Fe_2O_3＋FeO)比を示している．この指標は葛根田花崗岩以外の部分で，H_2O(+)成分のプロファイルと逆相関を示しており，注目に値する．

5. 議　　論

5.1 葛根田花崗岩マグマの塁帯構造

Doi *et al.*（1998）は WD-1a 井の葛根田花崗岩の一部に二次的黒雲母が形成されていることから，これを早期貫入岩体が晩期貫入岩体の触変成作用を受けた結果と解釈して，葛根田花崗岩を深度 3515 m 付近で新旧二つの岩体に区分した．しかし，第 4 図の SiO_2，MgO 及び Fe_2O_3（全鉄）や，第 6 図の Rb，Ba，K_2O，Na_2O，Sr，Zr 及び Y の連続的変化から見ると，葛根田花崗岩が二つの異なる貫入岩体からなると考えることは困難である．もし，貫入境界が葛根田花崗岩内部にあるとすれば，微量元素に至るまで，さまざまな元素が連続的な変化を示すと言うことは有り得ず，いくつもの元素に関して顕著な不連続が現れるはずであろう．しかし，そのような現象は見られない．これらのデータは，葛根田花崗岩が一連のマグマ分化過程を経た単一のマグマ溜りであることを明瞭に示していると言えよう．

第 4 図では深部から浅部に向かって，葛根田花崗岩の SiO_2が増加し，MgO 及び Fe_2O_3（全鉄）が減少している．したがって，深部ほどマグマの早期固結相を表すとすれば，時間とともに，珪酸成分が増加し，苦鉄質成分が減少して行く，一般的な分別結晶過程を表しているものと理解される．しかし，第 4 図の SiO_2，MgO 及び Fe_2O_3（全鉄）成分や，第 5 図の CaO，Na_2O 及び K_2O 成分に関しても，葛根田花崗岩最上部の約 50 m 程度の深度範囲では，わずかに逆の変化が見られる．これは，葛根田花崗岩の最上部 50 m 程度の部分が，貫入初期に壁岩への熱拡散によって相対的に早期に固結したことを意味する．このマグマの表皮とも言うべき部分を，ここでは早期固結周縁相と呼ぼう．

そして，第 5 図の CaO，Na_2O 及び K_2O 成分の変化からすれば，2960 m から 2905 m までの 50 m 程度の深度範囲は，この早期固結周縁相の内側にあって，K_2O 等軽元素の濃集帯に当たっている．したがって，厚さ約 50 m の早期固結周縁相を除外すれば，分別結晶作用の比較的晩期に，葛根田花崗岩マグマの最上部に軽元素が濃集した部分を表すのであろう．

一方，第 6 図の Rb，Ba，K_2O，Na_2O，Sr，Zr 及び Y のプロファイルによれば，大局的にこれらの変化は小さく，葛根田花崗岩が極めて均質であることを示している．それらの一部は確かに，2960 m から 2905 m までの深度範囲においてスパイク状の異常を示す．しかし，それよりさらに大局的な変化が共通して見られる．すなわち，深部から浅部に向かって一方向に変化し，深度 3100 m ないし 3000 m 付近で極点に達し，これより浅い早期固結周縁相では逆方向に変化している．早期固結周縁相より深い部分（深部から深度 3100 m ないし 3000 m 付近まで）の変化について言えば，それは不思議な変化であると言わなければならない．なぜならば，深部より浅部に向かって，インコンパティビリティーの高い元素が，分別結晶分化作用とともに次第に減少し，インコンパティビリティーの低い元素が，分別結晶分化作用とともに次第に増加しているからである．これは塁帯マグマ溜りモデルに関する大きな課題であり，その説明にはさまざまの可能性があり得る．しかし，ミアロリティック空隙帯の存在や深度 50 m にわたる軽元素濃集帯の存在を合わせて考えるならば，最もありそうな説明は次のようなものではないであろうか．一般に粘性の高い花崗岩質マグマは斑レイ岩質マグマのようにリズミカルな層状分化岩体を作りにくい．これは，花崗岩質マグマが対流や結晶沈積を起こし難いことを示している．実際に，本報の化学分析値は，微量元素に至るまで，基本的には葛根田花崗岩マグマが極めて均質であることを示している．しかし，マグマの固結過程で，マグマが水（蒸気）に飽和した場合，飽和した気相は浮力によって劇的に上方へ移動するはずである．気相の飽和は，より低温・低圧のマグマ上部で起こり，その部分における揮発性元素やそれらに親和性の高い元素の枯渇を引き起こすであろう．したがって，

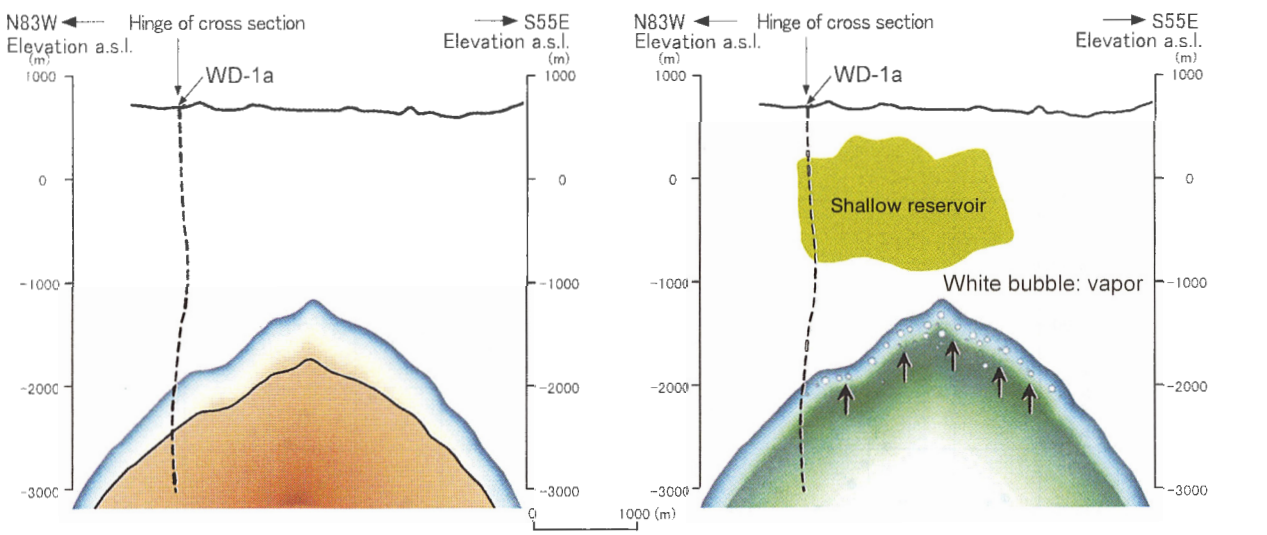
一度，かなり均質なマグマが形成された後に，気相分離に伴って，マグマ上部から軽元素が上方に散逸し，そのことによって，マグマの比較的上部から軽元素の枯渇が起こったのであろう（第 9 図）．分別結晶作用もマグマ内熱－重力拡散（Hildreth, 1979, 1981）も，上方に向かって軽元素の枯渇を説明することは難しい．よって，恐らくは，気相分離が，マグマ内化学組成の濃度勾配に大きな役割を果たしたのであろう（第 9 図）．

このとき，前述の 2960 m から 2905 m までの深度範囲におけるスパイク状の異常は，次のように考えられる．H_2O(+)等の揮発性成分は基本的には，まず第 6 図の極点である深度 3100 m から 3000 m 付近で飽和した．その証拠に，第 8 図のように，葛根田花崗岩内における H_2O(+)成分の最大のピーク値は深度 3000 m に見られる．つまり，その付近が揮発性元素の放出の中心であった．しかし，H_2O(+)を主とする揮発性成分は，気相分離後，浮力でマグマ内を上昇した．この浮力による急激な移動のため，上部の 2960 m から 2905 m 付近まで到達したものと考えられる（第 9 図）．したがって，この深度のコアにのみ，気泡の跡，すなわちミアロリティック空隙が残っているのであろう．もちろん，このほかに，地表に放出された火山ガスも多量にあったものと想像される．

5.2 接触変成帯の H_2O(+)プロファイル

多くの変成岩研究者が接触変成帯において，高変成度側に近づくほど接触変成岩中の H_2O が減少することを指摘している（例えば，Labotka, 1991；Mason, 1990, p.64）．それにもかかわらず，接触変成帯における H_2O 含有量の詳細なプロファイルが報告された事例はほとんどない．その理由は，一つには地表に露出した古い貫入岩の接触変成帯は貫入後，さまざまな影響を受けているからであり，また一つには天然の露出においては接触変成岩の系統的なサンプリングが困難だからである．WD-1a 井においては，このような障害がほとんどない．葛根田花崗岩とその接触変成帯は角閃石の K-Ar 年代が 0.3 Ma より若いほどに新鮮であり（蟹澤ほか, 1994），掘削それ自体が系統的サンプリングを可能にしている．したがって，本報に示したデータは，ほとんど世界で初めての接触変成帯における H_2O(+)成分のプロファイルであると言えよう．

既に述べたように，H_2O(+)成分は接触変成作用以前には主に緑泥石に含まれており，これが 0.3 Ma 以降の接触変成作用によって，葛根田花崗岩に接近するほど，階段状に減少している（第 8 図）．この階段状減少位置の厳密な同定は困難であるが，少なくとも，深度 1610 m の黒雲母アイソグラッド付近と深度 2020 m の菫青石アイソグラ



Stage 1 (Immediately after intrusion and mainly molten stage)
Margin: Rapidly cooling
Black line: Vapor saturation (front) zone
Center: Still high temperature

Stage 2 (Crystal mush magma and vapor ascending stage)
Margin: 50m thick crust was already consolidated
Bubble zone: LIL-component concentration zone
Green: Volatile- and LIL-components depletion zone due to bubble ascending
Center: Normal zone

第 9 図　葛根田花崗岩マグマ溜りの組成塁帯生成のモデル．
Fig. 9　Model on the genesis of the compositional zonation of the Kakkonda granitic magma chamber.

ッド付近における階段状の脱水傾向は明瞭のように見える．例えば，菫青石アイソグラッドの反応は白雲母＋緑泥石＋石英＝菫青石＋黒雲母＋H_2O のように推定されている（Pattison and Tracy, 1991）．

5.3 マグマ近傍における水・酸素フュガシティー

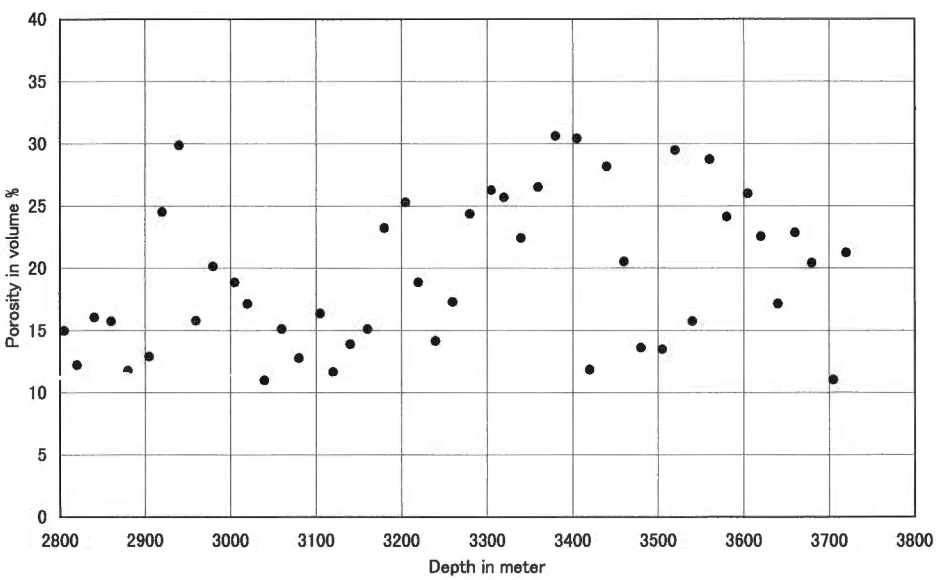
2020 m より浅い現在の熱水対流帯においては，H_2O(+)成分の負異常が逸泥帯ないし透水帯に一致し，H_2O(+)成分の正異常が不透水帯に一致している．このことは含水鉱物中の OH 基の存在度が温度・圧力（リソスタティック圧）のみならず，水のフュガシティーに依存していると言う事実から合理的に説明される．今もし，透水性が高いと，開放系に近いために，水のフュガシティーはハイドロスタティック圧を大きく超えることができない．このため，H_2O(+)成分が負異常を示す．一方，もし，透水性が低いと，閉鎖系に近いために，水のフュガシティーは劇的にハイドロスタティック圧を超えることができる（Hanson, 1992）．このため，H_2O(+)成分が正異常を示す．

この考えは，第8図における H_2O(+)成分のプロファイルと酸化指標の $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$比のプロファイルが逆相関を示すことからも説明される．なぜならば，地殻中の酸素フュガシティーは水の解離平衡を介して，水のフュガシティーに支配されるからである（都城, 1965）．すなわち，両者の逆相関は，酸化還元反応 $2FeO+2OH_{(Hydrosilicates)}=Fe_2O_3+H_2O$ に規制されているためと考えられる．このような相補的な反応に規制されて，$Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$比が H_2O(+)成分と逆相関を示すのであろう．以上のことから言えば，第8図の $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$比に見られる二つの大きな山は，それぞれ浅部と深部の透水帯（地熱貯留層）に対応するのであろう．

5.4 マグマ近傍における断裂系成因論

葛根田の深成岩体縁部貯留層の成因について論じる．WD-1a 井では残念ながら深成岩体縁部貯留層を直接捕捉することができなかった．しかし，深成岩体縁部貯留層の重要な手掛かりの一つは，既に記述したように，葛根田花崗岩内縁におけるミアロリティック空隙帯である．その成因については既に議論したが，葛根田花崗岩の厚さ 50 m 程度の早期固結周縁相の内側にあって，現在でも空隙を保持している．したがって，位置的に見ても，葛根田地域の深部地熱貯留層の直接の原因になっている可能性が高い．手掛かりのもう一つは，FMI 検層で接触変成帯に見いだされた稠密な低角度断裂系である（Kato *et al.*, 1998； Muraoka *et al.*, 1998； 第8図）．

第10図にカッティングス試料の密度測定から，矢野ほか（1989）と同様の方法で求めた有効空隙率の深度プロファイルを示す．ただし，カッティングス試料であるから，それ自体がビットによる掘削の機械的影響を受けているはずであり，自然状態の有効空隙率よりかなり大きい値となっているであろう．また，深度 3100 m より深い部分の葛根田花崗岩の多くが高い有効空隙率を示すのは，深度 3100 m より深部の塑性帯に位置した岩石が（Muraoka *et al.*, 1998），掘削ビットの衝撃や地表への開放の結果，粒間破壊などを起こしたためであろう．注目されるのは，化学成分と同じように，深度 2940 m 及び 2920 m



第10図 WD-1a 井のカッティング試料の有効空隙率プロファイル（ただし，自然状態の空隙のみならず，掘削により生じた人工的な空隙を含む）．

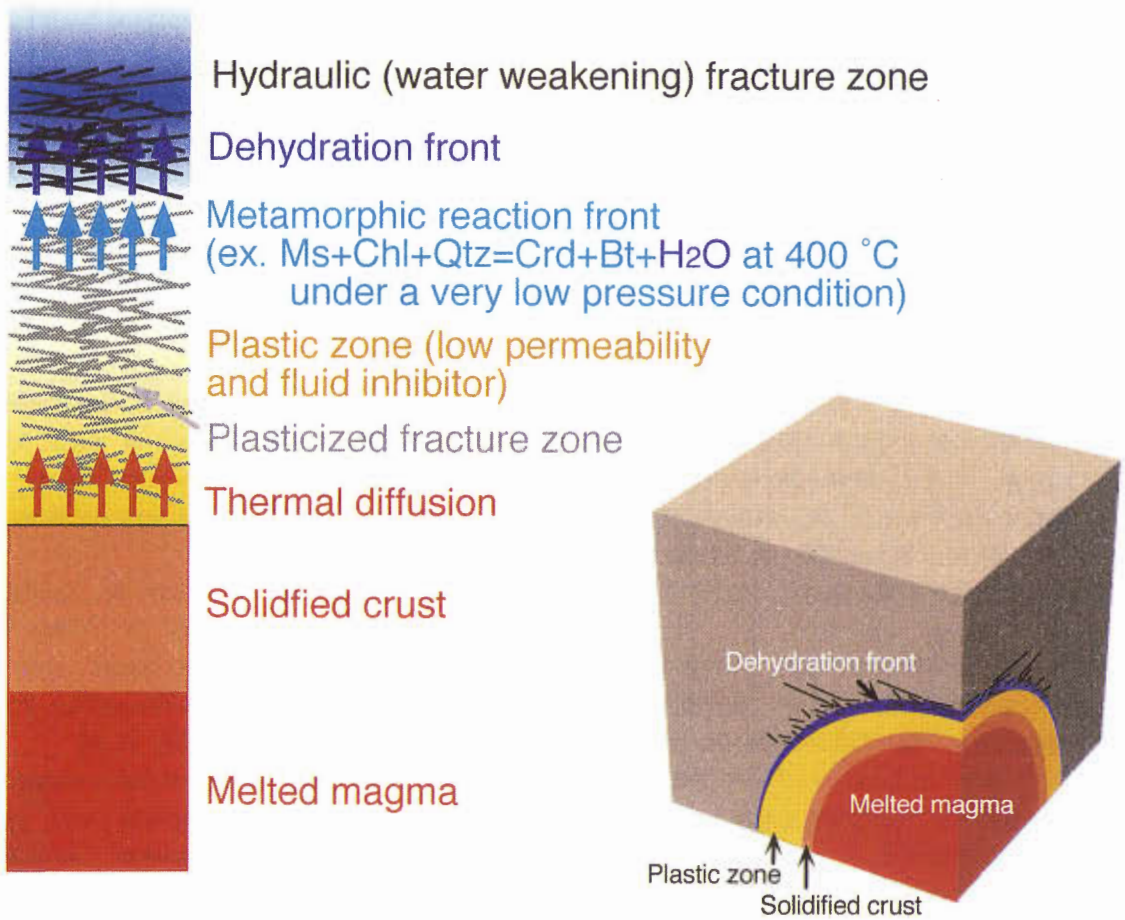
Fig. 10 Profiles of effective porosity in cutting samples along well WD-1a (Effective porosity shown here includes not only natural porosity but also drilling-induced one).

にも，高い有効空隙率のピークがあることである．これは十分塑性的になっていない帯の岩石であり，真に有効空隙率が高かったものと考えられる．そして，その相対的な有効空隙率の高さは，ミアロリティック空隙帯が貯留層を作る可能性をあながち否定できないように思われる．

葛根田花崗岩の接触変成帯における鉱物組み合わせはアルミノ珪酸塩における珪線石の欠如，菫青石の卓越及び白雲母＋石英が分解するまで紅柱石が欠如していることなど，タイプ 1a の接触変成相系列で特徴づけられる（Pattison and Tracy, 1991）．このタイプは 200 MPa または 300 MPa の以下の，最も低圧の相系列として知られている．葛根田花崗岩上面で最も浅い部分は Well-21 の地表面下深度 1954 m であり（蟹澤ほか，1994），最も深い部分は WD-1a の地表面下深度 2860 m である．ただし，実際には傾斜井のため，真の垂直深度は若干異なる．しかし，その傾斜が小さいため，ここでは坑井沿いの距離をもって深度としている．マグマ貫入後の地表面削剝の効果はおおむね火山岩被覆の効果と拮抗すると仮定する．

そうすると，平均密度をコアの実測値から 2.6 g/cm^3 と仮定して，上記 2 坑井における葛根田花崗岩上面の荷重圧はそれぞれ 49.8 MPa と 72.9 MPa と見積もられる．これは上記のタイプ 1 a の圧力条件を十分に満たす．そして，このようなごく低圧条件下では，菫青石アイソグラッドの反応，白雲母＋緑泥石＋石英＝菫青石＋黒雲母＋H_2O の温度条件がほぼ 400°C に近づく（Pattison and Tracy, 1991）．この 400°C と言う菫青石アイソグラッドの温度条件は，WD-1a で実際に観察されている 380°C と言う脆性－塑性境界の温度条件（Muraoka *et al.*, 1998）にほぼ近い．

脱水反応による流体生成は接触変成帯の透水性が低いとき，急激な間隙水圧の上昇をもたらす（Hanson, 1992）．これは岩石強度の低下をもたらし，水圧破砕を促進する（Labotka, 1991）．WD-1a 井における典型的な脱水反応は菫青石形成反応に期待される．葛根田地熱地域の場合の特殊性は，ごく浅部の貫入岩体のため，この菫青石形成反応がほぼ脆性－塑性境界の温度条件で起こったこと



第 11 図　接触変成帯の移動脱水フロントにおける水圧破砕のモデル．
Fig. 11　Model of hydraulic fracturing in the sweeping dehydration front of the contact metamorphic aureole.

であろう（第11図）．そうすると，菫青石形成反応で生成された流体は塑性帯に阻まれて下方に行けず，必然的に浅い方のフロントに濃集することになる．このような条件下では，水の濃集，間隙水圧低下による岩石強度の低下，及び水圧破砕などが，極めて効果的に起こるであろう．このような菫青石形成反応と，それに付随する脱水フロントは，マグマの貫入後，時間とともにマグマとの接触面から次第に現在観察されている菫青石アイソグラッドまで移動して行くことになり，その背後には次々と水圧破砕で生じた断裂を残して行くことになるであろう．この脱水フロントの概念は問題の低角度断裂系が深度2860 mの葛根田花崗岩の上面から深度2020 mの菫青石アイソグラッドまでの深度範囲に特に稠密に発達していること（第8図）と良く符号する．

一方，WD-1a井においては，この深度範囲に異常に断裂の密度が高いにもかかわらず，現在の透水性が必ずしも高くない．この矛盾は，断裂が脱水反応のフロントで一度発生するが，すぐに背後から塑性帯が追い上げてきてその部分を塑性化させてしまうと言う，スイープ過程によって説明できる．しかしながら，一度上昇したこの脆性－塑性境界は再び現在の3100 mの深度まで後退しており，この高変成度側の接触変成帯が塑性領域にさらされた時間は，数万年のオーダーであり，地質学的にはごく短い．そのため，これら低角度断裂系は，完全に失われた訳ではない．したがって，例えば，高角度の断裂がそれらに交差して天水をもたらすような機会に遭遇すると，再び断裂として再活性化するでのあろう．

6. ま と め

葛根田地熱地域に掘削された深度3729 mのWD-1a井は，現在でも500℃を超えるサブソリダス温度状態の葛根田花崗岩を捕捉するとともに，これを熱源とする形成直後の接触変成帯や現在の熱水対流系の深度範囲を完全に貫通した．このため，マグマ－壁岩－熱水系相互作用に関する多くの貴重な情報をもたらした．本報では特に，このWD-1a井から約20 m置きに採取した186個のカッティング試料の多成分分析結果を用いて，以下のような結論を得た．

(1) 塁帯マグマ溜りの研究については，これまで大規模火砕流堆積物からの推定が多かったが，葛根田花崗岩においては直接的にマグマ溜りの塁帯構造を明らかにした．その結果から，少なくともWD-1a井から見る限り，葛根田花崗岩は一連のマグマ分化作用で形成された単一のマグマ貫入ユニットと言える．

(2) 接触変成帯におけるH_2O(+)成分の系統的な分析によって，接触変成帯におけるH_2O(+)プロファイルを初めて明瞭に示した．

(3) マグマ近傍における熱水対流系に関して，ホストとなる岩石の化学組成から，水及び酸素フュガシティーをある程度評価できることを示した．

(4) マグマ近傍では稠密な断裂系が発達するが，これには脱水変成反応，間隙水圧，脆性－塑性境界などが密接な役割を果たすことから，それらのスイープ過程を脱水フロントと言う概念に要約して示した．

謝辞 NEDOの方々，その委託先の日本重化学工業(株)の方々には始終便宜を図っていただいた．日本重化学工業(株)の土井宣夫博士にはいつも貴重な情報を与えていただいており，加藤 修氏にはカッティング試料採取に関して多大のお世話になった．三菱マテリアル資源開発(株)の高橋 洋博士ほかの方々にはカッティング試料からの不純物除去・分析等に関して多大のお世話になった．地質調査所の茂野 博グループ長及び玉生志郎博士には，論文の執筆に際して多大のお世話になった．ここに記してお礼申し上げる．

文 献

Doi, N., Kato, O., Ikeuchi, K., Komatsu, R., Miyazaki, S., Akaku, K. and Uchida, T. (1998) Genesis of active plutonic-hydrothermal system around the Quaternary granite in the Kakkonda geothermal field, Japan. *In* Sasada M. *et al.*, eds., *Deep Geothermal Systems Japanese National Project at Kakkonda. Geothermics,* **27**, 663-690.

土井宣夫・加藤 修・村松容一 (1990) 岩手県葛根田地熱地域における新期花崗岩類と先第三系内貯留層について．日本地熱学会平成2年度学術講演会講演要旨，6.

Doi, N., Muramatsu, Y., Chiba, Y. and Tateno, M. (1988) Geological analysis of the Kakkonda geothermal reservoir. *Proc. Int'l. Sympo. Geotherm. Energy 1988,* Kumamoto and Beppu, 522-525.

Fujimoto, K., Okubo, Y., Akaku, K., Yanagisawa, N., Oketani, Y. and Doi, N. (1998) Recent results of NEDO "deep-seated geothermal resources survey" project. *Proceedings 20th NZ Geothermal Workshop 1998,* 91-96.

Hanson, R. B. (1992) Effect of fluid production on fluid flow during regional and contact metamorphism. *J. metamorphic Geol.,* **10**, 87-97.

Hildreth, W. (1979) The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *In* Chapin, C. E. and Elston,

W. E., eds., *Ash-Flow Tuff*. Geological Society of America Special Paper, **180**, 43-75.

Hildreth, W. (1981) Gradients in silicic magma chambers: Imlications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, **86**, 10,153-10,192.

蟹澤聰史・土井宣夫・加藤　修・石川賢一（1994）岩手県，葛根田地熱地域に伏在する第四紀葛根田花崗岩．岩鉱，**89**，390-407.

加藤　修・土井宣夫・村松容一（1993）岩手県葛根田地熱地域における新期花崗岩類と地熱貯留層．日本地熱学会誌，**15**，41-57.

Kato, O., Doi, N., Sakagawa, Y. and Uchida, T. (1998) Fracture systematics in and around well WD-1, Kakkonda geothermal field, Japan. *In* Sasada, M. *et al.* eds., *Deep Geothermal Systems Japanese National Project at Kakkonda. Geothermics,* **27**, 609-629.

加藤　修・佐藤　浩（1995）第四紀花崗岩をターゲットにした葛根田地熱地域の深部貯留層開発について．資源地質，**45**，131-144.

Labotka, T. C. (1991) Chemical and physical properties of fluids. *In* Kerrick, D. M. ed., *Contact metamorphism*. Mineral Soc. Amer., Review in Mineralogy, **26**, 43-104.

Mason, R. (1990) *Petrology of the Metamorphic Rocks. 2nd ed.,* Allen and Unwin, London, 230 p.

都城秋穂（1965）変成岩と変成帯．岩波書店，東京，458 p.

Muraoka, H. (1997) Petrochemical profiling of the aureole of the Kakkonda Granite using cuttings samples along the well WD-1a, Northeast Japan. *Geothermal Resources Council Trans.,* **21**, 309-316.

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 3729 m depth, Kakkonda, Japan. *In* Sasada M. *et al.,* eds., *Deep Geothermal Systems Japanese National Project at Kakkonda. Geothermics,* **27**, 507-534.

大谷具幸・中島善人・村岡洋文（1997）X線 CT による葛根田花崗岩に認められる岩石組織の 3 次元イメージング．日本地熱学会誌，**19**，209-217.

Pattison, D.R.M. and Tracy, R.J. (1991) Phase equilibria and thermobarometry of metapelite. *In* Kerrick., D.K. ed., *Contact Metamorphism.* Mineral. Soc. Amer., Review in Mineralogy, **26**. 105-206.

新エネルギー総合開発機構（1991）昭和 65 年度全国地熱資源総合調査（第三次）秋田駒ヶ岳地域火山岩分布・年代調査報告書．134p.

Sun, S.-s. and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In* Saunders, A.D. and Norry, M.J. ed., *Magmatism in the Ocean Basins,* Geological Society Special Publication, no.42, 313-345.

須藤　茂（1987）仙岩地熱地域の珪長質大規模火砕流堆積物－玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩－．地調報告，no.266，77-142.

玉生志郎（1994）地熱系モデリングから見たマグマ溜り－豊肥・仙岩・栗駒地熱地域を例にして－．地質学論集，no.43，141-155.

Uchida, T., Akaku, K., Sasaki, M., Kamenosono, H., Doi, N. and Miyazaki, S. (1996) Recent progress of NEDO's "Deep-Seated Geothermal Resources Survey" project. *Geothermal Resources Council Trans.,* **20**, 643-648.

矢野雄策・須田芳朗・玉生志郎（1989）日本の地熱調査における坑井データ　その 1　コア測定データ－物性，地質層序，年代，化学組成－．地調報告，no.271，832p.

（受付：2000年 2 月 9 日；受理：2000年 6 月26日）

附表　WD-1a 井カッティング試料の多成分分析結果 (Fe_2O_3：ここでは前鉄から FeO wt %/0.9 を引いた値，LOI：強熱減量値，A：誘導結合プラズマ発光分光分析法，W：湿式分析法，F：強熱減量試験，M：誘導結合プラズマ質量分析法，I：赤外線式濃度測定法，T：滴定法，G：ガス分析計)．

	Component	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	P_2O_5	$+H_2O$	$-H_2O$	TOTAL	LOI	CO_2	C	S	Ba	Cs	Hf
		(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(inorg	(%)	(%)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
	Method	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	W	W		F	D	I	I	M	M	M
	Detectability	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		0.01	0.20	0.01	0.01	10	1	1
		(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)		(%)	(%)	(%)	(%)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
No.	Depth (m)																						
1	20.00	80.28	0.29	8.32	1.08	1.35	0.05	0.82	1.52	1.15	1.63	0.01	0.05	1.22	0.81	98.58	2.71	0.4	0.11	0.37	233	5	2
2	40.00	71.45	0.29	12.96	0.72	1.52	0.07	0.62	2.85	3.02	2.26	0.01	0.05	2.20	0.52	98.55	3.51	0.4	0.17	0.46	288	7	2
3	60.00	75.93	0.30	10.66	1.02	1.38	0.07	0.72	2.15	2.50	3.25	0.01	0.05	1.53	0.46	100.02	2.98	0.9	0.32	0.70	213	3	2
4	80.00	75.02	0.28	11.23	1.85	0.79	0.03	0.42	1.02	1.69	3.94	0.00	0.04	1.45	0.35	98.12	3.75	0.2	0.26	1.39	499	3	3
5	95.00	80.39	0.22	9.30	1.18	0.63	0.02	0.26	1.08	2.21	2.04	0.01	0.03	1.27	0.23	98.87	2.72	0.3	0.28	0.99	280	2	2
6	120.00	86.58	0.14	5.08	0.83	0.47	0.02	0.52	2.08	0.69	1.01	0.01	0.06	1.59	0.37	99.45	3.43	0.6	0.69	0.72	190	3	1
7	140.00	70.36	0.31	13.87	1.41	1.32	0.04	0.92	3.15	3.56	2.22	0.01	0.05	1.57	0.21	99.00	3.29	1.2	0.42	1.07	205	6	3
8	160.00	78.44	0.22	9.63	1.41	1.03	0.03	1.44	0.73	1.22	2.69	0.00	0.06	2.13	0.46	99.48	3.89	0.4	0.33	1.02	288	3	4
9	180.00	73.83	0.35	11.09	1.49	1.30	0.03	2.19	1.80	2.08	2.66	0.01	0.05	2.07	0.52	99.47	3.86	0.6	0.37	1.07	202	2	3
10	205.00	73.81	0.31	11.10	1.97	1.38	0.03	1.89	0.94	2.52	2.09	0.01	0.04	1.99	0.41	98.49	4.20	0.3	0.17	1.58	242	3	3
11	220.00	69.92	0.37	10.64	2.70	2.01	0.04	3.16	0.71	2.16	1.27	0.01	0.04	2.53	0.56	96.12	5.56	<0.2	0.47	2.20	209	3	2
12	240.00	76.56	0.29	10.50	1.31	1.52	0.03	2.58	0.63	2.02	1.22	0.01	0.05	2.42	0.55	99.68	4.10	<0.2	0.24	0.97	257	3	3
13	260.00	85.35	0.22	6.06	1.42	0.60	0.02	1.13	0.54	0.61	1.00	0.00	0.08	1.85	0.37	99.26	4.26	<0.2	0.80	1.20	222	3	2
14	280.00	72.02	0.28	8.33	2.64	0.50	0.05	1.53	7.25	0.54	1.18	0.01	0.04	2.37	1.03	97.77	5.27	1.2	0.62	1.72	212	10	2
15	295.00	75.96	0.30	9.32	2.39	0.88	0.07	2.47	1.73	1.32	1.31	0.01	0.06	2.00	0.43	98.25	4.17	0.7	0.48	2.05	139	2	3
16	320.00	72.06	0.30	9.61	2.82	0.43	0.15	2.27	2.04	0.17	3.85	0.01	0.06	1.83	0.46	96.06	3.88	1.3	0.50	2.48	843	1	2
17	335.00	75.00	0.29	9.95	2.60	0.59	0.11	2.24	0.89	0.42	4.10	0.01	0.06	1.67	0.29	98.23	4.21	0.4	0.24	2.19	910	2	3
18	360.00	76.10	0.21	11.56	2.10	0.34	0.13	0.95	0.81	0.56	3.91	0.01	0.05	1.49	0.41	98.63	3.91	0.3	0.21	2.24	1995	2	4
19	380.00	76.97	0.24	9.97	2.47	0.24	0.05	3.17	0.63	0.55	2.52	0.01	0.03	2.19	0.46	99.50	4.30	<0.2	0.11	2.08	339	3	3
20	405.00	75.06	0.23	11.19	0.93	0.76	0.04	2.63	1.18	0.40	2.60	0.00	0.03	2.19	0.58	97.81	4.34	0.6	0.26	0.74	455	2	4
21	420.00	75.53	0.27	11.97	1.09	0.86	0.04	2.20	1.18	1.55	2.42	0.00	0.04	1.98	0.73	99.86	3.68	0.5	0.24	0.79	375	1	4
22	440.00	75.53	0.25	12.64	0.86	0.86	0.05	1.77	0.86	1.80	2.80	0.00	0.03	2.14	0.67	100.26	3.61	<0.2	0.17	0.60	709	1	5
23	460.00	75.13	0.23	12.25	0.85	0.79	0.05	1.49	1.01	2.16	3.85	0.00	0.03	1.77	0.51	100.12	3.21	0.5	0.19	0.60	282	1	5
24	480.00	75.10	0.29	12.11	1.38	0.96	0.07	2.33	0.64	2.83	2.51	0.01	0.05	1.83	0.37	100.48	3.01	<0.2	0.13	1.09	308	1	4
25	505.00	71.30	0.24	11.88	1.83	0.27	0.22	2.34	1.61	1.94	3.62	0.00	0.04	1.66	0.37	97.33	3.60	0.9	0.37	1.53	1125	1	4
26	520.00	74.95	0.25	11.92	1.17	0.69	0.08	1.59	0.79	2.69	4.02	0.00	0.05	1.24	0.29	99.73	2.80	0.4	0.16	0.93	919	1	5
27	540.00	74.12	0.31	11.83	1.31	0.91	0.09	2.12	1.83	2.88	1.66	0.00	0.05	1.73	0.13	98.97	3.56	0.8	0.36	1.05	243	2	4
28	560.00	70.36	0.41	12.13	1.80	1.58	0.07	1.35	2.29	3.96	0.88	0.01	0.07	1.55	0.30	96.76	3.31	0.3	0.19	1.48	172	2	3
29	580.00	73.30	0.29	11.55	1.56	1.08	0.11	2.56	0.52	0.68	3.90	0.00	0.05	2.30	0.30	98.20	3.41	<0.2	0.11	1.28	902	2	4
30	605.00	74.29	0.34	11.92	1.00	1.41	0.09	1.93	0.73	2.95	2.87	0.01	0.05	1.99	0.15	99.73	2.50	<0.2	0.14	0.74	533	1	4
31	620.00	73.52	0.32	12.55	1.46	0.96	0.07	1.47	0.44	4.15	2.96	0.01	0.05	1.29	0.22	99.47	3.06	<0.2	0.06	1.14	656	1	3
32	640.00	72.75	0.28	11.67	1.74	0.99	0.13	3.35	0.31	2.84	1.50	0.00	0.05	2.08	0.21	97.90	3.27	<0.2	0.09	1.27	182	1	4
33	660.00	75.15	0.29	11.73	1.28	0.82	0.07	2.06	0.39	3.41	1.66	0.01	0.05	1.65	0.14	98.71	2.47	<0.2	0.04	1.06	369	1	3
34	680.00	73.35	0.30	12.51	1.22	0.96	0.07	2.38	0.71	3.86	1.40	0.01	0.05	1.95	0.15	98.93	2.41	<0.2	0.04	1.02	246	1	4
35	705.00	85.07	0.16	4.84	1.21	0.43	0.06	2.61	0.26	0.28	0.85	0.00	0.10	1.94	0.21	98.03	3.18	<0.2	0.34	1.12	279	1	1
36	720.00	78.97	0.28	8.31	1.99	0.77	0.06	2.55	0.46	1.55	1.42	0.00	0.11	1.94	0.20	98.62	3.68	<0.2	0.36	1.71	593	1	2
37	740.00	77.18	0.22	11.35	0.74	0.95	0.08	1.20	0.59	3.43	3.01	0.01	0.04	1.08	0.05	99.93	1.68	<0.2	0.04	0.60	765	1	4
38	760.00	72.99	0.27	13.01	1.03	1.11	0.08	2.11	1.20	4.31	2.49	0.01	0.08	1.40	0.12	100.20	2.14	<0.2	0.13	0.77	570	1	3
39	780.00	81.18	0.16	4.86	0.93	0.62	0.07	4.78	1.76	0.32	0.60	0.01	0.13	2.26	0.13	97.82	3.63	0.7	0.60	0.80	202	1	1
40	805.00	83.84	0.15	4.56	1.02	0.49	0.25	3.21	1.61	0.13	0.92	0.01	0.11	1.88	0.14	98.32	3.05	0.8	0.52	0.79	402	1	1
41	820.00	80.79	0.26	7.00	1.89	0.53	0.14	1.82	0.86	0.11	2.41	0.00	0.10	1.59	0.20	97.70	3.71	0.8	0.43	1.60	238	2	2
42	840.00	82.25	0.27	7.06	1.83	0.64	0.08	1.51	0.62	0.09	2.49	0.01	0.11	1.50	0.29	98.75	3.56	0.4	0.41	1.54	240	2	1
43	860.00	76.98	0.28	9.19	1.95	0.92	0.16	2.44	0.61	0.32	3.63	0.00	0.08	2.02	0.32	98.90	4.01	<0.2	0.34	1.61	296	2	3
44	880.00	77.27	0.24	8.84	1.13	1.42	0.32	2.33	0.41	0.11	3.13	0.00	0.05	2.13	0.23	97.61	3.12	<0.2	0.29	0.86	507	1	3
45	905.00	74.18	0.29	10.84	1.75	0.83	0.18	2.10	0.57	1.11	3.52	0.01	0.07	1.64	0.18	97.27	3.04	<0.2	0.18	1.42	1440	1	3
46	920.00	78.30	0.27	9.07	1.54	0.83	0.21	2.08	0.48	0.98	2.76	0.01	0.06	1.47	0.09	98.14	2.67	<0.2	0.06	1.34	1365	1	2
47	940.00	76.55	0.24	10.00	1.33	0.99	0.18	3.05	0.76	1.04	2.87	0.01	0.04	2.15	0.17	99.38	3.28	<0.2	0.04	1.21	490	1	3
48	960.00	72.12	0.27	10.97	1.15	1.16	0.23	3.54	1.39	1.25	3.00	0.00	0.05	2.27	0.16	97.56	3.70	<0.2	0.05	1.45	1900	1	3
49	975.00	76.48	0.24	10.31	0.91	0.70	0.11	2.68	1.03	1.76	1.93	0.01	0.04	2.04	0.18	98.41	3.11	<0.2	0.04	1.15	489	1	3
50	995.00	75.35	0.30	11.44	1.29	1.11	0.17	3.44	0.34	0.61	3.50	0.00	0.05	2.52	0.30	100.42	3.55	<0.2	0.09	0.93	690	1	4
51	1020.00	76.69	0.28	9.43	1.01	1.39	0.25	4.22	0.23	0.20	1.86	0.00	0.05	2.65	0.19	98.44	3.56	<0.2	0.07	0.77	909	1	2
52	1040.00	76.80	0.28	9.44	1.23	1.61	0.28	4.99	0.21	0.10	1.59	0.00	0.05	2.80	0.18	99.57	3.73	0.3	0.05	0.84	398	1	2
53	1060.00	75.69	0.33	11.40	1.15	1.55	0.31	3.99	0.26	1.57	1.72	0.00	0.05	2.62	0.17	100.81	3.27	<0.2	0.05	0.82	764	1	3
54	1080.00	74.25	0.33	12.10	1.31	1.62	0.31	3.63	0.48	1.74	1.82	0.01	0.05	2.64	0.12	100.40	3.37	<0.2	0.04	1.03	1245	1	3
55	1105.00	72.24	0.32	11.33	1.22	1.69	0.15	3.61	1.23	1.86	1.64	0.01	0.06	0.58	0.19	96.13	3.62	<0.2	0.06	1.33	369	1	3
56	1120.00	72.88	0.34	11.10	1.43	1.61	0.13	4.37	1.47	1.60	1.51	0.00	0.06	2.81	0.12	99.44	3.92	<0.2	0.04	1.63	380	1	3
57	1140.00	65.08	0.45	13.11	2.31	1.87	0.32	4.50	1.64	3.14	1.50	0.00	0.10	2.53	0.06	96.62	3.90	<0.2	0.06	1.92	1265	1	3
58	1160.00	60.03	0.63	14.04	1.72	4.07	0.55	5.84	1.25	3.09	2.19	0.01	0.12	3.41	0.10	97.05	4.25	<0.2	0.04	1.52	2120	1	3
59	1180.00	59.64	0.67	15.00	1.97	4.51	0.71	5.52	1.29	3.68	1.49	0.01	0.13	3.59	0.12	98.32	4.05	<0.2	0.06	1.40	2460	1	4
60	1205.00	72.10	0.41	9.88	1.38	3.07	0.63	4.70	0.54	1.19	1.34	0.01	0.09	3.07	0.10	98.51	3.48	<0.2	0.06	1.19	2370	1	3
61	1220.00	70.00	0.38	10.89	1.63	2.43	0.39	4.69	1.16	1.36	1.59	0.01	0.07	3.06	0.19	97.85	3.93	<0.2	0.12	1.31	942	1	3
62	1240.00	78.11	0.30	7.61	1.27	2.69	0.40	3.82	0.70	0.73	0.86	0.01	0.06	2.15	0.02	98.73	3.00	<0.2	0.05	1.17	592	1	2
63	1260.00	79.74	0.23	8.43	0.76	2.23	0.31	3.25	0.53	0.42	1.53	0.01	0.05	2.09	0.14	99.72	2.70	<0.2	0.04	0.62	891	1	3
64	1280.00	78.07	0.25	8.99	1.50	1.77	0.27	2.72	0.56	0.51	3.16	0.00	0.05	1.86	0.07	99.79	2.72	<0.2	0.06	1.11	2980	1	4
65	1305.00	71.88	0.62	12.33	1.57	2.13	0.29	2.04	1.38	3.32	1.43	0.01	0.17	1.66	0.08	98.90	2.46	<0.2	0.07	0.99	1025	1	3
66	1320.00	75.24	0.61	10.97	1.56	1.83	0.25	1.96	0.89	3.58	0.90	0.01	0.15	1.38	0.05	99.37	2.27	<0.2	0.06	1.03	678	1	3
67	1340.00	71.73	0.53	9.52	1.88	1.12	0.15	1.36	4.40	3.13	0.94	0.01	0.12	1.35	0.56	96.79	3.39	1.0	0.42	1.19	1300	1	2
68	1360.00	66.96	0.69	12.92	2.35	3.02	0.45	3.61	1.24	3.89	0.76	0.01	0.18	2.39	0.18	98.65	3.35	<0.2	0.09	1.60	536	1	3
69	1380.00	69.90	0.70	13.08	1.08	3.05	0.44	2.83	0.89	4.31	0.76	0.00	0.15	2.07	0.09	99.36	2.34	<0.2	0.05	0.51	397	1	3
70	1405.00	69.00	0.68	14.29	1.27	2.92	0.38	2.89	0.99	5.69	0.36	0.00	0.16	1.67	0.05	100.35	2.46	<0.2	0.04	0.75	177	1	3
71	1420.00	54.79	0.81	17.28	3.07	4.95	0.22	6.40	5.17	3.22	0.67	0.01	0.12	2.66	0.04	99.41	3.13	<0.2	0.04	0.25	310	1	2
72	1440.00	56.92	0.86	16.91	1.95	5.31	0.24	5.77	2.41	4.17	0.83	0.00	0.12	3.24	0.13	98.87	3.66	<0.2	0.04	0.50	433	1	3
73	1460.00	57.39	0.81	16.42	2.34	4.90	0.12	4.56	4.13	4.07	0.50	0.00	0.11	2.95	0.18	98.47	3.01	<0.2	0.05	0.06	352	1	3
74	1480.00	60.50	0.80	15.44	1.31	4.76	0.25	4.22	1.71	4.89	0.57	0.00	0.14	2.67	0.12	97.38	3.14	<0.2	0.04	0.59	410	1	2
75	1505.00	56.08	0.80	15.80	4.92	5.54	0.11	5.29	3.52	4.31	0.20	0.00	0.09	3.27	0.09	100.03	3.11	<0.2	0.05	0.18	282	1	2
76	1520.00	55.40	0.83	16.19	1.69	4.89	0.39	4.43	3.13	3.95	1.07	0.00	0.14	3.16	0.21	95.48	7.79	<0.2	0.07	0.44	724	1	2
77	1540.00	56.81	0.86	17.19	1.94	4.92	0.30	4.18	3.63	4.04	1.05	0.00	0.15	3.22	0.11	98.40	3.15	0.4	0.04	0.19	1035	1	3
78	1560.00	55.85	0.87	17.32	1.66	5.08	0.34	4.67	3.44	4.86	0.52	0.00	0.18	3.05	0.10	97.94	3.14	<0.2	0.04	0.14	451	1	3
79	1580.00	61.60	0.85	16.82	1.59	3.92	0.33	3.74	3.06	5.10	0.83	0.00	0.17	2.62	0.09	100.73	2.85	<0.2	0.06	0.42	808	1	3
80	1595.00	60.67	0.83	14.76	1.19	6.21	0.30	5.26	1.58	1.96	1.41	0.01	0.13	3.88	0.19	98.38	4.99	<0.2	0.07	0.27	698	1	2
81	1620.00	53.76	0.80	14.46	1.58	6.44	0.15	5.89	5.58	3.66	0.51	0.00	0.11	4.15	0.73	97.82	5.80	0.7	0.33	0.15	165	1	2
82	1640.00	65.82	0.80	14.87	0.79	4.06	0.13	3.51	1.27	4.07	1.61	0.00	0.20	2.34	0.06	99.53	2.52	0.2	0.08	0.10	607	1	3
83	1660.00	55.36	0.89	15.82	0.71	7.13	0.18	7.11	1.12	3.61	0.71	0.00	0.12	4.29	0.15	97.21	4.35	<0.2	0.09	0.05	173	1	2
84	1680.00	55.61	0.89	16.19	1.05	6.93	0.27	7.73	0.80	3.56	0.73	0.00	0.12	4.43	0.13	98.44	4.60	<0.2	0.07	0.30	189	1	2
85	1705.00	55.83	0.80	16.25	1.65	6.72	0.38	7.97	0.76	2.65	1.21	0.00	0.10	4.35	0.22	98.90	5.25	<0.2	0.04	0.71	323	1	2
86	1720.00	54.02	0.88	17.41	1.22	6.16	0.32	6.59	1.32	3.56	1.48	0.00	0.13	4.19	0.23	97.51	4.28	<0.2	0.05	0.32	571	1	2
87	1740.00	54.25	0.76	16.53	2.32	5.49	0.34	7.36	2.51	2.70	1.42	0.01	0.11	4.49	0.46	98.75	5.79	0.5	0.20	0.97	361	1	2
88	1760.00	54.54	0.78	17.04	4.79	3.71	0.23	4.96	1.10	2.71	3.72	0.00	0.10	3.20	0.22	97.11	5.49	<0.2	0.04	3.70	485	1	2
89	1780.00	52.92	0.78	17.66	1.74	5.86	0.24	7.04	1.04	4.62	1.13	0.00	0.11	3.94	0.15	97.24	4.13	<0.2	0.02	0.89	221	1	1
90	1805.00	55.70	0.78	17.24	1.14	6.23	0.27	7.00	1.31	4.57	0.74	0.00	0.11	3.95	0.10	99.14	4.03	<0.2	0.03	0.38	489	1	2
91	1820.00	56.21	0.79	17.31	1.79	5.57	0.21	6.74	2.08	5.12	0.69	0.00	0.11	3.27	0.13	100.03	3.64	<0.2	0.04	0.50	302	1	2
92	1840.00	54.10	0.80	17.75	1.46	6.52	0.26	6.72	1.72	4.10	0.76	0.00	0.11	4.07	0.16	100.54	4.14	<0.2	0.03	0.40	266	1	2
93	1860.00	53.52	0.78	17.09	1.90	5.98	0.34	7.72	3.03	3.36	0.67	0.00	0.12	3.73	0.15	98.40	3.94	<0.2	0.03	0.43	322	1	2

Appendix-table Results of multi-component analyses of cutting samples from well WD-1a (Fe_2O_3： A value subtracted FeO wt%/0.9 from the total iron, LOI: Loss of ignition, A: ICP-AES method, W: Wet method, F: Weight loss in furnace, M: ICP-MS, I: IR detector, T:Titration method, G: Gasometric analyzer).

	Component	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	P_2O_5	$+H_2O$	$-H_2O$	TOTAL	LOI	CO_2	C	S	Ba	Cs	Hf
		(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(inorg	(%)	(%)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
	Method	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	W	W		F	D	I	I	M	M	M
	Detectability	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		0.01	0.20	0.01	0.01	10	1	1
		(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)		(%)	(%)	(%)	(%)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
No.	Depth (m)																						
94	1880.00	55.51	0.74	16.37	1.33	5.80	0.23	7.29	2.22	3.60	1.02	0.00	0.12	3.40	0.11	97.73	3.55	<0.2	0.05	0.25	514	1	2
95	1905.00	55.80	0.76	16.98	1.67	5.51	0.17	7.48	2.42	3.79	1.00	0.00	0.13	3.55	0.13	99.39	3.50	<0.2	0.03	0.23	363	1	2
96	1920.00	55.05	0.78	17.27	1.95	5.63	0.18	7.36	3.27	3.53	1.05	0.00	0.13	3.06	0.12	99.39	3.24	<0.2	0.03	0.15	415	1	1
97	1935.00	54.97	0.80	17.31	1.99	5.60	0.14	7.49	3.32	3.53	0.95	0.00	0.12	3.25	0.10	99.57	3.32	<0.2	0.04	0.25	385	1	2
98	1960.00	56.21	0.79	17.21	1.69	6.24	0.28	6.87	1.97	4.18	0.66	0.00	0.11	3.58	0.11	99.89	3.40	<0.2	0.03	0.27	248	1	1
99	1980.00	52.76	0.75	17.29	1.30	6.69	0.30	8.79	1.34	2.75	0.92	0.00	0.08	4.94	0.15	98.06	4.93	<0.2	0.03	0.48	237	1	1
100	2005.00	62.17	0.58	15.33	1.12	4.42	0.21	5.92	1.16	3.63	1.05	0.00	0.09	2.89	0.09	98.66	3.35	<0.2	0.02	0.53	357	1	3
101	2020.00	59.33	0.72	16.80	1.32	4.35	0.23	5.82	2.05	3.50	1.40	0.00	0.12	2.92	0.10	98.66	3.07	<0.2	0.04	0.46	527	1	3
102	2040.00	59.40	0.78	17.50	1.36	4.66	0.25	6.70	1.25	3.68	1.46	0.00	0.10	3.18	0.09	100.42	3.34	<0.2	0.03	0.48	457	1	2
103	2060.00	66.14	0.50	13.76	0.89	3.49	0.15	4.59	0.67	2.57	1.61	0.00	0.09	2.19	0.03	96.68	6.21	<0.2	0.04	0.40	478	1	4
104	2080.00	71.50	0.40	13.97	1.25	2.82	0.14	3.81	0.94	2.90	1.65	0.00	0.06	1.90	0.06	101.40	1.88	<0.2	0.05	0.21	611	1	5
105	2105.00	54.15	0.67	18.34	3.36	4.78	0.10	6.90	3.03	4.56	0.73	0.01	0.09	1.83	0.06	98.60	1.52	<0.2	0.03	0.25	166	2	2
106	2120.00	58.05	0.67	16.79	2.05	4.78	0.11	6.76	2.73	4.01	1.10	0.01	0.09	2.85	0.13	100.12	2.82	0.2	0.07	0.13	349	2	3
107	2140.00	60.30	0.64	14.18	1.66	4.68	0.15	6.04	1.69	3.23	1.54	0.00	0.10	1.75	0.04	96.01	6.48	<0.2	<0.01	1.06	361	2	4
108	2160.00	63.20	0.66	15.35	2.59	3.65	0.08	4.53	3.60	3.70	1.10	0.00	0.09	0.99	0.08	99.63	1.80	<0.2	<0.01	0.82	345	2	4
109	2180.00	63.00	0.65	16.02	2.46	3.62	0.11	4.94	3.15	3.54	1.41	0.01	0.10	1.21	0.04	100.25	1.60	<0.2	0.07	0.52	594	2	4
110	2195.00	62.11	0.62	15.39	2.74	3.35	0.12	4.36	2.26	3.78	1.24	0.01	0.09	1.03	0.07	97.16	2.06	<0.2	0.03	0.88	398	2	4
111	2220.00	64.38	0.61	15.50	2.15	3.29	0.13	4.22	1.36	4.51	1.08	0.01	0.09	1.79	0.07	99.19	2.12	<0.2	<0.01	0.63	252	2	5
112	2240.00	59.67	0.70	15.99	2.74	4.49	0.16	5.16	1.52	3.83	1.14	0.01	0.08	2.24	0.12	97.85	2.71	<0.2	0.01	0.56	210	2	3
113	2260.00	55.70	0.46	12.82	2.68	2.63	0.10	3.17	6.69	3.71	0.96	0.00	0.07	1.15	0.05	90.18	3.28	<0.2	<0.01	4.19	205	1	3
114	2275.00	58.99	0.70	15.27	3.86	4.40	0.15	4.80	1.70	3.70	1.07	0.01	0.08	2.00	0.13	96.86	2.95	<0.2	0.03	1.79	226	2	3
115	2305.00	53.36	0.65	18.98	4.72	4.77	0.13	5.64	3.85	4.13	1.09	0.01	0.08	2.04	0.13	99.57	2.43	<0.2	0.02	0.73	209	1	2
116	2320.00	55.17	0.73	18.66	3.91	4.57	0.12	5.93	3.89	3.81	1.03	0.01	0.09	2.07	0.22	100.21	2.14	<0.2	0.04	0.72	199	2	2
117	2340.00	62.01	0.75	16.75	2.09	3.76	0.14	4.04	2.16	3.32	1.87	0.01	0.12	2.11	0.16	99.29	2.18	<0.2	0.03	0.31	393	2	4
118	2360.00	55.53	0.80	19.57	2.92	4.46	0.15	4.92	1.50	5.46	1.34	0.01	0.09	2.02	0.15	98.93	2.08	<0.2	0.02	0.34	279	2	3
119	2380.00	56.33	0.76	18.98	2.69	4.30	0.15	4.38	3.02	4.71	1.60	0.01	0.11	1.87	0.16	99.07	2.16	<0.2	0.02	0.56	403	2	3
120	2405.00	54.67	0.81	19.65	3.14	4.10	0.12	4.84	2.85	4.78	1.47	0.00	0.11	1.18	0.07	97.80	1.39	<0.2	0.13	0.42	376	2	2
121	2420.00	55.74	0.75	18.60	2.90	4.26	0.15	4.87	2.63	4.33	1.48	0.01	0.09	1.98	0.16	97.95	1.95	<0.2	0.05	0.52	370	1	2
122	2440.00	54.88	0.66	17.84	2.53	4.46	0.14	5.83	2.81	3.64	1.46	0.01	0.09	2.08	0.12	96.55	2.49	<0.2	0.01	0.53	466	1	2
123	2460.00	57.09	0.68	18.51	2.76	4.18	0.11	5.30	3.27	4.46	1.21	0.01	0.11	1.46	0.19	99.32	1.65	<0.2	0.01	0.22	575	2	2
124	2480.00	57.57	0.65	18.38	2.69	4.10	0.13	5.36	2.56	4.63	1.21	0.01	0.10	1.47	0.15	99.01	1.80	<0.2	0.03	0.37	388	2	3
125	2505.00	55.91	0.67	18.34	3.69	4.07	0.08	5.22	3.80	4.53	0.97	0.01	0.11	1.79	0.12	99.30	1.94	<0.2	0.02	0.54	291	2	2
126	2520.00	55.39	0.61	18.18	2.95	4.13	0.10	5.24	4.07	4.30	1.02	0.01	0.10	1.61	0.16	97.87	1.79	<0.2	0.04	0.31	442	2	2
127	2540.00	52.07	0.61	19.26	4.97	3.98	0.12	5.49	2.65	5.76	0.55	0.01	0.08	1.38	0.14	97.07	2.46	<0.2	<0.01	1.77	158	2	2
128	2560.00	55.50	0.73	18.24	2.16	4.72	0.18	6.83	2.27	4.01	0.93	0.01	0.09	3.46	0.19	97.31	3.49	<0.2	<0.01	0.61	319	1	2
129	2580.00	52.71	0.70	18.50	2.94	5.12	0.12	7.32	3.00	4.98	0.99	0.01	0.11	1.78	0.23	98.51	1.79	<0.2	0.01	0.23	142	2	2
130	2595.00	52.06	0.69	18.25	2.89	5.47	0.11	8.46	2.19	4.32	1.12	0.01	0.10	2.22	0.19	98.09	1.87	<0.2	0.01	0.10	247	3	2
131	2620.00	55.83	0.72	19.19	2.30	4.55	0.10	5.07	3.15	5.01	1.06	0.01	0.09	1.53	0.15	98.77	1.02	<0.2	0.01	0.10	274	2	2
132	2640.00	52.31	0.73	20.22	4.32	4.60	0.07	5.00	3.30	5.75	0.92	0.00	0.10	1.16	0.06	98.54	1.07	<0.2	<0.01	0.09	169	1	2
133	2660.00	52.00	0.71	20.01	3.45	4.65	0.18	6.59	1.96	5.14	1.11	0.00	0.09	1.99	0.08	97.97	2.27	<0.2	<0.01	0.59	307	2	2
134	2680.00	55.52	0.62	17.69	3.24	4.01	0.11	5.30	4.34	4.36	0.81	0.01	0.09	1.66	0.24	98.01	1.41	<0.2	0.11	0.37	267	2	2
135	2705.00	53.94	0.66	19.55	3.54	4.80	0.11	4.32	2.66	5.80	0.88	0.00	0.08	0.75	0.17	97.27	0.78	<0.2	0.01	0.41	487	1	2
136	2720.00	54.45	0.67	19.56	3.54	5.16	0.11	4.64	2.16	5.89	0.96	0.01	0.08	0.90	0.11	98.24	0.68	<0.2	<0.01	0.37	374	1	2
137	2740.00	55.74	0.67	19.18	2.87	3.93	0.10	4.75	2.01	5.60	1.20	0.00	0.07	1.05	0.08	97.26	1.36	<0.2	<0.01	0.56	537	2	2
138	2760.00	54.68	0.71	19.08	3.41	4.32	0.08	5.60	2.36	5.22	1.02	0.01	0.09	0.99	0.06	97.62	1.15	<0.2	<0.01	0.44	356	2	2
139	2780.00	61.41	0.66	16.74	1.78	3.25	0.11	4.00	1.90	3.48	2.37	0.00	0.09	1.52	0.09	97.41	1.73	<0.2	<0.01	0.25	1320	2	5
140	2805.00	60.97	0.67	17.63	1.98	3.71	0.12	4.14	1.92	3.83	2.11	0.01	0.06	1.34	0.09	98.57	1.66	<0.2	0.01	0.35	589	2	4
141	2820.00	58.20	0.68	17.89	2.58	3.67	0.12	3.79	4.01	3.63	2.27	0.01	0.07	0.65	0.07	97.63	1.38	<0.2	<0.01	0.85	678	3	4
142	2840.00	63.93	0.56	16.85	1.45	2.59	0.09	2.34	3.94	2.06	3.35	0.01	0.08	0.64	0.06	97.94	1.10	<0.2	0.01	0.46	831	3	6
143	2860.00	64.19	0.67	16.83	1.74	3.70	0.11	2.10	2.22	2.33	3.21	0.01	0.11	1.03	0.06	98.31	1.12	<0.2	<0.01	0.48	818	3	6
144	2880.00	68.70	0.48	15.19	1.87	2.64	0.04	1.48	4.24	3.41	1.52	0.01	0.06	0.12	0.03	99.79	0.24	<0.2	<0.01	0.08	481	3	4
145	2905.00	67.66	0.44	15.69	2.00	2.47	0.03	1.49	5.11	3.71	1.37	0.01	0.05	0.01	0.03	100.06	0.12	<0.2	<0.01	0.02	438	3	4
146	2920.00	71.50	0.38	14.40	1.78	1.78	0.03	1.12	3.84	3.69	1.90	0.01	0.03	0.06	0.02	100.54	0.17	<0.2	0.03	0.02	586	2	4
147	2940.00	68.88	0.36	14.73	1.90	2.92	0.05	1.49	3.73	4.01	1.80	0.01	0.04	0.16	0.11	100.19	0.36	<0.2	0.08	0.06	555	2	3
148	2960.00	68.90	0.45	15.01	2.23	2.39	0.03	1.46	4.72	3.85	1.41	0.01	0.05	0.07	0.02	100.60	0.22	<0.2	<0.01	0.02	420	2	4
149	2980.00	69.23	0.43	15.26	1.96	2.10	0.02	1.39	4.80	4.03	1.35	0.01	0.04	0.19	0.05	100.86	0.29	<0.2	<0.01	<0.01	442	2	3
150	3005.00	64.52	0.45	14.76	2.43	3.42	0.05	1.98	4.69	3.67	1.26	0.01	0.05	0.42	0.10	97.81	0.52	0.2	0.07	0.08	390	2	3
151	3020.00	67.74	0.44	14.69	1.88	2.59	0.03	1.57	4.94	3.63	1.13	0.01	0.05	0.19	0.02	98.91	0.25	0.3	0.08	0.02	354	2	4
152	3040.00	68.03	0.43	14.90	1.94	2.36	0.03	1.46	4.85	3.75	1.32	0.01	0.05	0.17	0.03	99.33	0.22	<0.2	<0.01	<0.01	420	2	4
153	3060.00	68.07	0.51	14.90	2.54	2.77	0.03	1.61	5.13	3.69	1.21	0.01	0.05	<0.01	0.02	100.54	0.15	<0.2	<0.01	0.01	409	2	3
154	3080.00	68.91	0.45	14.81	1.95	2.39	0.03	1.49	5.08	3.55	1.21	0.01	0.04	0.14	0.04	100.10	0.32	<0.2	<0.01	<0.01	439	2	4
155	3105.00	68.51	0.43	15.18	1.92	2.62	0.03	1.55	5.18	3.59	1.33	0.01	0.04	<0.01	0.02	100.41	0.33	<0.2	<0.01	<0.01	405	3	3
156	3120.00	68.38	0.41	15.12	1.81	2.70	0.03	1.57	5.17	3.58	1.25	0.01	0.04	<0.01	<0.01	100.08	0.28	<0.2	<0.01	<0.01	403	3	3
157	3140.00	67.12	0.47	14.17	1.88	3.06	0.03	1.66	4.83	3.32	1.23	0.01	0.05	<0.01	<0.01	97.83	0.21	<0.2	0.01	0.01	379	3	3
158	3160.00	66.81	0.44	14.49	1.53	2.99	0.03	1.65	4.93	3.37	1.26	0.01	0.05	<0.01	0.01	97.57	0.27	<0.2	0.01	0.01	367	3	3
159	3180.00	67.60	0.41	14.42	1.58	2.69	0.04	1.57	4.80	3.32	1.22	0.01	0.04	<0.01	0.05	97.74	0.28	<0.2	0.01	0.01	387	3	3
160	3205.00	66.48	0.43	14.77	1.66	2.65	0.04	1.55	4.90	3.41	1.23	0.01	0.05	<0.01	0.06	97.23	0.54	<0.2	<0.01	0.02	409	2	3
161	3220.00	66.35	0.44	14.64	1.89	2.78	0.04	1.66	4.88	3.40	1.26	0.01	0.05	<0.01	0.04	97.43	0.33	<0.2	<0.01	0.01	383	3	3
162	3240.00	65.39	0.50	14.85	2.04	3.26	0.04	1.80	4.92	3.48	1.35	0.01	0.06	<0.01	0.05	97.75	0.28	<0.2	0.01	0.01	398	3	5
163	3260.00	66.02	0.49	14.51	1.92	3.37	0.04	1.82	4.95	3.40	1.19	0.01	0.05	<0.01	0.04	97.81	0.27	<0.2	0.01	0.02	374	3	4
164	3280.00	67.27	0.44	14.67	1.51	2.92	0.04	1.60	4.74	3.41	1.32	0.01	0.04	0.28	0.11	98.36	0.33	<0.2	0.01	0.02	410	3	4
165	3305.00	67.48	0.45	14.38	1.71	2.87	0.04	1.60	4.56	3.54	1.28	0.01	0.04	0.09	0.10	98.15	0.31	<0.2	<0.01	0.01	428	2	4
166	3320.00	68.46	0.43	14.11	1.77	2.99	0.04	1.50	4.62	3.31	1.28	0.01	0.04	<0.01	0.06	98.61	0.30	<0.2	0.01	0.01	384	2	2
167	3340.00	66.83	0.48	14.41	1.97	3.19	0.04	1.73	4.83	3.34	1.27	0.01	0.05	<0.01	0.05	98.19	0.25	<0.2	<0.01	0.02	389	2	2
168	3360.00	67.26	0.51	14.09	1.71	3.51	0.04	1.74	4.62	3.32	1.39	0.01	0.05	0.20	0.06	98.50	0.16	<0.2	<0.01	0.02	364	2	4
169	3380.00	67.00	0.51	14.23	1.55	3.41	0.04	1.72	4.64	3.36	1.31	0.01	0.04	<0.01	0.03	97.85	0.18	<0.2	<0.01	0.01	404	3	4
170	3405.00	67.16	0.47	14.14	1.12	3.31	0.04	1.66	4.54	3.35	1.37	0.01	0.04	0.12	0.02	97.35	0.27	<0.2	<0.01	0.01	393	3	4
171	3420.00	66.02	0.51	14.54	1.51	3.57	0.04	1.85	4.93	3.46	1.28	0.01	0.05	0.10	0.01	97.88	0.29	<0.2	<0.01	0.01	380	3	3
172	3440.00	67.00	0.50	14.34	1.37	3.31	0.04	1.83	4.85	3.25	1.25	0.01	0.04	<0.01	0.01	97.80	0.32	<0.2	<0.01	0.01	329	4	2
173	3460.00	65.04	0.50	14.79	1.57	3.48	0.05	1.87	5.09	3.40	1.24	0.02	0.05	0.04	0.01	97.15	0.30	<0.2	0.01	0.04	606	3	3
174	3480.00	65.44	0.54	14.98	1.32	3.77	0.03	2.05	5.25	3.36	1.26	0.01	0.05	<0.01	0.00	98.07	0.28	<0.2	<0.01	0.03	407	3	2
175	3505.00	63.77	0.51	15.53	2.10	3.45	0.03	1.87	5.32	3.88	1.13	0.01	0.05	0.12	0.01	97.78	0.23	<0.2	<0.01	0.02	487	3	3
176	3520.00	67.11	0.57	14.20	1.44	3.61	0.04	1.93	4.67	3.17	1.35	0.01	0.04	0.13	0.01	98.27	0.47	<0.2	<0.01	0.01	442	4	2
177	3540.00	66.31	0.53	14.64	1.60	3.38	0.04	1.92	4.90	3.39	1.34	0.01	0.04	0.18	0.02	98.31	0.22	<0.2	0.02	<0.01	470	3	2
178	3560.00	66.15	0.59	14.18	1.92	3.63	0.04	2.03	4.79	3.22	1.32	0.01	0.04	0.05	0.01	97.98	0.26	<0.2	0.01	0.01	434	3	2
179	3580.00	66.79	0.59	14.21	1.27	3.68	0.04	1.97	4.52	3.21	1.54	0.01	0.04	0.01	0.02	97.90	0.28	<0.2	0.02	0.01	548	3	2
180	3605.00	66.10	0.61	14.38	1.63	3.71	0.05	2.05	4.72	3.25	1.49	0.01	0.04	<0.01	0.03	98.07	0.23	<0.2	0.03	0.01	510	3	2
181	3620.00	66.26	0.63	14.15	1.72	3.90	0.05	2.06	4.64	3.14	1.48	0.01	0.04	0.03	0.01	98.12	0.18	<0.2	<0.01	0.01	516	3	2
182	3640.00	67.23	0.59	13.82	1.51	3.64	0.05	1.97	4.49	3.08	1.44	0.01	0.04	0.11	0.01	97.99	0.25	<0.2	0.01	0.01	505	3	2
183	3660.00	65.88	0.60	14.19	1.84	3.85	0.04	2.02	4.85	3.15	1.23	0.01	0.05	0.05	0.01	97.75	0.12	<0.2	0.01	0.02	454	3	2
184	3680.00	66.95	0.52	14.25	1.29	3.41	0.04	1.94	4.89	3.23	1.17	0.01	0.04	<0.01	0.01	97.75	0.10	<0.2	<0.01	0.01	486	3	2
185	3705.00	64.69	0.68	14.20	2.33	4.20	0.04	2.21	5.06	3.16	1.24	0.01	0.06	<0.01	<0.01	97.89	0.09	<0.2	<0.01	0.02	472	2	3
186	3720.00	66.67	0.55	14.05	1.62	3.60	0.04	1.81	4.72	3.25	1.20	0.01	0.05	<0.01	0.01	97.58	0.16	<0.2	0.04	<0.01	459	2	3

附表 つづき
Appendix-table continued

	Component	Nb	Rb	Sr	Ta	Y	Zr	Ag	As	Be	Bi	Cd	Co	Cr	Cu	Ga	Hg	Mn	Mo	Ni	P	Pb	Sb
		(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
	Method	M	M	M	M	M	M	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
	Detectability	1	1	1	1	1	1	0.2	2	0.5	2	0.5	1	1	1	10	1	5	1	1	10	2	2
		(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
No.	Depth (m)																						
1	20.00	7	44	104	1	25	95	1.0	26	<0.5	<2	<0.5	3	90	10	<10	<1	405	<1	3	210	6	<2
2	40.00	6	52	229	1	20	83	<0.2	10	<0.5	<2	<0.5	3	94	3	<10	<1	580	<1	2	220	4	<2
3	60.00	6	59	162	<1	21	83	0.2	16	<0.5	<2	<0.5	3	85	6	<10	<1	505	<1	1	230	4	<2
4	80.00	6	84	115	1	22	87	0.8	42	<0.5	<2	<0.5	4	29	9	<10	1	240	5	7	190	8	<2
5	95.00	5	37	93	1	21	80	<0.2	28	<0.5	<2	<0.5	3	46	6	<10	<1	185	<1	6	150	6	<2
6	120.00	3	27	93	<1	11	45	1.2	12	<0.5	<2	0.5	1	36	15	<10	<1	175	3	11	280	6	2
7	140.00	6	45	230	1	24	88	<0.2	10	<0.5	<2	<0.5	3	57	3	<10	<1	295	1	3	230	8	<2
8	160.00	6	49	79	1	35	114	0.6	14	<0.5	<2	<0.5	2	33	11	<10	<1	195	4	9	250	10	<2
9	180.00	7	58	149	<1	31	93	0.2	14	<0.5	<2	<0.5	3	66	6	<10	<1	210	2	5	240	10	<2
10	205.00	6	46	130	<1	32	91	0.8	30	<0.5	<2	<0.5	6	43	8	<10	<1	250	1	5	190	12	<2
11	220.00	5	40	97	<1	20	81	1.0	44	<0.5	<2	<0.5	5	39	18	<10	<1	325	6	16	190	12	2
12	240.00	7	35	74	1	35	101	0.6	10	<0.5	<2	<0.5	3	37	10	<10	<1	220	2	7	200	12	<2
13	260.00	4	33	35	<1	16	51	0.8	16	<0.5	<2	0.5	1	30	17	<10	<1	160	6	14	370	8	<2
14	280.00	6	35	71	<1	27	88	0.6	12	<0.5	<2	<0.5	4	37	31	<10	<1	370	5	13	180	48	<2
15	295.00	6	38	53	<1	30	104	0.2	12	<0.5	<2	<0.5	3	46	11	<10	<1	535	4	8	260	12	<2
16	320.00	6	72	60	<1	28	92	0.6	38	<0.5	<2	<0.5	3	50	7	<10	<1	1135	1	5	270	12	<2
17	335.00	6	74	205	<1	27	88	3.8	40	<0.5	<2	<0.5	3	47	10	<10	<1	880	4	5	280	12	<2
18	360.00	5	77	51	1	37	109	1.2	24	<0.5	<2	<0.5	4	68	17	<10	<1	980	4	7	240	24	2
19	380.00	7	44	22	1	35	113	0.8	12	<0.5	<2	1.5	1	63	7	<10	<1	385	3	3	130	12	<2
20	405.00	8	56	39	1	37	147	<0.2	14	<0.5	<2	<0.5	1	23	3	<10	<1	280	2	1	130	8	<2
21	420.00	9	53	46	1	40	142	<0.2	20	<0.5	<2	<0.5	1	32	4	<10	<1	285	2	1	170	10	<2
22	440.00	9	63	34	1	39	157	<0.2	14	<0.5	<2	<0.5	1	25	6	<10	<1	355	1	1	130	14	<2
23	460.00	10	56	45	1	45	166	<0.2	14	<0.5	<2	<0.5	1	31	4	<10	<1	370	2	1	120	14	<2
24	480.00	8	40	65	1	34	135	<0.2	12	<0.5	<2	<0.5	2	36	6	<10	<1	575	1	2	220	16	<2
25	505.00	9	62	81	1	38	155	0.4	8	<0.5	<2	<0.5	1	25	5	<10	<1	1740	2	1	190	18	<2
26	520.00	9	50	51	1	42	157	0.6	12	<0.5	<2	<0.5	1	33	6	<10	<1	625	3	2	200	16	<2
27	540.00	8	35	73	1	35	135	<0.2	10	<0.5	<2	<0.5	2	27	4	<10	<1	670	1	1	210	6	2
28	560.00	6	15	103	1	28	104	<0.2	14	<0.5	<2	<0.5	6	36	11	<10	<1	535	<1	2	290	4	<2
29	580.00	8	64	56	1	37	129	0.2	16	<0.5	<2	<0.5	2	27	8	<10	<1	830	6	3	220	20	<2
30	605.00	7	38	67	1	34	124	0.4	6	<0.5	<2	<0.5	4	35	6	<10	<1	680	1	2	240	10	<2
31	620.00	7	34	77	1	31	114	0.4	10	<0.5	<2	<0.5	3	40	5	<10	<1	505	1	2	230	12	<2
32	640.00	7	29	42	1	38	127	0.8	8	<0.5	<2	<0.5	2	27	8	<10	<1	980	4	4	230	16	<2
33	660.00	7	32	54	1	29	110	<0.2	4	<0.5	<2	<0.5	3	43	3	<10	<1	540	1	1	220	6	<2
34	680.00	7	26	71	1	30	113	<0.2	6	<0.5	<2	<0.5	3	35	4	<10	<1	565	1	1	240	10	<2
35	705.00	2	22	16	1	11	38	0.8	22	<0.5	<2	<0.5	2	34	18	<10	<1	475	4	16	450	20	2
36	720.00	4	29	38	<1	16	65	1.0	10	<0.5	<2	<0.5	3	28	19	<10	<1	480	4	15	480	10	<2
37	740.00	7	34	89	1	32	133	0.2	4	<0.5	<2	<0.5	1	37	4	<10	<1	625	3	1	160	6	<2
38	760.00	6	31	113	<1	26	96	0.6	20	<0.5	<2	<0.5	2	49	4	<10	<1	600	4	3	330	10	<2
39	780.00	2	15	35	<1	11	37	1.6	18	<0.5	<2	<0.5	2	44	13	<10	<1	580	3	14	580	8	<2
40	805.00	2	21	30	<1	10	33	1.2	12	<0.5	<2	<0.5	5	43	17	<10	<1	1965	4	14	480	16	<2
41	820.00	4	53	18	<1	14	54	3.4	26	<0.5	<2	<0.5	4	21	27	<10	<1	1050	4	20	450	16	<2
42	840.00	4	53	275	<1	15	56	2.2	40	<0.5	<2	<0.5	4	44	29	<10	<1	620	4	20	480	18	<2
43	860.00	5	57	23	<1	26	88	1.4	22	<0.5	<2	0.5	14	32	40	<10	<1	1205	6	15	360	100	<2
44	880.00	6	58	37	1	30	99	0.6	10	<0.5	<2	<0.5	3	28	16	<10	<1	2460	6	10	220	36	<2
45	905.00	6	64	62	1	31	103	0.8	18	<0.5	<2	1.5	7	52	70	<10	<1	1410	3	7	310	366	<2
46	920.00	5	46	62	<1	28	85	0.6	2	<0.5	<2	3.5	2	39	90	<10	<1	1620	3	7	250	472	<2
47	940.00	6	44	68	1	32	96	0.6	2	<0.5	<2	<0.5	5	37	17	<10	<1	1380	2	5	190	72	<2
48	960.00	6	42	147	1	34	105	0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	2	29	12	<10	<1	1780	1	3	210	40	<2
49	975.00	6	41	96	<1	33	100	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	1	36	7	<10	<1	815	1	3	180	12	<2
50	995.00	7	53	31	1	39	126	0.2	4	<0.5	<2	<0.5	2	26	20	<10	<1	1310	1	10	230	34	<2
51	1020.00	6	38	19	<1	27	82	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	3	27	5	<10	<1	1910	2	5	200	114	<2
52	1040.00	5	33	12	<1	27	84	0.2	6	<0.5	<2	2.0	3	33	31	<10	<1	2130	4	9	240	340	<2
53	1060.00	6	31	30	<1	30	87	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	3	34	7	<10	<1	2370	2	4	210	10	<2
54	1080.00	6	34	58	1	30	93	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	4	41	9	<10	<1	2370	1	5	230	68	<2
55	1105.00	6	30	79	1	33	90	<0.2	2	<0.5	<2	<0.5	3	49	10	<10	<1	1200	1	5	250	14	2
56	1120.00	6	27	85	<1	30	88	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	4	33	20	<10	<1	1040	2	6	260	26	<2
57	1140.00	8	25	130	1	22	97	0.6	2	<0.5	<2	<0.5	8	30	28	<10	<1	2500	1	15	450	84	<2
58	1160.00	8	24	134	1	24	105	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	12	52	29	10	<1	4280	<1	32	520	134	2
59	1180.00	8	19	148	1	24	103	0.4	<2	<0.5	<2	10.0	14	48	212	10	<1	5490	<1	21	550	1375	<2
60	1205.00	6	24	64	1	17	76	0.2	<2	<0.5	<2	12.0	10	54	150	<10	<1	4890	4	30	410	356	<2
61	1220.00	6	29	58	1	24	92	0.4	4	<0.5	<2	10.5	8	36	350	<10	<1	3040	1	14	310	142	<2
62	1240.00	4	20	44	<1	12	62	0.6	<2	<0.5	2	18.5	8	64	413	<10	<1	3100	4	24	250	34	6
63	1260.00	6	34	43	1	20	96	0.2	<2	<0.5	2	10.0	7	52	184	<10	<1	2430	3	17	220	96	<2
64	1280.00	8	43	66	1	28	134	<0.2	<2	<0.5	2	12.5	3	26	113	<10	<1	2120	1	11	210	12	<2
65	1305.00	6	27	124	1	31	110	<0.2	<2	<0.5	<2	1.0	3	44	72	<10	<1	2230	1	4	730	6	<2
66	1320.00	6	17	80	1	33	97	<0.2	2	<0.5	<2	1.5	15	63	29	<10	<1	1915	3	5	650	4	<2
67	1340.00	5	18	123	<1	23	80	<0.2	2	<0.5	<2	1.5	10	71	53	<10	<1	1150	3	9	510	44	<2
68	1360.00	6	15	106	1	33	103	<0.2	<2	<0.5	<2	8.0	4	35	33	<10	<1	3490	8	1	790	42	2
69	1380.00	6	15	93	1	30	99	<0.2	2	<0.5	<2	1.5	15	34	70	<10	<1	3410	1	3	670	6	<2
70	1405.00	6	7	96	<1	30	102	<0.2	2	<0.5	<2	1.0	4	29	72	<10	<1	2960	<1	1	680	2	<2
71	1420.00	4	12	277	<1	19	57	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	18	50	64	<10	<1	1730	<1	8	510	6	<2
72	1440.00	6	16	126	<1	30	97	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	11	17	21	<10	<1	1875	<1	1	540	4	<2
73	1460.00	5	9	215	<1	29	92	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	12	21	7	<10	<1	900	<1	1	480	6	<2
74	1480.00	5	10	116	<1	28	90	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	10	14	20	10	<1	1950	<1	2	600	2	<2
75	1505.00	4	4	201	<1	23	75	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	18	24	8	<10	<1	865	<1	23	380	10	<2
76	1520.00	6	21	261	1	28	87	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	14	16	51	<10	<1	3050	<1	5	610	16	<2
77	1540.00	6	17	255	<1	30	94	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	15	9	31	<10	<1	2320	<1	<1	650	8	<2
78	1560.00	7	9	324	<1	30	95	<0.2	<2	<0.5	<2	0.5	11	10	39	<10	<1	2660	<1	<1	790	14	<2
79	1580.00	8	14	280	1	29	102	<0.2	2	<0.5	<2	<0.5	10	14	29	<10	<1	2580	<1	<1	760	16	<2
80	1595.00	6	27	112	<1	26	83	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	14	47	105	<10	<1	2320	<1	8	580	10	<2
81	1620.00	4	8	82	<1	21	64	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	17	34	25	10	<1	1130	1	13	470	52	2
82	1640.00	7	21	139	1	31	114	<0.2	4	<0.5	<2	<0.5	6	15	55	<10	<1	985	<1	<1	890	4	<2
83	1660.00	4	11	45	<1	22	68	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	18	25	5	10	<1	1410	<1	6	540	8	6
84	1680.00	4	12	50	<1	21	67	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	17	17	48	10	<1	2070	<1	5	530	4	<2
85	1705.00	4	22	50	<1	20	58	<0.2	2	<0.5	<2	<0.5	17	23	83	10	<1	2980	<1	5	430	4	<2
86	1720.00	8	26	95	<1	22	72	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	14	23	43	10	<1	2490	<1	3	560	8	2
87	1740.00	6	25	62	<1	21	63	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	15	36	24	10	<1	2620	<1	11	500	22	<2
88	1760.00	6	44	60	<1	20	64	<0.2	4	<0.5	2	<0.5	23	26	26	<10	<1	1815	1	6	440	14	<2
89	1780.00	3	10	70	<1	10	29	<0.2	<2	<0.5	2	<0.5	20	32	40	10	<1	1870	<1	8	480	4	<2
90	1805.00	6	11	102	<1	20	65	<0.2	2	<0.5	<2	<0.5	16	27	144	10	<1	2060	<1	7	470	10	<2
91	1820.00	5	11	124	<1	20	63	<0.2	2	<0.5	<2	<0.5	15	33	113	10	<1	1655	<1	8	490	10	<2
92	1840.00	5	13	134	<1	18	57	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	15	30	156	10	<1	2040	<1	7	500	4	<2
93	1860.00	5	12	217	<1	21	60	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	18	34	99	10	<1	2670	<1	8	530	8	2

附表　つづき
Appendix-table continued

	Component	Nb	Rb	Sr	Ta	Y	Zr	Ag	As	Be	Bi	Cd	Co	Cr	Cu	Ga	Hg	Mn	Mo	Ni	P	Pb	Sb
		(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
	Method	M	M	M	M	M	M	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
	Detectability	1	1	1	1	1	1	0.2	2	0.5	2	0.5	1	1	1	10	1	5	1	1	10	2	2
		(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
No.	Depth (m)																						
94	1880.00	5	16	129	<1	21	73	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	17	27	39	10	<1	1745	<1	8	520	10	2
95	1905.00	5	16	143	<1	19	60	<0.2	4	<0.5	<2	<0.5	18	28	35	10	<1	1330	<1	7	550	10	<2
96	1920.00	5	17	184	<1	19	60	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	21	31	49	10	<1	1360	<1	8	570	6	<2
97	1935.00	5	14	181	<1	19	63	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	18	26	37	10	<1	1055	<1	7	520	8	<2
98	1960.00	5	14	80	<1	21	62	<0.2	<2	<0.5	<2	1.0	18	18	79	10	<1	2170	<1	6	460	4	<2
99	1980.00	3	20	52	<1	19	55	<0.2	<2	<0.5	<2	1.0	16	18	60	10	<1	2340	<1	6	360	2	4
100	2005.00	7	21	74	<1	23	103	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	10	25	45	10	<1	1595	7	10	390	2	<2
101	2020.00	8	28	138	<1	26	104	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	11	26	50	10	<1	1775	1	6	510	4	<2
102	2040.00	6	28	94	<1	21	92	<0.2	6	<0.5	<2	<0.5	11	33	52	10	<1	1940	1	12	430	4	<2
103	2060.00	10	36	50	<1	32	142	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	6	25	31	<10	<1	1130	3	6	390	<2	<2
104	2080.00	10	35	60	<1	34	152	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	4	27	25	<10	<1	1120	5	4	260	2	<2
105	2105.00	4	21	175	<1	17	62	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	14	36	25	<10	<1	780	3	13	390	8	<2
106	2120.00	6	25	117	<1	21	75	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	14	36	24	<10	<1	840	1	12	380	6	<2
107	2140.00	7	36	91	<1	20	81	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	12	32	25	<10	<1	1200	6	12	420	10	<2
108	2160.00	7	24	176	<1	22	96	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	11	33	59	<10	<1	615	3	10	400	12	<2
109	2180.00	9	28	170	<1	22	96	<0.2	<2	<0.5	<2	1.0	9	35	80	<10	<1	890	1	7	420	12	<2
110	2195.00	10	27	121	<1	25	106	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	12	41	44	<10	<1	925	2	8	380	8	<2
111	2220.00	10	26	82	1	24	110	<0.2	2	<0.5	<2	<0.5	10	45	55	<10	<1	1005	1	8	380	6	<2
112	2240.00	7	28	66	<1	18	81	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	15	48	36	<10	<1	1205	3	10	370	6	<2
113	2260.00	8	23	248	<1	20	92	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	11	28	191	<10	<1	745	5	5	290	18	<2
114	2275.00	7	27	71	<1	19	78	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	40	47	52	<10	<1	1150	4	31	350	14	<2
115	2305.00	4	26	186	<1	18	51	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	22	48	61	<10	<1	975	5	14	330	18	2
116	2320.00	5	27	175	<1	21	60	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	21	68	53	<10	<1	925	2	12	390	10	<2
117	2340.00	7	53	99	<1	24	115	<0.2	8	<0.5	<2	<0.5	11	63	54	<10	<1	1095	2	8	530	8	2
118	2360.00	5	34	105	<1	20	81	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	20	45	50	<10	<1	1195	3	13	410	8	<2
119	2380.00	5	41	182	<1	23	82	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	20	46	84	10	<1	1155	1	10	490	16	<2
120	2405.00	5	39	162	<1	19	69	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	13	28	50	10	<1	950	<1	7	480	6	<2
121	2420.00	5	38	147	<1	19	77	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	18	51	52	10	<1	1170	<1	14	400	8	2
122	2440.00	4	39	121	<1	15	57	<0.2	2	<0.5	<2	<0.5	20	46	51	10	<1	1065	1	19	390	2	<2
123	2460.00	4	29	180	<1	17	68	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	13	37	29	<10	<1	830	<1	12	460	4	<2
124	2480.00	4	31	140	<1	17	67	<0.2	6	<0.5	<2	<0.5	14	41	33	<10	<1	970	1	24	440	6	<2
125	2505.00	4	24	212	<1	18	73	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	20	38	24	<10	<1	595	2	15	460	6	<2
126	2520.00	4	24	192	<1	16	69	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	20	63	32	<10	<1	745	2	15	450	12	<2
127	2540.00	3	15	169	<1	14	51	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	22	72	25	<10	<1	940	1	19	360	6	<2
128	2560.00	5	18	133	<1	22	62	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	15	58	31	<10	<1	1395	1	12	390	2	<2
129	2580.00	3	28	139	<1	20	55	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	17	85	98	<10	<1	920	5	24	460	<2	<2
130	2595.00	3	32	119	<1	15	56	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	17	87	37	<10	<1	865	4	24	430	2	<2
131	2620.00	4	28	201	<1	16	60	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	13	48	20	<10	<1	775	1	11	410	4	<2
132	2640.00	4	23	211	<1	18	63	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	15	34	17	<10	<1	575	2	14	420	2	<2
133	2660.00	3	31	116	<1	16	58	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	15	31	22	<10	<1	1400	1	19	380	2	<2
134	2680.00	4	21	194	<1	16	71	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	16	38	36	<10	<1	890	3	18	410	22	<2
135	2705.00	4	21	193	<1	17	66	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	14	33	48	<10	<1	875	1	15	370	4	<2
136	2720.00	3	24	150	<1	17	67	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	15	38	44	<10	<1	860	2	17	380	2	<2
137	2740.00	3	31	139	<1	19	63	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	14	28	46	<10	<1	780	<1	12	320	2	<2
138	2760.00	4	27	148	<1	18	68	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	15	41	33	<10	<1	585	3	14	390	2	<2
139	2780.00	8	73	121	<1	25	177	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	13	28	32	<10	<1	845	<1	7	410	2	<2
140	2805.00	9	75	129	<1	26	172	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	14	36	10	<10	<1	960	<1	12	250	<2	<2
141	2820.00	8	79	199	<1	25	168	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	16	35	123	<10	<1	915	<1	56	300	<2	<2
142	2840.00	12	112	146	1	31	233	0.2	<2	1.00	<2	<0.5	53	48	88	<10	<1	660	4	19	330	8	<2
143	2860.00	16	88	98	1	33	209	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	14	54	88	<10	<1	890	2	20	470	4	<2
144	2880.00	7	50	203	<1	31	150	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	8	58	20	<10	<1	335	1	6	250	2	<2
145	2905.00	5	37	239	<1	31	121	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	7	52	8	<10	<1	245	1	3	210	2	<2
146	2920.00	6	47	195	<1	27	137	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	10	59	20	<10	<1	205	<1	6	150	2	<2
147	2940.00	5	40	186	<1	21	107	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	16	97	34	<10	<1	385	4	13	160	10	<2
148	2960.00	5	32	212	<1	29	110	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	8	71	9	<10	<1	195	1	4	210	<2	<2
149	2980.00	5	31	228	<1	28	115	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	6	63	8	<10	<1	180	<1	3	180	2	<2
150	3005.00	5	33	212	<1	26	87	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	11	68	20	<10	<1	390	3	9	230	6	<2
151	3020.00	5	31	229	<1	29	112	<0.2	2	<0.5	<2	<0.5	8	65	7	<10	<1	225	2	4	200	2	<2
152	3040.00	5	33	223	<1	29	95	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	8	64	6	<10	<1	235	1	4	210	2	<2
153	3060.00	5	29	220	<1	30	112	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	7	73	24	<10	<1	215	1	7	210	2	<2
154	3080.00	5	32	233	<1	28	112	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	6	77	6	<10	<1	215	1	4	180	<2	<2
155	3105.00	5	34	229	<1	28	89	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	6	72	7	<10	<1	235	3	3	180	2	<2
156	3120.00	4	33	241	<1	28	87	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	9	69	12	<10	<1	255	3	4	190	<2	<2
157	3140.00	5	35	228	<1	30	99	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	15	74	14	<10	<1	235	1	3	210	2	<2
158	3160.00	4	36	235	<1	29	107	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	7	85	11	<10	<1	265	1	4	200	2	<2
159	3180.00	4	34	229	<1	25	84	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	7	49	17	<10	<1	275	2	3	170	<2	<2
160	3205.00	4	32	239	<1	25	99	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	7	72	17	<10	<1	320	3	5	200	2	<2
161	3220.00	4	36	231	<1	28	99	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	7	39	33	<10	<1	275	1	3	220	<2	<2
162	3240.00	5	36	230	<1	29	125	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	8	75	13	<10	<1	330	3	5	250	2	<2
163	3260.00	5	32	228	<1	31	101	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	15	79	168	<10	<1	325	3	33	210	2	<2
164	3280.00	5	37	224	<1	27	99	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	13	68	17	<10	<1	320	2	4	180	<2	<2
165	3305.00	5	36	221	<1	28	104	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	11	62	13	<10	<1	310	2	4	190	2	<2
166	3320.00	7	32	205	1	25	95	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	17	68	16	<10	<1	285	3	5	160	<2	<2
167	3340.00	7	32	212	1	26	96	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	13	53	20	<10	<1	315	3	4	200	<2	<2
168	3360.00	5	39	207	1	27	93	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	36	75	36	<10	<1	295	1	5	200	2	<2
169	3380.00	5	34	212	1	25	98	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	11	53	29	<10	<1	295	2	5	180	2	<2
170	3405.00	6	40	235	1	25	96	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	13	61	58	<10	<1	285	3	4	180	<2	<2
171	3420.00	8	36	221	3	29	110	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	8	68	15	<10	<1	275	1	3	230	2	<2
172	3440.00	7	44	217	1	24	85	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	8	69	67	<10	<1	280	1	5	170	2	<2
173	3460.00	7	35	228	1	26	120	1.2	<2	<0.5	<2	<0.5	41	114	53	<10	<1	355	4	16	230	2	<2
174	3480.00	7	40	228	1	27	106	0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	24	56	380	<10	<1	270	1	4	240	2	<2
175	3505.00	6	32	237	1	27	92	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	28	58	136	<10	<1	265	3	4	230	6	<2
176	3520.00	7	45	212	1	22	78	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	16	60	47	<10	<1	300	1	6	160	2	<2
177	3540.00	7	39	223	1	24	92	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	35	79	50	<10	<1	290	2	7	190	2	<2
178	3560.00	7	37	216	1	24	87	<0.2	2	<0.5	<2	<0.5	10	69	37	<10	<1	295	3	6	190	2	<2
179	3580.00	7	46	212	1	21	106	<0.2	2	<0.5	<2	<0.5	10	58	41	<10	<1	330	1	5	160	2	<2
180	3605.00	7	43	214	1	22	85	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	13	62	39	<10	<1	360	1	5	190	8	<2
181	3620.00	8	43	210	1	22	90	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	14	49	37	<10	<1	395	3	5	190	12	<2
182	3640.00	7	42	207	1	20	65	<0.2	8	<0.5	<2	<0.5	12	57	22	<10	<1	410	1	5	170	16	<2
183	3660.00	7	35	211	1	24	81	<0.2	<2	<0.5	<2	<0.5	60	68	34	<10	<1	325	2	6	220	2	<2
184	3680.00	6	32	220	1	23	89	<0.2	12	<0.5	<2	<0.5	10	64	20	<10	<1	280	2	5	190	6	<2
185	3705.00	8	32	216	1	27	94	<0.2	6	<0.5	<2	<0.5	14	83	39	<10	<1	345	2	6	260	4	<2
186	3720.00	7	32	217	1	23	117	<0.2	4	<0.5	<2	<0.5	11	74	23	<10	<1	310	1	6	200	4	<2

附表 つづき
Appendix-table continued

	Component	Sc	Tl	V	W	Zn	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	La	Lu	Nd	Pr	Sm	Tb	Th	Tm	U	Yb
		(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
	Method	A	A	A	A	A	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
	Detectability	1	10	1	10	2	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	1	0.1	0.5	0.1
		(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
No.	Depth (m)																					
1	20.00	4	<10	24	<10	42	18.9	3.6	2.6	0.8	3.4	0.8	8.8	0.5	11.9	2.6	2.6	0.6	3	0.4	0.8	2.8
2	40.00	6	<10	15	<10	58	16.8	3.1	2.1	1.0	2.8	0.8	7.8	0.4	10.5	2.1	2.1	0.5	2	0.4	1.2	2.2
3	60.00	4	<10	10	<10	42	18.6	3.2	2.2	0.9	2.7	0.7	8.8	0.4	9.8	2.4	2.1	0.5	2	0.3	1.1	2.2
4	80.00	1	<10	9	<10	50	22.0	3.6	2.3	0.7	3.4	0.8	9.8	0.4	11.8	2.6	2.9	0.5	3	0.4	1.4	2.5
5	95.00	1	<10	6	<10	40	20.3	3.1	2.3	0.7	2.8	0.7	9.2	0.4	10.1	2.2	2.6	0.6	2	0.4	1.1	2.6
6	120.00	1	<10	7	<10	38	12.0	1.8	1.1	0.4	1.7	0.4	6.1	0.2	7.8	1.7	1.6	0.3	2	0.2	1.9	1.1
7	140.00	2	<10	7	<10	42	26.4	3.8	2.4	0.9	3.3	0.8	12.4	0.4	13.2	2.9	3.1	0.6	3	0.4	1.0	3.0
8	160.00	3	<10	8	<10	58	29.5	5.6	3.8	0.9	4.7	1.4	13.0	0.6	17.8	3.7	4.0	0.9	4	0.6	1.9	3.7
9	180.00	4	<10	13	<10	44	24.7	4.7	3.3	1.0	4.1	1.1	10.6	0.5	15.2	2.8	3.5	0.8	3	0.5	1.2	2.8
10	205.00	4	<10	11	<10	36	24.0	4.7	3.3	1.1	4.4	1.1	10.7	0.5	12.9	3.1	3.4	0.8	3	0.5	1.1	3.1
11	220.00	5	<10	28	<10	58	22.1	3.4	2.0	0.9	3.3	0.7	10.5	0.4	12.7	2.9	2.9	0.5	5	0.3	2.2	2.0
12	240.00	4	<10	14	<10	58	26.8	5.4	3.4	1.0	4.4	1.2	11.8	0.6	16.2	3.5	4.1	0.8	4	0.5	1.5	3.8
13	260.00	2	<10	13	<10	82	19.1	2.7	1.7	0.7	2.6	0.5	10.4	0.3	11.3	2.5	2.2	0.3	4	0.2	3.5	1.6
14	280.00	3	<10	16	<10	150	24.3	4.2	3.1	1.0	4.1	0.9	11.4	0.4	15.1	3.6	3.6	0.7	4	0.5	1.5	2.6
15	295.00	3	<10	11	<10	66	26.4	5.1	3.1	1.2	4.7	1.1	11.6	0.5	14.9	3.4	3.7	0.7	4	0.5	1.4	3.2
16	320.00	2	<10	6	<10	46	19.9	4.6	2.8	1.1	4.0	1.0	8.4	0.4	12.6	2.8	3.4	0.6	3	0.5	1.0	3.2
17	335.00	2	<10	9	<10	50	21.3	3.9	2.9	0.9	3.9	1.0	9.4	0.5	11.6	2.7	3.1	0.6	3	0.4	1.2	3.2
18	360.00	3	<10	7	<10	38	36.6	5.2	3.1	1.2	5.1	1.3	15.3	0.5	18.4	4.7	3.9	1.0	2	0.6	0.9	3.6
19	380.00	1	<10	5	<10	240	27.4	4.9	3.3	0.9	4.2	1.2	12.6	0.6	16.7	3.4	3.9	0.8	4	0.5	1.1	3.6
20	405.00	1	<10	3	<10	60	35.0	5.6	3.9	0.9	5.0	1.3	15.5	0.6	18.3	4.4	4.4	0.9	4	0.6	1.2	4.3
21	420.00	1	<10	3	<10	64	35.9	6.0	4.4	0.9	5.4	1.4	15.7	0.7	17.7	4.5	4.7	1.0	5	0.7	1.3	4.1
22	440.00	2	<10	4	<10	42	39.7	6.3	4.0	0.8	5.6	1.4	18.0	0.7	21.3	4.6	4.5	0.8	5	0.6	1.4	4.4
23	460.00	1	<10	1	<10	56	38.8	6.3	4.7	0.9	5.6	1.5	17.1	0.8	19.6	4.8	5.0	1.0	5	0.7	1.4	4.4
24	480.00	2	<10	6	<10	52	34.2	5.2	3.4	0.9	5.2	1.1	15.0	0.7	17.9	4.2	4.2	0.9	5	0.5	1.3	3.8
25	505.00	1	<10	3	<10	70	34.7	5.7	3.7	0.9	5.4	1.3	15.8	0.6	18.7	4.2	4.7	0.9	6	0.6	1.4	4.3
26	520.00	1	<10	3	<10	56	37.7	6.2	4.0	0.9	5.5	1.4	16.5	0.7	20.7	4.5	4.4	0.8	5	0.6	1.2	4.7
27	540.00	1	<10	6	<10	34	33.7	5.2	3.5	1.0	4.8	1.3	15.1	0.6	18.6	4.1	4.0	0.7	6	0.6	1.2	4.1
28	560.00	6	<10	29	<10	42	25.1	4.1	3.0	0.8	4.1	1.0	11.1	0.4	13.8	3.0	3.4	0.7	5	0.4	0.9	2.9
29	580.00	2	<10	7	<10	60	32.6	5.7	3.5	1.0	5.2	1.2	14.0	0.6	17.4	4.2	4.5	0.8	6	0.6	1.3	3.8
30	605.00	3	<10	12	<10	48	30.9	5.3	3.4	0.9	4.3	1.1	13.4	0.6	16.9	3.5	3.9	0.8	5	0.5	1.1	3.5
31	620.00	2	<10	9	<10	44	28.8	4.1	3.2	0.8	4.4	0.9	12.8	0.5	14.3	3.3	3.6	0.7	5	0.5	0.9	3.4
32	640.00	3	<10	10	<10	64	31.2	5.9	4.1	0.8	5.2	1.3	13.4	0.7	16.9	3.9	4.4	0.9	6	0.6	1.5	3.6
33	660.00	1	<10	8	20	34	28.1	4.4	3.0	0.8	3.9	1.0	12.7	0.4	14.8	3.4	3.8	0.6	4	0.4	1.0	3.5
34	680.00	2	<10	9	<10	44	27.9	4.4	2.9	1.0	4.0	1.0	12.3	0.5	14.5	3.4	3.1	0.7	4	0.5	1.0	2.6
35	705.00	1	<10	11	<10	44	11.0	1.6	1.1	0.4	1.6	0.4	5.8	0.2	7.8	1.5	1.4	0.2	3	0.1	1.8	1.0
36	720.00	1	<10	15	<10	58	18.8	2.8	1.8	0.6	2.4	0.6	8.9	0.3	11.0	2.5	2.5	0.5	5	0.3	1.7	1.8
37	740.00	1	<10	5	<10	34	30.0	4.8	3.3	0.8	4.2	1.1	13.4	0.5	15.5	3.8	3.4	0.7	5	0.5	1.4	3.5
38	760.00	3	<10	12	<10	40	25.2	3.9	2.9	0.9	3.4	0.9	11.1	0.5	13.8	2.9	3.1	0.7	5	0.4	1.0	2.7
39	780.00	3	<10	22	<10	64	10.3	1.5	1.1	0.4	1.9	0.4	5.4	0.1	7.7	1.4	1.3	0.2	3	0.1	1.6	1.1
40	805.00	2	<10	20	20	68	9.9	1.5	1.0	0.4	1.6	0.3	5.8	0.2	6.5	1.5	1.7	0.2	3	0.1	2.0	1.1
41	820.00	1	<10	9	<10	78	16.4	1.9	1.2	0.4	2.0	0.5	9.0	0.2	9.3	1.9	1.9	0.3	3	0.2	1.8	1.5
42	840.00	1	<10	10	<10	76	17.0	2.0	1.1	0.5	2.2	0.4	8.9	0.2	9.3	2.1	2.2	0.4	4	0.2	1.8	1.5
43	860.00	2	<10	12	80	184	25.6	3.9	2.6	0.6	3.4	0.8	11.7	0.4	12.5	3.1	3.5	0.7	4	0.4	2.4	2.7
44	880.00	2	<10	13	<10	84	26.1	4.1	2.8	0.7	3.8	0.9	12.2	0.5	14.9	3.1	3.7	0.7	2	0.4	2.0	3.3
45	905.00	1	<10	9	10	530	29.1	5.0	3.2	0.9	4.4	1.0	13.6	0.4	15.6	3.6	4.0	0.7	3	0.5	1.3	3.4
46	920.00	1	<10	9	<10	934	23.7	4.4	2.7	0.7	3.9	0.9	12.3	0.4	13.6	3.1	3.4	0.6	6	0.4	1.3	2.5
47	940.00	1	<10	5	20	134	26.3	5.1	3.2	1.0	4.3	1.2	12.2	0.5	15.1	3.3	3.9	0.8	5	0.5	1.0	3.1
48	960.00	1	<10	7	<10	94	28.9	5.4	3.5	0.8	4.8	1.1	13.2	0.5	15.4	3.6	4.3	0.8	5	0.5	1.1	3.6
49	975.00	1	<10	5	<10	52	25.8	5.2	3.2	0.8	4.6	1.0	11.5	0.5	14.0	3.2	4.1	0.8	4	0.5	1.0	3.2
50	995.00	1	<10	5	<10	90	33.4	5.7	4.0	0.9	5.0	1.3	15.1	0.5	17.5	4.3	4.5	0.9	5	0.6	1.2	4.3
51	1020.00	1	<10	10	<10	132	22.0	4.1	2.7	0.8	3.9	0.8	10.0	0.4	12.2	2.6	3.2	0.7	4	0.4	1.1	2.6
52	1040.00	2	<10	14	<10	536	25.6	4.3	2.6	0.8	4.0	0.9	11.8	0.5	14.5	3.1	3.5	0.7	5	0.4	1.6	2.6
53	1060.00	3	<10	12	<10	134	26.5	5.0	3.1	1.1	4.6	1.1	11.9	0.5	14.7	3.3	3.4	0.7	4	0.4	1.1	3.2
54	1080.00	3	<10	12	<10	136	26.7	4.5	3.1	1.2	4.1	1.1	11.2	0.4	15.2	3.0	3.9	0.7	4	0.5	1.1	3.2
55	1105.00	3	<10	13	<10	92	24.5	5.1	3.1	1.0	4.6	1.1	10.5	0.5	12.8	2.9	3.8	0.8	4	0.5	1.1	2.9
56	1120.00	3	<10	18	<10	106	24.8	4.7	3.0	0.9	4.4	1.0	11.0	0.5	14.5	3.2	3.3	0.7	4	0.5	1.2	3.1
57	1140.00	4	<10	46	<10	138	34.5	3.9	2.4	1.1	4.4	1.0	15.9	0.4	16.6	4.3	4.0	0.6	5	0.4	1.6	2.6
58	1160.00	8	<10	80	<10	396	29.7	3.6	2.3	1.0	4.1	0.7	14.9	0.4	15.4	3.7	4.0	0.6	4	0.3	1.0	2.2
59	1180.00	9	<10	99	<10	3380	28.3	3.5	2.3	1.2	3.9	0.8	14.1	0.3	14.5	3.5	3.9	0.6	4	0.4	0.9	2.2
60	1205.00	5	<10	65	<10	3680	23.4	2.9	1.5	0.8	2.5	0.5	11.6	0.2	12.3	2.8	2.7	0.4	4	0.2	1.8	1.6
61	1220.00	4	<10	34	10	2700	25.8	3.7	2.4	0.8	3.6	0.9	11.8	0.4	13.2	3.2	3.1	0.6	3	0.3	1.2	2.6
62	1240.00	3	<10	39	<10	5500	18.4	2.2	1.2	0.5	2.2	0.4	9.0	0.2	8.7	2.2	1.9	0.3	3	0.2	1.6	1.2
63	1260.00	1	<10	23	10	2950	29.8	2.9	1.8	0.6	3.7	0.7	13.8	0.4	14.2	3.2	2.8	0.6	4	0.3	1.7	2.5
64	1280.00	1	<10	15	<10	3830	31.0	4.3	2.9	0.8	4.5	0.9	15.6	0.5	15.8	4.0	3.8	0.6	4	0.5	1.6	2.8
65	1305.00	5	<10	10	<10	546	26.7	5.1	3.0	1.1	4.6	1.1	11.7	0.5	16.1	3.4	3.7	0.8	4	0.4	0.7	3.1
66	1320.00	5	<10	15	60	566	23.1	4.7	3.2	1.1	4.7	1.1	10.5	0.5	14.0	3.2	3.2	0.7	3	0.5	0.8	3.3
67	1340.00	5	<10	14	10	544	18.0	3.7	2.0	0.9	3.2	0.7	8.8	0.3	11.8	2.4	2.4	0.5	3	0.4	0.6	2.2
68	1360.00	8	<10	20	<10	2710	25.5	4.7	3.4	1.0	4.5	1.2	11.0	0.6	16.7	3.4	3.9	0.8	4	0.5	1.0	3.6
69	1380.00	7	<10	27	40	728	23.1	4.9	3.0	1.0	4.5	0.9	10.3	0.5	14.3	3.0	3.6	0.8	3	0.5	0.7	3.0
70	1405.00	8	<10	25	<10	532	23.8	4.8	2.6	0.9	4.3	1.0	10.5	0.5	14.3	3.2	4.0	0.7	3	0.4	0.7	3.4
71	1420.00	14	<10	145	<10	284	19.4	3.4	1.6	0.8	3.0	0.7	8.7	0.3	11.8	2.6	2.7	0.5	4	0.2	0.4	1.8
72	1440.00	10	<10	64	<10	188	26.8	4.8	2.8	1.2	4.3	0.9	11.9	0.4	14.7	3.3	4.4	0.7	4	0.4	1.5	2.9
73	1460.00	9	<10	63	<10	160	26.6	4.6	3.0	1.0	4.4	0.9	11.6	0.4	15.9	3.4	3.6	0.8	4	0.5	1.3	3.0
74	1480.00	8	<10	43	<10	374	24.2	4.3	2.8	1.1	4.9	0.9	11.5	0.4	16.0	3.2	3.6	0.8	7	0.4	0.9	3.2
75	1505.00	8	<10	105	<10	130	20.1	3.8	2.3	1.0	3.5	0.9	8.8	0.4	11.1	2.6	3.0	0.6	7	0.3	0.8	2.5
76	1520.00	6	<10	60	<10	416	24.0	4.3	2.5	1.1	3.7	0.8	10.5	0.4	12.8	3.1	3.5	0.7	6	0.4	0.9	2.5
77	1540.00	6	<10	50	<10	304	25.7	4.1	2.7	1.2	3.9	1.0	11.9	0.4	15.2	3.4	3.7	0.7	6	0.3	0.8	2.3
78	1560.00	7	<10	57	<10	490	28.0	4.8	2.9	1.2	4.9	1.1	11.8	0.4	16.6	3.6	3.8	0.8	6	0.4	1.0	3.1
79	1580.00	6	<10	50	<10	300	26.0	4.6	2.6	1.3	4.4	0.9	11.8	0.4	15.9	3.5	4.0	0.6	5	0.4	0.9	2.6
80	1595.00	10	<10	90	<10	272	24.5	4.0	2.1	1.1	4.4	0.9	10.9	0.5	14.9	3.1	3.5	0.7	6	0.3	0.7	2.4
81	1620.00	15	<10	157	<10	200	17.0	3.9	1.9	0.9	3.1	0.6	8.5	0.3	10.4	2.2	2.6	0.5	5	0.3	0.6	1.8
82	1640.00	8	<10	33	<10	86	28.8	5.3	3.1	1.5	5.2	1.1	11.9	0.4	17.4	3.9	5.0	0.7	4	0.6	0.7	3.0
83	1660.00	17	<10	182	<10	128	17.7	3.5	2.0	0.8	3.5	0.7	7.6	0.3	11.4	2.4	2.5	0.5	4	0.3	0.5	2.2
84	1680.00	17	<10	176	<10	170	17.8	4.0	1.8	0.8	3.4	0.7	8.2	0.3	12.0	2.5	2.6	0.5	4	0.3	0.6	2.1
85	1705.00	12	<10	130	<10	354	16.2	2.6	1.9	0.9	2.8	0.7	7.2	0.3	8.6	2.0	2.5	0.4	3	0.3	0.7	1.5
86	1720.00	12	<10	115	<10	258	21.2	3.8	2.2	1.1	3.7	0.8	10.1	0.4	11.7	2.4	2.9	0.6	1	0.4	1.0	2.2
87	1740.00	11	<10	107	<10	290	18.9	3.4	2.2	0.7	3.1	0.7	8.7	0.3	9.9	2.5	2.7	0.5	2	0.3	0.9	1.8
88	1760.00	9	<10	81	<10	192	18.1	3.2	1.9	0.7	3.3	0.7	8.6	0.3	10.7	2.1	2.5	0.6	2	0.3	0.7	2.0
89	1780.00	19	<10	155	<10	208	16.9	3.2	2.0	0.8	2.9	0.6	7.3	0.3	9.9	2.0	2.3	0.5	2	0.3	0.4	1.8
90	1805.00	18	<10	146	<10	314	16.6	3.2	2.0	0.8	2.7	0.6	7.1	0.3	9.1	1.9	1.8	0.5	2	0.3	0.6	1.9
91	1820.00	20	<10	157	<10	266	18.6	3.1	2.1	0.9	3.4	0.7	8.1	0.3	10.3	2.4	2.9	0.6	1	0.3	0.6	2.0
92	1840.00	23	<10	163	<10	234	17.1	3.2	2.1	0.8	3.4	0.6	7.6	0.3	10.4	2.2	2.5	0.6	2	0.3	0.3	1.9
93	1860.00	22	<10	167	<10	438	18.2	3.5	2.0	0.9	3.7	0.6	8.1	0.3	11.5	2.3	2.8	0.5	2	0.3	0.2	2.1

附表　つづき
Appendix-table continued

	Component	Sc	Tl	V	W	Zn	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	La	Lu	Nd	Pr	Sm	Tb	Th	Tm	U	Yb
		(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
	Method	A	A	A	A	A	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
	Detectability	1	10	1	10	2	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	1	0.1	0.5	0.1
		(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
No.	Depth (m)																					
94	1880.00	20	<10	144	<10	244	20.8	3.9	1.9	1.0	3.3	0.7	9.2	0.3	11.9	2.7	2.8	0.5	1	0.3	0.5	1.9
95	1905.00	22	<10	156	<10	196	18.2	2.8	2.0	0.9	3.0	0.6	8.1	0.3	10.5	2.4	2.6	0.6	3	0.3	0.4	2.0
96	1920.00	23	<10	178	<10	218	16.2	3.2	1.9	0.9	3.2	0.7	7.2	0.3	10.6	2.1	2.8	0.6	2	0.3	0.3	2.2
97	1935.00	20	<10	157	<10	178	17.6	3.5	1.9	0.9	3.3	0.7	7.2	0.3	9.7	2.4	2.7	0.5	2	0.3	0.3	1.9
98	1960.00	23	<10	170	<10	620	18.0	3.2	2.1	0.8	3.1	0.7	8.1	0.3	11.4	2.0	2.9	0.5	3	0.4	0.5	2.0
99	1980.00	22	<10	158	<10	532	14.9	3.4	1.9	0.8	2.7	0.7	6.5	0.3	7.4	1.6	1.9	0.5	2	0.3	0.4	1.9
100	2005.00	15	<10	94	<10	196	27.7	3.4	2.2	0.7	3.2	0.8	13.0	0.3	14.1	3.1	3.3	0.7	3	0.4	1.1	2.7
101	2020.00	18	<10	122	<10	192	28.4	4.2	2.5	1.1	4.3	0.8	12.2	0.4	13.9	3.2	3.8	0.6	2	0.4	0.7	2.6
102	2040.00	18	<10	141	<10	266	22.1	3.2	2.2	1.1	3.5	0.7	10.2	0.4	12.5	2.8	2.6	0.6	2	0.4	0.9	2.0
103	2060.00	12	<10	49	<10	164	36.7	4.9	3.4	1.1	4.8	1.1	16.4	0.5	17.8	4.3	4.8	0.9	4	0.5	1.3	3.2
104	2080.00	8	<10	27	<10	114	37.2	5.8	3.4	1.2	5.5	1.2	17.2	0.5	18.7	4.3	4.8	0.8	3	0.6	1.2	3.2
105	2105.00	12	<10	128	<10	106	17.3	2.8	1.6	0.8	2.7	0.5	8.1	0.2	10.5	1.9	2.3	0.5	1	0.3	0.4	1.5
106	2120.00	19	<10	138	<10	90	21.4	3.4	2.2	1.0	3.2	0.7	9.1	0.3	10.8	2.9	2.6	0.6	2	0.3	0.6	2.0
107	2140.00	17	<10	130	<10	162	24.8	3.6	2.2	1.0	3.4	0.8	11.5	0.3	12.9	2.8	2.7	0.6	2	0.3	1.2	2.2
108	2160.00	12	<10	115	<10	112	24.2	3.3	2.1	0.9	3.3	0.8	11.1	0.3	13.7	2.8	3.0	0.6	2	0.3	0.9	2.2
109	2180.00	14	<10	113	<10	362	28.3	3.5	2.2	1.0	4.0	0.7	13.2	0.3	14.9	3.2	2.6	0.6	2	0.3	1.0	2.1
110	2195.00	14	<10	98	<10	208	29.0	4.0	2.2	0.9	3.9	0.8	13.6	0.4	15.8	3.3	3.1	0.6	3	0.3	1.1	2.7
111	2220.00	14	<10	95	<10	150	31.8	4.2	2.2	1.0	3.8	0.8	13.8	0.4	15.9	3.6	3.7	0.6	3	0.4	0.9	2.3
112	2240.00	16	<10	164	10	138	22.0	2.9	1.9	0.8	2.9	0.6	10.6	0.3	11.4	2.5	2.6	0.5	2	0.3	1.2	2.0
113	2260.00	9	<10	63	10	182	25.0	3.1	2.3	0.8	3.2	0.7	11.3	0.3	13.0	2.7	2.7	0.4	2	0.3	0.8	1.9
114	2275.00	15	<10	146	100	158	22.5	3.1	1.9	0.7	2.8	0.8	10.2	0.3	12.0	2.5	2.6	0.5	2	0.3	1.4	1.9
115	2305.00	17	<10	169	20	122	16.2	2.6	1.7	0.7	2.7	0.6	6.9	0.2	8.8	1.8	2.6	0.4	1	0.2	0.4	1.8
116	2320.00	16	<10	165	10	130	17.4	3.4	2.1	1.0	3.0	0.7	7.8	0.3	10.7	2.0	2.6	0.5	1	0.3	0.5	2.4
117	2340.00	13	<10	102	<10	118	29.1	4.3	2.5	1.0	4.1	0.8	13.5	0.4	15.1	3.4	3.3	0.7	3	0.4	0.9	2.5
118	2360.00	16	<10	139	<10	124	20.6	3.5	2.0	1.0	3.1	0.7	8.4	0.3	12.9	2.6	2.8	0.5	1	0.3	0.4	2.0
119	2380.00	18	<10	159	10	136	23.1	3.8	2.1	1.0	3.5	0.7	11.3	0.3	13.1	3.0	3.2	0.5	1	0.3	0.5	1.6
120	2405.00	18	<10	163	<10	96	19.4	3.3	1.8	0.9	3.1	0.7	9.5	0.3	11.6	2.4	2.8	0.5	1	0.2	0.4	1.6
121	2420.00	19	<10	140	<10	154	21.5	3.0	2.0	0.9	2.9	0.7	10.9	0.3	12.1	2.5	3.2	0.5	1	0.3	0.6	2.0
122	2440.00	17	<10	125	<10	108	15.8	2.2	1.3	0.7	2.5	0.4	8.0	0.2	9.5	2.0	2.0	0.4	<1	0.2	0.4	1.3
123	2460.00	15	<10	145	<10	98	18.6	2.4	1.8	0.8	2.5	0.5	9.2	0.2	9.9	2.1	2.5	0.4	1	0.3	0.5	1.8
124	2480.00	14	<10	131	<10	122	17.5	2.8	1.5	0.7	2.4	0.5	8.4	0.2	10.1	2.2	2.1	0.4	1	0.2	0.4	1.4
125	2505.00	12	<10	134	<10	80	20.9	2.5	1.5	1.0	3.1	0.6	9.5	0.3	12.4	2.4	2.4	0.5	1	0.3	0.4	1.4
126	2520.00	11	<10	135	30	108	18.2	2.3	1.4	0.7	2.6	0.6	8.7	0.2	11.1	2.3	2.1	0.4	1	0.2	0.5	1.3
127	2540.00	10	<10	149	<10	98	18.4	2.4	1.5	0.8	2.4	0.4	8.5	0.2	10.1	2.2	2.4	0.4	<1	0.3	0.4	1.4
128	2560.00	19	<10	162	<10	138	20.1	3.0	2.1	0.8	3.3	0.7	9.4	0.3	10.6	2.4	2.6	0.5	<1	0.3	0.5	1.9
129	2580.00	14	<10	159	<10	106	21.2	3.1	1.9	1.0	3.6	0.7	10.2	0.3	11.7	2.7	2.5	0.5	<1	0.3	0.4	1.8
130	2595.00	13	<10	162	<10	116	16.5	2.3	1.3	0.8	2.6	0.5	7.6	0.2	9.5	2.0	2.5	0.4	<1	0.2	0.3	1.3
131	2620.00	12	<10	156	<10	88	15.0	2.4	1.5	0.8	2.5	0.6	7.0	0.3	8.7	1.9	1.9	0.4	<1	0.2	0.3	1.7
132	2640.00	12	<10	160	<10	68	15.5	2.4	1.4	0.9	2.5	0.5	7.1	0.3	9.3	1.7	1.8	0.4	<1	0.2	0.3	1.7
133	2660.00	13	<10	160	<10	134	15.9	2.6	1.6	0.9	2.4	0.5	6.4	0.2	8.9	1.8	2.0	0.4	<1	0.2	0.3	1.5
134	2680.00	10	<10	129	<10	156	16.3	2.6	1.3	0.7	2.7	0.6	7.6	0.3	9.6	2.1	2.1	0.4	1	0.2	0.4	1.3
135	2705.00	10	<10	134	<10	80	18.1	2.3	1.6	0.8	2.5	0.5	7.9	0.2	9.0	1.9	1.8	0.4	<1	0.2	0.4	1.5
136	2720.00	12	<10	141	<10	76	17.6	2.9	1.7	0.8	2.2	0.6	7.7	0.2	9.5	2.0	2.2	0.4	<1	0.3	0.4	1.7
137	2740.00	13	<10	142	<10	82	14.6	3.1	1.7	0.7	2.4	0.6	6.8	0.3	8.1	1.8	2.2	0.4	<1	0.2	0.4	1.9
138	2760.00	11	<10	144	<10	80	16.4	2.8	1.5	0.7	2.4	0.5	7.1	0.3	8.8	1.9	2.0	0.4	<1	0.2	0.4	1.6
139	2780.00	10	<10	83	10	82	32.9	3.7	2.5	1.0	3.6	0.8	15.5	0.4	15.7	3.8	3.5	0.6	3	0.3	1.3	2.4
140	2805.00	13	<10	85	10	106	35.9	3.4	2.2	1.1	3.5	0.9	16.9	0.4	17.5	4.1	3.8	0.6	5	0.3	1.3	2.7
141	2820.00	14	<10	97	20	102	36.9	3.7	2.3	1.1	4.1	0.8	16.9	0.3	17.7	4.2	4.2	0.7	4	0.4	1.1	2.4
142	2840.00	8	<10	56	150	88	51.3	4.7	2.6	1.1	4.7	0.9	24.1	0.4	21.0	5.4	4.3	0.7	7	0.4	2.4	2.8
143	2860.00	5	<10	47	10	94	63.9	4.6	3.1	1.2	5.2	1.1	28.6	0.5	25.6	6.6	5.5	0.9	9	0.4	2.8	3.0
144	2880.00	4	<10	70	<10	36	37.4	4.5	2.7	0.9	5.1	1.0	16.8	0.5	18.2	4.3	3.6	0.8	5	0.5	1.4	2.9
145	2905.00	3	<10	69	<10	24	28.6	4.3	2.5	0.9	3.9	0.9	12.4	0.4	14.1	3.7	3.9	0.7	3	0.5	1.2	2.8
146	2920.00	2	<10	46	20	34	33.9	4.0	2.6	0.9	3.4	0.8	15.5	0.4	15.1	3.7	3.7	0.7	3	0.4	1.3	2.2
147	2940.00	3	<10	43	70	32	25.4	2.9	2.2	0.9	3.1	0.7	12.0	0.4	11.7	2.9	2.6	0.5	3	0.3	1.4	2.1
148	2960.00	2	<10	70	10	16	26.0	4.7	2.7	0.8	4.2	1.0	11.5	0.4	12.5	3.2	3.9	0.6	2	0.4	1.2	2.5
149	2980.00	3	<10	59	<10	22	25.1	4.3	2.3	0.8	3.4	0.8	10.9	0.4	12.1	3.0	3.1	0.6	2	0.4	1.1	2.7
150	3005.00	4	<10	73	20	46	23.6	3.4	2.2	0.8	3.6	0.8	10.7	0.4	12.9	2.8	2.5	0.6	2	0.3	1.0	2.5
151	3020.00	2	<10	68	20	22	25.8	4.0	2.6	0.8	3.9	0.9	11.5	0.4	12.7	3.3	3.1	0.6	3	0.4	1.0	2.4
152	3040.00	2	<10	72	10	22	25.3	3.9	2.8	0.8	3.9	1.0	10.3	0.4	13.6	2.9	3.2	0.7	2	0.4	1.0	2.5
153	3060.00	2	<10	84	10	38	27.7	4.2	2.9	0.8	4.6	1.0	11.9	0.4	16.0	3.2	3.4	0.8	2	0.4	1.0	2.5
154	3080.00	3	<10	69	<10	20	21.9	3.8	2.6	0.8	3.6	0.8	9.4	0.5	11.7	2.7	2.7	0.6	2	0.4	1.0	2.6
155	3105.00	3	<10	67	<10	24	24.6	4.3	2.6	0.9	4.5	0.8	11.2	0.4	12.5	2.9	3.3	0.7	2	0.4	0.9	2.5
156	3120.00	3	<10	70	20	26	25.4	3.8	2.5	0.9	3.4	0.9	11.7	0.4	13.3	3.0	3.4	0.6	2	0.4	1.0	2.4
157	3140.00	3	<10	80	50	22	25.1	4.5	2.8	0.9	4.0	1.0	10.9	0.4	14.0	3.0	3.4	0.7	2	0.4	0.9	2.4
158	3160.00	3	<10	76	<10	24	24.7	4.1	2.6	0.8	4.0	0.9	10.4	0.4	13.2	3.0	3.2	0.7	3	0.4	1.1	2.6
159	3180.00	3	<10	66	10	24	24.4	4.0	2.3	0.9	3.9	0.8	11.3	0.4	13.0	2.8	3.2	0.6	2	0.4	1.1	2.2
160	3205.00	3	<10	73	<10	26	24.5	3.7	2.6	0.9	3.7	0.7	10.6	0.4	13.1	3.1	3.2	0.5	2	0.3	0.9	2.3
161	3220.00	3	<10	75	<10	24	27.8	3.9	2.7	1.0	3.7	0.8	12.4	0.4	13.7	3.1	3.3	0.6	2	0.4	1.0	2.4
162	3240.00	4	<10	84	<10	26	30.5	4.9	2.9	0.9	4.4	0.9	14.2	0.4	15.9	3.6	4.0	0.7	3	0.4	1.1	2.9
163	3260.00	4	<10	86	30	154	27.1	4.6	2.9	0.9	4.5	1.0	12.3	0.4	15.3	3.6	3.7	0.7	2	0.5	0.9	2.7
164	3280.00	3	<10	71	40	28	25.3	3.6	2.2	0.7	3.6	0.8	11.8	0.4	12.6	3.1	3.1	0.6	2	0.4	1.0	2.4
165	3305.00	3	<10	75	30	30	27.9	4.1	2.7	1.1	3.9	0.9	12.7	0.4	14.6	3.4	3.1	0.7	2	0.4	0.7	2.3
166	3320.00	3	<10	75	70	26	24.3	4.1	2.3	0.8	3.5	0.9	10.8	0.4	13.1	3.1	3.0	0.6	6	0.4	0.9	2.2
167	3340.00	3	<10	92	30	32	22.7	3.8	2.6	0.8	3.7	0.9	10.1	0.4	13.1	3.1	3.1	0.6	4	0.4	0.9	2.6
168	3360.00	3	<10	88	180	30	24.3	4.3	2.6	0.8	3.9	0.8	10.4	0.4	13.1	3.2	3.2	0.6	4	0.4	0.9	2.5
169	3380.00	3	<10	82	20	28	21.5	3.7	2.4	0.7	3.3	0.8	9.7	0.4	12.5	2.7	2.6	0.6	3	0.4	0.7	2.1
170	3405.00	3	<10	74	40	26	21.3	3.5	2.4	0.8	3.8	0.7	9.8	0.3	11.4	2.6	2.9	0.6	3	0.4	0.9	2.3
171	3420.00	3	<10	85	<10	24	28.2	4.7	2.5	0.8	4.3	0.9	12.5	0.4	14.9	3.5	3.4	0.6	4	0.4	0.9	2.8
172	3440.00	3	<10	77	<10	28	20.0	3.6	2.3	0.8	3.6	0.8	9.1	0.3	11.1	2.7	2.9	0.5	3	0.3	0.8	2.4
173	3460.00	3	<10	83	200	28	20.5	4.1	2.6	0.8	3.7	0.7	9.2	0.4	11.3	2.6	3.2	0.6	3	0.3	0.9	2.5
174	3480.00	3	<10	79	70	32	23.3	4.7	2.7	0.9	3.6	0.9	10.8	0.3	13.9	3.0	3.6	0.6	3	0.5	1.1	2.6
175	3505.00	3	<10	83	80	32	23.1	4.4	2.5	0.9	3.6	0.9	10.6	0.4	12.9	3.1	3.0	0.7	3	0.4	0.9	2.4
176	3520.00	3	<10	77	50	26	18.7	3.5	1.9	0.8	3.3	0.7	9.0	0.3	10.9	2.5	2.5	0.6	2	0.3	0.7	2.1
177	3540.00	3	<10	81	30	28	19.9	3.5	2.3	0.7	3.4	0.8	8.8	0.3	10.9	2.7	3.4	0.6	2	0.4	0.7	2.1
178	3560.00	3	<10	97	10	26	19.2	3.5	2.1	0.7	3.4	0.8	9.2	0.3	11.9	2.5	2.8	0.6	2	0.4	0.7	2.2
179	3580.00	3	<10	79	10	38	18.4	3.1	2.1	0.8	2.6	0.7	8.6	0.3	9.8	2.3	2.5	0.4	3	0.3	0.8	1.7
180	3605.00	3	<10	89	10	42	19.4	3.6	1.8	0.8	2.9	0.7	8.6	0.3	11.6	2.6	2.8	0.5	3	0.3	0.8	2.3
181	3620.00	3	<10	101	30	48	19.7	3.3	2.0	0.9	3.0	0.8	9.0	0.3	11.0	2.5	2.6	0.5	2	0.3	0.6	2.1
182	3640.00	3	<10	94	10	54	17.8	3.2	1.9	0.8	2.9	0.6	8.1	0.3	10.3	2.2	2.3	0.5	2	0.3	0.7	2.1
183	3660.00	3	<10	107	190	34	21.5	3.9	2.3	0.7	3.5	0.8	10.4	0.4	13.1	2.9	3.1	0.6	2	0.4	0.7	2.8
184	3680.00	3	<10	76	10	32	19.3	3.6	2.2	0.7	3.4	0.8	9.4	0.3	12.3	2.6	3.0	0.6	2	0.4	0.7	2.5
185	3705.00	3	<10	136	20	42	23.1	4.5	2.6	0.8	4.0	0.8	10.4	0.4	13.7	3.2	3.0	0.7	3	0.5	0.8	2.7
186	3720.00	3	<10	96	10	38	19.1	3.2	2.1	0.7	3.5	0.7	9.5	0.3	10.8	2.5	3.1	0.6	3	0.3	0.8	2.7

地質調査所報告第284号，p.57-67，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

岩手山－葛根田地域の地下水同位体標高効果

風早康平[1]・安原正也[1]・佐藤　努[2]・高橋正明[3]・丸井敦尚[1]

Isotope altitude effect for groundwaters in the Iwate volcano and Kakkonda areas

By

Kohei KAZAHAYA[1], Masaya YASUHARA[1], Tsutomu SATO[2],
Masaaki TAKAHASHI[3] and Atsunao MARUI[1]

Abstract: In order to determine the recharge area of Kakkonda geothermal water, the result for isotope altitude effects of groundwater was shown for comparison. In the Kakkonda area, a hydrogeological survey, collection of 70 river water samples and measurement for oxygen isotope ratios were performed.

Multi-point hydrological survey for the Akitorisawa, Matsuzawa and Kitashirasawa valleys located in the northern part of the Kakkonda river showed constant specific discharge values at each valley. This indicates that the stream waters are derived from shallow aquifers developed along the topographically-determined catchment areas. It also suggests that the permeability and porosity of rocks for groundwater storage are constant, probably due to fractures developed through various geologic units. Hydrogeologically, these stream valleys might be recharge areas of Kakkonda geothermal water because of their high efficiency of groundwater infiltration to the depth.

The oxygen isotope altitude effects for each stream valley were estimated using oxygen isotope ratios of stream waters and topographically-determined average recharge altitude data. The oxygen isotope ratios of recharge waters tend to have lower values for the north to west parts of Kakkonda at the same altitude, and higher values for the south to east parts. The results for the oxygen isotope variations in the Iwate-Kakkonda area will be useful for determination of the recharge area of geothermal waters in the Kakkonda geothermal field.

要　旨

葛根田深部地熱流体系の熱水の涵養源を特定するため，まず，比較検討のため岩手山における同位体標高効果について示した．葛根田地域においては，約70点の河川水試料及びその流量データを用いて，比流量等の水文地質学的検討及び酸素同位体標高効果の推定を以下に示すように行った．

葛根田川北側に位置する秋取沢，松沢及び北白沢については，多点観測した沢内の比流量値がほぼ一定であった．これは，沢水が地形的集水域に沿って集水されていること，及び，構成岩石の透水性等の物性が沢の流域を構成する地質に依存せず，主に断裂の発達などにより一定しているからではないかと思われる．これらの沢では，地下水の地下深部への浸透効率が高いことも考えられ，地熱系の水文地質学的な涵養源の候補に挙げられる．

葛根田地域の沢水の酸素同位体比及び地形的平均集水域の平均涵養標高値を用いて，各沢ごとに涵養線を推定した．葛根田地域では，同位体標高効果は，北西の地域ほど同一標高で同位体比が低い傾向にあり，また，南東の地域ほど同位体比が高いことが分かった．本研究による葛根田地域全域の涵養水の酸素同位体比の推定値を用いれば，葛根田深部流体系の地熱水の涵養源の特定に有効であると考えられる．

1．はじめに

葛根田地域の地熱水はそのほとんどが天水起源であることが，その安定同位体組成の測定結果などにより分か

[1] 環境地質部（Environmental Geology Department, GSJ）
[2] 地震地質部（Earthquake Research Department, GSJ）
[3] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）

Keywords: river water, groundwater, recharge water, oxygen isotopic ratio, geothermal area, isotope altitude effect, Kakkonda

っている (例えば, 高橋, 1994). 生産後の地熱水はそのほとんどが還元井にて地下に戻されているが, 一部は蒸気として失われているため, もし新たな地下水の涵養が生じなければ枯渇するはずである. 生産井稼働前の実態は良く分かっていないが, 稼働後は, 浅部・深部地熱水ともに半減期12.3年のトリチウム濃度が1.3～2.8 T.U.の範囲にあり, 比較的若い地下水が浅部・深部貯留層を涵養していると考えられている (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1991; 柳谷ほか, 1996). したがって, 深部地熱系の分布, 規模, 起源等の理解のためには, 涵養源に関する情報が不可欠である.

本報告では, 岩手山・葛根田地域における湧水, 河川水や降水の同位体データ等を収集し, 水文地質及び同位体水文学的に地域ごとの地下水涵養に関する特性をまとめた. 本結論を深部流体系に適用した結果は, 高橋ほか (2000) を参照されたい.

2. 同位体効果について

地下水や降水の安定同位体組成は, 地域的に特徴があり, 地域ごとに区別が可能である (Mazor, 1997). 日本列島の例では, 水素同位体比 (δD) が−90～−30 ‰, 酸素同位体比 (δ^{18}O) が−13～−3 ‰である (Mizota and Kusakabe, 1994). これは, 主に二つの要因で説明される.

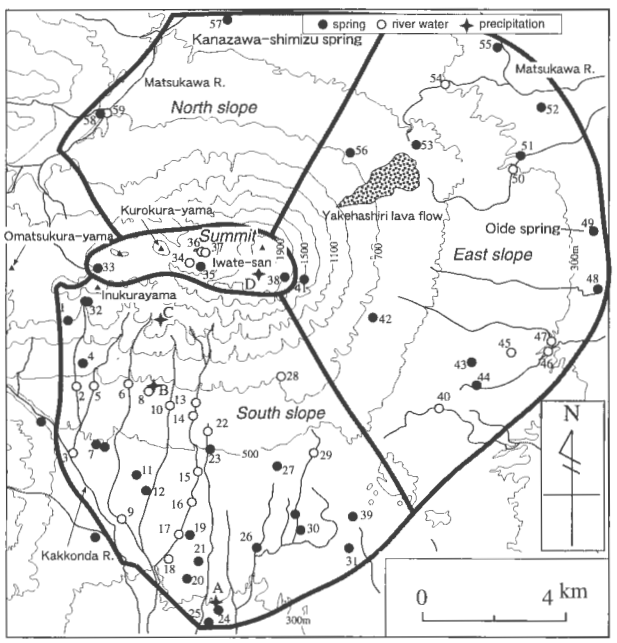
1) 気団から降水を分離する際に生じる同位体分別作用

水蒸気が凝縮する際の同位体分別により, 液滴に重い同位体が濃縮され, 残った気団の同位体比が徐々に低くなっていくことにより, 地域ごとに違いを生じる. この同位体効果には, a) 気団が山体にぶつかったときに降水をもたらす場合, 低標高ほど高い同位体比を示す「標高効果」と, b) 気団が内陸に移動する際に, 海に近いほど高い同位体比を示す「内陸効果」などがある.

2) 気団の発生源による元の気団の同位体組成の違い

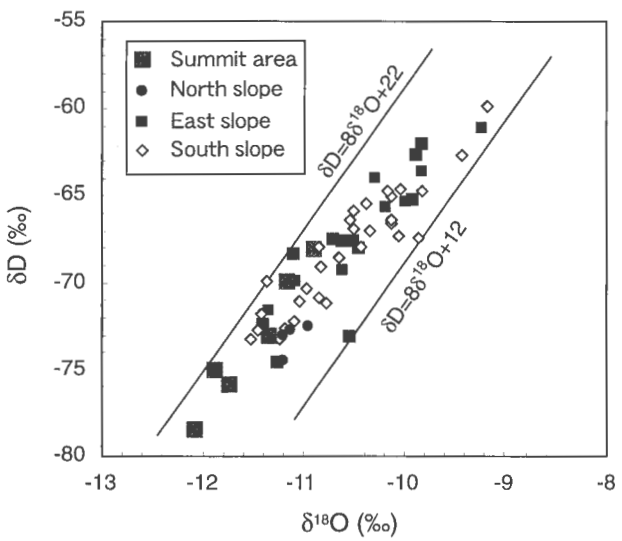
日本列島では, 主に夏季の南西から来る気団は高い同位体比を示し, 冬季の北西からの気団は低い同位体比を示す. 一雨ごとの同位体比は, その時の気象条件や関係する気団の違いを反映して, 非常に大きくばらつくが, 通常少なくとも2-3年の降水観測を続けることにより, その地域の降水の平均値が得られる.

一方, 地下水は, 涵養水の浸透過程及び帯水層内を流動する過程で良く混合するため, 滞留時間の長いものについては, 年間を通じて一定の同位体比を示すことが知られている. 河川水は, 通常, 涵養水からなる最浅部地下水層からの湧出水と降雨による表面流出水が混合したものであるが, 降雨の表面流出等の影響のない渇水期では, 涵養水と同等の扱いが可能である. 岩手山及び葛根田地域の渇水期は8-10月であり, 本研究でもほとんどの試料はこの時期に採取した.



第1図 岩手山の山頂部及び各斜面における湧水, 河川水及び降水の採取地点 (風早・安原, 1999).

Fig. 1 Sampling sites for spring water, river water and precipitation in the Iwate volcano area (Kazahaya and Yasuhara, 1999).



第2図 岩手山山頂部及び各斜面における湧水・河川水の水素と酸素同位体比の関係 (風早・安原, 1999).

Fig. 2 Relation between hydrogen and oxygen isotope ratios of spring water and river water in the Iwate volcano area (Kazahaya and Yasuhara, 1999).

3.　岩手山周辺域

3.1　同位体組成

岩手山の山頂部及びほぼ全周にわたる周辺部の湧水・河川水・降水を1995年～1997年にかけて合計約70試料採取し，その試料水の安定同位体組成を測定した．試料採取地点を第1図に示す．その解析結果は，風早・安原(1999)に報告済みであるが，以下に，手法とともに概要を簡単に示す．

第2図に示すように，試料水の安定同位体組成は，すべて天水ライン（$\delta D = 8\,\delta^{18}O + d$　$12 < d < 22$）上に位置し，マグマ起源水（δD：－30～－15‰，$\delta^{18}O$：＋5～＋10‰）の混入はほとんどないと考えられる．同位体組成はそれぞれ水素同位体比で－80～－60‰，酸素同位体比で－12～－9‰の範囲にある．10 km四方程度の狭い地域でこのように大きな同位体比の幅が出るのは，標高効果によるためである．y切片値(b)は，気団が大陸からきた場合に高く，南－南西海域からくる場合は低いと言う経験的関係がある（早稲田・中井，1983）．したがって，山頂部の湧水等が比較的高いy切片値(d)を持つのは，山体斜面部分と比べて，涵養水が北西からくる冬季の気団の影響（つまり降雪）をより多く受けているためと考えられる．

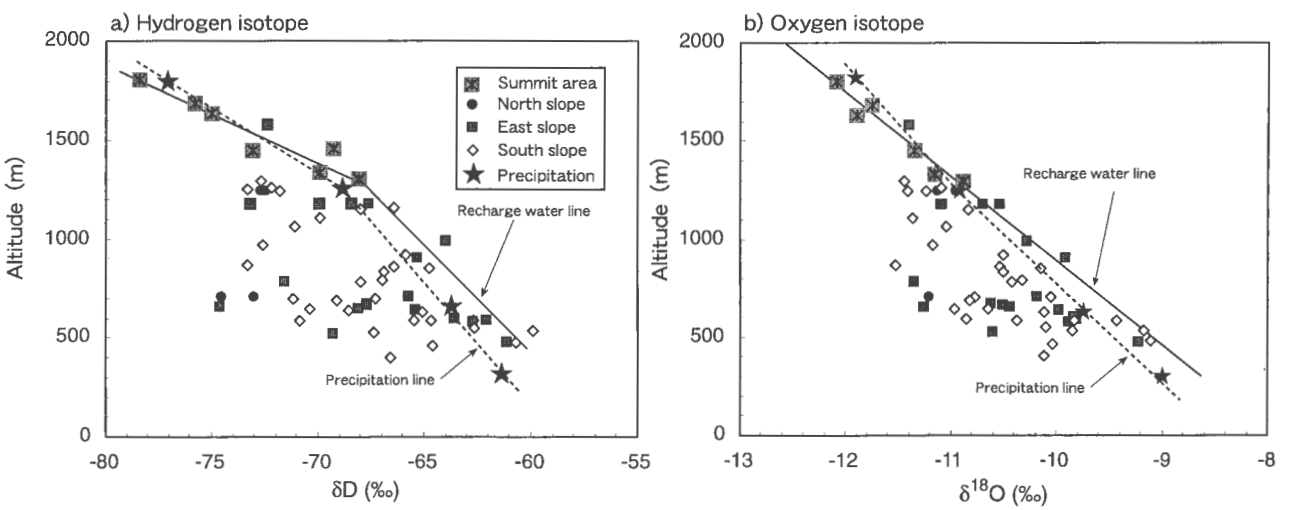
3.2　涵養水と降水の標高効果

一般に，地表に到達した降水のうち，一部は蒸発散により失われるため，涵養水の同位体比は降水のそれよりも高くなる．したがって，地下水涵養水の標高効果は，雨水の同位体比をそのまま用いることはできない（風早・安原，1994）．本研究では，すべての試料水について，まず集水域を地形図上で決定し，その集水域の平均高度を求めた．

第3図に，試料水採取地点より上流部の地形的集水域から求めた平均涵養標高Hgと試料水の水素（第3図a）及び酸素同位体比（第3図b）の関係を示す．図中の実線（プロットの上限値が直線で近似されるように決定）の近くにプロットされる湧水は，実際には地形的集水域が小さい，すなわち試料採取点が涵養域に近いと言う特徴を持っている．この実線は涵養水の同位体標高効果を表すので，「地下水涵養線」と定義する（風早・安原，1994）．実際には，若い火山体では，地形的集水域のとおりに地下水は涵養・流動しないため，多くの点については，涵養線よりも低同位体比側にプロットされる（風早・安原，1994；Yasuhara *et al.*, 1997）．これは，岩手山では標高の比較的高い地点で涵養された地下水が，山体内部に深くもぐり込み，流動し湧出しているためと考えられる．このような地下水流動系は山体崩壊等の履歴などにより形成された山体の内部構造に大きく影響され形成されている（風早・安原，1999）．

第3図aに示されるように，水素同位体標高効果については，それぞれ標高1300 m以上で－2.0‰/100 m，1300 m以下で－0.9‰/100 mであり，酸素同位体については0.23‰/100 mであることが分かる．水素同位体地下水涵養線が折れ曲がっているのは，d値が標高によって異なることに起因していると思われる．参考までに，八ケ岳及び富士山における水素同位体標高効果は，それぞれ，－2.0～－1.4‰/100 m（風早・安原，1994）及び－2.0～－1.6‰/100 m（Yasuhara *et al.*, 1997）である．

岩手山の降水の標高効果は，涵養水の標高効果とほぼ一致しており，蒸発量自体が少ない可能性を示唆する．



第3図　岩手山周辺域における地形的平均涵養高度と湧水，河川水及び降水の安定同位体比の関係（風早・安原，1999）．
降水については，採取した標高値を用いプロットした．a）は水素同位体比，b）は酸素同位体比．
Fig. 3　Relation between topographically-determined average recharge altitude and stable isotope ratios of spring water, river water and precipitation.
For precipitation, the elevation for collection is used for the plot.　a) hydrogen isotope and b) oxygen isotope.

これは，八ケ岳（風早・安原，1994）や富士山（Yasuhara *et al.*, 1997）における結果（同一標高の涵養水と比べて酸素同位体比で1～2‰降水が低い）とは異なっている．

4. 葛根田地域

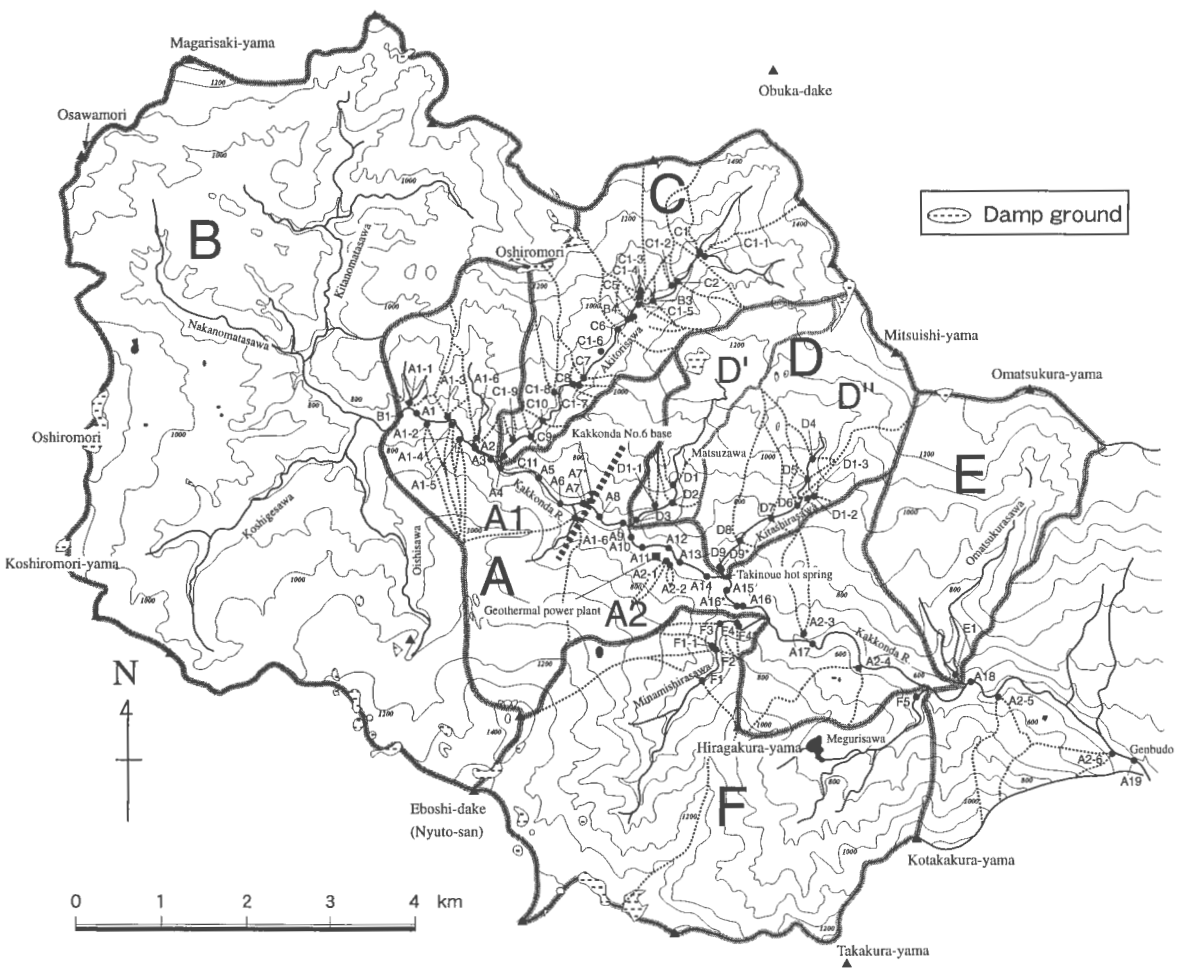
4.1 河川水試料

葛根田川及びその支流等について，河川水試料を1999年8月19日から20日（一部は1996年10月）に採取し，その水温，pH，導電率及び流量を現地観測し，標高効果の決定のため酸素同位体比の分析を行った．流量測定は，浮子を用いた簡易法による．河川水試料の採取地点，水系分類（A～F）及び現地観測データ等を第1表及び第4図に示す．調査地点は葛根田地熱発電所を中心とし，その周囲約4 kmの河川を対象にした．したがって，調査した河川，沢は葛根田川本流(A)，秋取沢(C)，松沢(D')，北白沢(D")，大松倉沢(E)，メグリ沢・南白沢(F)及びそれぞれの支流等である．葛根田川源流域(B)については，発電所から約4 km上流の葛根田川（点B1）にすべて集水されるので，それを源流域全体の代表とした．

試料採取日はもともと渇水期であることに加え，採取前約一か月間は降水がほとんどなかったため，本試料は河川の基底流量時の良好な地下水試料として扱うことが可能であると考えられる．

4.2 水文地質概要

葛根田地域の表層地質（崩壊堆積物等を除く）を第5図に示す．本地域は，新第三系（山津田層，葛根田川層，滝ノ上温泉層など）を，第四紀火山岩類とそれに伴う崩壊堆積物が覆っている．葛根田地域は良く開析が進み，



第4図　葛根田地域における河川水採取地点とその地形的集水域（点線）．

A～Fは本報告で用いた以下の水系区分を表す．A：葛根田川支流（A1：上流，A2：下流），B：葛根田川源流（大石沢，戸繁沢，中又沢，北又沢など），C：秋取沢，D：松沢（D'）及び北白沢（D"），E：大松倉沢，F：南白沢及びメグリ沢．

Fig. 4 Sampling points for river water and topographic catchment areas (area surounded with dotted line) for each water sample.

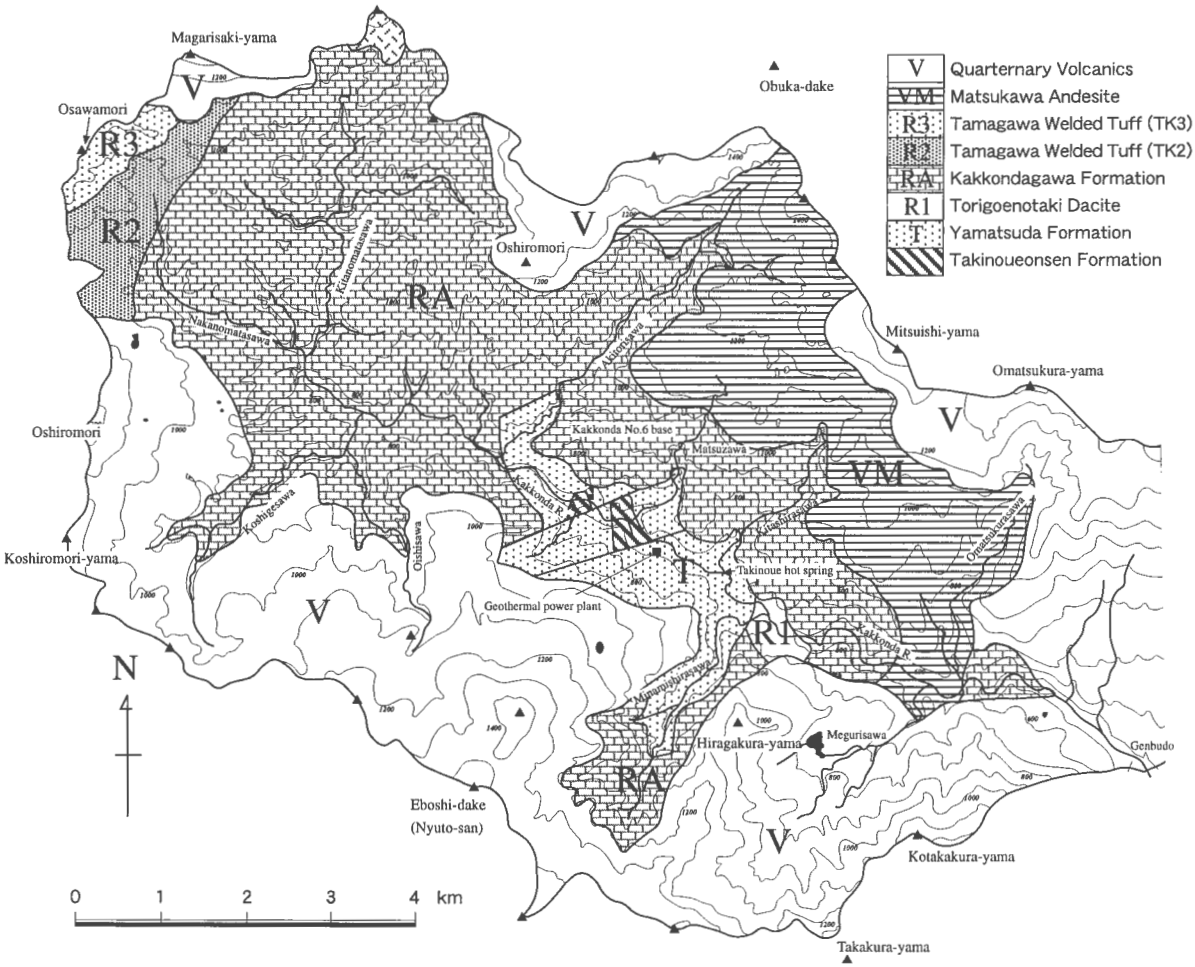
Also shown is the stream valley classification system from A to F, where A: branches of Kakkonda river (A1: upper part and A2: lower part), B: source area of Kakkonda river, C: Akitorisawa valley, D: Matsuzawa valley (D') and Kitashirasawa valley (D"), E: Omatsukurasawa valley, and F: Minamishirasawa and Megurisawa.

第１表　葛根田地域において採取した河川水の水文地質及び酸素同位体のデータ．
Table 1　Hydrogeological and isotopic data of river water samples in the Kakkonda area.

River	No.	Date	Sampling Elevation m	Water temp. ℃	pH	Electro-conductivity μS/cm	Flow rate m³/s	Catchment area * km²	Specific discharge m³/s/km²	Mean elevation of catchment area m	δ¹⁸O ‰
Kakkonda	A1	1999.8.20	720	17.8	7.9	62	0.7	-	-	1000	-11.16
	A2	1999.8.20	690	18.3	7.8	63	0.8	-	-	990	-11.26
	A3	1999.8.20	685	19.0	7.8	63	0.8	-	-	990	-11.19
	A4	1999.8.20	685	18.9	7.0	75	1.1	-	-	1020	-11.29
	A5	1999.8.20	680	20.0	7.4	72	1.1	-	-	1020	-11.32
	A6	1999.8.20	670	18.6	6.8	69	1.1	-	-	1010	-11.29
	A7	1999.8.20	670	19.4	7.0	68	1.1	-	-	1010	-11.36
	A8	1999.8.20	670	19.8	6.9	68	1.1	-	-	1020	-11.33
	A9	1999.8.20	660	20.0	6.9	64	1.1	-	-	1010	-11.27
	A10	1999.8.20	655	20.3	6.7	72	1.1	-	-	1020	-11.22
	A11	1999.8.20	655	20.5	6.7	72	1.1	-	-	1020	-11.19
	A12	1999.8.20	650	21.8	6.8	106	1.1	-	-	1010	-10.95
	A13	1999.8.20	645	21.9	6.8	107	1.2	-	-	1010	-11.36
	A14	1999.8.19	635	25.0	6.8	107	1.3	-	-	1010	-10.97
	A15	1999.8.19	625	25.0	7.4	106	1.3	-	-	1010	-10.90
(**)	A16	1999.8.20	620	23.0	7.1	130	0.3	-	-	1020	-10.81
	A17	1999.8.20	585	26.6	5.5	167	0.3	-	-	1020	-10.84
	A18	1996.10.2	510	15.2	7.6	141	0.35	-	-	1010	-10.64
	A19	1996.10.2	435	14.2	7.7	109	0.83	-	-	1000	-11.30
Upper branch of Kakkonda	A1-1	1999.8.20	730	16.9	8.1	51	8.E-03	0.57	0.015	900	-11.18
	A1-2	1999.8.20	730	18.9	7.6	36	8.E-05	0.08	0.001	910	-10.98
	A1-3	1999.8.20	740	19.8	8.0	48	1.E-05	0.15	0.000	850	-10.89
	A1-4	1999.8.20	705	19.5	7.5	210	3.E-06	0.06	0.000	910	-11.29
	A1-5	1999.8.20	725	21.2	8.4	56	3.E-04	0.05	0.005	900	-10.89
	A1-6	1999.8.20	720	19.7	8.2	62	7.E-03	1.22	0.005	980	-11.06
	A1-7	1999.8.20	700	17.7	6.9	50	2.E-02	1.99	0.010	1090	-11.29
Lower branch of Kakkonda	A2-1	1999.8.20	695	21.2	2.7	338	2.E-04	0.03	0.006	780	-10.41
	A2-2	1999.8.20	695	22.5	2.5	1034	2.E-04	0.01	0.012	730	-9.76
	A2-3	1999.8.20	600	35.1	3.9	350	8.E-03	0.17	0.049	780	-10.57
	A2-4	1995.5.18	660	10.2	8.1	50	2.E-02	0.46	0.050	800	-10.50
	A2-5	1995.9.25	500	11.6	8.4	50	6.E-03	0.34	0.017	770	-9.99
	A2-6	1995.9.25	450	8.7	8.0	45	8.E-04	0.35	0.002	700	-10.30
Source of kakkonda	B1	1999.8.20	730	17.9	6.9	62	0.7	28.40	0.025	1000	-11.35
Akitorisawa	C1	1999.8.19	1045	15.8	3.9	210	0.07	1.16	0.060	1300	-11.73
	C2	1999.8.19	970	17.5	4.0	175	0.14	2.46	0.057	1250	-11.64
	C3	1999.8.19	950	17.5	4.2	157	0.15	2.77	0.054	1220	-11.60
	C4	1999.8.19	920	18.8	4.4	135	0.2	3.85	0.052	1215	-11.64
	C5	1999.8.19	900	19.1	4.5	128	0.2	3.95	0.051	1210	-
	C6	1999.8.19	880	19.8	4.7	121	0.2	4.15	0.048	1200	-11.52
	C7	1999.8.19	815	20.0	5.0	114	0.2	5.00	0.040	1170	-11.53
	C8	1999.8.19	810	20.0	5.0	111	0.2	5.05	0.040	1165	-11.55
	C9	1999.8.20	750	18.5	5.2	106	0.3	5.70	0.053	1155	-11.52
	C10	1999.8.20	740	18.5	5.2	108	0.3	5.78	0.052	1150	-11.46
	C11	1999.8.20	710	18.7	5.2	107	0.3	5.87	0.051	1145	-11.48
Branch of Akitorisawa	C1-1	1999.8.19	1045	17.0	4.1	136	7.E-02	1.11	0.063	1280	-11.56
	C1-2	1999.8.19	975	12.7	7.0	56	5.E-04	0.03	0.019	1080	-11.62
	C1-3	1999.8.19	950	20.9	7.1	62	5.E-02	0.65	0.077	1200	-11.56
	C1-4	1999.8.19	950	18.0	7.8	91	8.E-05	0.01	0.011	1000	-11.14
	C1-5	1999.8.19	905	18.9	7.4	52	3.E-03	0.03	0.114	1050	-11.64
	C1-6	1999.8.19	840	19.1	7.4	42	8.E-03	0.08	0.099	1020	-11.45
	C1-7	1999.8.19	820	17.1	8.0	103	5.E-04	0.02	0.021	940	-11.14
	C1-8	1999.8.19	800	12.9	7.5	50	5.E-03	0.25	0.020	980	-11.35
	C1-9	1999.8.20	740	14.6	7.2	31	5.E-05	0.02	0.002	810	-10.75
Matsuzawa	D1	1999.8.20	775	23.0	5.8	112	0.05	1.44	0.035	1140	-11.26
	D2	1999.8.20	750	24.6	4.0	136	0.05	1.59	0.031	1135	-11.25
	D3	1999.8.20	670	25.2	3.9	177	0.05	1.78	0.028	1125	-11.15
Kitashirasawa	D4	1999.8.19	960	14.0	5.2	70	0.06	1.77	0.034	1210	-11.42
	D5	1999.8.19	905	14.5	5.2	67	0.06	1.86	0.032	1205	-11.42
	D6	1999.8.19	850	15.8	7.5	79	0.09	2.35	0.038	1190	-11.32
	D7	1999.8.19	790	17.0	7.7	79	0.09	2.58	0.035	1170	-11.29
	D8	1999.8.19	690	19.0	7.8	85	0.09	3.02	0.030	1120	-11.62
	D9	1999.8.19	645	23.2	7.2	90	0.09	3.79	0.024	1050	-11.30
	D9*	1996.10.2	640	13.9	6.1	68	0.13	3.79	0.034	1050	-10.99
Branch of Matsuzawa	D1-1	1999.8.20	710	62.5	7.0	438	8.33E-05	0.04	0.002	830	-10.61
Branch of Kitashirasawa	D1-2	1999.8.19	900	15.2	7.0	100	0.03	0.21	0.143	1070	-11.37
	D1-3	1999.8.19	870	17.0	7.9	226	0.03	0.21	0.140	1065	-11.35
Omatsukurasawa	E1	1996.10.2	510	12.7	8.1	147	0.13	4.78	0.027	1050	-11.28
Minamishirasawa	F1	1999.8.19	700	19.0	5.2	180	0.2	4.68	0.043	1150	-10.91
	F2	1999.8.19	660	20.0	5.3	182	0.2	4.95	0.040	1100	-10.89
	F3	1999.8.19	630	20.5	5.6	163	0.3	5.53	0.054	1070	-10.89
(**)	F4	1999.8.20	620	21.8	5.8	320	6.E-04	5.63	0.000	1050	-10.82
(**)	F4*	1996.10.2	625	13.4	5.4	127	2.E-02	5.63	0.004	1050	-10.85
Megurisawa	F5	1996.10.2	540	14.1	5.9	115	5.E-03	5.42	0.001	930	-10.33
Branch of Minamishirasawa	F1-1	1999.8.19	655	20.0	7.5	57	0.1	0.49	0.203	1000	-11.44

*Calculated on the basis of topographically divided groundwater system

**Sampled at the down stream of water intake.



第5図　葛根田地域の地質.
地質区分は10万分の1仙岩地熱地域地質図（1985）による．ただし，崩壊堆積物を省略した.
Fig. 5 Geology of Kakkonda area.
Simplified from 1/100,000 Geological map of Sengan geothermal area (1985).

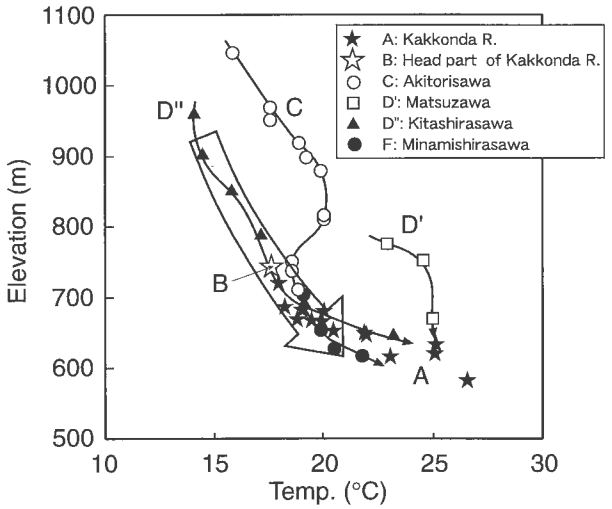
標高約1000 mよりも低い河谷では，新第三系が露出している．第四紀火山岩類は玉川溶結凝灰岩，松川安山岩，乳頭山や岩手火山の火山噴出物等からなり，特に，後2者は地形はあまり開析されておらず，火山の原形を比較的良く保持している.

菅野・黒田（1987）は，葛根田川に流入する各沢について，今回と同様の各種現地計測及び流量観測を行っており，比流量値及びその変動等のデータに基づいて，本地域の水文地質特性を記載している．彼らによれば，第4図の分類において，水系A1とA2（葛根田川に直接流入する小さな沢），水系C（秋取沢），水系E（大松倉沢）が，葛根田地域の他の水系に比べて，比流量が大きく，また，降雨の影響による比流量変動も小さい．この結果を基に，透水性の低い変質帯の存在も考慮し，1) 葛根田川層は相対的に難透水層であること，2) 新期火山岩類は透水性が良く，有効な地下水貯留層となっていること，及び，3) 第四紀火山岩地域の降水はそのまま下位の葛根田川層や新第三系に浸透するのではなく，第四紀火山岩の基底に沿って不整合面の低いほうに流下していることを示した.

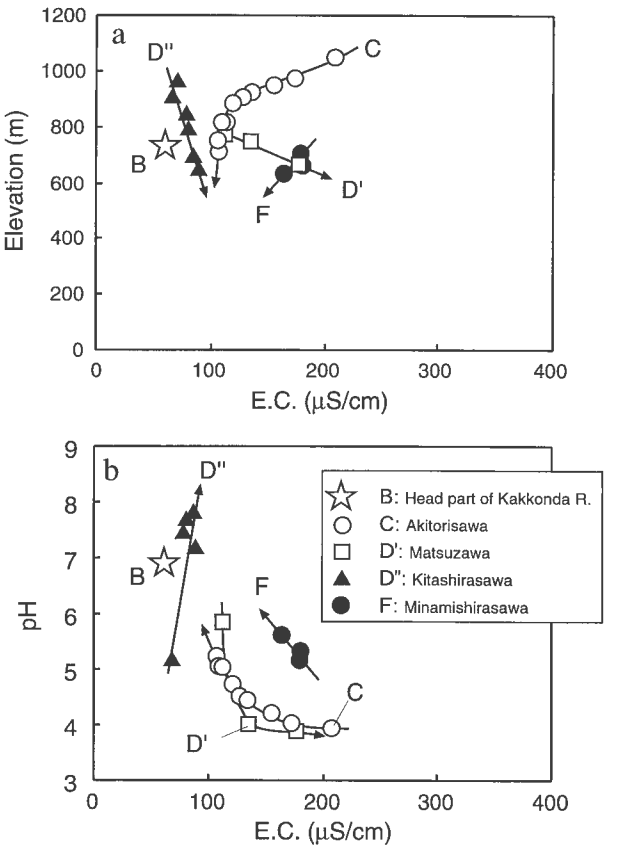
4.3 水温，導電率及びpH

現地計測された水温，導電率及びpHを，第1表に示す．菅野・黒田（1987）は水系区分を行い，その最下流部で計測を行っている．本研究は，発電所に近い沢については，より詳細に調査を行っており，それらの沢の源流・中流域の情報も得ている．今回の現地観測結果は，彼らの観測値と良く一致している.

第6図に水温と採水標高の関係を，各河川及び沢の本流の測定結果について示す．河川水温は気温の影響を大きく受けるため，夏期に観測した場合，源流部から河川が流下するに伴い，水温が上昇する．第6図では，北白沢(D")，南白沢(F)，葛根田川源流部(B)，及び葛根田川本流の上流部（Aの標高の高いもの）は，一つのベース曲線を構成し，標高差60 m当たり1°C温度が上昇している．秋取沢上流部(C)，松沢(D')及び葛根田川下流では，



第6図　葛根田地域の主要な沢の本流における水温と採水標高の関係．
図中の矢印は流下方向を示す．
Fig. 6 Relation between water temperature and sampling elevation from major streams in the Kakkonda area.
Arrows indicate the downstream direction.



第7図　葛根田地域の主要な沢の本流における a）導電率と採水標高，及び，b）導電率と pH の関係．
図中の矢印は流下方向を示す．
Fig. 7 Relations between a) electo-conductivity and sampling elevation, and b) electo-conductivity and pH value in the Kakkonda area.
Arrows indicate the downstream direction.

この曲線よりも明らかに水温が高い．秋取沢及び松沢では，その中上流部において，噴気あるいはそれに伴う変質帯の影響を受けているためと考えられる．葛根田川下流（標高 650 m 以下）の水温上昇は主に滝ノ上温泉付近で河床等から流入する温泉水の影響のためである．菅野・黒田（1987）では，秋取沢は特に噴気，変質帯の影響を受けていない沢に分類されているが，これは最下流部の計測値を流域全体に適用したためである．

藤倉ほか（1970）によれば，葛根田地域には約 100 箇所の噴気・温泉露頭が存在し，規模の大きなものは，滝ノ上温泉付近，北白沢最下流域及び松沢などに存在する．また，金原・阪口（1989）による葛根田地域の地熱兆候の分布図には，秋取沢上流部も記載されている．今回の結果から，秋取沢上流部はその大きな流量規模（0.2 m^3/sec）を考慮すると，影響を与えている噴気・変質帯は，比較的大規模なものであろうと推定される．

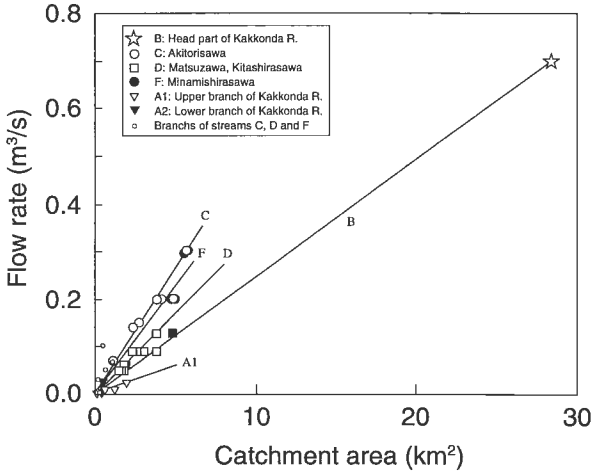
次に，主要な沢の本流について，導電率と標高及び pH の関係を第7図 a 及び b に示す．葛根田源流部及び北白沢については，導電率が低く pH も約 7（1 点のみ約 5）であり，噴気・変質帯の影響はあまり認められず，水温の結果と調和的である．一方，秋取沢は流下に伴い徐々に希釈され，松沢では流下に伴い温泉水の影響を受ける．松沢における調査地点の最上流部で水温が有意に高かったが，導電率・pH からは温泉水等の影響は小さいと考えられる．これは，松沢上流部において，温泉兆候はあまりないが，地温が相対的に高いことを示しているのかもしれない．南白沢については，水温は高くはない（第6図）が，pH 5 及び導電率 200 μS/cm の温泉系の水が次第に希釈されているように見える．

4.4　比流量

葛根田川本流を除くすべての河川調査地点について，その地形的集水域を地形図から読み取り第4図に示した．また，その集水面積，観測流量及びそれらから求められる比流量値を第1表にまとめた．

比流量はある採水地点における流量をその集水面積で割った値である．河床堆積物内を流動する伏流水の流量はその値に反映されないが，基底流量時の値や比流量の降雨に伴う変化は集水域の保水能力等を反映するため，定性的ではあるが有用なデータである．今回は繰り返し観測は行っていないので，第1表に載せた比流量値のうち，沢の支流等のように流量自体が非常に小さい場合は，伏流水量／表流水量比が大きくなるため議論しない．

第8図に流量と地形的集水域の面積の関係を示す．定義より，原点をとおる直線の傾きが比流量値となる．第8図より，秋取沢(C)及び南白沢(F)が最も比流量値が高



第8図　葛根田地域の主要な沢に関する流量と地形的集水域の面積の関係.

傾きは比流量を表す. 流量測定値は1999年8月のもののみ用いた.

Fig. 8 Relation between flow rates of streams and topographically-determined catchment area in the Kakkonda area.

The slope indicates specific discharge. Flow rates measured in August, 1999 are plotted.

く，約0.05 m³/sec/km²である．次いで，松沢・北白沢(D)，葛根田川源流部(B)が約0.03 m³/sec/km²を示す．菅野・黒田（1987）によれば，秋取沢が降雨の影響による比流量変動が小さく，流域の地下水貯留能力が相対的に高い．また，彼らの1975年9月及び10月の比流量値と今回を比較した場合，秋取沢についてのみ良く一致する．他の沢の比流量値は今回の計測の方が小さな値を示し，本結果は，より基底流量に近い良好な観測結果を得ているものと考えられる．比流量変動の大きな河川は，定性的に流域の保水能力に乏しいため，流量が一定している秋取沢の流域が最も保水能力の高い岩石で構成されていると結論できる．また，葛根田川源流域(B)や葛根田川に直接流入する沢（A1とA2）は，その集水域において難透水層として機能している葛根田川層が大きな面積を占めているため，保水能力に乏しい傾向があると考えられる．

今回は，一つの沢について多点で観測を行っているため，地形的集水域のとおりに地下水が河川に湧出しているかどうかの検討も可能である．第8図において，多点観測を行った秋取沢及び松沢・北白沢についての各点における比流量値は，ほぼ一定であり直線上にプロットされる．したがって，少なくともこれらの沢では，地形的集水域にしたがって地下水涵養が生じ，河川に流出しているものと考えられる．

流域内すべてにおいて，比流量が一定していると言うことは，その流域の地下水貯留岩としての岩石物性値が一定に近いことも示している．葛根田川の北側に位置する秋取沢，松沢及び北白沢はその上流部が新しい火山噴出物及び松川安山岩により，また，下流部は葛根田川層で構成されている（第5図）．これは，菅野・黒田（1987）が葛根田・松川地域において50もの水系の比流量値やその変化から得た，保水能力と地質の関係，すなわち，新期火山噴出物ほど保水能力があり，葛根田川層は難透水層であると言う結論と一見矛盾する．しかし，この点も以下のように考えることにより矛盾なく説明できる．すなわち，葛根田川層の岩石物性に地域特性があり，葛根田川よりも北側においては，葛根田川層の破砕が進み断裂系が発達し，新期火山噴出物と同等の保水能力を有するのではないかと考えられる．

断裂系の発達や破砕の進行している地域では，地下水が浸透しやすくなるため効率的な熱水系の涵養源になり得る．したがって，葛根田川よりも北側に存在する秋取沢，松沢及び北白沢について，涵養源の候補として，より詳細な調査が望まれる．

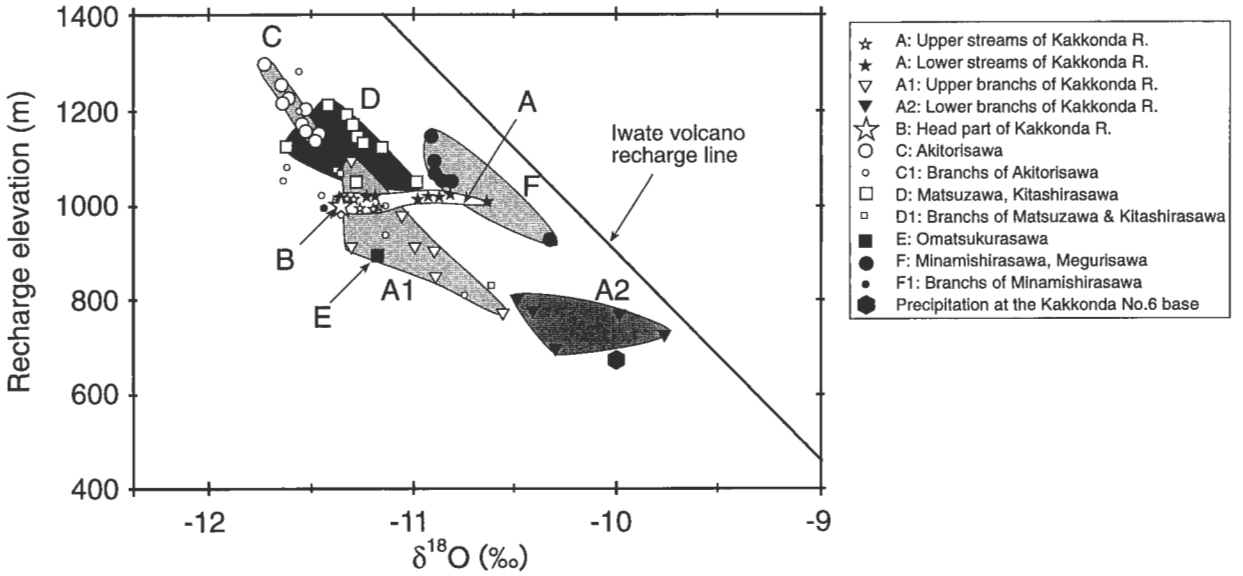
4.5　酸素同位体標高効果

岩手山周辺部においては，水素同位体涵養線は高度1300 mを境に折れ曲がり，高標高域で冬季の北西からの気団の影響が相対的に高いことを示す一方，酸素同位体涵養線は，標高にかかわらず一つの直線で近似でき，気団の起源に影響を受けないことが分かっている（風早・安原，1999）．本稿では，葛根田地域における，より単純な形の標高効果を持つと考えられる酸素同位体比を用いて以下の議論を進める．各河川水の酸素同位体比の分析結果を第1表に示す．

まず，葛根田地域の同位体標高効果の決定に用いる平均涵養高度は地形的集水域から求められる平均標高で表すことができると仮定する．この仮定は，前節で述べたように，比流量の一定性から秋取沢，松沢及び北白沢においては成り立っているものと考えられる．地形的集水域を用いて求めた平均標高（平均流域高度）を第1表に示す．

第9図に河川水の酸素同位体比とその採水地点に対応する地形的平均標高の関係を示す．各々の沢については，それぞれ特徴ある涵養線を示し，大松倉沢(E)を除き，西部ほど同一標高において同位体比が低く，東部は葛根田地域の東方に位置する岩手山周辺部の涵養線に近づく傾向が見られる．葛根田川本流(A)については，総延長約10 kmにわたり，その地形的平均涵養高度は約1000 mである．上流域（西側）では酸素同位体比が低く，下流域（東側）では高い値を示し，各沢の傾向と基本的に矛盾しない．また，葛根田川よりも北側の沢，すなわち，松沢・北白沢(D)では，南側に位置する南白沢・メグリ沢(F)よりも，同一標高で酸素同位体比が低い傾向が認められる．

また，葛根田川に直接流入する小さな沢（A1とA2）は，上流（西側）のA1が低い酸素同位体比を示し，下流



第9図　葛根田地域における沢水の地形的平均涵養高度と酸素同位体比の関係．
実線は岩手山周辺における酸素同位体涵養線を表す．B，E及びFの水系については，プロットが上に移動する可能性がある（本文参照）．

Fig. 9 Relation between topographically-determined average recharge altitude and oxygen isotope ratio of stream waters.
A solid line indicates recharge water line for the Iwate volcano area. The data for valley systems B, E and F may be replotted upward (see text).

側（東側）のA2は，岩手山における涵養線に近いことが分かる．以上の傾向は岩手山－葛根田地域における「内陸効果」を示しているのかもしれない．また，葛根田6号基地（標高690 m）において1995～97年にかけて2年間採取された降水の同位体比（－10.0‰）は葛根田川支流（東部）の涵養水の値とほぼ同じであり，岩手山の場合と同様に同一標高における降水と涵養水が良く一致している．

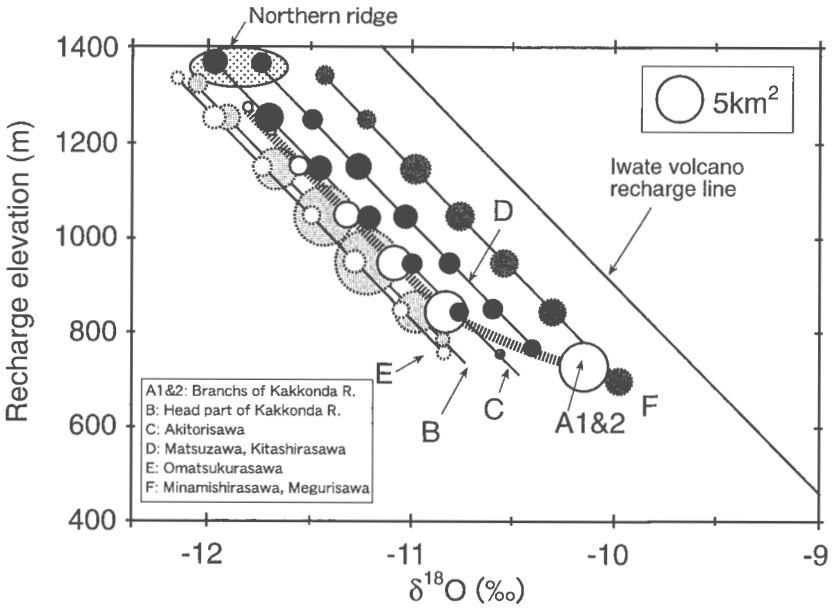
大松倉沢(E)は，岩手山に近いにもかかわらず，低い酸素同位体比を示しているが，この沢は流域がすべて網張火山群の噴出物で構成されているため，岩手山南麓の沢水と同様に地形的集水域の仮定がなりたたず，採取した沢水が実際には，地形的集水域の平均標高よりも高い標高で涵養された水である可能性がある．

葛根田川源流部(B)においては，難透水層と考えられている葛根田川層がその面積の大半を占め，周囲の尾根の部分を火山噴出物や玉川凝灰岩が覆っている．したがって，基底流量時の河川水は，より保水能力（供給能力）の高い高標高部の地下水の影響が大きくなり，大松倉沢の場合と理由は異なるが，同様に地形的集水域の仮定が成り立たない可能性がある．

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1996）は，葛根田川源流部の沢及び秋取沢において，その沢の支流のみについて水の同位体組成を得ている．秋取沢の同位体比は今回の結果と良く一致し，秋取沢が降雨等の影響を受けにくい保水能力の高い沢であることを示している．しかし，葛根田川源流部においては，その同位体比は第9図におけるA1，A2及びFで囲まれる領域に集中しており，今回の結果(B)と大きく矛盾する．これは，今回の葛根田川源流部の代表値とした葛根田川の水がすべて標高1400 mで涵養された地下水であるとしたときの標高効果に相当する．実際には，葛根田川源流域にそのような高標高域は十分に存在しない．新エネルギー・産業技術総合開発機構（1996）による採水地点は，ほとんどすべてが葛根田川層内であり，基本的には難透水層と考えられることから（菅野・黒田，1987），沢の支流のように小さな流量の河川水は，ごく最近の降雨の影響を受けるため，その同位体組成等が大きな季節変動をする可能性が考えられる（新エネルギー・産業技術総合開発機構，1996）．南白沢(F)については，多くのデータがないのではっきりと結論づけることはできないが，流域内に葛根田川層があり，葛根田川源流部の場合と同様に地形的集水域の仮定が成立しないかもしれない．

以上より，大松倉沢(E)，葛根田川源流部(B)及び南白沢(F)については，地形的集水域よりも高い平均標高の涵養による地下水を代表している可能性があり，その場合は第9図において，プロットは上にずれることになる．

次に，第9図の結果に標高別の流域面積の情報を付加しまとめた結果を第10図に示す．第9図において，秋取沢(C)，松沢と北白沢(D)，南白沢(F)及び葛根田川支流(A1)については，岩手山の涵養線とほぼ同じ傾きを持つ．第10図では，一点しかデータの得られていない葛根田川源流部(B)及び大松倉沢(E)においても，同様の傾きを持つと仮定して涵養線を表した．第10図においても，葛根



第10図　葛根田地域における各沢別の酸素同位体涵養線.
各円の大きさにより，100 m ごとの標高における集水域の面積を表す．B，E 及び F の水系については，涵養線が右に移動する可能性がある（本文参照）.

Fig. 10　Recharge water line for each stream valley system in the Kakkonda area.
Area of circle corresponds to the square measure of catchment area in 100 m interval of elevation. There is a possibility that lines B, E and F move to the right side (see text).

田川源流域(B)及び大松倉沢(E)については，実際は右側に涵養線が移動する可能性があることにも注意されたい.

葛根田地域の涵養線を表す式は以下のとおりとなる.

$H_r(m) > -426\delta^{18}O-3840$ (B：葛根田川源流域),
$H_r(m) = -426\delta^{18}O-3760$ (C：秋取沢),
$H_r(m) = -426\delta^{18}O-3670$ (D：松沢・北白沢),
$H_r(m) > -426\delta^{18}O-3870$ (E：大松倉沢),
$H_r(m) = -426\delta^{18}O-3550$ (F：南白沢),

参考：$H_r(m) = -426\delta^{18}O-3360$
（岩手山；風早・安原，1999）
ただし，H_r は涵養標高を表す.

前節において，水文地質学的考察による葛根田地域の熱水流体の涵養源の候補として，秋取沢，松沢及び北白沢を挙げたが，第10図に示されるように，これらの沢は相対的に高い標高部の面積が大きく，また，酸素同位体比も他の沢よりも低いと言う特徴があることが分かる.

5. ま と め

本報告は，天水起源であることが分かっている葛根田深部地熱流体系の熱水の起源（涵養源）を特定するため，葛根田地域の水文地質の再検討及び岩手山－葛根田地域において同位体水文学的手法を適用した結果を示し，最終的に，葛根田地域に涵養される地下水の酸素同位体比の標高効果を求めた.

葛根田地域においては，各沢水系の渇水比流量値について考察し，秋取沢及び南白沢において最大値 0.05 m^3/sec/km^2が得られた．また，葛根田川北側に位置する秋取沢，松沢及び北白沢については，多点観測した沢内の比流量値が変化しないことから，その沢の流域を構成する地質単元に依存せず，構成岩石の透水性等の物性が一定しているためと考えられる．これらの沢の低標高部を占める葛根田川層は，破砕等により亀裂系が発達し，透水性・貯留能力が高くなっていると思われる．同時に，これらの沢水は地形的集水域に沿って集水されていることも示した．秋取沢，松沢及び北白沢については，亀裂系の発達等により地下水の地下深部への浸透効率が高まっている可能性が高く，地熱系の涵養源の候補として挙げられる.

葛根田川地域の酸素同位体標高効果を求めるに当たり地形的集水域による平均標高を用いた．同位体標高効果は各沢により異なることが分かった．葛根田地域の西部は岩手山における標高効果と大きく異なり，涵養水の酸素同位体比が同一標高において，最大 1.0 ‰低いことが分かった．また，東側ほど，同位体比は高くなり岩手山の標高効果に近づくことを示した．葛根田川の北側は，南側よりも同一標高で低い酸素同位体比を示した.

地形的集水域により決定する平均涵養標高値の妥当性に関しては，葛根田川源流域及び大松倉沢において問題を生じる可能性があることも指摘した．この場合，これ

らの水系については，実際の涵養線が同一標高で同位体比が高くなる方向に移動する．

水文学的に涵養源の候補とした葛根田川北側の秋取沢，松沢及び北白沢については，他の沢と比べて高い標高部の面積の割合が高く，また，酸素同位体比も低いと言う特徴がある．

今後は，調査地点をさらに増やすなどして，沢の上流部の実データを収集すること，及び，河川水試料の化学組成及び水素同位体比を用い，より詳細な葛根田川地域の水文地質特性に関する研究を行うことが課題である．

謝辞　本研究は，「深部地熱資源調査の解析・評価」の研究テーマ「深部流体系の解析」の成果の一部である．葛根田地域における諸調査及び6号基地内における雨水採取装置設置に関して，日本重化学工業(株)に大変お世話になりました．ここに謝意を表します．また，地熱エンジニアリング(株)の笠井加一郎氏には，本報告をまとめるに当たり多くの助言を頂きました．深く感謝いたします．本報告を完成させるに当たり，地殻熱部の茂野　博氏には，重要なご指摘及び有用な助言等を頂きました．厚く感謝の意を表します．

文　献

風早康平・安原正也（1994）湧水の水素同位体比からみた八ケ岳の地下水の涵養・流動過程，日本水文科学会誌，**24**，107-119．

風早康平・安原正也（1999）岩手火山の地下水流動系－同位体水文学的手法による予察結果，月刊地球，**21**，290-295．

菅野敏夫・黒田和男（1987）岩手県葛根田・松川地熱地帯の水文地質，地調報告，no.266，379-397．

金原啓司・阪口圭一（1989）日本の主要地熱地域の地質と温泉・変質帯分布，地調報告，no.270，482p．

Mazor, E.（1997）*Chemical and isotopic groundwater hydrology (2nd edition)*, Marcel Decker Inc. New York, 413 p.

Mizota C. and Kusakabe M.（1994）Spatial distribution of δD-$\delta^{18}O$ values of surface and shallow groundwaters from Japan, south Korea and east China. *Geochem. J.*, **28**, 387-410．

仙岩地熱地域地質図編集グループ（1985）10万分の1仙岩地熱地域地質図，特殊地質図および説明書，地質調査所，21-2，23p．

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1991）平成2年度全国地熱資源総合調査（第3次）広域熱水流動系調査，秋田駒地域，地熱調査成果図集．119p．

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1996）平成7年度深部地熱資源調査報告書，887p．

高橋正明（1994）化学的に見た第四紀火山と地熱系との関係－なぜ高塩濃度と低塩濃度の熱水系が存在するのか－，地質学論集，**43**，156-168．

高橋正明・佐藤　努・風早康平・丸井敦尚・安原正也・笠井加一郎（2000）葛根田地熱系の地熱流体涵養・形成機構，地調報告，no.284，69-75．

藤倉孝次・柳原親孝・中川忠夫・野口　勝・大久保太治（1970）岩手県雫石町葛根田川（滝ノ上温泉）地域の地熱地帯における試錐による地温分布について，地調月報，**21**，133-154．

柳谷茂夫・笠井加一郎・Brown, K.L.・Giggenbach, W.F.（1996）岩手県葛根田地熱地域における深部地熱流体の化学的特性．地熱，**33**，1-18．

Yasuhara M., Marui, A. and Kazahaya K.（1997）Stable isotopic composition of groundwater from Mt. Yatsugatake and Mt. Fuji, Japan. *IAHS publ., Hydrochemistry*, no.244, 335-344．

早稲田　周・中井信之（1983）中部日本・東北日本における天然水の同位体組成，地球化学，**24**，83-91．

（受付：1999年10月6日；受理：2000年6月26日）

地質調査所報告第284号，p.69-75，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

葛根田地熱系の地熱流体涵養・形成機構

高橋正明[1]・佐藤　努[2]・風早康平[3]・丸井敦尚[3]・安原正也[3]・笠井加一郎[4]

Recharge and formation mechanisms of geothermal fluid of the Kakkonda geothermal system

By

Masaaki TAKAHASHI[1], Tsutomu SATO[2], Kohei KAZAHAYA[3], Atsunao MARUI[3], Masaya YASUHARA[3] and Kaichiro KASAI[4]

Abstract: Isotopic analyses were carried out for geothermal fluids from shallow and deep reservoirs in the Kakkonda geothermal system to clarify recharge and formation mechanisms of the geothermal fluids. The results were as follows:

(1) Hydrogen and oxygen isotopic ratios of the shallow geothermal fluids sampled from 1981 to 1991 became heavier with time because of reinjected thermal water to the shallow reservoir, whereas the ratios of the fluids sampled in 1996 and 1998 showed similar values to those in 1981. On the other hand, the isotopic ratios of the deep geothermal fluids sampled in 1991, 1996 and 1998 showed almost identical values, which were clearly lighter than those of the shallow fluids.

(2) Isotopic ratios of the geothermal fluids from the shallow and deep reservoirs showed that hypersaline fluids contained in the Kakkonda granite and high-temperature volcanic gases, which have very heavy isotopic compositions, are not supplied to the Kakkonda geothermal reservoirs.

(3) The lighter isotopic ratios of the deep geothermal fluids indicate that the average altitude of the recharge area for the deep reservoir is higher than that for the shallow reservoir. Increment of oxygen isotopic ratios of the shallow and deep geothermal fluids from those of the recharge waters is probably caused by water-rock interaction in the reservoirs. Slight decrement of hydrogen isotopic ratios and increment of oxygen isotopic ratios of the deep geothermal fluids could be caused by boiling associated with partial steam loss in the high-temperature reservoir.

要　旨

葛根田地熱系の浅部貯留層及び深部貯留層から生産される地熱流体の起源を解明するため，その水素・酸素同位体組成の分析を行った．その結果，以下のことが明らかになった．

①浅部地熱流体の同位体組成は，1981年以後1991年頃までは，還元熱水の影響により水素・酸素同位体組成とも重くなる傾向を示していたが，1996年及び1998年の試料では，1981年と同様の水素・酸素同位体組成を示している．一方，深部地熱流体の同位体組成は，報告のある1991年，1996年及び1998年では基本的に同等であり，浅部地熱流体の組成より明瞭に軽い。

②浅部及び深部地熱流体の同位体組成は，葛根田花崗岩に含まれるような非常に重い同位体組成を持つ超高塩濃度流体や，高温火山ガスが葛根田地熱貯留層に混入している可能性が少ないことを示唆している．

③深部地熱流体のより軽い同位体組成は，深部地熱流体の平均涵養標高が，浅部地熱流体のそれよりも高いことを意味する．浅部，深部地熱流体とも涵養後に貯留層中の水／岩石反応で^{18}Oに富んだ組成になっていると推定され，また深部地熱流体では高温貯留層内の沸騰により一部の蒸気を失って^{1}Hと^{18}Oに富む地熱流体を生成している可能性がある．

[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）
[2] 地震地質部（Earthquake Research Department, GSJ）
[3] 環境地質部（Environmental Geology Department, GSJ）
[4] 地熱エンジニアリング株式会社（Geothermal Engineering Co., Ltd.; Sasamori 72, Ukai, Takizawa, Iwate 020-0172, Japan）

Keywords: Kakkonda, geothermal reservoir, meteoric water, hydrogen and oxygen isotopic ratio, recharge area

1. はじめに

葛根田地熱地域は，岩手山の西約14 km，葛根田川の上流部にあり，三方を三石山，八瀬森，曲崎山，大白森，乳頭山，高倉山などの山稜に囲まれた袋小路状の地形の出口付近に位置している．

葛根田地熱貯留層は，深度1400 m付近を境界として，200～300°Cの地層温度を持つ浅部地熱貯留層と，300～400°Cの地層温度を持つ深部地熱貯留層とからなる(Doi *et al.* (1998) のFig. 4参照)．浅部地熱貯留層の開発は1969年頃から始まり，1978年に葛根田地熱発電所1号機が運転を開始した．一方深部地熱貯留層の開発は1988年頃から始まり，1996年に葛根田地熱発電所2号機が運転を開始した（鷹嘴，1999)．

浅部及び深部地熱貯留層から生産される流体の起源は，その水素・酸素同位体組成や窒素－希ガス組成などから天水であると考えられている（例えば，松葉谷ほか，1985)．本論では，葛根田地熱貯留層から生産される地熱流体の水素・酸素同位体組成を報告するとともに，葛根田地域で推定される涵養天水の同位体組成の関係から，浅部及び深部地熱貯留層中の流体と涵養天水の関係について推定を行う．

また，本地域の深部地熱貯留層の下位には葛根田花崗岩類が貫入しており，高塩濃度の流体が存在していることが国（新エネルギー・産業技術総合開発機構）が行ったWD-1a坑（Muraoka *et al.*, 1998）の掘削により明らかになった（Kasai *et al.*, 1998)．また，近隣には岩手山や秋田駒ヶ岳など現在も活動を続ける第四紀火山が存在する．これら流体や火山ガスの葛根田地熱貯留層への寄与は必ずしも明らかではない．これらについても解析を行いたい．

2. 試料・分析方法・分析結果

熱水及び凝縮水試料の採取は以下のように行った．

①1998年12月19日に，新エネルギー・産業技術総合開発機構が掘削したWD-1b坑（赤工ほか，1998）のセパレータによる分離後の蒸気ラインから凝縮水試料を，熱水排出口から熱水試料をそれぞれ採取した．

②1987年11月4日，1996年10月3日～4日及び1998年2月2日～5日に，葛根田地熱発電所関係の坑井の坑口に設置した簡易セパレータによる分離後の蒸気試料採取口から凝縮水試料を，セパレータによる分離後の熱水ラインの熱水試料採取口から熱水試料をそれぞれ採取した．

熱水及び凝縮水試料の同位体組成の分析はFinnigan-MAT Delta-E質量分析計により行った．水素同位体組成（以下，δD値）測定のための前処理はBDH chemicals社のzinc shotを用いたH_2還元法により，酸素同位体組成（以下，δ^{18}O値）分析のための前処理は自動化されたH_2O-CO_2平衡法によりそれぞれ行った．前処理及び分析は三菱マテリアル総合研究所にて行われた．

第1表に，各坑井の名称，試料採取日，試料採取時の蒸気／熱水比，凝縮水及び熱水のδD値及びδ^{18}O値，蒸気／熱水比から推定した地熱貯留層中の地熱流体のδD値及びδ^{18}O値を示した．各坑井から得られる流体は浅部及び深部地熱貯留層に由来している．浅部地熱貯留層に由来する流体を生産する坑井を浅部井に，深部地熱貯留層に由来する流体を生産する坑井を深部井に，それぞれ分類した．

第1表には，これまでに公表されている葛根田地熱貯留層の地熱流体のδD値及びδ^{18}O値（松葉谷ほか，1985；新エネルギー・産業技術総合開発機構，1991；柳谷ほか，1996）も合わせて示した．

3. 考　察

3.1 葛根田地熱貯留層から生産された地熱流体のδD値及びδ^{18}O値

第1表に基づいて第1図に，葛根田地熱貯留層から生産された地熱流体のδD値及びδ^{18}O値の関係を示した．第1図では試料採取時期も分かるように分類を行っている．また1998年12月19日にWD-1b坑から採取した試料については，凝縮水のδD値及びδ^{18}O値を地熱流体の値として第1図に示した．これはセパレーターで分離後の熱水量が極めて少なく，またその放出量にも著しい変動が見られるためである．

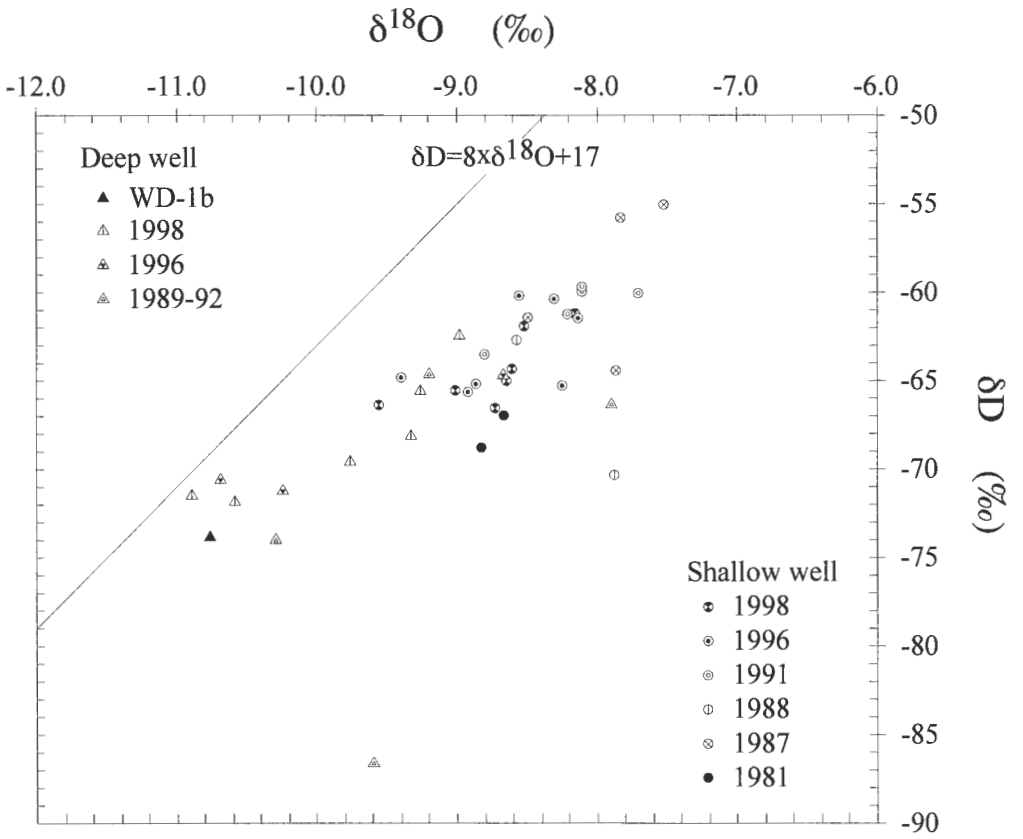
第1図から以下のことが分かる．

①浅部地熱流体は，1981年時点の同位体組成に比べ，1987年，1988年及び1991年時点の同位体組成は，δD値，δ^{18}O値とも明らかに重い方向にシフトしている．笠井ほか(1990)は，生産される地熱流体の化学組成から，葛根田地熱貯留層の地熱流体には還元される熱水の影響が見られることを示した．還元される熱水は147.4°C（葛根田地熱発電所1号機）あるいは147.5°C（葛根田地熱発電所2号機）で地熱流体から蒸気を分離（日本地熱調査会，1999）した残余物であるので，元の地熱流体からδD/δ^{18}O＝3.7（Horita *et al.*, 1995）の傾きでδD値，δ^{18}O値とも重い方向にシフトすることが期待される．第1図を見ると，1981年時点の同位体組成データと他の3時期のデータはばらつきはあるもののおよそ傾き4の関係で結ぶことが可能であるので，還元される熱水により葛根田地熱貯留層の地熱流体がδD値，δ^{18}O値とも重い方向にシフトしたとする推定は妥当であると思われる．

②1996年及び1998年時点の浅部地熱流体の同位体組成は上記①とは異なり，1981年時点の同位体組成データと類似している．また1987年～1991年時点の同位体組成データと比べ，δD値，δ^{18}O値とも明らかに軽い方向にシ

第1表　葛根田地熱発電所地熱生産井及びWD-1坑井から得られた熱水，凝縮水及び地熱流体の水素・酸素同位体組成一覧
Table 1　Hydrogen and oxygen isotopic compositions of thermal waters, condensed waters and geothermal fluids sampled from wells for the Kakkonda geothermal power plant and the WD 1 well.

well name	sampling date	condensed water		thermal water		steam/water ratio	geothermal fluid		reference
		δD	$\delta^{18}O$	δD	$\delta^{18}O$		δD	$\delta^{18}O$	
Shallow well									
well-32	81/10/01	-76.1	-11.4	-67.1	-8.2	0.2374	-68.8	-8.8	Matsubaya et al. (1985)
well-32	81/10/01	-76.1	-11.4	-64.8	-8.0	0.2374	-67.0	-8.7	do
well-3	87/11/04	-80.8	-11.6	-62.6	-7.4	0.1238	-64.6	-7.9	fiscal 1987
well-33	87/11/04	-73.3	-11.5	-53.4	-7.1	0.1033	-55.3	-7.5	do
well-45	87/11/04	-77.1	-11.2	-57.1	-7.7	0.2917	-61.6	-8.5	do
well-75	87/11/04	-86.0	-11.3	-51.4	-7.3	0.1528	-56.0	-7.8	do
well-17	88/09/19	-77.9	-10.9	-59.2	-8.0	-	-62.9	-8.6	NEDO (1991)
well-33	88/09/19	-84.0	-11.3	-68.7	-7.4	-	-70.5	-7.9	do
well-9	91/08/02	-	-	-	-	-	-60.0	-8.1	Yanagiya et al. (1996)
well-35	91/08/02	-	-	-	-	-	-61.3	-8.2	do
well-42	91/08/05	-	-	-	-	-	-60.1	-7.7	do
well-45	91/08/05	-	-	-	-	-	-63.5	-8.8	do
well-51	91/08/05	-	-	-	-	-	-59.7	-8.1	do
well-4	96/10/03	-73.3	-12.1	-59.0	-7.9	0.1048	-60.4	-8.3	fiscal 1996
well-17	96/10/04	-71.3	-11.4	-60.3	-8.0	0.6988	-64.8	-9.4	do
well-35	96/10/04	-73.7	-11.8	-64.5	-8.5	0.1462	-65.7	-8.9	do
well-45	96/10/04	-77.4	-12.0	-57.4	-8.0	0.1626	-60.2	-8.6	do
well-47	96/10/04	-78.1	-12.3	-62.9	-8.2	0.1301	-64.6	-8.7	do
well-65	96/10/03	-75.0	-12.0	-60.6	-7.9	0.0606	-61.4	-8.1	do
well-73	96/10/04	-74.3	-11.8	-64.4	-7.9	0.0980	-65.3	-8.2	do
well-4	98/02/02	-78.1	-12.1	-59.7	-7.8	0.0899	-61.2	-8.2	fiscal 1997
well-5	98/02/03	-73.5	-12.0	-63.9	-8.2	0.1333	-65.0	-8.6	do
well-10	98/02/02	-76.4	-11.9	-60.1	-8.1	0.1250	-61.9	-8.5	do
well-17	98/02/05	-74.5	-11.9	-62.0	-8.3	0.5395	-66.4	-9.6	do
well-42	98/02/04	-85.4	-12.9	-60.4	-8.0	0.2593	-65.5	-9.0	do
well-47	98/02/05	-80.8	-12.5	-62.3	-8.1	0.1273	-64.4	-8.6	do
well-45	98/02/04	-76.4	-12.1	-65.3	-8.3	0.1273	-66.6	-8.7	do
Deep well									
well-13	92/09/02	-	-	-	-	-	-73.9	-10.3	Yanagiya et al. (1996)
well-16	90/06/06	-	-	-	-	-	-66.3	-7.9	do
well-18	89/06/20	-	-	-	-	-	-86.5	-9.6	do
well-19	89/09/25	-	-	-	-	-	-64.5	-9.2	do
well-13	96/10/03	-74.0	-11.6	-58.8	-7.6	3.4000	-70.5	-10.7	fiscal 1996
well-20	96/10/03	-73.7	-11.1	-61.7	-7.0	3.8000	-71.2	-10.2	do
well-22	96/10/03	-72.3	-11.0	-58.6	-6.9	0.9157	-65.1	-8.9	do
well-13	98/02/03	-75.8	-11.6	-62.2	-7.6	1.1833	-69.6	-9.8	fiscal 1997
well-16	98/02/04	-74.0	-11.5	-58.9	-7.5	0.7900	-65.6	-9.3	do
well-19	98/02/03	-77.2	-12.3	-64.6	-8.2	0.3833	-68.1	-9.3	do
well-20	98/02/03	-73.4	-11.6	-63.4	-8.0	4.0800	-71.4	-10.9	do
well-22	98/02/03	-71.0	-11.2	-57.3	-7.7	0.5826	-62.3	-9.0	do
well-48	98/02/04	-76.0	-12.3	-67.2	-8.7	1.1000	-71.8	-10.6	do
WD-1b	98/12/19	-73.7	-10.8	-58.2	-5.8	-	-73.7	-10.8	fiscal 1998



第1図　葛根田地熱系から生産された地熱流体の水素・酸素同位体組成
Fig. 1　Hydrogen and oxygen isotopic compositions of geothermal fluids obtained from the Kakkonda geothermal system.

フトしている．熱水の還元はこの時期も以前の時期と同じく行われていると考えられるので，同位体的に軽い流体・地下水が浅部地熱貯留層に付加されるようになった可能性が示唆される．

③ 1989-92年時点の深部地熱流体の同位体組成と，1996年及び1998年時点の深部地熱流体の同位体組成，及びWD-1b坑から採取された流体の同位体組成とは基本的に同じ値であること，浅部地熱流体の同位体組成と比較して一部分布域が重なるものの全体として軽い同位体組成を持っていることが分かる．上記②で同位体的に軽い流体が，浅部地熱貯留層に付加されている可能性について述べたが，その候補の一つとして深部地熱流体を考えることができる．

④❶ 1981，1996，1998年の浅部地熱流体，❷ 1987，1988，1991年の浅部地熱流体及び❸深部地熱流体，それぞれの δD値及び δ^{18}O値の平均値及びその標準偏差値は，❶−64.3±2.6‰，−8.7±0.4‰，❷−61.4±4.2‰，−8.1±0.4‰，❸−68.8±3.7‰，−9.8±0.9‰（柳谷ほか（1996）で著しく δD値が小さい1データ（第1図参照）を除いた場合．除かない場合は，−70.0±5.9‰，−9.7±0.9‰）である．浅部地熱流体の採取時期の違いによる変動は，δD値で2.9‰程度，δ^{18}O値で0.6‰程度と推定できるのに，深部地熱流体の同位体組成とは少なくとも，δD値で4.5〜5.7‰程度，δ^{18}O値で1.0〜1.1‰程度と大きく異なっている．浅部地熱貯留層から生産される地熱流体の同位体組成が，1978年の生産開始当初どの程度の値であったかは不明であるが，1981年から10年程度経過した後の地熱流体の同位体組成変化が δD値で2.9‰程度，δ^{18}O値で0.6‰程度であることを考えると，少なくとも深部地熱流体と浅部地熱流体の同位体組成には差があり，深部地熱流体の方が若干軽い同位体組成を持っていたことが推定できる．

⑤ Kasai *et al.*（1998）は，深部地熱貯留層の下位に位置する葛根田花崗岩中に胚胎している超高塩濃度の流体の同位体組成を，δD値で−33‰，δ^{18}O値で−1‰と推定した．葛根田地熱系は下位から上位に，葛根田花崗岩，深部地熱貯留層，浅部地熱貯留層の順であるので，このような同位体的に非常に重い組成を持つ葛根田花崗岩中の超高塩濃度流体が深部地熱貯留層に付加されていると仮定した場合，同位体組成は深部地熱貯留層の方が浅部地熱貯留層より重くなることがはずであるが，実際はその逆である．すなわち葛根田花崗岩中に含まれる流体がその上位に位置する浅部及び深部地熱貯留層中に付加されている可能性は少ないと推定できる．同様の理由で，

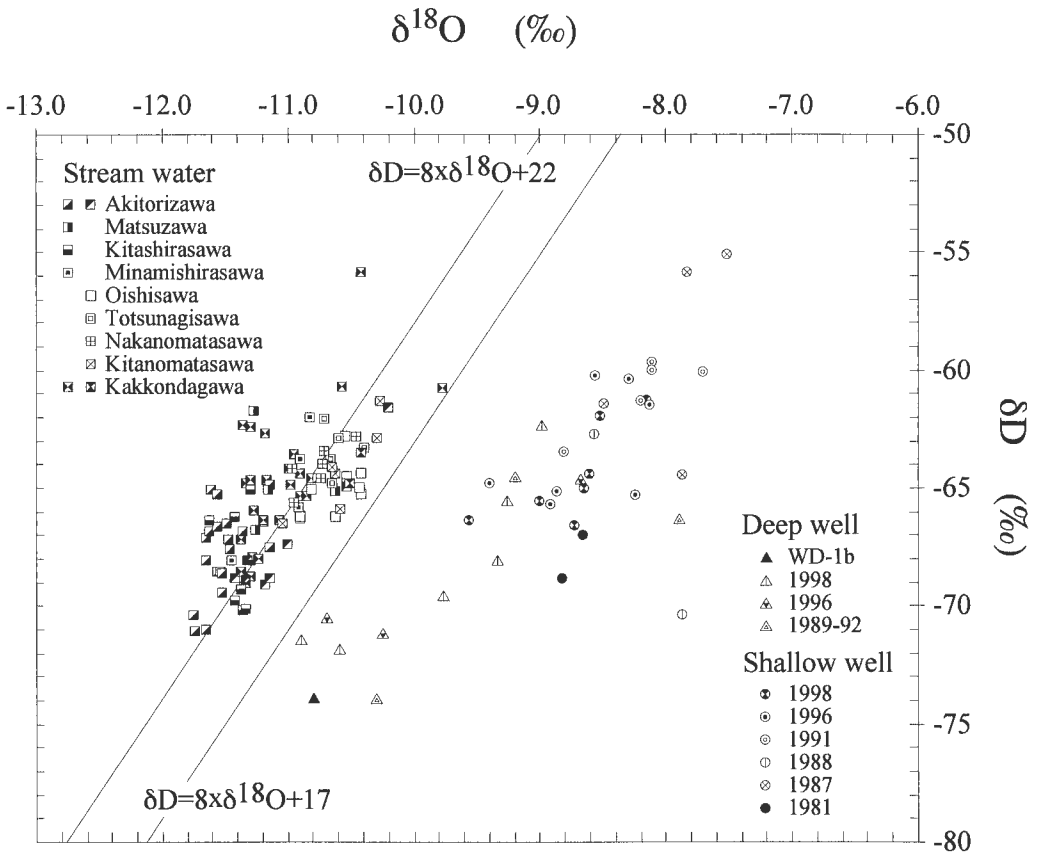
岩手山，秋田駒ヶ岳など第四紀火山の活動に関係する同位体的に重い高温火山ガス（一般には δD 値：−10〜−35 ‰，δ^{18}O 値：5〜10 ‰，例えば，日下部・松葉谷，1986）の起源であるマグマ性流体の供給も考えにくい．これらの推定は，葛根田地熱貯留層の地熱流体の起源が天水であるとする仮説（例えば，松葉谷ほか，1985）と調和的である．

3.2　地熱流体と涵養天水の δD 値及び δ^{18}O 値の関係

第 2 図に，三石山，八瀬森，曲崎山，大白森，乳頭山及び高倉山に囲まれた葛根田川上流部で採取された河川水の δD 値及び δ^{18}O 値を示した．データの出典は，δD 値については風早ほか（未公表データ）及び新エネルギー・産業技術総合開発機構（1996），δ^{18}O 値については風早ほか（2000）及び新エネルギー・産業技術総合開発機構（1996）である．

第 2 図から，葛根田川上流域の河川水は，北方の北白沢，松沢及び秋取沢の 3 支流では相対的に軽い同位体組成を，南方及び西方の葛根田川本流部（風早ほか（2000）のＡ地域），南白沢及び葛根田川最上流部（大石沢，戸繋沢，中ノ又沢及び北ノ又沢）では相対的に重い同位体組成を持っていることが分かる．平均値とその標準偏差値は，前者で δD＝−67.3±2.2 ‰，δ^{18}O＝−11.3±0.3 ‰，後者で δD＝−64.7±2.2 ‰，δ^{18}O＝−10.8±0.4 ‰である．すなわち δD 値で 2.6 ‰，δ^{18}O 値で 0.5 ‰の違いがあることが分かる．

北白沢，松沢及び秋取沢の平均標高を滝ノ上温泉−三ツ石山−小畚山−大深岳−大白森−秋取沢合流点−滝ノ上温泉で囲まれる範囲内にある 2.5 万分の 1 地形図に記述されている三角点及び水準点から簡易的に計算すると約 1200 m になる．一方葛根田川最上流部の各支沢の標高を滝ノ上温泉−烏帽子岳（乳頭山）−小白森山−大白森−曲崎山−八瀬森−関東森−大白森−秋取沢合流点−滝ノ上温泉を結ぶ山稜部の三角点及び水準点から同様に求めると約 1060 m となる．両者の平均標高は概略 150 m 異なっている．δD 値の標高効果は 2 ‰／100 m 程度，δ^{18}O 値の標高効果は 0.25 ‰／100 m 程度であると考えられる（例えば，早稲田・中井，1983）ので，150 m の平均標高の違いでは δD 値で 2.5 ‰，δ^{18}O 値で 0.4 ‰の違いが期待できる．これは前述した北白沢，松沢及び秋取沢の河



第 2 図　葛根田地熱発電所周辺で採取された河川水と葛根田地熱系から生産された地熱流体の水素・酸素同位体組成の比較

Fig. 2　Comparison of hydrogen and oxygen isotopic compositions of river and stream waters sampled around the Kakkonda geothermal power plant and geothermal fluids collected from the Kakkonda geothermal system.

川水と，葛根田川最上流部の河川水の同位体組成の違い，すなわち δD 値で 2.6‰，δ^{18}O 値で 0.5‰の違いとほとんど同等である．ここから葛根田地熱発電所の北東方向に位置する北白沢，松沢及び秋取沢 3 支流の同位体組成が，葛根田川本流及び上記以外の支流の同位体組成より軽いのは，基本的に同位体標高効果を反映したものであると考えることができる．

第 2 図には，第 1 図にも示した浅部地熱貯留層及び深部地熱貯留層から得られる同位体組成も示してある．3.1 に示したように，浅部地熱流体の同位体組成は δD＝－64.3±2.6‰，δ^{18}O＝－8.7±0.4‰か，やや軽い程度であると推定できる．この値と，葛根田川本流及び北白沢，松沢及び秋取沢の 3 支流以外の支流の平均同位体組成，δD＝－64.7±2.2‰，δ^{18}O＝－10.8±0.4‰と比較すると，δD 値は同等であること，δ^{18}O 値は 2.1‰重い方向に水／岩石反応によりシフトしていることが分かる．

一方，深部地熱流体の同位体組成は，δD＝－68.8±3.7～－70.0±5.9‰，δ^{18}O＝－9.7～-9.8±0.9‰であり，河川水で相対的に軽い値を示す北白沢，松沢及び秋取沢の 3 支流の同位体組成，δD＝－67.3±2.2‰，δ^{18}O＝－11.3±0.3‰と比べ，δD 値は約 1.5～2.7‰軽い方向に，δ^{18}O 値は，浅部地熱流体の同位体組成と同じように 1.5～1.6‰重い方向にシフトしていることが分かる．平均涵養標高から考えると，葛根田地域には北白沢，松沢及び秋取沢の 3 支流のある葛根田地熱発電所の北東斜面（三石山－大深岳－大白森）以上に高い標高部分は存在していないので，深部地熱貯留層の δD 値が軽い原因を涵養標高の高度にのみ求めることは不可能である．また深部地熱貯留層でも TR(^{3}H)が観測される事実を考えると，過去の氷河期等における同位体的に軽い水の供給を考えることも難しいと思われる．

Horita *et al.*（1995）は，各温度における蒸気相－液相間の δD 値及び δ^{18}O 値の同位体分別について総括している．Horita *et al.*（1995）によれば，350°C程度で気液分離（貯留層内沸騰）が起きた場合，液相部分は元の地熱流体から δD/δ^{18}O＝－8.4 の傾きで δD 値，δ^{18}O 値とも重い方向にシフトした値になることが期待される（300°Cでは δD/δ^{18}O＝－4.4，250°Cでは δD/δ^{18}O＝－1.2）．深部地熱貯留層から生産される地熱流体は過剰エンタルピーの状態である（柳谷ほか，1996）ので，浅部地熱貯留層でも見られた^{18}O に富む方向に同位体組成が変化する水／岩石反応のほかに，高温での貯留層内沸騰により，一部の蒸気を失って液相が生成している可能性は十分考えられる．深部地熱貯留層の同位体組成，δD＝－68.8±3.7（－70.0±5.9）‰，δ^{18}O＝－9.7±0.9（-9.8±0.9）‰を生成するには，北白沢，松沢及び秋取沢の 3 支流の同位体組成，δD＝－67.3±2.2‰，δ^{18}O＝－11.3±0.3‰では δD/δ^{18}O＝－0.9～-1.7 の傾きで変化する必要があり，葛根田川本流及び上記以外の支流の同位体組成，δD＝－64.7±2.2‰，δ^{18}O＝－10.8±0.4‰では δD/δ^{18}O＝－3.8～-5.0 の傾きで変化する必要がある．深部地熱貯留層の同位体組成を生成するにはいずれの場合でも可能であると考えられる．ただし，深部貯留層内で分離された蒸気が浅部地熱貯留層あるいは地表地熱徴候地で採取されている流体の同位体組成にどのような影響を与えるのかは明らかになっていない．今後の検討課題としたい．

4．結　論

葛根田地熱貯留層の浅部地熱貯留層及び深部地熱貯留層から生産される地熱流体の起源を解明するため，その δD・δ^{18}O 値の分析を行った．その結果，以下のことが明らかになった．

①浅部地熱貯留層から生産される地熱流体の同位体組成は，1981 年以後 1991 年頃までは，δD 値，δ^{18}O 値とも重くなる傾向を示していたが，1996 年及び 1998 年の観測では，1981 年と同様の δD 値及び δ^{18}O 値を示している．

②深部地熱貯留層から生産される地熱流体の同位体組成は，報告のある 1991 年，1996 年及び 1998 年では基本的に同一である．深部地熱流体の同位体組成は，浅部地熱流体に比べ相対的に軽い値を示す．浅部地熱流体には還元熱水の影響が見られ，始源的な地熱流体の組成は不明であるが，深部地熱流体の同位体組成と比べ幾分重い同位体組成を持つものと推定される．

③浅部及び深部地熱流体の同位体組成から，葛根田花崗岩に含まれるような非常に重い同位体組成を持つ超高塩濃度流体や，高温火山ガスが開発された葛根田地熱貯留層に混入している可能性は少ないことが示唆される．

④浅部地熱流体は，葛根田川本流域あるいは最上流部など相対的に低標高の地帯から涵養された天水を起源とし，水／岩石反応で ^{18}O に富んだ組成になっていると推定される．

⑤深部地熱流体の起源である天水は，北白沢，松沢及び秋取沢の 3 支流のある葛根田地熱発電所の北東斜面（三石山－大深岳－大白森）からの涵養量が相対的に多い可能性が考えられる．涵養後，水／岩石反応で ^{18}O に富むと同時に，貯留層内沸騰により一部の蒸気を失って相対的に ^{1}H と ^{18}O に富む地熱流体を生成していると思われる．

謝辞　本研究を進めるに当たり，新エネルギー・産業技術総合開発機構の方々には WD-1b 坑からの試料採取及びデータの使用について許可を頂いた．日本重化学工業株式会社及び地熱エンジニアリング株式会社の方々には，試料採取，蒸気／熱水比データの教示などについて便宜の供与を頂いた．ここに記して深甚なる謝意を表します．

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.

Horita, J., Cole, D. R. and Wesolowski, D. J. (1995) The activity-composition relationship of oxygen and hydrogen isotopes in aqueous salt solutions: III. Vopor-liquid water equilibration of NaCl solutions to 350°C. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **29**, 1139-1151.

笠井加一郎・小田中浩一・千葉文彦（1990）葛根田地熱発電所の蒸気生産と貯留層管理．地熱，**27**，1-22.

Kasai, K., Sakagawa, Y., Komatsu, R., Sasaki, M., Akaku, K. and Uchida, T. (1998) The Origin of hypersaline liquid in the Quaternary Kakkonda granite, sampled from well WD-1a, Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics,* **27**, 631-645.

風早康平・安原正也・佐藤　努・高橋正明・丸井敦尚（2000）岩手山－葛根田地域の地下水同位体標高効果．地調報告，no.284，57-67.

日下部 実・松葉谷 治（1986）マグマ性揮発物質・火山ガス・地熱水．火山，**30**，S267-S283.

松葉谷 治・竹中照雄・吉田 裕・越中 浩（1985）八幡平南部の地熱水の水素および酸素同位体組成について．秋田大学鉱山学部地下資源研究施設報告，no.50，19-25.

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, matamorphic and hydrothermal processes in a well encountering 500°C at 3729 m depth, Kakkonda, Japan. *Geothermics,* **27**, 507-534.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1991）平成2年度全国地熱資源総合調査（第3次）広域熱水流動系調査，秋田駒地域，地熱調査成果図集．119p.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1996）平成7年度深部地熱資源調査報告書，887p.

日本地熱調査会（1999）わが国の地熱発電の動向．1999年版．94p.

鷹嘴守彦（1999）葛根田2号機の開発経過と現況．日本地熱学会誌，**21**，211-224.

早稲田 周・中井信之（1983）中部日本・東北日本における天然水の同位体組成．地球化学，**17**，83-91.

柳谷茂夫・笠井加一郎・Brown, K. L.・Giggenbach, W. F.（1996）岩手県葛根田地熱地域における深部地熱流体の化学的特性．地熱，**33**，1-18.

（受付：1999年10月20日；受理：2000年6月26日）

地質調査所報告第284号，p.77-80，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

地熱ガス中の炭化水素の起源に関する研究－葛根田地熱地域の噴気ガス

猪狩俊一郎[1]・前川竜男[1]・坂田　将[1]

Studies on origins of hydrocarbons in geothermal gases:
fumarolic gas from the Kakkonda geothermal area

By

Shun-ichiro IGARI[1], Tatsuo MAEKAWA[1] and Susumu SAKATA[1]

Abstract: The studies on hydrocarbons in geothermal gases in the world make it clear that most hydrocarbons in geothermal gases are thought to be of thermogenic origin. On the other hand, a few geothermal gases are known to be of inorganic origin. Some studies on fumarolic gases from the Kakkonda geothermal area were carried out on the basis of reviewing studies done on this area. The conclusion of the studies is hydrocarbons are mixtures of thermogenic and inorganic gases.

要　旨

世界で行われている地熱ガス中の炭化水素の研究によれば地熱ガス中炭化水素の大部分は有機物の熱分解起源と言われているが，一方，無機成因と考えられる炭化水素も存在するとの説もある．

岩手県葛根田地熱地域の噴気ガス中炭化水素の起源について，これまでの研究に炭化水素種の存在比に基づくさまざまな考察を加えた．その結果，葛根田の炭化水素は多量の有機物の熱分解ガスと少量の無機成因ガスの混合物であると考えられる．

1．はじめに

近年，地熱ガス中の炭化水素の測定が行われ，その起源等が議論されている．本報告では世界各国における地熱ガス中の炭化水素の起源等に関する主要な研究例をまず示し，次に地質調査所における研究対象地域である岩手県葛根田地熱地域の地熱ガス中炭化水素の起源に関する研究について報告する．

2．世界の地熱ガス中の炭化水素に関する研究

Hulston and McCabe (1962) はニュージーランドの地熱地帯の噴気孔等から採取したガスの二酸化炭素とメタンの炭素同位体比を測定し，Eq.(1)の反応が同位体平衡にあると仮定すると，計算される同位体平衡温度が測定値と良く一致することを示し，このことによりメタンが二酸化炭素と水素から無機的に生成しているものと推定した．

$$CO_2 + 4H_2 \Leftrightarrow CH_4 + 2H_2O \qquad (1)$$

これに対し，Gunter and Musgrave (1971) 及び Gunter (1978) は米国イエローストーン等の噴気ガスの組成と，その中のメタンと二酸化炭素の炭素同位体比，及びメタンと水素の水素同位体比を測定し，Eq.(1)において，炭素同位体比から得られる同位体平衡温度と水素同位体比から得られる同位体平衡温度が著しく違うこと，及び非メタン炭化水素が存在することから，これらの炭化水素が有機物の熱分解起源であるものと推定した．

また，Des Marais *et al.* (1981) はメタンから非メタン炭化水素が無機的に生成したとすれば，メタンの炭素同位体比は非メタン炭化水素の同位体比よりも重くなることを放電実験により，有機物の熱分解の場合メタンの炭素同位体比は非メタン炭化水素の炭素同位体比よりも軽くなることを石炭の熱分解実験により示した．さらに米国西部の地熱地帯の地熱ガス中の C_1-C_5 炭化水素の場合，メタンの炭素同位体比が非メタン炭化水素の炭素同位体比よりも軽いことから，これらの炭化水素は有機物の熱分解起源であるものと推定した．

[1] 地殻化学部 (Geochemistry Department, GSJ)

Keywords: origin of hydrocarbon, fumarolic gas, Kakkonda geothermal area

このように，地熱ガス中の炭化水素の起源については2説があり明確な結論は無いが，現在では有機物の熱分解起源のものが多いと言われている（Welhan, 1988）．しかしながらEPRのように，少数ながら高い炭素同位体比（−17.6〜−15.0‰）を持つことから無機起源と考えられるものの存在も知られており（Welhan *et al.*, 1981），地熱地域ごとに起源が違うものと考えられる．なお，地熱ガス中の炭化水素に関するレビューとしてはWelhan（1988）や東原（1993）等がある．

3. 葛根田地熱地域の地熱ガス中の炭化水素の研究

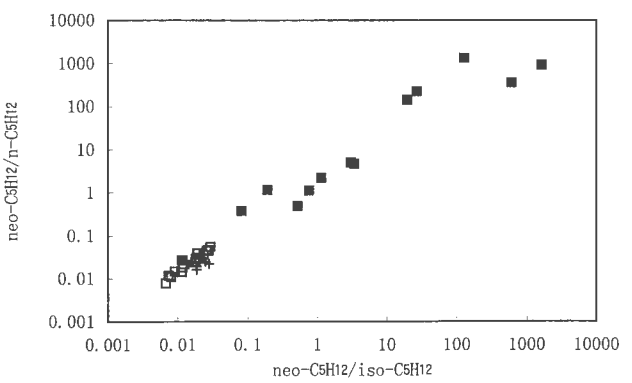
明野（1978）は葛根田地熱地域の自然噴気165試料と蒸気井試料11試料を採取し，メタンを含むガス組成の測定を行った．メタンがEq.(1)の反応により無機的に生成するものと仮定した場合，Eq.(1)の平衡定数の計算から，地下における地熱ガスの温度が高いとメタン／水素比が低くなるものと推定した．同地域におけるメタン／水素比の分布と坑内温度検層結果から得られた地下温度分布が良く一致することから，メタン／水素比が地熱地域の地下の熱的状態の推定に有効であるものと推定した．

Kiyosu and Yoshida（1988）は葛根田の自然噴気試料14試料と坑井ガス試料4試料を採取し，メタンを含む各成分の分析を行った．その結果，無機成分間の比や二酸化炭素の炭素同位体比から，同地域の地熱ガスはマグマ起源のガスと天水の混合物であるものと推定した．しかしながら，メタンの起源等については当論文中では考察されていない．

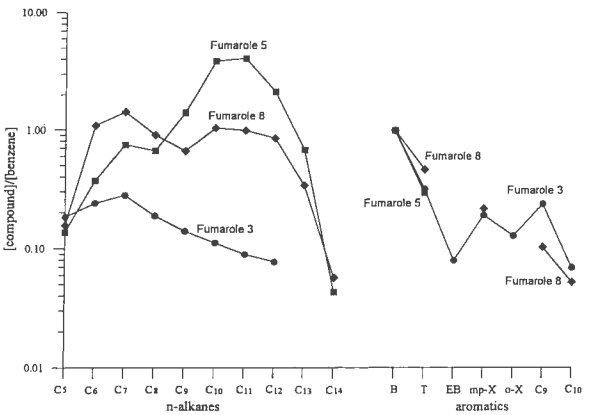
野田ほか（1994）は予備調査として，葛根田の3箇所の自然噴気中のRガス（全成分から水蒸気と酸性成分を除いた成分）を吸着法により採取し，吸着管に吸着した炭化水素をGC-MS法により測定した．その結果，種々のC_{5+}炭化水素を検出し，その特徴は，他地域の地熱ガスに，おおむね類似していることを示した．

Kiyosu and Asada（1995）は葛根田の試料2試料を含む本邦各地の火山ガスや地熱ガスを採取し，メタン，エタン，プロパン，イソブタン，n-ブタン，エチレンの分析を行った．その結果，葛根田の試料を含む地熱ガスの場合，メタンで規格化した各炭化水素の存在度パターンが秋田・新潟の熱分解ガスのパターンに近いことから，地熱ガス中の炭化水素の起源は有機物の熱分解起源であるものと推定した．

猪狩ほか（1996）は地熱ガス中の微量炭化水素測定用に開発した方法（猪狩，1995）を用いて，葛根田の自然噴気9試料のRガス中のペンタン全異性体（ネオペンタン，イソペンタン，n-ペンタン）を測定した．ネオペンタン／イソペンタン比とネオペンタン／n-ペンタン比の関係を第1図に示す．油田ガス・水溶性ガスの例も同図内にプロットしてあるが，これらのガスの両比の間には直線関係が認められ，この直線関係は油田ガスや水溶性ガスが貯留層中でヒドロキシラジカルによる分解を受ける過程として説明可能である（猪狩，1996）．すなわち油田ガスや水溶性ガスがヒドロキシラジカルによる分解を受けると図中を右上方向に移動する．葛根田の試料は地下では水に溶けて存在することから水溶性ガスに性質が似ていると思われるが，むしろ油田ガスに近い位置にプロットされる．これは葛根田の地熱ガスは通常の水溶性ガスに比べ分解の程度が低いことを示している．葛根田



第1図　ネオペンタン／イソペンタン比とネオペンタン／ノルマルペンタン比の関係．
＋：葛根田，□：秋田・新潟，■：水溶性ガス（猪狩ほか，1996）
Fig. 1 Plot for neopentane/isopentane and neopentane/n-pentane ratios.
＋: Samples from Kakkonda, □: Samples from Akita and Niigata, ■: Dissolved-in-water type gas (Igari *et al.*, 1996)



第2図　ベンゼンで規格化した噴気3(●)，5(■)，8(◆)の気相中のn-アルカンと芳香族炭化水素の量．
B：ベンゼン，T：トルエン，EB：エチルベンゼン，X：キシレン（Higashihara *et al.*, 1997）
Fig. 2 Abundance of n-alkanes and aromatics, normalized to benzene in the gas phase of the samples from Fumarole 3(●), 5(■) and 8(◆).
B: benzene, T: toluene, EB:ethylbenzene, X:xylene.(Higashihara *et al.*, 1997)

第1表　葛根田地熱地域の噴気ガス中各炭化水素間の相関係数（猪狩ほか，投稿中）
Table 1 Correlation coefficients among hydrocarbons in fumarolic gases from the Kakkonda geothermal area. (Igari *et al.*, submitted)

	CH_4	C_2H_6	C_2H_4	C_3H_8	C_2H_2	i-C_4H_{10}	n-C_4H_{10}	C_3H_6	neo-C_5H_{12}	i-C_5H_{12}	n-C_5H_{12}
CH_4	1.00										
C_2H_6	0.99	1.00									
C_2H_4	-0.49	-0.50	1.00								
C_3H_8	0.98	1.00	-0.50	1.00							
C_2H_2	-0.31	-0.27	0.39	-0.25	1.00						
i-C_4H_{10}	0.98	0.99	-0.49	1.00	-0.24	1.00					
n-C_4H_{10}	0.97	0.98	-0.49	1.00	-0.23	1.00	1.00				
C_3H_6	-0.57	-0.51	0.62	-0.49	0.70	-0.48	-0.46	1.00			
neo-C_5H_{12}	0.98	0.99	-0.50	1.00	-0.26	1.00	1.00	-0.51	1.00		
i-C_5H_{12}	0.95	0.97	-0.46	0.99	-0.19	0.99	1.00	-0.42	0.99	1.00	
n-C_5H_{12}	0.94	0.96	-0.46	0.98	-0.20	0.99	0.99	-0.42	0.99	1.00	1.00

のガスは通常の水溶性ガスに比べ地下では高温環境にあることから，分解は進んでいるはずであるが，測定結果はそうでないことにより，葛根田の地熱ガス中の炭化水素は生成後，水溶性ガスに比べ時間が経過していないことが推定された．

Higashihara *et al.* (1997) は野田ほか (1994) の本調査として，GC-MS 法により葛根田地熱地域の3試料の C_{5+} 炭化水素の測定を行った．検出された主な炭化水素はイソアルカン，n-アルカン，芳香族炭化水素，シクロアルカンであった．1試料の n-アルカンについては C_{10}〜C_{11} 濃度に極大を持つ，他の地熱地域では認められない特殊な組成を示した．ベンゼンで規格化した n-アルカンのパターンは三者三様であり（第2図），このことにより地熱流体が種々の熱分解の程度の有機物を取り込みながら地表へ上昇していることが推定された．

猪狩ほか（印刷中）は葛根田地熱地域から R ガス 12 試料を採取し，その測定を行った．その結果，飽和炭化水素間には強い正の相関が認められた（第1表）．また，不飽和炭化水素であるエチレンとプロピレンの間にも明瞭に正の相関が認められた．一方，不飽和炭化水素と飽和炭化水素の間には相関は認められなかった．これらのことから，葛根田の地熱ガス中の炭化水素は，飽和炭化水素のみからなる成分 A と，不飽和炭化水素を相当量含む成分 B の2種のガスの混合物であることが推定された．成分 A の起源については，メタンで規格化した各炭化水素の存在度パターンが秋田・新潟の油田ガスと同様であることから，有機物の熱分解起源であることが推定された．また，成分 B はエチレンを含むと言う，有機物の熱分解ガスでは認められず EPR の無機起源と考えられているガス（Welhanand Lupton, 1987）では認められる特徴を有することから，無機起源であるものと推定された．成分 A と成分 B の混合率については，成分 B の組成をやはり無機起源であると推定されている昭和新山の火山ガス（Kiyosu and Asada, 1995）に等しいものと仮定することにより計算可能であり，A：B＝数十〜数百：1程度と推定される．このことにより葛根田の地熱ガス中の炭化水素の起源は，多量の熱分解ガスと少量の無機起源ガスが混合したものであることが推定された．

前述のように地熱ガス中の炭化水素の起源は有機物の熱分解ガスと言う説と，熱分解ガスと無機起源ガスの混合物と言う説があるが，葛根田の例では主成分は熱分解ガスであるものと推定される．また，微量に含まれる無機起源ガスは地下深部の地熱環境を直接的に反映しているものと考えられる．エチレン・プロピレン等の不飽和成分は，大部分が無機起源であるものと考えられ，その組成や同位体比は深部地熱環境を反映しているものと推定される．特に不飽和炭化水素の同位体比は，天然ガスの炭素同位体比が生成温度に依存していることが推定されているのと同様に (Igari, 1999)，地下深部の温度のパラメーターとなる可能性がある．すなわち，地表の自然噴気中の不飽和炭化水素の同位体比の測定により，地下深部の地熱流体の温度を推定できる可能性がある．このように，今後は，炭化水素の組成や同位体比を深部地熱環境推定のためのパラメータとして確立していくことが必要である．

謝辞　査読者である野田徹郎地質調査所地震地質部長には有益なご助言を頂きました．感謝いたします．サンプル採取にご協力いただいた地熱エンジニアリング(株)と日本重化学工業(株)の皆様に感謝いたします．また，本研究のグループ長である茂野博地質調査所地殻熱探査研究室長と本研究の担当部署である工業技術院ニューサンシャイン計画推進本部の皆様に感謝いたします．

文　献

明野利寛 (1978) 岩手県滝の上地域における CH_4-H_2 比利用の化学調査について．地熱，**15**，75-85．

DesMarais, D. J., Bonchin, J. H., Nehring, N. L. and Truesdell, A. H. (1981) Molecular carbon isotopic evidence for the origin of geothermal hydrocarbons. *Nature*, **292**, 826-828.

Gunter, B. D. (1978) C_1-C_4 hydrocarbons in hydrothermal gases. *Geochim. Cosmochim. Acta,*

42, 137-139.

Gunter, B. D. and Musgrave, B. C. (1971) New evidence on the origin of methane in hydrothermal gases. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **35**, 113-118.

東原雅実 (1993) 地熱流体中に存在するC_2以上の炭化水素について. 地熱, **30**, 60-66.

Higashihara, M., Igari, S., Maekawa, T., Noda, T., Sakata, S., Asada, N. and Miyatake, A. (1997) C_{5+} hydrocarbons in fumarolic gases from the Kakkonda (Takinoue) geothermal area, Japan. *Geochem. J.,* **31**, 66-73.

Hulston, J. R. and McCabe, W. J. (1962) Mass spectrometer measurements in the thermal areas of New Zealand Part. 2 Carbon isotopic ratios. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **26**, 399-410.

猪狩俊一郎 (1995) メタンを主成分とするガス中の軽質炭化水素の測定法. 地球化学, **29**, 14-23.

猪狩俊一郎 (1996) 日本の天然ガスの炭化水素比間の関係について. 地球化学, **30**, 47-54.

Igari, S. (1999) Carbon isotopic ratios of methane, ethane and propane in natural gases from Niigata and Akita in Japan: Factors affecting the parameters. *Geochem. J.,* **33**, 127-132.

猪狩俊一郎・前川竜男・坂田　将 (1996) 自然噴気中のペンタン異性体：東北日本, 葛根田地熱地域での例. 地調月報, **47**, 1-4.

猪狩俊一郎・前川竜男・坂田　将 (2000) 自然噴気中の軽質炭化水素組成：葛根田地熱地域における事例研究. 地球化学 (印刷中).

野田徹郎・東原雅実・浅田憲子 (1994) 炭化水素ガスによる地下深部地熱環境の推定－新たなる地化学指標開発の試み－. 地質ニュース, no.477, 14-20.

Kiyosu, Y. and Yoshida, Y. (1988) Origins of some gases from the Takinoue geothermal area in Japan. *Geochem. J.,* **22**, 183-193.

Kiyosu, Y. and Asada, N. (1995) Light hydrocarbons in volcanic gases from the Japanese island arc. *Geochem. J.,* **29**, 231-242.

Welhan, J. (1988) Origins of methane in hydrothermal system. *Chem. Geol.,* **71**, 183-198.

Welhan, J. and Lupton, E. (1987) Light hydrocarbon gases in Guaymas Basin hydrothermal fluids : Thermogenic versus abiogenic origin. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* **71**, 215-223.

Welhan, J., Kim, K. and Craig, H. (1981) Hydrocarbons in 21°N hydrothermal fluids. *EOS,* **62(45)**, 913.

(受付：1999年9月24日；受理：2000年6月26日)

地質調査所報告第 284 号，p.81-104，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

人工流体包有物による地熱坑井の検層法

佐脇貴幸[1]・笹田政克[1]・佐々木宗建[1]・月村勝宏[2]

Synthetic fluid inclusion logging for geothermal boreholes

By

Takayuki SAWAKI[1], Masakatsu SASADA[1],
Munetake SASAKI[1] and Katsuhiro TSUKIMURA[2]

Abstract: Synthetic fluid inclusion logging is a new method of temperature measurement and direct fluid sampling in high-temperature geothermal wells. The method has been developed by the Geological Survey of Japan and the New Energy and Industrial Technology Development Organization (NEDO). The first borehole experiment was carried out in the fall of 1994 at a deep research hole (WD-1) drilled by NEDO in the Kakkonda geothermal field, northeastern Japan, and several experiments were conducted in 1995 and 1996. In the experiments, cracked crystals (quartz and calcite) soaked in solutions in gold or platinum capsules were mounted on containers for temperature measurement. The containers were placed in the borehole for one hour to three months. Trapping temperatures of fluid inclusions were determined by microthermometric measurement. During the short-(one hour, one, two and three days), intermediate-(one month) and long-(three months) term experiments, fluid inclusions were synthesized in all quartz crystals soaked in alkaline solution, some quartz crystals in NaCl solutions, and all the calcite crystals. Homogenization temperatures of the fluid inclusions were mostly concordant with borehole temperatures which were measured by other conventional logging tools. For fluid sampling, cracked quartz crystals without sealing are mounted in containers through which borehole fluid flows. A small number of fluid inclusions were synthesized under the short-and intermediate-term experiments, and many inclusions were synthesized enough for chemical analyses under the long term experiment. These results indicate that the synthetic fluid inclusion logging system is capable of temperature measurement and fluid sampling in high-temperature geothermal wells.

要　旨

本研究開発では，地熱坑井内で人工流体包有物を合成することによる高温（>350°C）坑井の温度検層手法，及び高温坑井内での流体の直接採取手法を開発することを目的とする．研究開発は，室内実験での人工流体包有物の形成条件の確認と，その結果を踏まえた実坑井実験からなる．室内実験では，流体包有物が形成されるのに必要な温度条件及び時間等を明らかにした．その結果に基づき，葛根田深部調査井 WD-1 での現場実験を行った．1994 年秋には深度 1485 m までの実験，1995 年 7 月には深度 3729 m での実験，同年 11 月～1996 年 2 月，及び 8 月には深度 1485～2390 m 間での実験を行った．これらの実験では，温度測定用試料として，細かい割れ目の入った鉱物（石英・方解石）片を，それぞれの成分に飽和させた溶液と共に，金・白金カプセルに密封したものを使用した．また，流体採取用の試料として，細かい割れ目の入った石英をチューブ等（非密封のもの）に入れたものを用意した．これらをコンテナに入れ，坑井内に一定時間留置した．

1994 年の実験（1485 m までの 5 深度，24 日間），1995 年 7 月の WD-1a の坑底（深度 3729 m）温度の測定実験（実験時間：1～2 時間），1995 年 11 月～1996 年 2 月の短期（1，2，3 日間），長期（3 か月）の実験（1485～2400 m 間の 5 深度），及び 1996 年 8 月の実験（1 か月間，1485～2400 m 間の 5 深度）では，温度測定用試料に，均質化温度測定を行うのに十分な量・大きさの流体包有物

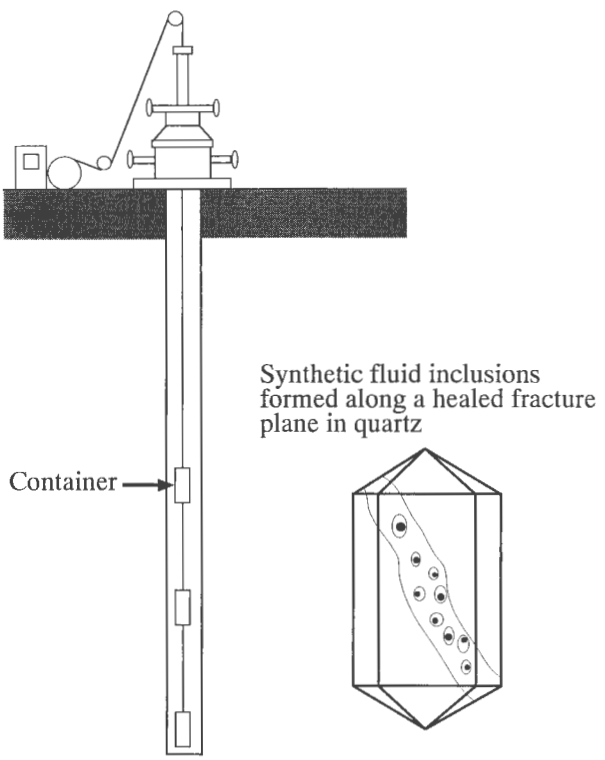
[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）
[2] 資源エネルギー地質部（Mineral and Fuel Resources Department, GSJ）

Keywords: synthetic fluid inclusion, temperature measurement, microthermometry, fluid sampling, WD-1, Kakkonda geothermal area

が形成されていた．その均質化温度は，実験前後に行われた温度検層結果と良く一致した．これらの結果は，温度測定法として，本手法が有用であることを示唆している．一方，流体採取用試料には，長期実験においては化学分析に十分な量の流体包有物が形成されていたが，短期間では十分な量が得られていない．この点に関しては，まだ手法の改善を行う必要がある．なお，1998年からは，超長期間（2年程度）の実験を行っており，回収した試料については，さまざまな手法による分析を行うことになっている．

1. はじめに

坑井内人工流体包有物合成法は，高温条件下にある深部地熱坑井内の温度を測定すること，及び流体包有物を一種の流体採取容器とし，坑井内において地熱流体を直接採取することを目的として，ニューサンシャイン計画「深部地熱資源調査」において，地質調査所と新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）とが協力して研究開発されてきたものである（第1図）．本手法に関する基本的な概念については，笹田・佐脇（1995）に述べられているが，このような手法を開発することにより，特に，これまでは温度検層を行うことができなかった，非常に高温領域での温度検層が可能になることが期待される．使用するケーブル等の材料の問題もあるが，坑井内人工流体包有物合成法による温度検層では，石英の $\alpha-\beta$ 転移温度（常圧下で573°C）までの温度測定ができることが予想される．



第1図　人工流体包有物合成による坑井検層法の概念図（笹田・佐脇，1995； Sawaki *et al.*, 1997）．
割れ目（マイクロクラック）を入れた結晶を地熱坑井内に降下・留置し，マイクロクラックが閉じる（ヒールする）のを利用して，流体包有物を合成する．
Fig. 1 Schematic picture of synthetic fluid inclusion logging system (Sasada and Sawaki, 1995； Sawaki *et al.*, 1997).
Cracked crystals are suspended in a borehole for some time, and fluid inclusions are synthesized through the healing of microcracks.

NEDOによって岩手県葛根田地域に深部地熱調査井WD-1（Yagi *et al.*, 1994）が掘削される以前の段階では，日本国内で掘削されていた高温の地熱井としては，鹿児島県伏目の坑井（約370°C）が知られていた（吉村ほか，1985；吉村・伊藤，1994）．葛根田ではそれに次ぐ温度が測定されており，深度3000 m付近で350°Cを超えることがわかっていた．さらに，深度4000 m程度では，水の臨界点温度（374°C）に近い温度条件，あるいは，412°Cという極めて高い温度も推定されていた（Saito, 1994）．国外の例としては，イタリアのラルデレロ（Larderello），モフェテ（Mofete）等の地熱地帯において，亜鉛の融点（419°C）を超える温度が報告されていた（Bruni *et al.*, 1983；De Vivo *et al.*, 1989）．

以上挙げたような高温条件の坑井の温度検層に対しては，当然のことであるが，耐熱性の高い測定機器が必要となる．当該研究開発を開始した当時，使用実績のあった温度検層機器の耐熱温度は，メモリーゲージシステムで350°C程度，バイメタルを用いた坑内機器で370°C，PTS検層器としては375°Cまでの耐熱性を持つものがあった．葛根田では，これらの耐熱温度をさらに超えるような高温状態にあることが推測されており，そのような坑井の温度測定及び坑内での流体の直接採取を実現するために，坑井内人工流体包有物合成による温度検層及び流体採取が計画された．

研究開発は，

(1) 室内実験を行って，坑井内で人工流体包有物を形成するための条件を確認する．

(2) 実際の坑井内で流体包有物を合成するために使用する機器を開発する．

(3) 坑井内で実際に流体包有物を合成し，その流体包有物の均質化温度を測定することによって，坑井内における流体の温度を決定する．

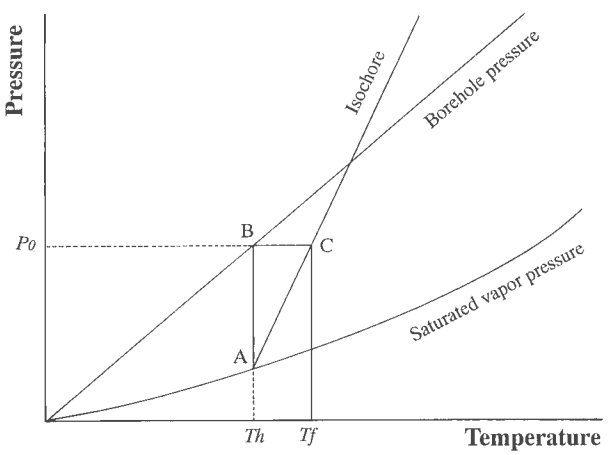
というステップで進められてきた．これらのうち，室内実験は，地質調査所内に設置してある装置を用いて行われ，坑井実験は，NEDOとの共同作業の下に，WD-1井を用いて行われた．室内実験手法の概要については，笹田ほか（1994）に，1994年以降に行われた坑井実験の結果については，佐脇ほか（1995），Sawaki *et al.*（1995），Sasada *et al.*（1996b），Sawaki *et al.*（1997）に，ま

た，使用する機材に関する考察は，笹田ほか（1996）に述べられている．小論においては，これまでに公表してきた内容を踏まえ，本手法の概念，人工流体包有物が形成されるための物理化学条件，室内予備実験結果及び葛根田での坑井実験結果について総括し，本手法の有用性について考察する．

2．流体包有物による温度検層

流体包有物の均質化温度の測定結果は，既に温度検層の手法の一つとして，地熱開発現場において活用されてきている．地熱地帯に産する流体包有物には，室温（25°C前後）状態では気相と液相の二相からなるものが多いが，そのうち液相の割合が多い流体包有物（液相包有物）では，加熱ステージを使って温度を上げると，液相部分が膨張し，逆に気相部分は縮小していき，ついには一相になる．この時の温度（均質化温度）から流体包有物が形成された時の温度，すなわち流体の温度を決定することができる．坑井内人工流体包有物合成法は，そのような温度検層法の応用と言うことができる．言わば，受動的に自然に形成されている流体包有物を探して測定するのではなく，能動的に流体包有物を得ることによって温度検層を行おうとするものである．

坑井内で流体包有物を合成させる試みは，初めに米国Salton Seaの学術掘削（SSSDP）で行われたが，坑井内に保持している間にケーブルが切れたため，結晶を回収することができなかった（Eldersの私信による）．その後，大陸学術掘削計画（CSDP）の中で，New Mexico州Vallesカルデラで掘削されたVC-2B井において，人工流体包有物による温度測定及び流体採取が試みられた．その均質化温度に関しては，検層温度と一致した結果が得られている（Bethke *et al.*, 1990；Goff *et al.*, 1994）．



第2図　流体包有物の均質化温度の圧力補正方法．
Th: 流体包有物の均質化温度，Tf: 流体包有物の形成温度（坑井温度），P_0: 坑井内で流体包有物が形成された時の圧力．
Fig. 2　Pressure correction method for a homogenization temperature of a fluid inclusion.
Th: a homogenization temperature of a fluid inclusion, Tf: a formation temperature of a fluid inclusion, P_0: a formation pressure of a fluid inclusion.

流体包有物の形成温度，すなわち坑井温度を決定するためには，均質化温度に対して圧力補正をしておく必要がある．坑井内で流体（ここでは純水で考える）が沸騰を起こし，その流体から流体包有物が形成された時，その沸騰流体のうちの液相のみ，あるいは気相のみを捕獲した流体包有物の均質化温度は，流体包有物の形成温度，すなわち坑井温度を示すことになる．しかし，非沸騰流体である場合には，捕獲時の温度・圧力が沸騰曲線上ではなくアイソコア上にあることになる．このため，形成温度を求めるには，圧力の影響を考慮に入れた補正を行わなければならない（笹田，1989）．これを第2図を用いて説明する．

ある深度で形成された流体包有物が点Aで均質化したとし，その深度での坑井圧力をP_0とすると，線分ABが被圧量に当たる．測定によって得られた均質化温度（Th）を補正するには，点Aに対応するアイソコアと，点Bから引いた温度軸に平行な線との交点Cを求める．この点Cから温度軸に垂線を降ろすと，その温度軸上の交点が流体包有物の形成温度（Tf），すなわち坑井温度になる．

3．流体包有物の合成と熱水性鉱物の物性

3.1　人工流体包有物の合成実験

人工流体包有物は，さまざまな地質環境・温度・圧力条件下における流体の挙動の研究，各種の塩類あるいは鉱物の高温における溶解度を求める実験，各種の水溶液の高温高圧下における圧力-体積-温度（PVT）関係を求める実験，それらの水溶液の相関係を決める実験等のために合成され，用いられてきている（例えば，Shelton and Orville, 1980；Gratier and Jenatton, 1984；Sterner and Bodnar, 1984, 1989, 1991；Bodnar, 1989；Bodnar and Sterner, 1985；Bodnar *et al.*, 1985, 1987, 1989；Zhang and Frantz, 1987, 1992；Haynes *et al.*, 1988；Sterner *et al.*, 1988；Vanko *et al.*, 1988；Frantz *et al.*, 1989, 1992；Bakker and Jansen, 1991, 1994；Johnson and Jenkins, 1991；Sterner, 1992；Knight and Bodnar, 1993；Sisson *et al.*, 1993；Brodholt and Wood, 1994；Ballhaus *et al.*, 1994；Oakes *et al.*, 1994；Piperov and Zidarova, 1995；Vityk and Bodnar, 1995；Khetchikov and Pakhomova, 1996；Lamb *et al.*, 1996；Frost and Wood, 1997；Dubessy *et al.*, 1999；Schafer *et al.*, 1999；Shmulovich and Graham, 1999；Student and Bodnar, 1999）．これらの研究により，特に石英については，室内実験装置を用いて人工流体包有物を合成するための手法がほぼ確立されていると言って良い．これらで用いられている手法を大別すると，成長しつつある鉱物中に流体

を捕獲させて流体包有物を合成する方法と，鉱物中に人工的に作った割れ目（クラック）を流体中で閉塞（ヒール）させて流体包有物を合成する方法との二つがあるが，合成の容易さから，報告の多くは後者のクラックヒーリングによるものが多い．このクラックヒーリングでは，マイクロクラックを入れた鉱物が溶液中で溶解・沈殿反応を起こし，それによってマイクロクラックが閉じていく際に，流体包有物をマイクロクラック内に合成させることになる．このように既存のデータが十分蓄積されていることを踏まえ，本研究開発では，このクラックヒーリングの手法を応用することにした．すなわち，坑井内にクラックを入れたホスト鉱物を降下し，一定時間坑井内に保持して流体包有物を合成する方法である（第1図）．

実験室で，クラックヒーリングにより石英中に人工流体包有物を合成する方法を略記する．まず，流体包有物を含まない天然の石英（多くの実験ではブラジル産の石英が用いられている），あるいは人工石英を用意する．これを適当な大きさに切断してから，約350°C程度に加熱し，次いで急冷してクラックを作る．この石英片を，シリカを添加してSiO_2成分に過飽和とした溶液中に浸し，オートクレーブで目的の温度・圧力下に所定の時間置けば，クラックはヒールして流体包有物が形成される．なお，このようにして形成された流体包有物は，形成機構から見て「二次包有物」に相当するものになる．

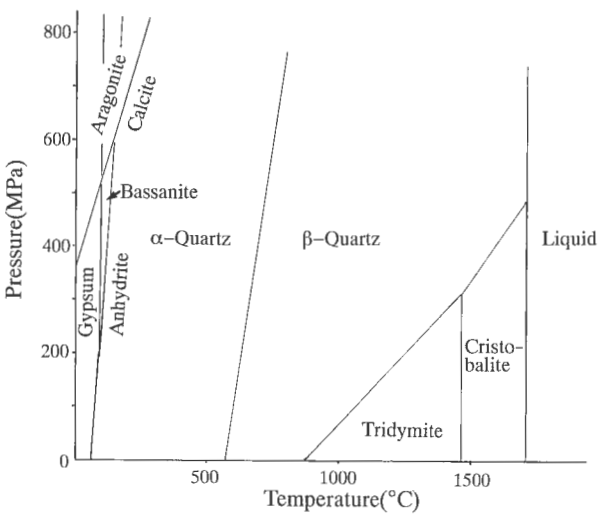
さて，このような，クラックがヒールするメカニズムについては，今のところまだ十分に解明されたわけではなく，現在もまだ研究が進められつつある問題である．これまでに提出されているモデルとしてはRoedder (1962), Smith and Evans (1984), Brantley *et al.* (1990) 等があるが，以下には，笹田・佐脇 (1995) で紹介されている，Smith and Evans (1984) による拡散モデルを引用し，クラックヒーリングの過程を整理する．

Smith and Evans (1984) は，クラックの入った石英を400°C，600°Cの温度，2kbarの圧力下に置き，クラックヒーリングの実験を行った．数時間から数日の実験で，クラックに流体の無いドライな状態ではヒーリングはほとんど起きないが，間隙流体が存在する状態では，温度・流体の性状等の違いにより，ヒーリングの進み具合に違いがあるという結果が出ている．この結果に基づいて，ヒーリングの進行に伴うクラックの形態変化を，不規則型から円筒あるいは球への変化に単純化し，ヒーリング面上の流体がすべて球状に隔離された時にヒーリングは終了するというモデルが提出され，クラックヒーリングの進行具合を示す量として「クラックの後退距離」という概念を提案している．なお，この「クラックの後退距離」は，拡散にかかわる式で表現される．このクラックヒーリングモデルでは，ヒーリングの進行はクラックの表面に沿ってのシリカの拡散，あるいは間隙流体中のシリカの拡散で説明され，その進行の程度は，温度のほかに液体中のシリカの初期濃度，クラックそのものの大きさに依存するとされている．

天然の鉱物に認められる二次包有物は，すべて流体が関与したクラックヒーリングによって形成されたものであるが，これらの流体包有物を温度との関係で見ると，より高温でヒールされたものには形態的に丸みを帯びている，すなわち表面積／体積比が小さいものが多く，一方低温で形成されたものには不規則な形態を持つ，すなわち表面積／体積比が大きいものが多い傾向が見られる．ここでも温度がクラックヒーリングに大きな影響を及ぼしていることがわかる．また，二次包有物の形態を詳細に見ると，クラックヒーリングが完全に終了した時点で流体包有物が取る最も安定な形態は，負の結晶形 (negative crystal) であることが推定される．

3.2 熱水性鉱物の安定性と溶解度

人工流体包有物を実際の坑井で合成するためには，適切なホスト鉱物を選択し，またその物性についても理解しておく必要がある．以下には，本手法に使用できる可能性がある鉱物について，その安定性や溶解度のデータをまとめておく．なお，実験に用いる鉱物の候補としては，地熱地帯の熱水性鉱物脈にしばしば認められ，また流体包有物を多く含むものを考え，石英，方解石，硬石



第3図　石英，方解石，硬石膏の安定領域（笹田・佐脇，1995； Sawaki *et al.*, 1997）．

α石英-β石英-鱗珪石－クリストバル石：Tuttle and Bowen (1958)；方解石-霞石：Clark (1957)；硬石膏-石膏-バサナイト ($CaSO_4 \cdot 1/2H_2O$)：Yamamoto and Kennedy (1969)．なお，硬石膏-石膏-バサナイトについては，P(total)=$P(H_2O)$として表示．

Fig. 3　Stability fields of quartz, calcite and anhydrite (Sasada and Sawaki, 1995; Sawaki *et al.*, 1997).

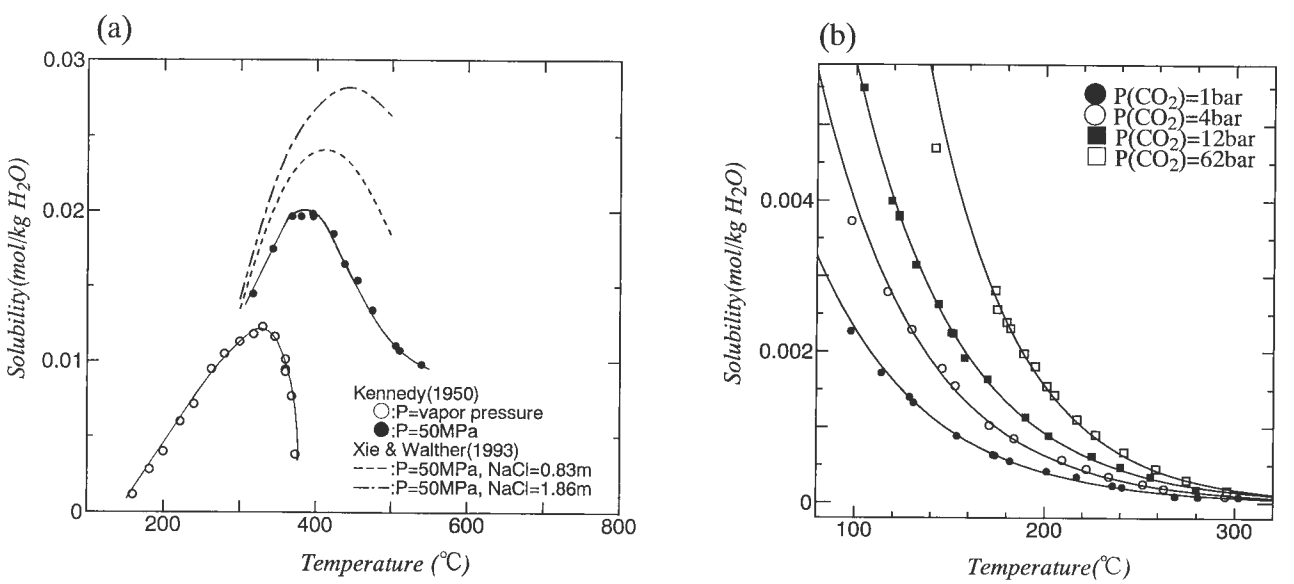
α-quartz-β-quartz - tridymite - cristobalite: Tuttle and Bowen (1958); calcite - aragonite: Clark (1957); anhydrite - gypsum - bassanite ($CaSO_4 \cdot 1/2\,H_2O$): Yamamoto and Kennedy (1969), where P(total) = $P(H_2O)$.

膏について検討した．

石英は，α石英が常温常圧下で安定な相であり，この高温側にβ石英，トリディマイト，クリストバライトがある（第3図）．常圧下においては$\alpha-\beta$転移は573°Cで起こり，高圧側での転移点は，約25°C/kbarの傾斜を持つ直線で表される（Koster van Groos and Ter Heege, 1973）．なお，加熱実験を行うと，$\alpha-\beta$転移が起こる時に，すべてとまではいかなくとも，かなりの割合の流体包有物がデクレピテートすることが報告されている（Bodnar *et al.*, 1989）．

石英を始めとするシリカ（SiO_2）の溶解度の実験に関しては，Kennedy（1950）による古典的な実験が今なおその有効性を失っていない．その後，現在に至るまでにもさまざまな溶解度について議論した研究が行われてきている（例えば，Alexander *et al.*, 1954；Krauskopf, 1956；Okamoto *et al.*, 1957；Tuttle and Bowen, 1958；Wood, 1958；Fournier and Rowe, 1962；Kennedy *et al.*, 1962；Morey *et al.*, 1962；Siever, 1962；Weill and Fyfe, 1964；Anderson and Burnham, 1965, 1967, 1983；Dickson, 1966；Rowe *et al.*, 1967；Sommerfeld, 1967；Crerar and Anderson, 1971；Novgorodov, 1975；Fournier, 1979, 1983；Hemley *et al.*, 1980；Rimstidt and Barnes, 1980；Fournier and Potter, 1982；Fournier *et al.*, 1983；Ragnarsdóttir and Walther, 1983；Walther and Orville, 1983；Woodland and Walther, 1987；李ほか, 1988；Dove and Crerar, 1990；Gratz *et al.*, 1990；Martin and Röller, 1990；Saccocia and Seyfried, 1990；Rumyantsev, 1991；Von Damm *et al.*, 1991；Fournier and Thompson, 1993；Gratz and Bird, 1993a, b；Xie and Walther, 1993；Berger *et al.*, 1994；Chigira and Watanabe, 1994；Dove, 1994；Tester *et al.*, 1994；Xiao and Lasaga, 1994；Martin, 1995；Shibue, 1996a, b；Dove and Nix, 1997；Rimstidt, 1997）．これらの実験結果をまとめると，圧力に関しては，圧力が高くなるほどシリカの溶解度が大きくなる傾向がある．一方，温度に関しては，溶解度がある温度で極大値を取ることが知られている（第4a図）．すなわち，飽和水蒸気圧下では約330°Cに極大のところがあり，それよりも低温側では温度の上昇とともにシリカの溶解度が上昇するが，それより高温側では温度の上昇とともに溶解度は低下する．この温度に対する極大値の位置は，圧力の増加とともに高温側にシフトしている．

NaCl溶液に対するシリカの溶解度の実験データとしては，Anderson and Burnham（1967），Xie and Walther（1993），Dove（1994）等がある．これらのうちAnderson and Burnham（1967）は，600°C，3kbar及び700°C，4kbarの温度・圧力条件下で，HCl，KCl，NaCl，KOH，NaOHの各溶液に対する溶解度について述べている．この実験では，NaCl溶液に対する溶解度の実験が，0.9066 mのモル濃度の溶液について600°C，3kbarの1データしかないため，温度・圧力条件の変化に対する溶解度の変化は明確ではない．一方，KCl溶液については，さまざまな濃度の溶液に対する実験を行っており，600°C，3kbarの条件下ではKClの濃度を変えても大きな変化がないこ



第4図　石英（笹田・佐脇，1995；Sawaki *et al.*, 1997）・方解石の溶解度．
(a) 石英の溶解度（Kennedy, 1950；Xie and Walther, 1993）．
(b) 方解石の溶解度（Ellis, 1959）．

Fig. 4　Solubilities of quartz (Sasada and Sawaki, 1995; Sawaki *et al.*, 1997) and calcite.
(a) Solubility of quartz in water and NaCl solutions after Kennedy (1950) and Xie and Walther (1993).
(b) Solubility of calcite after Ellis (1959).

と，700°C，4 kbarの条件下ではKClの濃度が高くなるにつれ溶解度が低下していることを報告している．Anderson and Burnham (1967) はまた，0.113 m（重量モル濃度）のNaOH溶液及び0.0671 mのKOH溶液の添加に対して，シリカの溶解度がそれぞれ約36%及び約15～18%増加していることを見いだしている．Xie and Walther (1993) では，200～600°C，0.5，1.0，1.75，2.0 kbarの温度圧力条件下で，NaCl溶液に対する石英の溶解度を実験的に求めている．その結果と，過去に公表されている文献のデータを比較することにより，0.5 kbarでの実験では，NaCl溶液の濃度が高くなるにつれ溶解度が増すこと，また，Kennedy (1950) で認められた溶解度の極大値が，NaCl溶液の濃度が高くなるにつれ高温側にシフトしていくことを述べている．Dove (1994) は，25～300°Cの範囲内でのNaCl溶液に対する溶解度についての考察を行っているが，ここでも上記の論文と同様に，NaCl溶液の濃度が高くなるにつれ溶解度が緩やかではあるが増加していることを示している．なお，CO_2の存在がシリカの溶解度に及ぼす影響については，既存の実験結果に基づいて李ほか (1988) が総括している．これによると，CO_2濃度の増加に伴ってシリカの溶解度は大幅に減少していることが示されている．

方解石に関する安定領域・溶解度のデータは，Clark (1957)，Ellis (1959，1963)，Morey (1962)，Segnit *et al.* (1962)，Sharp and Kennedy (1965)，Malinin and Kanukov (1971)，Walther and Long (1986)，Fein and Walther (1987，1989)，Dreybrodt *et al.* (1992)，Konigsberger and Gamsjager (1992)，Svensson and Dreybrodt (1992)，Ryzhenko and Mironenko (1994)，Simmons and Christenson (1994) 等によって報告されている．方解石は，単独で存在する場合には，地熱地域の温度圧力条件の下では比較的安定な鉱物であり（第3図），高圧側では霰石が安定となる．ある鉱物の安定領域は，その鉱物と共存する鉱物種によって変化するが，方解石の場合には，共存鉱物種のみならず，CO_2分圧が重要なファクターとなる．また，方解石の溶解度は，温度，CO_2分圧，pHに大きく支配されている．CO_2分圧と溶解度の関係について見ると，溶解度はCO_2分圧が上昇するのに伴い増大する．温度と溶解度の関係では，温度が上昇するにつれ溶解度は低下する（第4b図）．NaCl溶液に対する溶解度は，200°Cを境にして状態が変わることが知られている (Holland and Malinin, 1979)．すなわち，200°C以下では，NaCl溶液の濃度が高くなっても溶解度がほとんど変化しない，あるいはわずかに低下する傾向があるのに対し，200°Cを超えた条件では，急速に溶解度が高くなっていることが示されている．

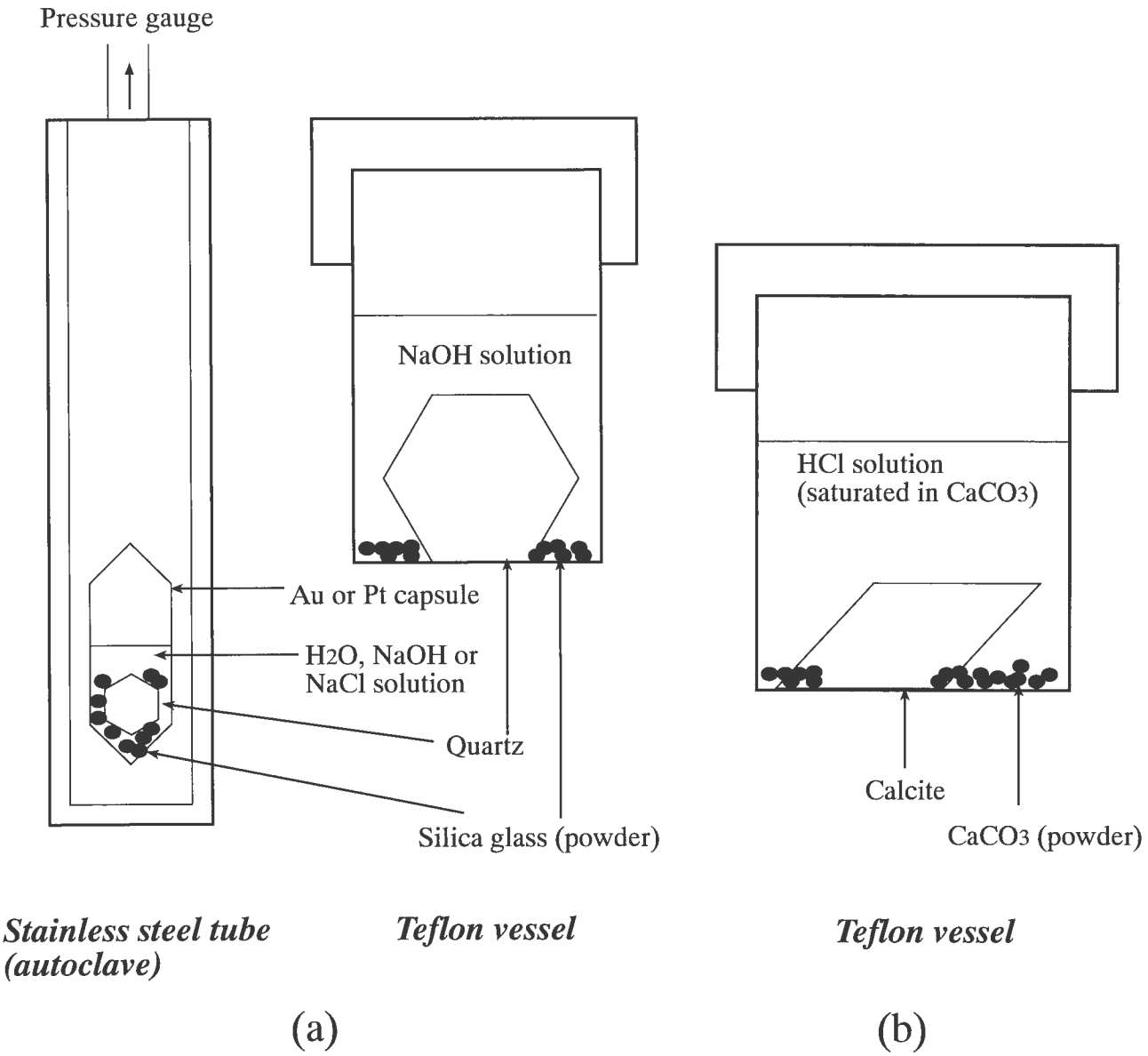
硬石膏に関する安定領域・溶解度のデータは，MacDonald (1953)，Hardie (1967)，Blount and Dickson (1969，1973)，Yamamoto and Kennedy (1969)，Dubrovinskiy *et al.* (1990)，He *et al.* (1994)，Ryzhenko and Mironenko (1994) 等によって報告されている．硬石膏は，常温（25°C程度）では準安定な鉱物であるが，地熱系の温度圧力条件の下では安定な鉱物である（第3図）．その溶解度は，方解石同様，温度の上昇に伴い低下する．また，NaCl溶液に対しては，200°Cを境にしてその様子が変化する．すなわち，200°Cよりも低い温度条件下でNaCl溶液の濃度に対する溶解度の変化は，NaCl溶液の濃度が上昇すると一旦極大値をとり，さらに濃度が高くなると溶解度が低下する．一方，200°C以上の範囲では，NaCl濃度の上昇に伴って溶解度も上昇する (Holland and Malinin, 1979)．

4. 室内実験

以上のような鉱物の安定性のデータ，及び地熱地帯にしばしば産し，かつ流体包有物を多く含むことが確認されている鉱物，という点から，流体包有物を合成するためのホストの鉱物として，石英及び方解石を選定し，クラックヒーリングにより人工流体包有物を合成法することにした．なお，硬石膏を用いた実験も計画していたが，手に入る硬石膏の結晶はどれも多量に天然の流体包有物を含んでいるものであり，そのような試料を用いた場合には，実験後に生成した流体包有物と区別できないという問題点があったため，硬石膏を用いた実験は断念した．

室内実験の手順について，以下に簡単に記す．加熱した後急冷して細かいクラック（マイクロクラック）を作った石英及び方解石の結晶片を，テフロン製耐熱封入容器，もしくは金・白金カプセルに入れる（第5a，b図）．テフロン容器の耐温限界は225°C程度であるため，実験はこの温度以下で行う．一方，金・白金カプセルについては，それを超える温度条件での実験に用いた．これに，石英の場合には，非晶質シリカ粉末と，純水，pH8～14 NaOH溶液，もしくは3～25 wt%NaCl溶液を加える（第5a図）．方解石の場合には，$CaCO_3$試薬（粉末）と，純水，もしくはpH1～2の希塩酸に$CaCO_3$粉末を溶かし，$CaCO_3$成分について過飽和にした溶液を用いる（第5b図）．なお，実験時に，地熱井での坑内圧力に近い条件（飽和水蒸気圧下）で流体包有物を合成するために，加える溶液の量は，設定温度で気液二相の状態が実現できるように調節する．この条件下に3日間～2週間おいて，どの程度の時間で流体包有物が合成されるかを確認した．これらの実験結果を第1表に，また各溶液組成ごとに，石英中に流体包有物合成するために必要な最短時間を第6図にまとめた．

これらの室内実験の結果，石英についての実験では，pH12以上の溶液を用いた場合には，200°C・飽和水蒸気圧下の条件で，2週間以内で流体包有物が形成されることが明らかになった．また，pH13溶液を用いた実験では，



第5図　室内実験に使用した装置の仕様.
(a)　テフロン製反応容器及びテストチューブ・カプセルによる，石英を用いた室内実験法.
(b)　テフロン製反応容器による，方解石を用いた室内実験法.

Fig. 5　Equipment for experiments at laboratory.
(a)　A Teflon vessel and a test tube with a capsule for experiments using quartz.
(b)　A Teflon vessel for experiments using calcite.

200°Cで4日あれば流体包有物が形成されることがわかった（第6図）. 350°Cで純水を使用した場合には，2週間程度で微細な流体包有物が形成された. ただし，NaOH溶液を用いた実験で形成された流体包有物の形状は，天然で見られるような丸みを帯びたものは少なく，クラック面の一部がそのまま閉じたような，平たい形状のものが多い. これは，前記のクラックヒーリングのメカニズムの部分で述べたように，実験時間が短いために，クラックの一部がヒーリングしただけに止まり，本来安定であるべき形状（表面自由エネルギーのより小さくなった形状）にまで到達していないためだと考えられる.

なお，実験終了後，石英片とともに入れた非晶質シリカ粉末を回収してX線解析を行ったところ，流体包有物の有無との相関性があることもわかった（第1表）. すなわち，流体包有物が形成されているものでは，非晶質であったものが石英へと変化しており，しばしばパンケーキ状に固結している. また，回収直後にホスト鉱物としていれておいた石英片を顕微鏡で観察すると，その表面に，非晶質シリカ粉末から形成された両錐の石英結晶（数10 μm程度）がこびり付いているのが認められることがある.

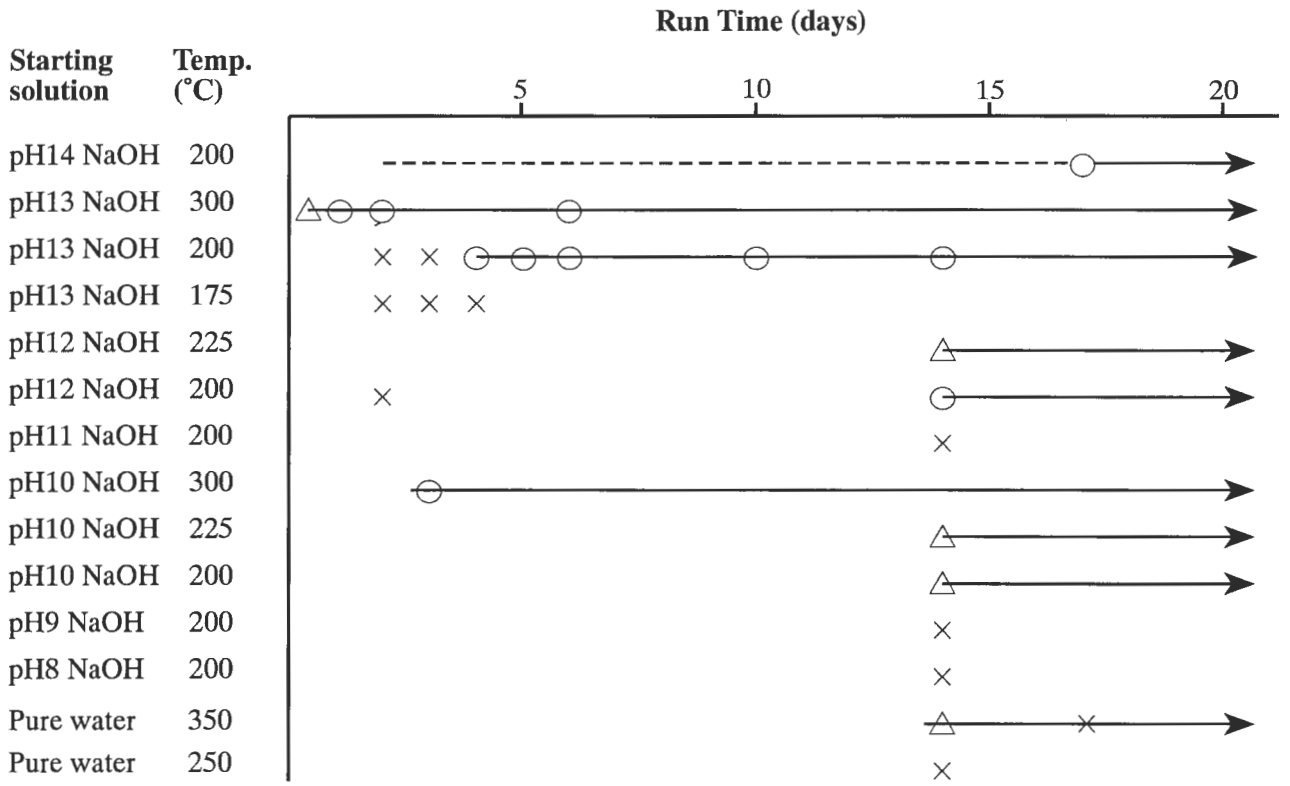
方解石を用いた実験では，200°CでpH1の溶液を用いた

Run No.	Mineral	Temperature (°C)	Pressure (kgf/cm²)	solution	pH or salinity	Run time	Fluid inclusions	Note
1	Qtz	200	Vapor P	NaOH	14	17days	○	amorphous silica: crystallized
2	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	2weeks	○	amorphous silica: crystallized
3	Qtz	200	Vapor P	NaOH	12	2weeks	○	amorphous silica: not crystallized
4	Qtz	200	Vapor P	NaOH	11	2weeks	×	amorphous silica: not crystallized
5	Qtz	200	Vapor P	NaOH	10	2weeks	×	amorphous silica: not crystallized
6	Qtz	200	Vapor P	NaOH	9	2weeks	×	amorphous silica: not crystallized
7	Qtz	200	Vapor P	NaOH	8	2weeks	×	amorphous silica: not crystallized
8	Qtz	225	Vapor P	NaOH	12	2weeks	▽△	
9	Qtz	225	Vapor P	NaOH	11.5	2weeks	△	
10	Qtz	225	Vapor P	NaOH	11	2weeks	×	
11	Qtz	225	Vapor P	NaOH	10.5	2weeks	×	
12	Qtz	225	Vapor P	NaOH	10	2weeks	×	
13	Qtz	225	Vapor P	NaOH	12	2weeks	×	
14	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	2days	×	
15	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	2days	×	
16	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	2days	×	
17	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	2days	×	
18	Qtz	200	Vapor P	NaOH	12	2days	×	
19	Qtz	200	Vapor P	NaOH	12	2days	×	
20	Qtz	200	Vapor P	NaOH	12	2days	×	
21	Qtz	200	Vapor P	NaOH	12	2days	×	
22	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	2weeks	○	
23	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	2weeks	○	
24	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	2weeks	○	
25	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	2weeks	○	amorphous silica: crystallized
26	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	2weeks	-	host crystal: dissolved
27	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	2weeks	-	host crystal: dissolved
28	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	2weeks	-	host crystal: dissolved
29	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	2weeks	-	host crystal: dissolved
30	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	6days	○	amorphous silica: crystallized
31	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	6days	○	amorphous silica: crystallized
32	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	6days	○	amorphous silica: crystallized
33	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	10days	○	amorphous silica: crystallized
34	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	10days	○	amorphous silica: crystallized
35	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	10days	○	amorphous silica: crystallized
36	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	3days	×	amorphous silica: crystallized
37	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	4days	○	amorphous silica: crystallized
38	Qtz	200	Vapor P	NaOH	13	5days	○	amorphous silica: crystallized
39	Qtz	175	Vapor P	NaOH	13	3days	×	amorphous silica: not crystallized
40	Qtz	175	Vapor P	NaOH	13	4days	×	amorphous silica: not crystallized
41	Qtz	175	Vapor P	NaOH	13	5days	×	amorphous silica: not crystallized
42	Qtz	200	Vapor P	NaCl	3wt%	11days	×	
43	Qtz	200	Vapor P	NaCl	5wt%	11days	×	
44	Qtz	200	Vapor P	NaCl	10wt%	11days	×	
45	Qtz	200	Vapor P	NaCl	15wt%	11days	△	
46	Qtz	200	Vapor P	NaCl	20wt%	11days	×	
47	Qtz	500	1000	water	7	1day	○	
48	Qtz	400	1000	water	7	3days	○	
49	Qtz	350	1000	water	7	3days	○	
50	Qtz	300	Vapor P	water	7	3hrs	×	
51	Qtz	350	Vapor P	water	7	17days	×	
52	Qtz	350	Vapor P?	water	7	2weeks	×	
53	Qtz	350	Vapor P?	water	7	2weeks	△	
54	Qtz	250	Vapor P?	water	7	2weeks	×	
55	Qtz	250	Vapor P?	water	7	2weeks	−	
56	Qtz	300	Vapor P	NaOH	13	1hour	×	
57	Qtz	300	Vapor P	NaOH	13	1hour	×	
58	Qtz	300	Vapor P	NaOH	12	1hour	×	
59	Qtz	300	Vapor P	NaOH	12	1hour	×	
60	Qtz	300	Vapor P	NaOH	13	39hours	○	
61	Qtz	300	Vapor P	NaOH	13	39hours	×	
62	Qtz	300	Vapor P	NaOH	12	39hours	×	
63	Qtz	300	Vapor P	NaOH	12	39hours	×	
64	Qtz	300	Vapor P	NaOH	10	3days	○	
65	Qtz	300	Vapor P	NaOH	13	1day	−	
66	Qtz	300	Vapor P	NaOH	13	?	○	
67	Qtz	400	1000	NaOH	13	4days	○	
68	Qtz	400	1000	water	7	4days	△	
69	Qtz	400	1000	water	7	4days	△	
70	Qtz	400	1000	NaOH	13	4days	○	
71	Qtz	300	Vapor P	NaOH	13	1day	△	
72	Qtz	300	Vapor P	NaOH	13	6days	○	
73	Qtz	500	1000	NaOH	13	4days	○	
74	Qtz	500	1000	water	7	4days	○	
75	Qtz	500	1000	water	7	4days	○	
76	Qtz	500	1000	NaOH	13	4days	○	
77	Qtz	500	1000	NaOH	13	4days	○	
78	Qtz	500	1000	NaOH	13	4days	○	
79	Qtz	500	1000	NaCl	3wt%	4days	○	
80	Qtz	500	1000	NaCl	20wt%	4days	○	
81	Qtz	350	250	NaCl	20wt%	4days	○	
82	Qtz	350	300	NaCl	3wt%	7days	○	
83	Qtz	350	300	water	7	11days	△?	

Run No.	Mineral	Temperature (°C)	Pressure (kgf/cm²)	solution	pH or salinity	Run time	Fluid inclusions
1	Cal	200	Vapor P	water	7	1week	×
2	Cal	200	Vapor P	water	7	1week	×
3	Cal	175	Vapor P	water	7	1week	×
4	Cal	175	Vapor P	water	7	1week	×
5	Cal	200	Vapor P	water	7	2weeks	?
6	Cal	200	Vapor P	HCl	1	2weeks	○
7	Cal	200	Vapor P	HCl	2	2weeks	○
8	Cal	225	Vapor P	water	7	2weeks	△
9	Cal	225	Vapor P	HCl	1	2weeks	?
10	Cal	225	Vapor P	HCl	2	2weeks	○

第1表　人工流体包有物室内合成実験の結果.
○：流体包有物が形成されたもの.
△：流体包有物が少数形成されたもの.
×：流体包有物が形成されなかったもの.

Table 1 Summary of the laboratory experiments on the synthesis of fluid inclusions.
○: Fluid inclusions were synthesized.
△: A small number of fluid inclusions were synthesized.
×: No fluid inclusion was synthesized.



第6図　室内実験で確認された，石英中に流体包有物を合成するための最短時間（Sawaki *et al.*, 1997）.
○：流体包有物が形成されたもの.
△：流体包有物が少数形成されたもの.
×：流体包有物が形成されなかったもの.

Fig. 6 Minimum duration in which fluid inclusions were formed in quartz by laboratory experiments (Sawaki *et al.*, 1997).
○: Fluid inclusions were synthesized.
△: A small number of fluid inclusions were synthesized.
×: No fluid inclusion was synthesized.

もので，2週間程度で流体包有物が形成された．方解石中の流体包有物は，ヒーリングが十分に進んでいない場合には，石英に見られた平たい形状というよりも，葉脈のように，複雑に分岐した細い通路がつながっているような形態を取っている．ときには，一つの流体包有物が，使用している顕微鏡の対物レンズの視野範囲を大きく超え，結晶内を広い範囲にわたってつながっていることもある．流体包有物がこのような形状を取る理由は，石英の場合と同様，やはり安定な形状（より負結晶に近い形状）に到達するための時間が足りなかったことによると考えられるが，特に方解石の場合には，クラックの形成とともに，それに依存している流体包有物の形状が，方解石の劈開方向に支配されていることによるものと考えられる．

室内実験の結果石英中に形成された流体包有物の均質化温度を，USGS型加熱冷却台によって測定した．なお，方解石中の流体包有物については，形成の有無のみを確認し，均質化温度測定は行わなかった．

200°Cで形成された流体包有物の均質化温度は，300°Cで形成されたものに比べてややばらつきが大きいが，設定した温度を中心として集中していた．300°Cで形成されたものの方が集中度が良いのは，シリカ成分の溶解及び沈殿の反応速度が高いため，クラックヒーリングがより理想に近い状態で進んだためではないかと考えられる．このように，流体包有物の均質化温度が実験設定温度付近に集中していることから，人工流体包有物は，温度検層のためのシステムとしてとしての役割を果たすであろうことが期待された．

5．坑井実験

5.1　1994年9月～10月の坑井実験

葛根田のWD-1井での現場実験は，1500 mまでの掘削が終了後，約4か月半経過した時点（1994年9月28日～10月22日）で行った（Sawaki *et al.*, 1995, 1997）．この時点では，坑井内は十分温度が回復した状況となっていた．

合成実験に先立ち，通常の温度・圧力検層を行った後，人工流体包有物合成用の金カプセルが入ったコンテナを坑井内に降下した．降下させたのは以下の4種類の金カ

プセルである.

(1) 石英片 + pH13 NaOH 溶液 + 沈降性シリカ

(2) 石英片 + pH10 NaOH 溶液 + 沈降性シリカ

(3) 方解石片 + pH1 HCl 溶液 + $CaCO_3$ 試薬粉末

(4) 石英ロッド, 石英片, 熱破砕済の山の尾ペグマタイト石英 (溶液なし)

中に入れた結晶はどれも加熱・急冷によって細かくクラックを入れたものである. 金カプセルは長さ5 cm, 内容量0.6～0.7 cm^3 程度である. これらのうち(1)～(3)は温度検層を目的としたものであり, 金カプセルは完全に密封しておいたものである. 一方, (4)は坑井内での流体採取を行うため予備実験を目的としたものであり, 金カプセルは密封せずに, 坑内流体が自由に出入りできるようにしておいた. これらの金カプセルを坑井内の1500 mまでの五つの深度に24日間留置し, 流体包有物を合成させた. なお, (4)の金カプセルは, 特定の深度でのみ坑内流体がコンテナ内に入るように, ラプチャーディスクを付けたコンテナ内に入れた.

実験直前に坑井温度を測定した結果, 坑井温度は坑口から坑底まですべて滑らかに変化しているわけではなく, 所々に温度の急変部があることがわかっていた. 坑井温度が急に変化していることが流体包有物の形成にどのような影響を与えるか, についても確認するために, 設置深度は温度が滑らかに変化しているところ (深度360 m, 850 m, 1485 m) と大きく変化しているところ (深度990 m, 1315 m) を選んだ. しかしながら, 降下時にコンテナを取り付けてあったケーブルが滑車上でスリップするなどしたため, 設定深度に若干の狂いが生じ, 最終的な設置深度は浅い方から順に353 m, 847 m, 987 m, 1314 m, 1485 mとなった. 実験終了直後にも通常の温度・圧力検層を行ったが, その結果は実験開始前とほぼ一致しており, 坑井実験を行っている間に坑井内の状態が大きく変化していないことが確認された.

実験終了後回収した試料のうち, (4)の流体採取用の試料については, ラプチャーディスクが割れておらず, コンテナ内はわずかに濡れている, あるいは少量の坑内流体があるものの, 十分な量の坑内流体がコンテナ内に浸入していなかった. これは, コンテナのシール部分が不完全であったために, その部分から降下途中で少量の坑内流体が漏れ込んでしまい, コンテナの外の圧力が高くなっても, 同時にコンテナ内の圧力も蒸気圧となってしまったために差圧が大きくならず, ラプチャーディスクが割れなかったためと考えられた. 温度測定用試料については, カプセルを開封したところ, pH13の溶液のものでは, シリカが固結して, 石英の表面にこびり付いているようになっていた. pH10の溶液のものでは, シリカは固結せず, ゲル状のままであった. このような状態を先に記した室内実験の結果と比較すると, pH13溶液のものは流体包有物が形成されており, 一方pH10溶液のものでは形成されていないことが予想された.

第2表 1994年9月～10月の坑井実験結果.

○：流体包有物が形成されたもの.

△：流体包有物が少数形成されたもの.

×：流体包有物が形成されなかったもの.

Table 2 Summary of the borehole experiment in September to October, 1994.

○: Fluid inclusions were synthesized.

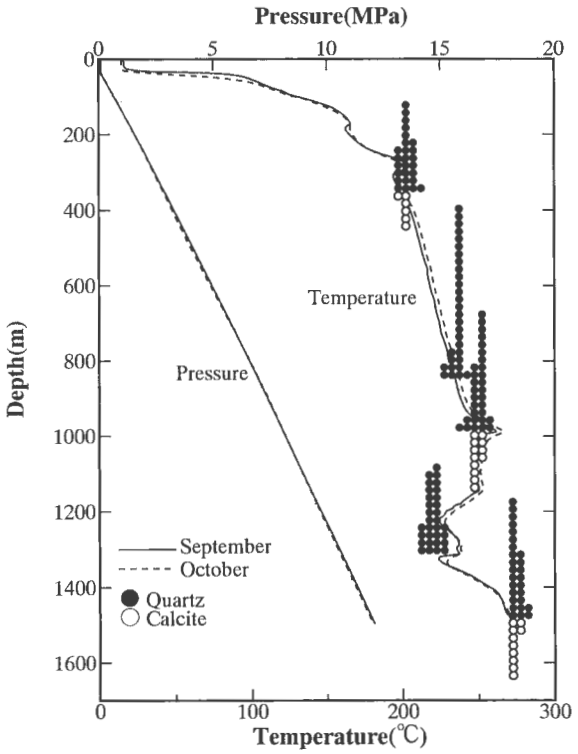
△: A small number of fluid inclusions were synthesized.

×: No fluid inclusion was synthesized.

Solution	Mineral	Depth(m)	Temp(°C)	24days
NaOH, pH 13	Quartz	360	202	○
		850	239	○
		990	266	○
		1315	239	○
		1485	272	○
NaOH, pH 10	Quartz	850	239	×
		1315	239	×
		1489	272	△
HCl, pH 1	Calcite	360	202	○
		990	266	○
		1485	272	○
(no solution)	Quartz	360	202	×
		850	239	×
		990	266	×
		1315	239	×
		1485	272	×

試料の顕微鏡観察を行った結果, pH13の溶液を用いた石英試料では, すべての試料に流体包有物が合成されていた (第2表). なお, 流体包有物の形状は温度が高い深度で形成されたものほど丸みを帯びた, より天然の流体包有物に近い形状を示していた. このような形状の差は, 室内実験結果の部分で記述したように, クラック面上での溶解度や SiO_2 成分の沈殿に関する反応速度の差が関連しているものと考えられる. 一方, pH10の溶液のものでは, 坑底付近の最も温度が高い (約270°C) 深度でわずかにごく微細な流体包有物が合成されているだけであった. 方解石では, すべての試料に流体包有物が形成されていたが, その形状は室内実験の時に見られたような, 劈開に支配された形状のものであった. 流体採取目的のために石英片のみを入れたものでは, 先に記した理由のために, 全く流体包有物は形成されていなかった.

坑井実験によって得られた人工流体包有物についての均質化温度測定を行った結果は, 実験前後に行われた温度検層結果と良く一致していた (第7図). なお, 温度変化が大きい深度と小さいでは, 均質化温度の分布に差は認められなかった. 以上の結果は, 本手法が坑井内の温度計としての役割を十分に果たす可能性があることを示している.



第7図　1994年9月～10月の坑井実験結果（Sawaki *et al.*, 1997）.
ヒストグラムは5℃刻みで作成.
●：石英中の流体包有物の均質化温度.
○：方解石中の流体包有物の均質化温度.
Fig. 7 Results of the borehole experiment in September to October, 1994 (Sawaki *et al.*, 1997).
Homogenization temperatures (Th) of synthetic fluid inclusions are plotted at intervals of 5°C.
●: Th of synthetic fluid inclusions in quartz.
○: Th of synthetic fluid inclusions in calcite.

この坑井実験では圧力検層も同時に行っており，この圧力値とFisher（1976）による純水の温度－圧力関係から流体包有物の均質化温度を補正し，その形成温度を見積ると，深度353 mでは＋1℃，847 m，987 mでは＋3℃，1314 m，1485 mでは＋6℃程度の温度を均質化温度に加えることになる．この補正した値は温度検層結果よりも高くなり，深部ほどその差が大きくなることになる．このような差ができる原因としてはNaOH溶液とH_2Oの物理化学的性質の差が一つの可能性として考えられた．すなわち，NaOH溶液のアイソコアがH_2Oのそれよりも急な傾斜を持ち，温度変化に対する圧力変化が大きければ，温度についての圧力補正は非常に小さくなり，均質化温度がそのまま坑井温度検層結果として使えることになる．しかしながら，Dibrov *et al.*（1964a, b），Pabalan and Pitzer（1987）などのデータに基づいて検討したところ，pH13（0.1 N NaOH）程度ではほとんどその蒸気圧，アイソコア等については，純水で近似しても問題ないことが明らかとなった．このため，上記のような圧力補正値のずれの原因としては，試料を坑井内に降下する際の，設定深度のずれによるものだと考えられた．

5.2　1995年7月の坑井実験

1995年7月には，WD-1aの坑底温度（深度3729 m）の測定のためTe等の標準物質を用いた実験を行っており（Sasada *et al.*, 1996a），坑底で500℃を超える温度が計測されている（Ikeuchi *et al.*, 1998）．この測定と同時に，坑井内人工流体包有物合成実験も実施した．この際，手法の高温条件への適用を考慮し，温度測定用として以下の(1)～(5)の5種類の試料を準備した．

(1)　石英片＋pH13 NaOH溶液＋沈降性シリカ
(2)　石英片＋pH10 NaOH溶液＋沈降性シリカ
(3)　石英片＋3 wt% NaCl溶液＋沈降性シリカ
(4)　石英片＋20 wt% NaCl溶液＋沈降性シリカ
(5)　方解石片＋pH1 HCl溶液＋$CaCO_3$試薬粉末

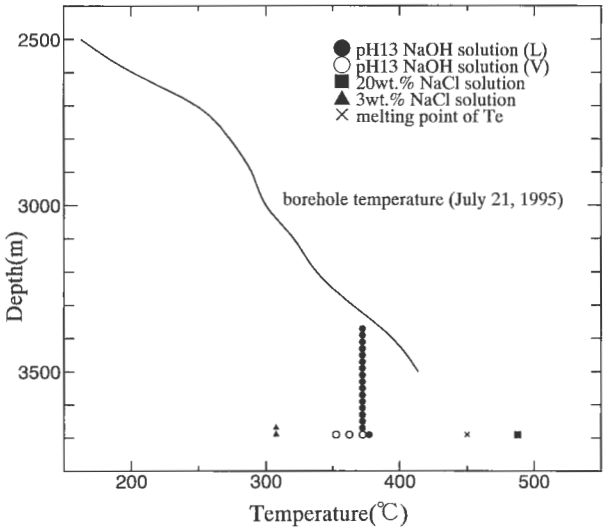
なお，(1)，(2)，(5)については，1994年の実験と同様金カプセルを用いたが，(3)，(4)の試料については，NaCl溶液とカプセルとが反応する可能性があるため，白金のカプセルを使用した．また，流体採取用としては，加熱・急冷してマイクロクラックを作った石英片を使用した．

これらの試料は坑底まで降下させたが，実験開始以前の段階で，極めて高温条件であることが推定されているため，安全を考えて降下開始から回収までの時間は1～2時間程度であった．実験終了後，回収した試料について顕微鏡観察を行ったところ，NaOH溶液を使用した試料には，均質化温度の測定が可能な大きさ（10 μm大以上）の流体包有物が形成されていた．そのほかの試料については，数は非常に少ないながらも，微細な流体包有物が形成されていた．また，流体採取用試料にも，極めて微細な流体包有物が形成されていた（第3表）．

これらの流体包有物の均質化温度の範囲は352～376℃で，特に370～375℃に集中していた（第8図）．NaCl溶液を用いたものでは，微小・少数の流体包有物しか形成

第3表　1995年7月の坑井実験結果.
○：流体包有物が形成されたもの.
△：流体包有物が少数形成されたもの.
×：流体包有物が形成されなかったもの.
Table 3 Summary of the borehole experiment in July 1995.
○: Fluid inclusions were synthesized.
△: A small number of fluid inclusions were synthesized.
×: No fluid inclusion was synthesized.

Solution	Mineral	Depth(m)	Temp(°C)	1hour
NaOH, pH 13	Quartz	3729	500<	○
NaOH, pH 10	Quartz			△
3% NaCl	Quartz			△
20% NaCl	Quartz			△
HCl, pH 1	Calcite			△
(no solution)	Quartz			△



第8図　1995年7月の坑井実験結果.
ヒストグラムは5℃刻みで作成.
pH 13 の NaOH 溶液を使用したものでは，液相に均質化する流体包有物（L）と気相に均質化する流体包有物（V）とがある.
Fig. 8　Results of the borehole experiment in July, 1995.
Homogenization temperatures (Th) of synthetic fluid inclusions are plotted at intervals of 5°C.
Liquid-rich (L) and vapor-rich (V) fluid inclusions were formed in a sample of NaOH solution of pH 13.

されなかったが，それらのうち，均質化温度が測定できたものでは，488℃以上の均質化温度を持つ流体包有物も認められた．先に記したように，坑底（3729 m）においては温度が500℃を超えていると推定されており，このような温度条件であれば，極めて短い時間内であっても流体包有物が形成されることが明らかとなった.

ただし，坑内圧力についての検層結果はないが，おそらく坑底での圧力は，静水圧よりもかなり低かったことが予想され，流体包有物は二相領域で形成されることになったと考えられる．したがって，特に希薄な NaOH 溶液を用いたものでは，流体包有物の均質化温度が水の臨界点付近に集中する結果となった．このことは，坑内温度は臨界点を超えていることは確実であるが，正確な坑内温度測定を行うことはできなかったことを示している．この点に関しては，例えば，耐圧容器を準備し，その中に異なった組成の流体（低塩濃度と高塩濃度）と種結晶を封入したカプセルの組を入れる方法を検討する必要がある（第9，10図）．第9図には，純水と NaCl 溶液を組み合わせて坑井温度を推定する手法を示してある．純水の飽和曲線（BPC）と NaCl 溶液の飽和曲線とは傾きが異なり，このため同じ温度圧力条件（星印）で形成された流体包有物であっても，それぞれの均質化温度（Th1，Th2）とそれから計算されるアイソコアは異なる．逆に言えば，これらのアイソコア同士の交点が，流体包有物の形成温度，すなわち坑井温度を示すことになる．第9図に示した推定を行うためには，流体包有物が液相一相の流体から形成される必要がある．このため，第10図に示したような耐圧容器を使用することが必要となる.

5.3　1995年11月～1996年2月の坑井実験

1995年7月以降，坑井内からは CO_2 や H_2S などが噴出し，坑井維持が危険な状態になったため，深度2400 m 以深の部分は埋め戻されることになった（Sasada *et al.*, 1998）．このため，11月以降の坑井実験については，深度2400 m 以浅の部分でのみ行われることになった．また，坑内流体は天水に置換された状態になっていた.

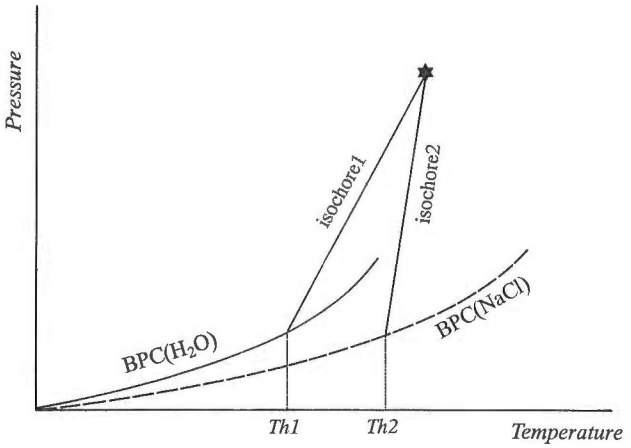
11月以降には，短期（1，2，3日間），長期（3か月間）の実験を行った．坑井実験直前と直後（1995年11月及び1996年2月）には，1994年度の実験と同様の温度検層・圧力検層を行った．実験に際しては，温度測定用に以下の4種類の試料を準備した.

(1)　石英片 ＋ pH13 NaOH 溶液 ＋ 沈降性シリカ
(2)　石英片 ＋ 3 wt% NaCl 溶液 ＋ 沈降性シリカ
(3)　石英片 ＋ 20 wt% NaCl 溶液 ＋ 沈降性シリカ
(4)　方解石片 ＋ pH1 HCl 溶液 ＋ $CaCO_3$ 試薬粉末

また，流体採取用の試料として，これまでと同様，マイクロクラックの入った石英片試料を用意した．それらは，1994年の実験と同様，設定深度での流体を採取するために，実験直前の坑井検層に基づいて，設定深度の圧力で割れるようなラプチャーディスクを付けたコンテナに入れた．温度測定用試料は，それぞれを1485 m，1770 m，2093 m，2170 m，2390 m の5深度に，また流体採取用試料は坑底に設置した.

実験前後の温度検層結果を比較すると，1996年2月の坑井温度が1995年11月に比べ，10～40℃程度上昇していることがわかった．これは，坑井掘削後の時間経過に伴う，温度回復（温度上昇）が起きたことを示している.

短期の実験の結果，NaOH 溶液の試料では，すべての深度で均質化温度の測定を行うのに十分な量・大きさの流体包有物が形成されていた（第4表）．(4)の方解石を用いた試料では，温度が250℃以下の深度で，微小・少数の流体包有物しか形成されていないものがあったものの，すべての試料に流体包有物が形成されていた．(2)，(3)の試料では，温度が250℃以下の深度で，流体包有物が微小・少数であるか，あるいは未形成であるため，均質化温度の測定が難しい，あるいは不可能なものがあった．流体採取用試料では，流体包有物はほとんど形成されていなかった．一方，長期の実験では，温度測定用試料では一つを除き，すべての試料に流体包有物が形成されていることが確認された．また，流体採取用試料では，化学分析を行うのに十分な量・大きさを持つ流体包有物が形成されていた．なお，3か月間の実験では，坑底（2390 m）に設置した，NaOH 溶液を用いた石英試料に，マイクロクラックが閉じて形成されたタイプの流体包有物の

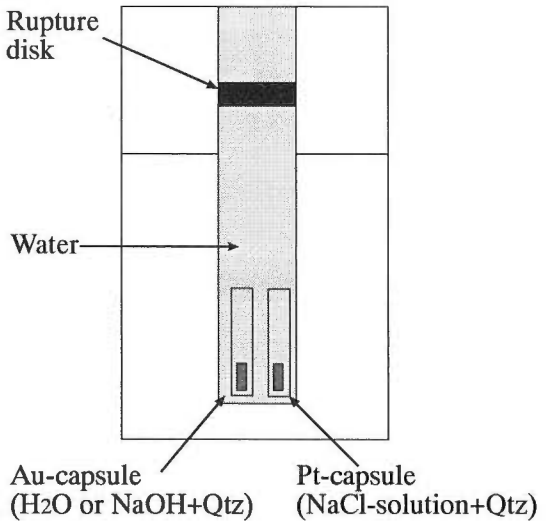


第 9 図　異なった流体組成を持つ流体包有物から，坑井温度を推定する方法．

純水の飽和曲線（BPC）と NaCl 溶液の飽和曲線とは傾きが異なり，このため同じ温度圧力条件（星印）で形成された流体包有物であっても，それぞれの均質化温度（Th1，Th2）とそれから計算されるアイソコアは異なる．これを利用し，アイソコア同士の交点から，流体包有物の形成温度（＝坑井温度）を決定することができる．

Fig. 9　Estimation of borehole temperatures by using fluid inclusions of different fluid compositions.

The inclination of the boiling point curve (BPC) of pure water is steeper than that of a NaCl solution. Hence, the homogenization temperatures (Th 1 and Th 2) and isochores are different for fluids inclusions formed from the two fluids, even if their formation temperature and pressure are the same (shown as a star). The trapping temperature (borehole temperature) can be determined by the crossing point of the isochores.



第 10 図　高温検層用試料を入れた圧力容器．

互いに異なった組成を持つ流体を，ホスト鉱物とともにカプセルに封入し，その組を圧力容器に入れ，流体包有物を合成する．水は圧力媒体として入れ，またラプチャーディスクは安全弁のために使用している．

Fig. 10　Pressure vessel with samples for high-temperature logging.

A pair of capsules sealed with host minerals and solutions of different compositions are put in a pressure vessel, and fluid inclusions are synthesized. Water takes a role of a pressure medium and a rupture disk is used as a safety valve.

ほかに，「初成包有物」が認められた．この初成包有物は，試料表面に近くで石英が再成長した部分に，成長線に沿って産している（Sasada *et al.*, 1996b）．

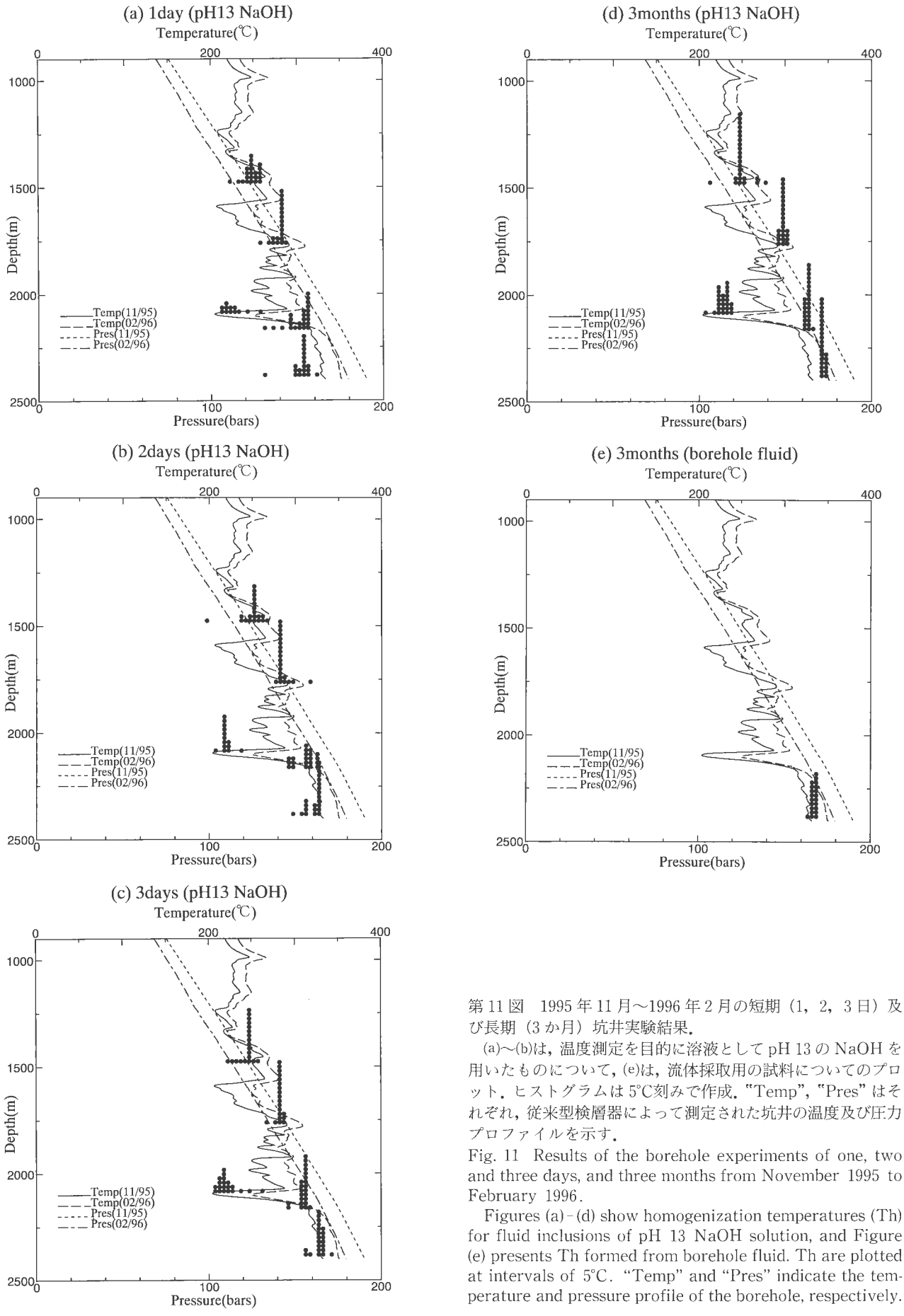
回収した温度測定用試料について均質化温度を測定した結果，どの試料でも均質化温度は坑井実験前後に行った温度検層結果と良く一致していた（第 11 a～d 図）．また，実験時間が長く，あるいは坑井温度が高くなるにつれ，形成される流体包有物の数・大きさは多く，また大きくなり，形状も不規則な形状から，丸みを帯びた形状へと変化していく傾向が見られた．その形状の変化と共に，均質化温度の分散も小さくなっているのが確認された．形状が丸みを帯びていったのは，室内実験において観察されたように，流体包有物の表面自由エネルギーのより小さくなった，安定な形状に到達しつつあることによるものと考えられる．

初成包有物を含む（坑底・3 か月間）試料についてもう少し詳しく見てみると，クラックヒーリング型の流体包有物では均質化温度が 316-338°C であるのに対して，初成包有物の均質化温度は 345-352°C となっており，前者の方が均質化温度が高い．これは，3 か月間に温度上昇が起きたことに対応しており，初成包有物がクラックヒーリ

第 4 表　1995 年 11 月～1996 年 2 月の坑井実験結果．
○：流体包有物が形成されたもの．
△：流体包有物が少数形成されたもの．
×：流体包有物が形成されなかったもの．
＊：気相包有物のみ

Table 4　Summary of the borehole experiments in November, 1995 to February, 1996.
○ : Fluid inclusions were synthesized.
△ : A small number of fluid inclusions were synthesized.
× : No fluid inclusion was synthesized.
＊ : only vapor-rich inclusions

Solution	Mineral	Depth(m)	Temp(°C)	1day	2days	3days	3months
NaOH, pH 13	Quartz	1485	251	○	○	○	○
		1770	290	○	○	○	○
		2093	203	△	○	○	○
		2170	315	○	○	○	○
		2390	329	○	○	○	○
3% NaCl	Quartz	1485	251	×	×	×	○
		1770	290	×	△	△	○
		2093	203	×	×	×	?
		2170	315	△	△	○	○
		2390	329	△	○	○	○
20% NaCl	Quartz	1485	251	×	△	△	○*
		1770	290	○	○	○	○
		2093	203	×	×	×	○
		2170	315	△	○	○	○
		2390	329	○	○	○	○
HCl, pH 1	Calcite	1485	251	○	△	○	○
		1770	290	○	△	△	○
		2093	203	△	△	△	○
		2170	315	△	○	△	○
		2390	329	○	○	○	○
(no solution)	Quartz	2390	329	×, △	×, △	×, △	○



第11図　1995年11月～1996年2月の短期（1，2，3日）及び長期（3か月）坑井実験結果.

(a)～(b)は，温度測定を目的に溶液としてpH 13のNaOHを用いたものについて，(e)は，流体採取用の試料についてのプロット．ヒストグラムは5℃刻みで作成．"Temp"，"Pres"はそれぞれ，従来型検層器によって測定された坑井の温度及び圧力プロファイルを示す.

Fig. 11　Results of the borehole experiments of one, two and three days, and three months from November 1995 to February 1996.

Figures (a)-(d) show homogenization temperatures (Th) for fluid inclusions of pH 13 NaOH solution, and Figure (e) presents Th formed from borehole fluid. Th are plotted at intervals of 5°C. "Temp" and "Pres" indicate the temperature and pressure profile of the borehole, respectively.

ングタイプの流体包有物よりも後の，温度回復途上で形成されたことを示している．

なお，3か月間の実験後回収した流体採取用試料については，天水を採取したということで化学分析は行っていないが，均質化温度測定は行っている．この結果も，検層温度と良い一致を示している（第11e図）．

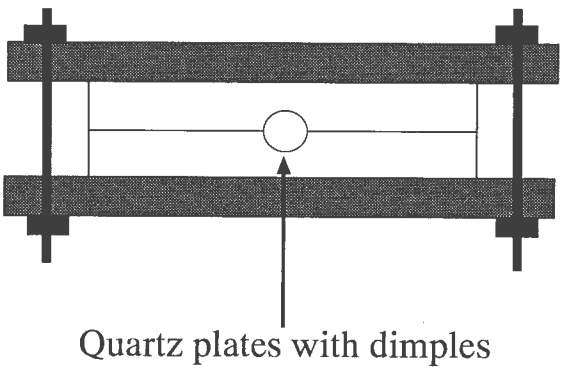
以上の実験結果から，350°C以上では，温度測定可能な流体包有物は，NaOH，NaCl溶液を使えば短時間でも合成できること，また，その均質化温度測定の結果は坑井温度と良く一致していることが確認された．さらに，長期間にわたって坑井実験を行う場合には，坑井内で温度変化が起きた場合，流体包有物がその温度変化に対応して形成され得ることも明らかとなった．一方，人工流体包有物による流体採取を行うためには，数日程度の時間では難しく，かなりの長時間を必要とすることが考えられる．

5.4　1996年8月の坑井実験

1996年8月には，WD-1の掘削終了後1年以上経過しており，WD-1の坑内温度はほぼ地層平衡温度に近くなり，安定した状態となっていたと考えられる．このような条件下で流体包有物の均質化温度がどのような値を取るかを確認し，1995年度までの結果と比較した．実験に際しては，これまでと同様に，実験の前後に温度検層を行った．温度測定用試料は，1995年11月～1996年2月の実験とほぼ同じ深度の，WD-1の深度1485 m，1770 m，2093 m，2170 m，2350 mの5深度に設置した．なお，坑底に関しては，堆積物が溜まっており，その中に機器を入れるとスタックする可能性が高かったため，安全を考えて，前の実験に比べてやや浅い位置に設置した．実験に使用した試料は，温度測定用に

(1)　石英片＋pH13 NaOH溶液＋沈降性シリカ
(2)　石英片＋3 wt% NaCl溶液＋沈降性シリカ
(3)　石英片＋20 wt% NaCl溶液＋沈降性シリカ
(4)　石英片＋H_2O＋沈降性シリカ
(5)　方解石片＋pH1 HCl溶液＋$CaCO_3$試薬粉末

の5種類の試料を入れた金・白金カプセルを使用した．また，より高温条件下への手法の適用を考慮して，ラプチャーディスク付きコンテナを圧力容器とし，その中に(1)，(3)のタイプのカプセル一組として入れたものを使用した（第10図）．これは，先に記したように，同じ温度・圧力条件下で形成された，組成の異なる2種類の流体包有物のアイソコアは互いに傾きが異なり，そのため均質化温度も異なることを利用して，水の臨界点を超える温度を測定するための予備実験を目的としていた（第9図）．このコンテナは，坑底に設置した．流体採取用には，これまでと同様の，マイクロクラックを作った石英試料のほかに，化学分析するのに十分な量の流体の採取を目的として，中央に凹みを付けた2枚の石英板試料（数mm大）を金属ホルダーに挟んだものを使用した（第12図）．このような石英片の接合面がヒールした場合には，通常の流体包有物よりもはるかに大きい流体包有物が形成されることになることが期待された．



第12図　流体採取用試料の仕様(1)．
凹みを付けた石英片2枚を向き合わせ，金属ホルダーに挟み込んだもの．
Fig. 12　Fluid sampling method in boreholes (1).
A pair of quartz plates with dimples are faced to each other, and are set in a metallic holder.

実験後回収した温度測定用試料のうち，H_2Oを使ったもの以外のカプセル試料すべてで均質化温度測定を行うのに十分な流体包有物が形成されていた（第5表）．また，その均質化温度は，どの試料でも坑井実験前後に行った温度検層結果と良く一致していたが，1995年度の短期・長期実験に比べて分散が小さくなっていた（第13図）．これは，掘削後1年以上の時間が経過しており，坑内温度がさらに安定化していたことにより，安定的に流体包有物が形成されたためと考えられる．

ラプチャーディスク付きコンテナの試料では，ほとんどの試料に流体包有物が形成されていた（第5表）．それらの均質化温度を測定し，それに基づいてアイソコアを引いて，交点の位置を求めた．坑底の温度は350°C程度であったが，アイソコアの交点は約500°C，350°C，300°Cというようにばらつきが大きく，今回は均質化温度から坑内温度を決定することができなかった．このようなばらつきが出てしまった原因については，現在検討中である．

流体採取用の金属ホルダーに挟んだ石英試料では，流体が中に浸透したことは確実であったが，接合面のヒールは全く起こっていなかった．これは，1か月間という時間程度では，新たに石英が晶出してヒールするには，接合面の間隔が大きすぎたことによるものと考えられる．このことから流体採取を目的とする場合には，このような石英板を接合したものよりも，一旦流体包有物を室内で合成した後，この流体包有物を熱破砕し，小さな空隙を多数包有するようになった石英片を用いるほうが，より確実に流体を採取できるものと考えられる（第14図）．

第5表　1996年8月の坑井実験結果.
○：流体包有物が形成されたもの.
△：流体包有物が少数形成されたもの.
×：流体包有物が形成されなかったもの.
Table 5　Summary of the borehole experiment in August, 1996.
○: Fluid inclusions were synthesized.
△: A small number of fluid inclusions were synthesized.
×: No fluid inclusion was synthesized.

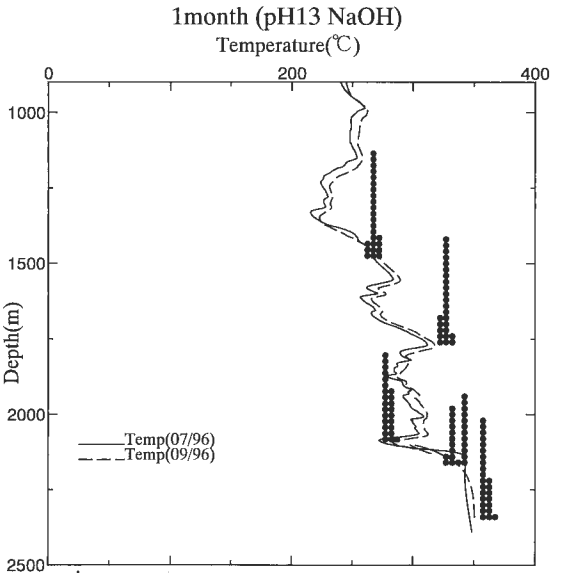
Solution	Mineral	Depth(m)	Temp(℃)	1month
NaOH, pH 13	Quartz	1485	273	○
		1770	318	○
		2093	284	○
		2170	-	○
		2350	-	○
3wt% NaCl	Quartz	1485	273	○
		1770	318	○
		2093	284	○
		2170	-	○
		2350	-	○
20wt% NaCl	Quartz	1485	273	○
		1770	318	○
		2093	284	○
		2170	-	○
		2350	-	○
HCl, pH 1	Calcite	1485	273	○
		1770	318	○
		2093	284	○
		2170	-	○
		2350	-	○
H2O	Quartz	1485	273	△
		1770	318	×
		2093	284	×
		2170	-	△
		2350	-	△

Containers with rupture disks at the bottom
Quartz

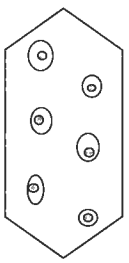
Numbers of the capsules and solutions					
No.	NaOH, pH 13	No.	H2O	No.	20wt% NaCl
87	○			263	○
69	○			264	○
70	○			265	○
		61	○	261	–
		71	×	262	○

Quartz without solution for fluid sampling

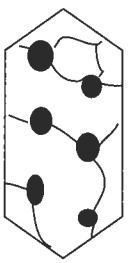
H(with silica)	△
I(with silica)	△?
K(with silica)	×
L(without silica)	×
M(without silica)	×
N(without silica)	×



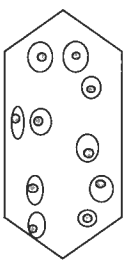
第13図　1996年8月の中期（1か月）実験結果.
温度測定を目的に，溶液としてpH 13 NaOHを用いたものについてのプロット．ヒストグラムは5°C刻みで作成.
Fig. 13　Results of the borehole experiment for one month in August 1996.
Homogenization temperatures of fluid inclusions (Th) of pH 13 NaOH solution are plotted. The histogram is made for intervals of 5°C.



1. Fluid inclusions are synthesized in quartz at laboratory.



2. The synthesized fluid inclusions are thermally decrepitated by a furnace, and the fluid inclusions are turned into small cavities with microcracks.



3. The decrepitated quartz is suspended in a borehole for some time, and fluid inclusions are re-formed in the cavities and microcracks.

第14図　流体採取用試料の仕様(2).
単純にクラックを入れただけの石英を流体採取用試料として用いた場合には，クラックのヒールが遅く，流体包有物の形成には長時間かかると考えられる．形成時間を短縮するためには，流体採取用に一旦実験室内で人工流体包有物を作って，それを破砕したものを利用し，流体包有物を再形成させることを考える.
Fig. 14　Fluid sampling method in boreholes (2).
It probably takes too much time for crack healing and formation of fluid inclusions in quartz for fluid sampling. In order to shorten the time, quartz with cavities and microcracks are suitable. The cavities and microcracks were formed by decrepitation of fluid inclusions synthesized at the laboratory. Fluid inclusions are possibly re-formed in the cavities and microcracks.

5.5　1998年11月以降の超長期の坑井実験

この実験は，流体採取を主目的に行われた．この実験に使用した試料としては，これまでの実験と同様，マイクロクラックを入れた石英試料のほかに，第14図に示したように，一旦室内実験によって人工流体包有物を合成し，それを熱破砕した石英試料も使用した．これらの石英試料は，シリカウール・シリカ粉末とともに，坑内流体が流入可能なコンテナに入れ，坑底（2400 m）まで降下した．

ただし，当初の実験計画では，NEDOの長期モニタリング試験に併せて，短期（2週間），長期（6か月間）の実験を予定していたが，1998年9月に葛根田地域（雫石町）周辺で発生した地震のために，必要な機材を実験現場まで運び込むことが不可能となった．このため，坑井実験は長期（1年間）のものだけを行うことになった．さらに，この試料は1999年11月に回収されることになっていたが，引き上げ作業の際に，降下したケーブル・機器類が坑内に抑留されてしまった．このため，引き上げ作業は延期されることになり，本論文の原稿執筆時点では，平成13年初頭まで実験が継続される予定である．したがって，この実験は，坑内での留置時間が都合2年程度の超長期の実験となる．これらの試料については，回収後，さまざまな分析手法を用いて分析を行う予定である．

6．ま と め

室内実験の結果，人工流体包有物合成法は，温度検層法として有望であることが明らかとなった．この結果を受けて，1994年から数回にわたり，葛根田深部調査井WD-1で坑井実験を行った．その坑井実験の結果は，以下のようにまとめられる．

(1)　1994年9月～10月の坑井実験では，深度1500 mまでの5深度に試料を24日間留置した．温度測定用試料のうち，NaOH溶液を用いた石英試料，及び$CaCO_3$成分に飽和した溶液を用いた方解石試料では，すべての試料に流体包有物が形成されていた．それらの均質化温度は，実験前後に行った温度検層結果と良い一致を示していた．流体採取用試料には，流体包有物は形成されていなかった．

(2)　1995年7月には，3729 m（坑底）での試験を行った．この時には，短時間（1～2時間）の実験ではあったが，各試料に流体包有物が形成されていた．ただし，坑底の温度が予想をはるかに超える温度（500°C＜）であったために，流体包有物の均質化温度は水の臨界点温度付近に集中し，このため，正確な形成温度は求められなかった．流体採取用試料には，ごく微量の流体包有物が形成されていた．

(3)　1995年11月～1996年2月の短期（1，2，3日間），長期（3か月間）実験を，深度1485 mから2400 mの5深度で行った．これらの実験では，温度測定用試料のうち，NaOH溶液を用いた石英試料，及び$CaCO_3$成分に飽和した溶液を用いた方解石試料では，すべての試料に流体包有物が形成されていた．NaCl溶液を用いたものでは，長期の実験ではすべての試料に流体包有物が形成されていたが，短期の実験では，温度が250°C以下の深度で，流体包有物が微小・微量，あるいは未形成のものがあった．形成された流体包有物についての均質化温度測定の結果は，実験前後に行われた温度検層結果と良い一致を示していた．流体採取用試料には，短期の実験ではごく微量の流体包有物しか形成されていなかったが，長期の実験では，化学分析を行うのに十分と考えられる大きさ・量の流体包有物が形成されていた．

(4)　1996年8月には，1995年11月～1996年2月の実験と同じ深度での実験を行った．実験を実施した時点では，坑井掘削後1年を経過しており，坑井内の温度条件が安定化していたと考えられる．温度測定用試料ではすべての試料に流体包有物が形成されていた．流体採取用試料には，これまでの実験で使用してきたのと同様の石英片のほかに，石英板に凹みを付けたものを使用した．前者では少量の流体包有物が形成されていたが，後者には流体包有物は形成されていなかった．

(5)　1994年～1996年までの坑井実験結果（第2～5表）から，温度－実験時間－流体包有物の有無との関係を第15図に再度まとめた．これによれば，500°Cを超えるような高温であれば，極めて短時間（数時間）程度でも流体包有物が形成されること，NaCl溶液を用いた場合には，塩濃度が高いほど短時間で流体包有物が形成されやすくなること，坑井温度が300°C以上であれば，本手法で坑井内での流体採取を行い得る可能性があること，等がわかる．

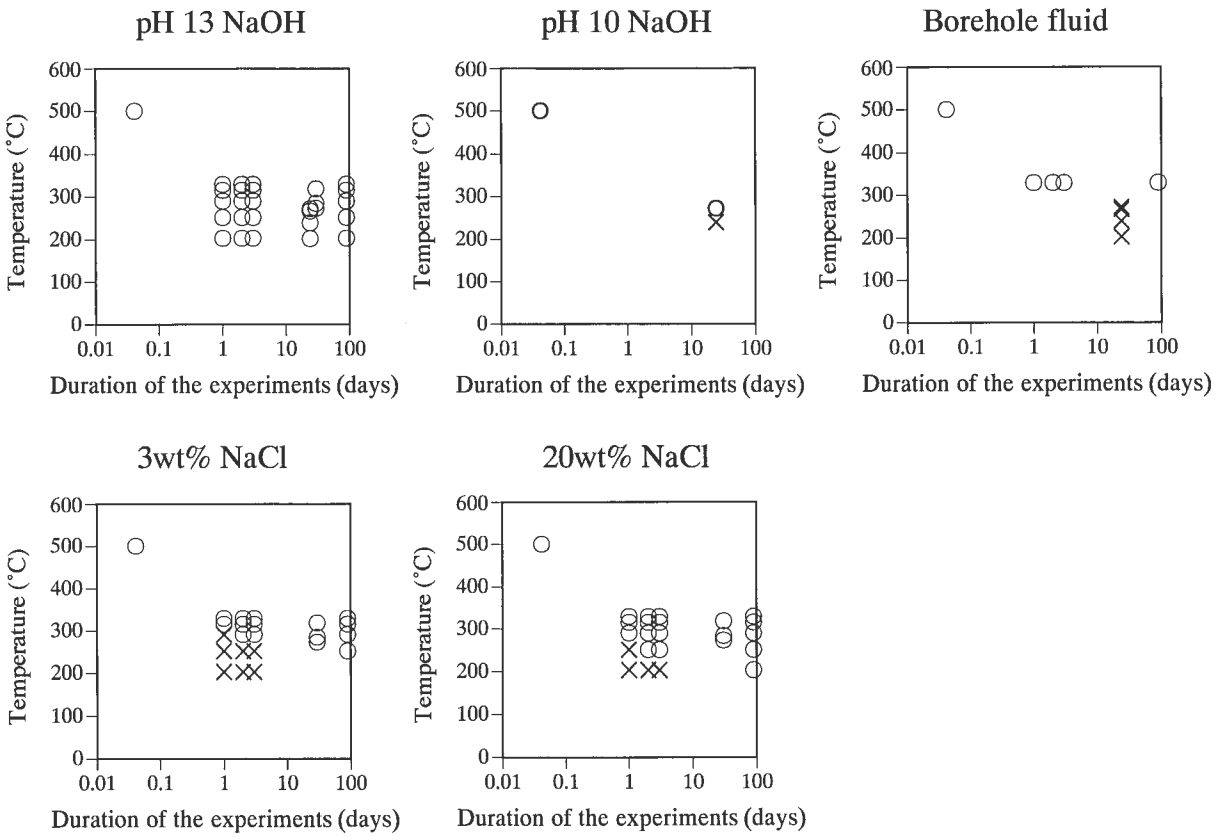
(6)　1998年11月から，超長期間（2年程度）にわたる実験が行われている（本論文執筆時にも実験継続中）．その試料は，回収後，詳細な分析を行う予定である．

以上の坑井実験の結果から，坑井内人工流体包有物合成法は，温度検層手法として十分使用に耐え得ることがわかった．また，坑井内での流体の直接採取法としては，長時間坑内に留置すれば十分な流体を採取することが可能であること，高温条件であれば比較的短時間でも流体採取できる可能性があることがわかった．なお，現在の段階で残っている課題としては，

(1)　より高温の温度を測定するために使用した，圧力容器（第10図）の実験結果が予想とはかなり違ったものになった．この原因について考察する．

(2)　短時間で流体採取用流体包有物を合成する方法をさらに検討する．

(3)　超長期の実験の後回収した試料についての化学分



第15図　温度-実験時間-流体包有物の形成の有無から見た坑井実験結果のまとめ.
○：流体包有物が形成されていたもの.
×：流体包有物が形成されなかったもの.

Fig. 15 Summary of the borehole experiments: relationship among temperature, experimental duration, and formation of fluid inclusions.
○: Fluid inclusions were synthesized.
×: No fluid inclusion was synthesized.

析を進め，これまでに得られている坑井内流体の組成と比較し，流体採取法としての有用性をもう一度検証する.等がある.

謝辞　「坑井内人工流体包有物合成法による坑井検層法」は，「深部地熱資源調査の解析・評価」において，NEDOとの協力の下，研究開発が進められてきた．葛根田での坑井実験に際しては，NEDOの村岡洋文氏，内田利弘氏（共に現在　地質調査所），八木正彦氏，赤工浩平氏（共に現在　石油資源開発技術研究所），地熱技術開発（株）の兵藤正美氏，岡部高志氏らの多大な御協力を頂いた．また，使用した坑井温度データの供与に関しても，NEDOにご配慮いただいた．ここに記し，感謝の意を表す.

文　献

Alexander, G. B., Heston, W. M. and Iler, R. K. (1954) The solubility of amorphous silica in water. *J. Phys. Chem.*, **58**, 453-455.

Anderson, G. M. and Burnham, C. W. (1965) The solubility of quartz in supercritical water. *Am. J. Sci.*, **263**, 494-511.

Anderson, G. M. and Burnham, C. W. (1967) Reactions of quartz and corundum with aqueous chloride and hydroxide solutions at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, **265**, 12-27.

Anderson, G. M. and Burnham, C. W. (1983) Feldspar solubility and the transport of aluminum under metamorphic conditions. *Am. J. Sci.*, **283A**, 283-297.

Bakker, R. J. and Jansen, J. B. H. (1991) Experimental post-entrapment water loss from synthetic CO_2-H_2O inclusions in natural quartz. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2215-2230.

Bakker, R. J. and Jansen, J. B. H. (1994) A mecha-

nism for preferential H_2O leakage from fluid inclusions in quartz, based on TEM observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 7-20.

Ballhaus, C., Ryan, C. G., Mernagh, T. P. and Green, D. H. (1994) The partitioning of Fe, Ni, Cu, Pt, and Au between sulfide, metal, and fluid phases: A pilot study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 811-826.

Berger, G., Cadore, E., Schott, J. and Dove, P. M. (1994) Dissolution rate of quartz in lead and sodium electrolyte solutions between 25 and 300 °C: Effect of the nature of surface complexes and reaction affinity. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 541-551.

Bethke, P. M., Lysne, P., Foley, N. K., Sweetkind, D. S. and Landis, G. P. (1990) In-situ fluid sampling by synthetic fluid inclusions, VC 2 B, Valles caldera, NM. *EOS*, **71**, 1683-1684.

Blount, C. W. and Dickson, F. W. (1969) The solubility of anhydrite ($CaSO_4$) in $NaCl$-H_2O from 100 to 450°C and 1 to 1000 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**, 227-245.

Blount, C. W. and Dickson, F. W. (1973) Gypsum-anhydrite equilibria in systems $CaSO_4$-H_2O and $CaSO_4$-$NaCl$-H_2O. *Am. Mineral.*, **38**, 323-331.

Bodnar, R. J. (1989) Synthetic fluid inclusions: A novel technique for experimental water-rock studies. *Proceedings of the 6th International Symposium on Water-Rock Interaction*, Malvern, 1989, 99-102.

Bodnar, R. J. and Sterner, S. M. (1985) Synthetic fluid inclusions in natural quartz II. Application to PVT studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 1855-1859.

Bodnar, R. J. and Sterner, S. M. (1987) Synthetic fluid inclusions. *In* Ulmer, G. C. and Barnes, H. L. eds., *Hydrothermal Experimental Techniques*, 423-457, John Wiley and Sons, New York, p. 523.

Bodnar, R. J., Binns, P. R. and Hall, D. L. (1989) Synthetic fluid inclusions-VI. Quantitative evaluation of the decrepitation behaviour of fluid inclusions in quartz at one atmosphere confining pressure. *J. Metamorphic Geol.*, **7**, 229-242.

Bodnar, R. J., Burnham, C. W. and Sterner, S. M. (1985) Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. Determination of phase equilibrium properties in the system H_2O-$NaCl$ to 1000°C and 1500 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 1861-1873.

Brantley, S. L., Evans, B., Hickman, S. H. and Crerar, D. A. (1990) Healing of microcracks in quartz: Implication for fluid flow. *Geology*, **18**, 136-139.

Brodholt, J. P. and Wood, B. J. (1994) Measurements of the PVT properties of water to 25 kbars and 1600°C from synthetic fluid inclusions in corundum. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 2143-2148.

Bruni, P., Chelini, W., Sbrana, A. and Verdiani, G. (1983) Deep exploration in the S. Vito area (Pozzuoli-NA) well S. Vito 1. *European Geothermal Update. Extended Summaries, Third International Seminar Results of EC Research and Demonstration Projects in the Filed of Geothermal Energy*, Munchi, 1983, 451-452.

Chigira, M. and Watanabe, M. (1994) Silica precipitation behavior in a flow field with negative temperature gradients. *J. Geophys. Res.*, **99**, B 8, 15539-15548.

Clark, S. P. (1957) A note on calcite-aragonite equilibrium. *Am. Mineral.*, **42**, 564-566.

Crerar, D. A. and Anderson, G. M. (1971) Solubility and solvation reactions of quartz in dilute hydrothermal solutions. *Chem. Geol.*, **8**, 107-122.

De Vivo, B., Belkin, H. E., Barbieri, M., Chelini, W., Lattanzi, P., Lima, A. and Tolomeo, L. (1989) The Campi Flegrei (Italy) geothermal system: A fluid inclusion study of the Mofete and San Vito fields. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **36**, 303-326.

Dibrov, I. A., Mashovets, V. P. and Matveeva, R. P. (1964a) The density and compressibility of aqueous sodium hydroxide solutions at high temperatures. *J. Appl. Chem. Russ.*, **37**, 38-44.

Dibrov, I. A., Mal'tsev, G. Z. and Mashovets, V. P. (1964b) Saturated vapor pressure of caustic soda and sodium aluminate solutions in the 25-350°C temperature range over a wide range of concentrations. *J. Appl. Chem. Russ.*, **37**, 1907-1915.

Dickson, F. W. (1966) Solubilities of metallic sulfides and quartz in hydrothermal sulfide solutions. *Bull. Volc.*, **29**, 605-628.

Dove, P. M. (1994) The dissolution kinetics of quartz in sodium chloride solutions at 25° to 300°C. *Am. J. Sci.*, **294**, 665-712.

Dove, P. M. and Crerar, D. A. (1990) Kinetics of quartz dissolution in electrolyte solutions using a hydrothermal mixed flow reactor. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **54**, 955-969.

Dove, P. M. and Nix, C. J. (1997) The influence of the alkaline earth cations, magnesium, calcium, and barium on the dissolution kinetics of quartz. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **61**, 3329-3340.

Dreybrodt, W., Buhmann, D., Michaelis, J. and Usdowski, E. (1992) Geochemically controlled calcite precipitation by CO_2 outgassing: Field measurements of precipitation rates in comparison to theoretical predictions. *Chem. Geol.,* **97**, 285-294.

Dubessy, J., Moissette, A., Bakker, R. J., Frantz, J. D. and Zhang, Y.-G. (1999) High-temperature Raman spectroscopic study of H_2O-CO_2-CH_4 mixtures in synthetic fluid inclusions: First insights on molecular interactions and analytical implications. *Eur. J. Mineral.,* **11**, 23-32.

Dubrovinskiy, L. S., Rubin, S. G., Iskhakova, K. D. and Urusov, R. S. (1990) Prediction of the thermodynamic properties and relative stability of anhydrite. *Dokl. Acad. Sci. USSR.,* **310**, 1147-1149.

Ellis, A. J. (1959) The solubility of calcite in carbon dioxide solutions. *Am. J. Sci.,* **257**, 354-365.

Ellis, A. J. (1963) The solubility of calcite in sodium chloride solutions at high temperatures. *Am. J. Sci.,* **261**, 259-267.

Fein, J. B. and Walther, J. V. (1987) Calcite solubility in supercritical CO_2-H_2O fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **51**, 1665-1673.

Fein, J. B. and Walther, J. V. (1989) Calcite solubility and speciation in supercritical NaCl-HCl aqueous fluids. *Contrib. Mineral. Petrol.,* **103**, 317-324.

Fisher, J. R. (1976) The volumetric properties of H_2O - a graphical portrayal. *U. S. Geol. Survey J. Res.,* **4**, 189-193.

Fournier, R. O. (1979) Calculation of the thermodynamic properties of aqueous silica and the solubility of quartz and its polymorphs at high pressures and temperatures -discussion-. *Am. J. Sci.,* **279**, 1070-1078.

Fournier, R. O. (1983) A method of calculating quartz solubilities in aqueous sodium chloride solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **47**, 579-586.

Fournier, R. O. and Potter, II, R. W. (1982) An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900°C at pressures up to 10,000 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **46**, 1969-1973.

Fournier, R. O. and Rowe, J. J. (1962) The solubility of cristobalite along the three-phase curve, gas plus liquid plus cristobalite. *Am. Mineral.,* **47**, 897-902.

Fournier, R. O. and Thompson, J. M. (1993) Composition of steam in the system NaCl-KCl-H_2O - quartz at 600°C. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **57**, 4365-4375.

Fournier, R. O., Rosenbauer, R. J. and Bischoff, J. L. (1983) The solubility of quartz in aqueous sodium chloride solution at 350°C and 180 to 500 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **46**, 1975-1978.

Frantz, J. D., Popp, R. K. and Hoering, T. C. (1992) The compositional limits of fluid immiscibility in the system H_2O-NaCl-CO_2 as determined with the use of synthetic fluid inclusions in conjunction with mass spectrometry. *Chem. Geol.,* **98**, 237-255.

Frantz, J. D., Zhang, Y.-G., Hickmott, D. D. and Hoering, T. C. (1989) Hydrothermal reactions involving equilibrium between minerals and mixed volatiles 1, Techniques for experimentally loading and analyzing gases and their application to synthetic fluid inclusions. *Chem. Geol.,* **76**, 57-70.

Frost, D. J. and Wood, B. J. (1997) Experimental measurements of the properties of H_2O-CO_2 mixtures at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **61**, 3301-3309.

Goff, F., Evans, W. C., Gardner, J. N., Adams, A., Janik, C. J., Kennedy, B. M., Trujillo, P. E. and Counce, D. (1994) Interpretation of in-situ fluid sampling from geothermal wells: example from hole VC-2B, Valles caldera, New Mexico. *Geotherm. Sci. Tech.,* **4**, 97-128.

Gratier, J. P. and Jenatton, L. (1984) Deformation by solution-deposition, and re-equilibration of fluid inclusions in crystals depending on temperature, internal pressure and stress. *J. Struct. Geol.,* **7**, 189-200.

Gratz, A. J. and Bird, P. (1993a) Quartz dissolu-

tion: Negative crystal experiments and rate of law. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **57**, 965-976.

Gratz, A. J. and Bird, P. (1993b) Quartz dissolution: Theory of rough and smooth surfaces. Geochim. *Cosmochim. Acta,* **57**, 977-989.

Gratz, A. J., Bird, P. and Quiro, G. B. (1990) Dissolution of quartz in aqueous basic solution, 106-236°C: Surface kinetics of "perfect" crystallographic faces. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **54**, 2911-2922.

Hardie, L. A. (1967) The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. *Am. Mineral.,* **52**, 171-200.

Haynes, F. M., Sterner, S. M. and Bodnar, R. J. (1988) Synthetic fluid inclusions in natural quartz. IV. Chemical analyses of fluid inclusions by SEM/EDA: Evaluation of method. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **52**, 969-977.

He, S., Oddo, J. E. and Tomson, M. B. (1994) The inhibition of gypsum and barite nucleation in NaCl brines at temperatures from 25 to 90°C. *Appl. Geochem.,* **9**, 561-567.

Hemley, J. J., Montoya, J. W., Marinenko, J. W. and Luce, R. W. (1980) Equilibria in the system Al_2O_3-SiO_2-H_2O and some general implications for alteration/mineralization processes. *Econ. Geol.,* **75**, 210-228

Holland, H. D. and Malinin, S. D. (1979) The solubility and occurrence of non-ore minerals. *In* Barnes, H. L. ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd Edition,* 461-508, John Wiley and Sons, New York, p.798

Ikeuchi, K., Doi, N., Sakagawa, Y., Kamenosono, H. and Uchida, T. (1998) High-temperature measurements in well WD-1a and the thermal structure of the Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics,* **27**, 591-607.

Johnson, E. L. and Jenkins, D. M. (1991) Synthetic H_2O-CO_2 fluid inclusions in spontaneously nucleated forsterite, enstatite, and diopside hosts: The method and applications. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **55**, 1031-1040.

Kennedy, G. C. (1950) A portion of the system silica-water. *Econ. Geol.,* **45**, 629-653.

Kennedy, G. C., Wasserburg, G. J., Heard, H. C. and Newton, R. C. (1962) The upper three-phase region in the system SiO_2-H_2O. *Am. J. Sci.,* **260**, 501-521.

Khetchikov, L. N. and Pakhomova, V. A. (1996) Inclusions in minerals as indicators of the composition and parameters of mineral-forming solutions: Results of a study on synthetic quartz grown in NaOH+KOH solution. *Geol. Pac. Ocean,* **12**, 561-566.

Knight, C. L. and Bodnar, R. J. (1993) Synthetic fluid inclusions: IX. Critical PVTX properties of NaCl-H_2O solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **53**, 3-8.

Konigsberger, E. and Gamsjager, H. (1992) Solid-solute phase equilibria in aqueous solution: VII. A re-interpretation of magnesian calcite stabilities. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **56**, 4095-4098.

Koster van Groos, A. F. and Ter Heege, J. P. (1973) The high-low quartz transition up to 10 kilobars pressure. *J. Geol.,* **81**, 717-724.

Krauskopf, K. B. (1956) Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **10**, 1-26.

Lamb, W. M., Popp, R. K. and Boockoff, L. A. (1996) The determination of phase relations in the CH_4-H_2O-NaCl system at 1 kbar, 400 to 600°C using synthetic fluid inclusions. Geochim. *Cosmochim. Acta,* **60**, 1885-1897.

李　正吉・伊藤公久・徳田昌則（1988）高温高圧水溶液中へのシリカおよびアルミナの溶解度．東北大選鉱製錬研彙報，**44**，237-245.

MacDonald, G. J. F. (1953) Anhydrite-gypsum equilibrium relations. *Am. J. Sci.,* **251**, 884-898.

Malinin, S. D. and Kaŕukov, A. B. (1971) The solubility of calcite in homogeneous H_2O-NaCl-CO_2 systems in the 200-600°C temperature interval. *Geochem. Inter.,* **8**, 668-679.

Martin, B. (1995) Keatite. II - Hydrothermal synthesis from silica-glass. *Eur. J. Mineral.,* **7**, 1389-1697.

Martin, B. and Röller, K. (1990) Keatite microstructure, growth fabric and crystal structure I: Microstructure and texture. *Neues Jahr. Mineral. Mh.,* H.10, 462-466.

Morey, G. W. (1962) The action of water on calcite, magnesite and dolomite. *Am. Mineral.,* **47**, 1456-1461.

Morey, G. W., Fournier, R. O. and Rowe, J. J. (1962) The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25° to 300°C. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **26**, 1029-1043.

Novgorodov, P. G. (1975) Solubility of quartz in H_2O-CO_2 mixtures at 700°C and pressures of 3 and 5 kbar. *Geochem. Inter.*, **12**, 122-126.

Oakes, C. S., Bodnar, R. J., Simonson, J. M. and Pitzer, K. S. (1994) Critical and supercritical properties for 0.3 to 3.0 mol·kg^{-1} $CaCl_2$(aq). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 2421-2431.

Okamoto, G., Okura, T. and Goto, K. (1957) Properties of silica in water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12**, 123-132.

Pabalan, R. T. and Pitzer, K. S. (1987) Thermodynamics of NaOH(aq) in hydrothermal solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 829-837.

Piperov, N. B. and Zidarova, B. (1995) Fluid inclusions in synthetic fluorite crystals - checking of analytical procedures and thermal investigations: A priori stretched inclusions? *Neues Jahr. Mineral. Mh.*, H.5, 224-240.

Ragnarsdôttir, K. V. and Walther, J. V. (1983) Pressure sensitive "silica geothermometer" determined from quartz solubility experiments at 250°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 941-946.

Rimstidt, J. D. (1997) Quartz solubility at low temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 2553-2558.

Rimstidt, J. D. and Barnes, H. L. (1980) The kinetics of silica-water reactions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1683-1699.

Roedder, E. (1962) Ancient fluids in crystals. *Sci. Am.*, **207**, No. 4, 38-47.

Rowe, J. J., Fournier, R. O. and Morey, G. W. (1967) The system water-sodium oxide-silicon dioxide at 200, 250, and 300°. *Inorganic Chem.*, **6**, 1183-1188.

Rumyantsev, V. N. (1991) Hydrothermal crystallization of quartz from boiling solutions and the origin of quartz veins. *Inter. Geol. Rev.*, **34**, 497-502.

Ryzhenko, B. N. and Mironenko, M. V. (1994) Mineral dissolution rates in aqueous solutions congruent dissolution. *Geochem. Inter.*, **31**, 164-168.

Saccocia, P. J. and Seyfried, Jr., W. E. (1990) Talc-quartz equilibria and the stability of magnesium chloride complexes in NaCl-$MgCl_2$ solutions at 300, 350, and 400°C, 500 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 3283-3294.

Saito, S. (1994) Deep and high temperature geothermal well drilling technologies in Kakkonda, Japan. *Extended Abstracts of NEDO Workshop on Deep-Seated and Magma-Ambient Geothermal Systems*, Tsukuba, 1994, 101-110.

笹田政克 (1989) 流体包有物マイクロサーモメトリーの基礎 ―地熱編―(2). 地熱エネルギー, **14**, 27-42.

笹田政克・佐脇貴幸 (1995) 人工流体包有物検層 ―350°Cを越える坑内温度の測定と深部流体の採取を目指して―. 地熱, **32**, 1-13.

笹田政克・佐脇貴幸・佐々木宗建 (1994) 坑井内人工流体包有物合成法の解析・評価. 平成5年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「深部地熱資源調査の解析・評価」, 37-47.

Sasada, M., Doi, N., Muffler, L. J. P. and Hedenquist, J. W. (1998) Preface. *Geothermics*, **27**, 505.

笹田政克・池内 準・倉田良明・藤原 洌・兵藤正美 (1996) 深部地熱用アーマード素線の材料特性. 地熱, **33**, 261-271.

Sasada, M., Sawaki, T., Muraoka, H., Ikeuchi, K., Doi, N., Yagi, M. and Sasaki, M. (1996a) The highest borehole temperature of 449°C determined by melting of pure metal tellurium at the Kakkonda geothermal system, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **47**, 361-364.

Sasada, M., Sawaki, T., Tsukimura, K., Sasaki, M., Yagi, M., Uchida, T., Hyodo, M. and Okabe, T. (1996b) Synthetic fluid inclusion logging for deep geothermal systems 1995 downhole experiments in well WD-1a, Kakkonda, Japan. *Geotherm. Resources Council Trans.*, **20**, 631-635.

佐脇貴幸・佐々木宗建・笹田政克・月村勝宏 (1995) 坑井内人工流体包有物合成法の解析・評価. 平成6年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「深部地熱資源調査の評価・解析」, 35-69.

Sawaki, T., Sasada, M., Sasaki, M., Tsukimura, K., Muraoka, H., Yagi, M., Hyodo, M. and Okabe, T. (1995) Synthetic fluid inclusion logging. *Proceedings of the World Geothermal Congress*, Florence, 1995, 1065-1066.

Sawaki, T., Sasada, M., Sasaki, M., Tsukimura, K., Hyodo, M., Okabe, T., Uchida, T. and Yagi, M. (1997) Synthetic fluid inclusion logging to measure temperatures and sample fluids, with reference to drillhole WD-1 in the Kakkonda geothermal field, Japan. *Geothermics*, **26**, 281-303.

Schafer, B., Frischknecht, R., Gunther, D. and Din-

gwell, D. B. (1999) Determination of trace-element partitioning between fluid and melt using LA-ICP-MS analysis of synthetic fluid inclusions in glass. *Eur. J. Mineral.*, **11**, 415-426.

Segnit, E. R., Holland, H. D. and Biscardi, C. J. (1962) The solubility of calcite in aqueous solutions-I: The solubility of calcite in water between 75° and 200° at pressures up to 60 atm. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **26**, 1301-1331.

Sharp, W. E. and Kennedy, G. C. (1965) The system CaO-CO_2-H_2O in the two-phase region calcite+aqueous solution. *J. Geol.*, **73**, 391-403.

Shelton, K. L. and Orville, P. M. (1980) Formation of synthetic fluid inclusions in natural quartz. *Am. Mineral.*, **65**, 1233-1236.

Shibue, Y. (1996a) Calculation of quartz precipitation from hydrothermal solution by mixing. *Resource Geol.*, **46**, 117-124.

Shibue, Y. (1996b) Empirical expressions of quartz solubility in H_2O, H_2O+CO_2 and H_2O-NaCl fluids. *Geochem. J.*, **30**, 339-354.

Shmulovich, K. I. and Graham, C. M. (1999) An experimental study of phase equilibria in the system H_2O-CO_2-NaCl at 800°C and 9 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **136**, 247-257.

Siever, R. (1962) Silica solubility, 0°-200°C, and the diagenesis of siliceous sediments. *J. Geol.*, **70**, 127-150.

Simmons, S. F. and Christenson, B. W. (1994) Origin of calcite in a boiling geothermal system. *Am. J. Sci.*, **294**, 361-400.

Sisson, V. B., Lovelanc, R. W., Maze, W. B. and Bergman, S. C. (1993) Direct observation of primary fluid-inclusion formation. *Geology,* **21**, 751-754.

Smith, D. L. and Evans, B. (1984) Diffusion crack healing in quartz. *J. Geophys. Res.*, **89**, B6, 4125-4135.

Sommerfeld, R. A. (1967) Quartz solution reaction: 400°-500°C, 1000 bars. *J. Geophys. Res.*, **72**, 4253-4257.

Sterner, S. M. (1992) Synthetic fluid inclusions: Part XI. Notes on the application of synthetic fluid inclusions to high P-T experimental aqueous geochemistry. *Am. Mineral.*, **77**, 156-167.

Sterner, S. M. and Bodnar, R. J. (1984) Synthetic fluid inclusions in natural quartz I. Compositional types synthesized and applications to experimental geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **48**, 2659-2668.

Sterner, S. M. and Bodnar, R. J. (1989) Synthetic fluid inclusions- VII. Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic burial and uplift. *J. Metamorphic Geol.*, **7**, 243-260.

Sterner, S. M. and Bodnar, R. J. (1991) Synthetic fluid inclusions. X: Experimental determination of P-V-T-X properties in the CO_2-H_2O system to 6 kb and 700°C. *Am. J. Sci.*, **291**, 1-54.

Sterner, S. M., Hall, D. L. and Bodnar, R. J. (1988) Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H_2O under vapor-saturated conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **52**, 989-1005.

Student, J. J. and Bodnar, R. J. (1999) Synthetic fluid inclusions XIV: Coexisting silicate melt and aqueous fluid inclusions in the haplogranite-H_2O-NaCl-KCl system. *J. Petrol.*, **40**, 1509-1525.

Svensson, U. and Dreybrodt, W. (1992) Dissolution kinetics of natural calcite minerals in CO_2-water systems approaching calcite equilibrium. *Chem. Geol.*, **100**, 129-145.

Tester, J. W., Worley, W. G., Robinson, B. A., Grigsby, C. O. and Feerer, J. L. (1994) Correlating quartz dissolution kinetics in pure water from 25 to 625°C. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **58**, 2407-2420.

Tuttle, O. F. and Bowen, N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. *Geol. Soc. Am. Memoir,* **74**, pp.153.

Vanko, D. A., Bodnar, R. J. and Sterner, S. M. (1988) Synthetic fluid inclusions: VIII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-$CaCl_2$-H_2O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **52**, 2451-2456.

Vityk, M. O. and Bodnar, R. J. (1995) Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **121**, 309-323.

Von Damm, K. L., Bischoff, J. L. and Rosenbauer, R. J. (1991) Quartz solubility in hydrothermal seawater: An experimental study and

equation describing quartz solubility for up to 0.5 M NaCl solutions. *Am. J. Sci.,* **291**, 977-1007.

Walther, J. V. and Long, M. I. (1986) Experimental determination of calcite solubilities in supercritical H_2O. *Proceedings of the 5th International Symposium on Water-Rock Interaction,* Reykjavik, 1986, 609-611.

Walther, J. V. and Orville, P. M. (1983) The extraction-quench technique for determination of the thermodynamic properties of solute complexes: application to quartz solubility in fluid mixtures. *Am. Mineral.,* **68**, 731-741.

Weill, D. F. and Fyfe, W. S. (1964) The solubility of quartz in H_2O in the range 1000-4000 bars and 400-550°C. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **28**, 1243-1255.

Wood, Jr., J. A. (1958) The solubility of quartz in water at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.,* **256**, 40-47.

Woodland, A. B. and Walther, J. V. (1987) Experimental determination of the solubility of the assemblage paragonite, albite, and quartz in supercritical H_2O. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **51**, 365-372.

Xiao, Y. and Lasaga, A. C. (1994) Ab initio quantum mechanical studies of the kinetics and mechanisms of silicate dissolution: $H^+(H_3O^+)$ catalysis. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **58**, 5379-5400.

Xie, Z. and Walther, J. V. (1993) Quartz solubilities in NaCl solutions with and without wollastonite at elevated temperatures and pressures. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **57**, 1947-1955.

Yagi, M., Yasukawa, K., Muraoka, H. and Miyazaki, S. (1994) Deep-seated geothermal resources survey. *Extended Abstracts of NEDO Workshop on Deep-Seated and Magma-Ambient Geothermal Systems,* Tsukuba, 1994, 1-6.

Yamamoto, H. and Kennedy, G. C. (1969) Stability relations in the system $CaSO_4$-H_2O at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.,* **267A**, 550-557.

吉村雄三郎・伊藤寿恒 (1994) 鹿児島県山川町伏目地区における地熱探査とその開発. 資源地質, **44**, 351-330.

吉村雄三郎・柳本 裕・中込 理 (1985) 鹿児島県伏目地区の地熱構造について. 地熱, **22**, 167-194.

Zhang, Y.-G. and Frantz, J. D. (1987) Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluid in the system NaCl-KCl-$CaCl_2$-H_2O using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geol.,* **64**, 335-350.

Zhang, Y.-G. and Frantz, J. D. (1992) Hydrothermal reactions involving equilibrium between minerals and mixed volatiles 2. Investigations of fluid properties in the CO_2-CH_4-H_2O system using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geol.,* **100**, 51-72.

(受付：1999年9月11日；受理：2000年6月26日)

地質調査所報告第284号，p.105-116，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

溶液岩石反応から見た葛根田地熱系の構造と発達過程

藤本光一郎[1]・佐々木宗建[1]・佐脇貴幸[1]・柳澤教雄[1]

Structure and evolution process of the Kakkonda geothermal system from the viewpoint of water-rock interaction

By

Koichiro FUJIMOTO[1], Munetake SASAKI[1], Takayuki SAWAKI[1] and Norio YANAGISAWA[1]

Abstract: We performed petrological and geochemical studies on the core and scale samples and measurement of hydraulic properties of core samples to investigate the structure and evolution process of the Kakkonda geothermal system.

(1) The evolution process of the Kakkonda geothermal system was investigated using the core samples of deep well WD-1a drilled by the New Energy and Industrial Technology Development Organization (NEDO). Thermal history was analyzed based on the metamorphic mineral assemblages, two pyroxene geothermometer and melt inclusions. The characteristics of the fluid including meteoric water, hypersaline fluid was estimated by fluid inclusion microthermometry. These studies revealed the process of the Kakkonda geothermal system from the intrusion of the granite, formation of the thermal metamorphic zone, penetration of meteoric water circulation from the shallow zone to the deep reservoirs.

(2) Permeability, porosity and mean pore size of the granitic rocks from the geothermal wells were measured to estimate the hydraulic properties of the heat source region. The results indicate that a granite just after the intrusion has relatively higher permeability and porosity due to the open grain boundaries. Grain boundaries are filled with fluid phase and important for the degassing process. However, the measured permeability might not be enough for the generation of hydrothermal convection. Development of fracture system may be necessary for a deep circulation system.

(3) The metal rich silica scales from the deep geothermal reservoir were divided into Pb-Zn rich type, and Cu and Au-Ag rich type based on the enriched metal species. These scales are derived from the circulation of meteoric water in the Kakkonda granite. The metals in the scales probably come from the leaching of metal rich brines trapped in the granite.

要　旨

我々は，葛根田地熱地帯を対象として現在の深部地熱系の実態の把握と，熱源となるマグマの貫入固結から接触変成帯の形成を経て現在の活発な地熱活動に至るマグマ—熱水系の進化プロセスを明らかにすることを目的として以下のような解析を行った．

1）新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）が掘削した葛根田地域の深部地熱調査井WD-1aのコア試料を用いた接触変成作用の解析，花崗岩中のメルト包有物の解析，輝石温度計等の適用などから，葛根田地域におけるマグマの固結から現在に至る熱履歴を推定した．また，流体包有物の解析，NEDOデータの再解析などから，天水，濃厚塩水などの特徴的な流体の分布様式や流体圧力の推定を行った．これらの結果から，葛根田花崗岩が貫入し，熱伝導によって接触変成帯が形成されてから，浅部から天水を主体とする流体が深部に浸透していき，活発な熱水系を形成するに至った過程が明らかになった．

2）WD-1aを含む若い花崗岩のコア試料の測定から，葛根田花崗岩が通常の花崗岩より高い孔隙率，クラック開口幅や浸透率を持つことが分かった．固結直後の花崗岩においては，開口した鉱物粒界がマグマ性の流体の滞留場所となる一方，浸透しやすいガス成分などの輸送に寄与していると考えられる．大規模な熱水対流系の形成

[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）

Keywords: Kakkonda, magma-hydrothermal system, thermal history, fluid pressure, permeability, metal rich scale

には，花崗岩の粒界のような透水経路のみでは不十分であり，割れ目系の必要があると考えられる．

3）葛根田地熱発電所の3本の深部生産井のスケールは中に含まれる重金属元素の特徴から鉛亜鉛に富むスケールと銅や金銀などに富むスケールに分類できた．両者をもたらす深部熱水は塩濃度が薄く基本的に天水が主体でありB/Cl比などに違いが見られる一方，貯留層を構成する岩石やその化学組成に大きな違いは見られない．花崗岩中に残留している重金属に富む濃厚な塩水がメタルの起源であり，両者の違いは濃厚塩水に含まれる重金属の違いによるのではないかと考えられる．

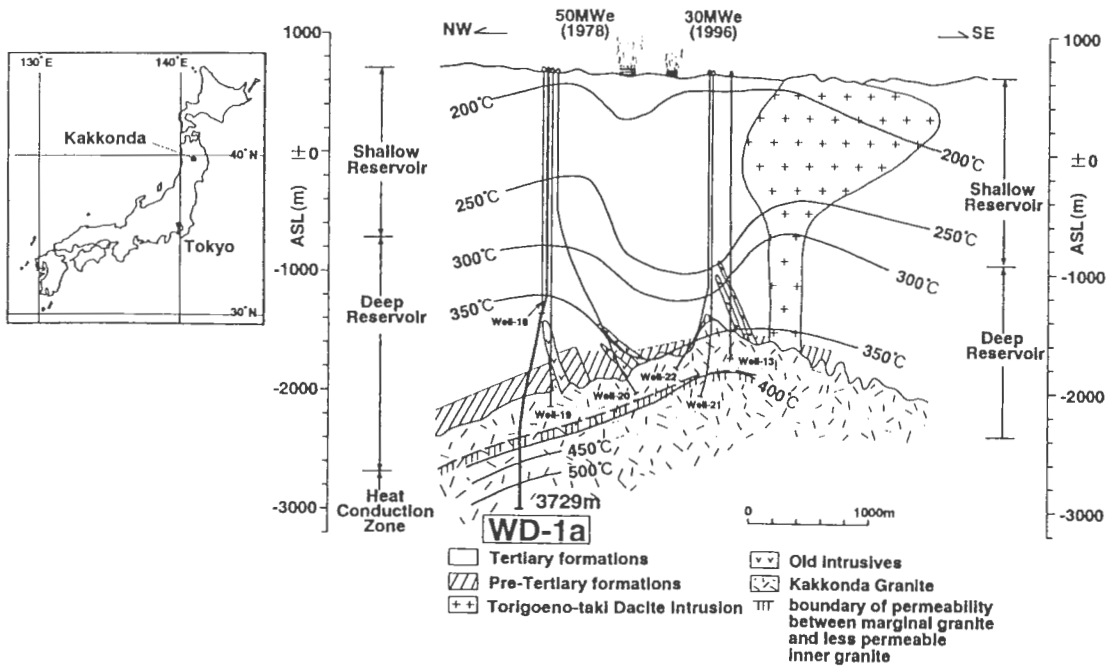
1．はじめに

我々は，現在の深部地熱系の実態の把握と，熱源となるマグマの貫入固結から接触変成帯の形成を経て現在の活発な地熱活動に至るマグマ-熱水系の進化プロセスを明らかにすることを目的として研究を進めてきた．坑井地質の観点から葛根田地熱地帯深部における変質・変成作用や流体包有物の解析を進め，葛根田地熱系の構造や熱史などを解明した．さらに，熱源やその周囲の熱水の流動特性を把握するために葛根田花崗岩（蟹澤ほか，1994）の透水性や孔隙率測定を行った．さらに，現在の貯留層の状態を反映すると考えられる深部熱水からのスケールを解析した．これらの詳細については既に公表，あるいは公表予定の各担当者による論文を参照されたい．ここでは，各々の概要とそれらをまとめた現時点での葛根田地熱系の構造と進化過程について述べたい．葛根田の位置と現在推定されている地下地質の状況，坑井の位置などを第1図に記す．

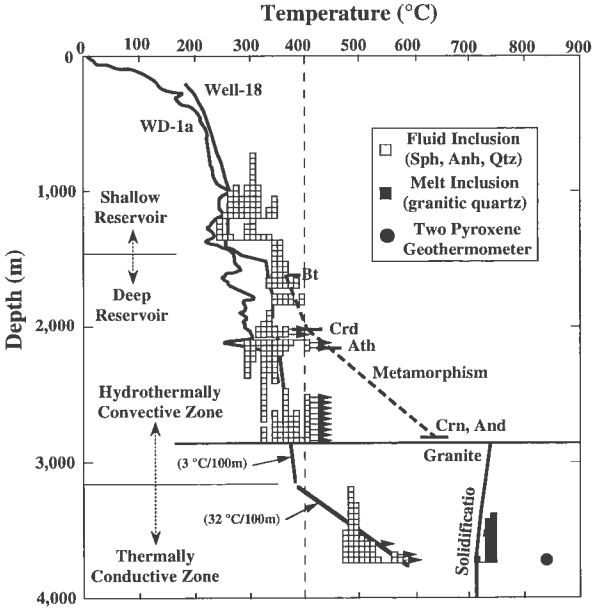
2．葛根田地熱地帯深部における変質・変成作用や流体包有物の解析と熱史

新エネルギー産業技術総合開発機構（NEDO）が掘削した葛根田地域の深部地熱調査井WD-1aのコア試料を解析し，過去の温度履歴を推定した．接触変成帯での最高到達温度や葛根田花崗岩において見積もった固結の温度，流体包有物の均質化温度を現在の推定地温とともに第2図に示す．1550 m深付近における接触変成鉱物としての黒雲母の出現から約350～400°C，2000 m深付近の菫青石出現から，およそ400°C，2200 m深度での直閃石出現からはおよそ450°C，そして花崗岩直上に近い2848 m深付近でのコランダム・紅柱石の出現からおよそ640～700°Cが見込まれた（佐脇ほか，1998；榎並，1997）．接触変成帯においては，およそ100°Cから300°C現在よりも高く，その深度の最高到達温度を記憶していると考えられる．また，コランダムの周囲は白雲母に交代されており，温度低下によると考えられている（佐脇ほか，1998）．これらのことは，花崗岩の貫入により周囲の温度が上昇し，最高温度に達したのちに冷却を始め，現在は冷却途上であることを示している．

一方，葛根田花崗岩の内部においては，固結冷却の過程を示すものとして，磁鉄鉱-チタン鉄鉱温度計や輝石温



第1図　葛根田地域の地質断面図（小松ほか1998による）と坑井位置．
Fig. 1　Index map and cross section of the Kakkonda geothermal area (after Komatsu *et al.*, 1998) and locality of the wells.



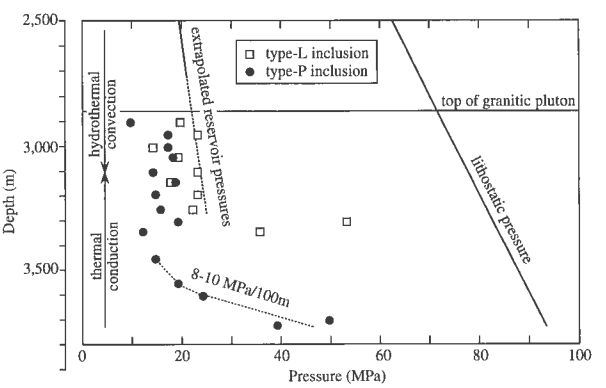
第2図　WD-1a 井の現在の推定温度分布（実線），変成鉱物から推定した最高到達温度（破線）と流体包有物の均質化温度．→は最低限の指示した温度が最低限であることを示す．鉱物の略称は以下のとおり．輝石温度計には Wood and Banno (1973) を用いた．(Sph: sphalerite, Anh: anhydrite, Qtz: quartz, Bt: biotite, Crd: cordierite, Ath: anthophyllite, Crn: corundum, And: andalusite)

Fig. 2　Temperature profiles of well WD-1a. Present temperature based on logging data (solid line) and maximum temperature inferred from metamorphic minerals (dashed line) accompanied with fluid inclusion microthermometry. Arrows indicate minimum homogenization temperature. Two pyroxene geothermometer is after Wood and Banno (1973). Sph: sphalerite, Anh: anhydrite, Qtz: quartz, Bt: biotite, Crd: cordierite, Ath: anthophyllite, Crn: corundum, And: andalusite

度計，メルト包有物や流体包有物の観察や温度測定などを行った（Sasaki *et al.*, 1998, 1999）．花崗岩中での温度としては，メルト包有物が注目される．メルト包有物は親鉱物が結晶化する際に取り込まれたと考えられる．メルト包有物は大きさが数十 μm のために正確な化学分析が難しいが，およそ花崗岩質の組成であり，水もかなり含まれると考えられている．高温ステージで溶融温度を測定すると 730°C前後の値が求められた．実験的に見積もられる花崗岩質メルトの最低溶解温度（いわゆる ternary minimum）が 1kb のもとで 720°Cであるから（Tuttle and Bowen, 1958），それとほぼ一致しており，葛根田花崗岩もその程度の温度で最終的にメルトが結晶化したものと考えられる．

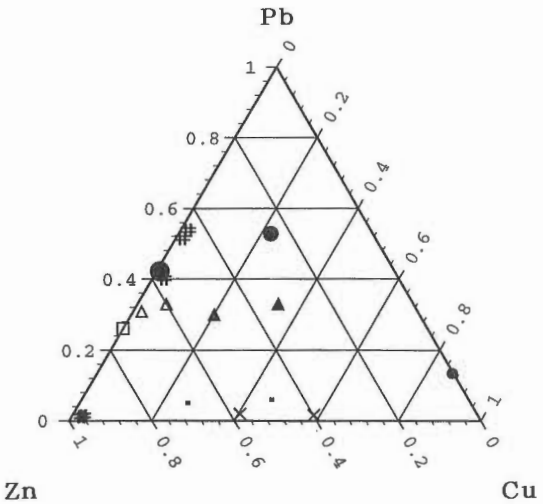
温度に比べ流体圧力を見積もることは難しいが，流体包有物から推定が可能である．WD-1a の流体包有物には，比較的塩濃度の低い気液二相包有物と，気相包有物，NaCl などの塩類が析出した多相包有物の大きく三種類の流体包有物が産出する．深度 3400 m より深くなると，流体の卓越した気液二相タイプがなくなって気相包有物と多相包有物のみになるとともに，均質化温度の下限が急激に上昇する．NaCl-H_2O 系の相平衡図から流体がトラップされた温度圧力が一意的に決まるわけではないが，圧力の最小値は均質化温度における固液共存曲線の圧力依存性から見積もることができる．それによると，流体圧力は 3450 m 以浅は静水圧と考えられるが，それより深部になると，静水圧よりも高くなることが推定される．推定した最低流体圧力を第3図に示した．

WD-1a では，坑底付近で重金属に富む濃厚塩水が採取された（Kasai *et al.*, 1998）．その濃厚塩水は，同位体比等からマグマ活動の最終残液と考えられているが，花崗岩中の多数の多相包有物の組成とどのようにかかわるかが注目される．そこで，微小領域の微量元素の分析が可能である LAM-ICP-MS 法により流体包有物を分析した（手法については，黒澤 (1999) などを参照）．葛根田花崗岩中の多相包有物の組成を推定すると第4図のように，WD-1a で採取された濃厚塩水の組成と近くなる（Sasaki *et al.*, 1998）．なお，第4図には，後に述べるスケールの組成もプロットしてある．その多相包有物が結晶化した際に取り込まれた初生包有物か，結晶化の後



第3図　WD-1a 井コアの流体包有物から推定した深部の熱水の最低流体圧力分布．二つのタイプの流体包有物（□：type-L 液相に富む二相流体包有物，●：type-PI 固相を含む多相包有物）について，流体が NaCl-H_2O 系であると仮定して，気泡が消える均質化温度（小松ほか，1998）から最低圧力を計算した．熱水対流系の底は深度 3100 m に相当する．3450 m 以深では，最低流体圧力は急激に増加し，その傾きは 8-10 MPa/100 m 以上となる．

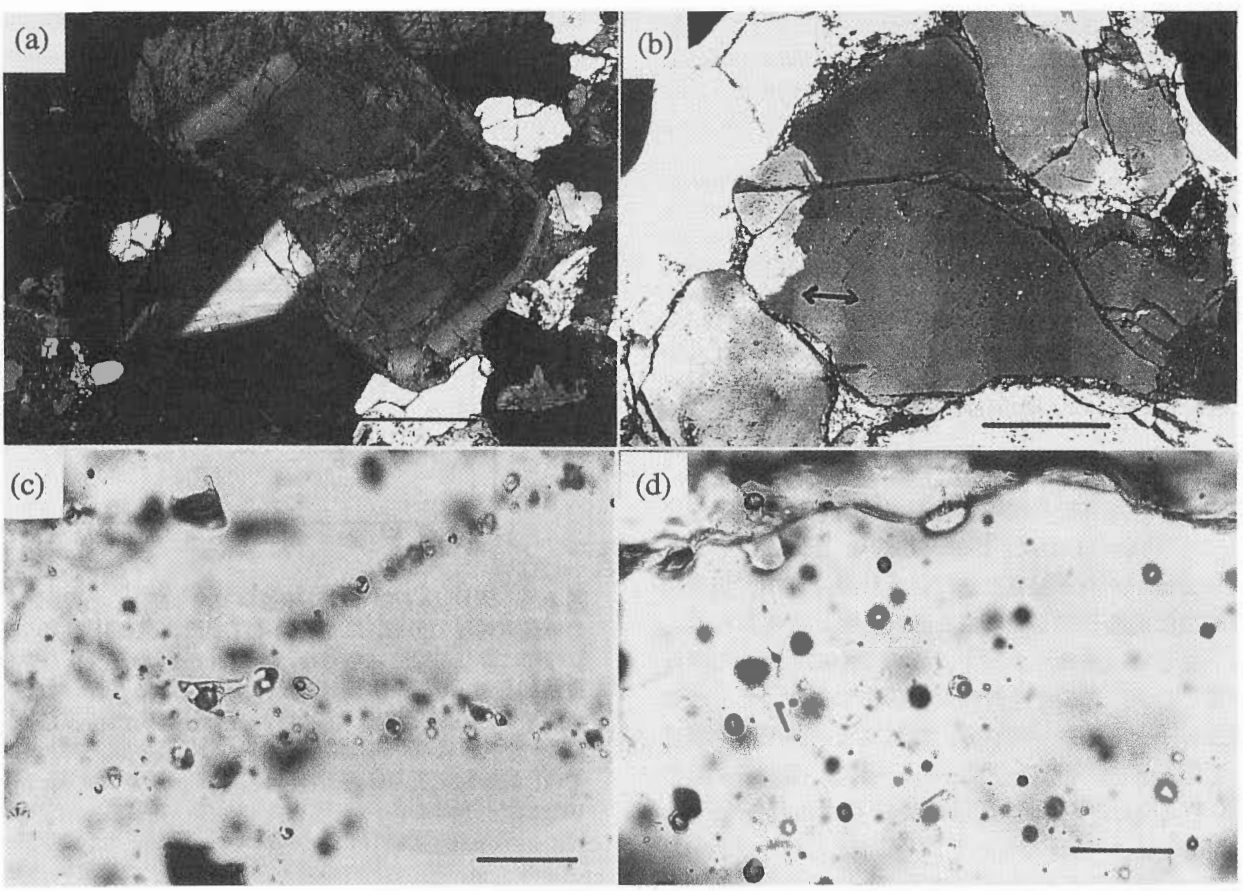
Fig. 3　A minimum fluid pressure profile in the Kakkonda Granitic pluton, estimated based on microthermometric data of fluid inclusions reported by Komatsu *et al.* (1998). Inner fluid pressures during homogenization of liquid-rich two-phase (□: type-L) inclusions and polyphase (●: type-P) inclusions which homogenize by bubble disappearance are calculated under an assumption of inclusion fluids of the NaCl-H_2O system, and the minimum values at each depth are plotted. The bottom of the hydrothermal convection is at a depth of 3100 m. The minimum fluid pressure below the 3450 m depth steeply increases with a gradient higher than 8-10 MPa/100 m.



第4図　葛根田花崗岩中の多相流体包有物，WD-1a 坑底付近で採取された濃厚塩水，葛根田深部熱水からのスケール中などの Pb, Zn, Cu の組成比を示す三角ダイアグラム．

□：WD-1a 坑底付近で採取された濃厚塩水 (Kasai *et al.*, 1998)，△：LAM-ICP-MS による葛根田花崗岩中の多相包有物 (Sasaki *et al.*, 1998)，▲：LAM-ICP-MS による葛根田花崗岩中の気相包有物 (Sasaki *et al.*, 1998)，●：葛根田の深部地熱井のスケール (左から well-19, well-22, well-13)，×：先第三紀層の全岩組成，■：葛根田花崗岩の全岩組成，＃：WD-1b の熱水 (新エネルギー産業技術総合開発機構，2000)．WD-1b は WD-1a 井のおよそ 2250 m 深からサイドトラックした掘削井である．

Fig. 4　Ternary diagram showing the relative concentration of Pb, Zn and Cu. □ : Brine sampled near the bottom of well WD-1a (Kasai *et al.*, 1998), △ : Polyphase inclusion in the Kakkonda granite based on LAM-ICP-MS microanalysis (Sasaki *et al.*, 1998), ▲ : Vapor rich inclusion in the Kakkonda granite based on LAM-ICP-MS micro analysis (Sasaki *et al.*, 1998), ● : Scale from the Kakkonda deep geothermal wells (from left to right, well-19, well-22, well-13), × : Whole rock chemistry of Pre-tertiary formation, ■ ; Whole rock chemistry of Kakkonda granite, ＃ : Hydrothermal fluid from well WD-1b (NEDO, 2000). WD-1b is a side-track hole from well WD-1a at a the depth of 2250 m.

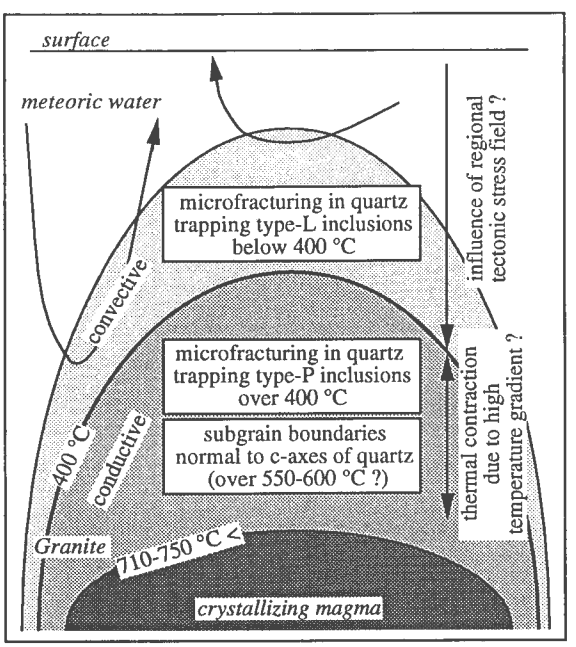


第5図　葛根田花崗岩中の石英の変形状態や流体包有物の光学顕微鏡写真．写真右下のスケールは a, b は 0.5 mm, c, d は 50 μm．写真 a：斜長石中の微細な割れ目を充填するアルバイト (コア＃11, WD-1a-2937 m 深付近)．写真 b：石英の c 軸に垂直にサブグレイン境界が発達 (左下の矢印) (コア＃12, WD-1a-3229 m 深付近)，写真 c：石英の閉塞した割れ目に沿う流体包有物 (コア＃11, WD-1a-2937 m 深付近)．写真 d：二次的と思われる流体包有物のランダムな分布 (コア＃13, WD-1a-3727 m 深付近)．

Fig. 5　Photomicrographs of Kakkonda granitic rocks. Cores ＃11, ＃12 and ＃13 come from the depths of about 2937 m, 3229 m and 3727 m of well WD-1a respectively. Scale bars: 0.5 mm for (a) and (b), and 50 μm for (c) and (d). (a) Micro-vein (albite) occuring in plagioclase (No.11 core). (b) Subgrain boundaries occuring normal to the c-axes of quartz (No.12 core). Arrow: c-axes of quartz. (c) Healed planes of secondary fluid inclusions in quartz (No.11 core). (d) Randomly distributed secondary fluid inclusions in quartz (No.13 core).

で割れ目から侵入した二次包有物かの判断はつかないが，多相包有物として取り込まれた流体と WD-1a で採取された濃厚塩水は同一のものと考えて差しつかえないと考えられる．また，佐々木ほか（1995，1998）は，葛根田地域や仙岩地域の詳細な流体包有物の解析に基づいて，現在の地熱活動は深部に分布する花崗岩の貫入に伴う高温高塩濃度の熱水活動からの一連の活動と考えられること，高温高塩濃度の流体が低塩濃度の天水による希釈を受けていることなどを示している．

さらに，花崗岩の肉眼観察や顕微鏡観察から，割れ目系の発達について考察した(Sasaki *et al.*, 1999)．WD-1a は温度的には，岩石の変形モードが脆性から塑性に変化する遷移温度（無水の花崗岩の変形実験では 400°Cから 500°C（Tullis and Yund, 1977）であるが，水が存在すると低温側にシフトする）を超えていることから，それと対応した割れ目の変化が見られるかどうかが注目点である．マクロな割れ目については，Kato *et al.*（1998）による詳細なデータがあるのでここでは石英に見られる微細構造について検討をした．基本的には変形は極めて弱いが，脆性的な破壊の痕跡を示す物として，斜長石や石英の割れ目がカリ長石やアルバイトなどで充填されている様子や流体包有物の平板上での並びが挙げられる（第 5 図 a，c）．これらは，深度 3400 m の熱水対流域から熱伝導域に移る深度までは顕著に認められたが，熱伝導域になる坑底の試料からは明瞭に認められなかった．一方，延性的な変形は極めて弱いが，波動消光や，石英のサブグレイン化などが認められた（第 5 図 b）．波動消光については，いずれの深度でも認められたが，石英のサブグレイン化は 3 試料のうち深い 2 試料でのみ認められた．坑底のコアでは流体包有物はあたかも高温石英の負結晶のような形態を呈し，ランダムに配置しているように見える（第 5 図 d）．したがって，定性的には，熱水対流が起こっている部分では，脆性破壊の痕跡が明瞭に認められるが，熱伝導域に入ると認められずに逆に弱い塑性的な変形が認められると言うことになる．現在温度的には脆性変形の領域である浅い花崗岩でもかつては塑性変形の領域の温度を経験しており，本来塑性変形の痕跡は残っているはずであるが，残っていない．これらの特徴を模式的に示すと第 6 図のようになる．



第 6 図　葛根田地熱系の構造と石英の微細組織の関連を示す概念図．影を付けた部分は葛根田花崗岩に相当する．
Fig. 6　A schematic model of the Kakkonda plutonic-hydrothermal system. The relations between temperature structure, mechanism of heat transfer and microstructure of quartz are shown. Hatched parts are Kakkonda granite.

3．葛根田花崗岩の透水性やクラック開口幅，孔隙率

花崗岩体の固結冷却と熱水系の発達の過程で，岩体内の水の移動は本質的なプロセスであり，浸透率は重要なパラメータとなる．本研究では葛根田花崗岩について，その透水性や孔隙率，平均クラック開口幅などを測定し，年代や変質の程度等による違いを調べた（藤本・高橋，1994；Fujimoto *et al.*, 1998）．

対象とする試料は WD-1a を含む葛根田地域の地熱井から採取された変質などをほとんど受けていない第四紀形成と考えられる葛根田花崗岩（花崗閃緑岩）5 試料，同じく葛根田地域の地熱井から採取され弱い熱変成を受けているもののやはり第四紀形成と考えられるトナル岩 2 試料，及び乳頭地域の地熱調査井から採取された新第三紀と考えられる花崗閃緑岩 1 試料，北アルプスで採取された第四紀の滝谷花崗閃緑岩（Harayama, 1992）1 試料の計 9 試料である．各試料の採取場所，採取された地点の地温，試料の特徴などについては第 1 表を参照されたい．

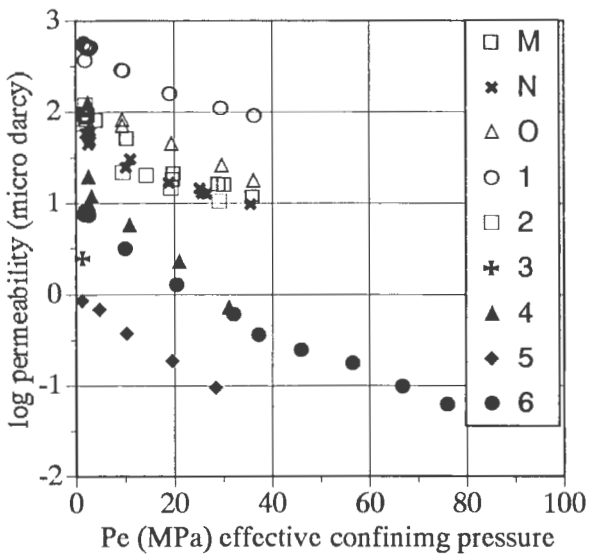
浸透率は，直径 30 mm，長さ 30 mm の円筒形供試体についてトランジェントパルス法（Brace *et al.*, 1968）を用いて測定した．トランジェントパルス法においては供試体の両端に容積が既知の貯留槽を設置し，各貯留槽と供試体の間隙水圧を等しく設定する．次に片方の貯留槽の水圧に微小なパルスを与えると，供試体中に流れが生じて，両貯留槽の水圧が等しくなろうとする．両貯留槽の圧力差の変化から，供試体の浸透率を求める．圧力差は極めて精度良く測定可能であり，従来の流量を測定する方法に比較して精度や効率が高いのが大きな特徴である．また，封圧や間隙水圧をさまざまに変化させることができるのも特徴である．具体的な測定手順などについては，高橋ほか（1990）を参照されたい．

測定結果は第 7 図に示してある．浸透率は封圧と間隙水圧の両者に依存するが，通常は第 7 図のように有効封圧（封圧から間隙水圧を引いた差）をパラメータとして

第1表　透水試験に供した試料一覧表．年代値は，5と6を除き，Doi *et al.* (1998)．5はNEDO (1992)，6はHarayama (1992)による．

Table 1　Brief description of the samples. The age and temperature data of the samples (M, N, O, #1, #2, #3 and #4) are after Doi *et al.* (1998). The ages of the samples #5 and #6 are after NEDO (1992) and Harayama (1992), respectively.

No.	Locality/well-depth	Rock facies	Alteration/metamorphism	Age (Ma)	Temperature
M	WD-1a-2937m	granodiorite	very weak	0.11-0.19	375℃
N	WD-1a-3229m	tonalite	very weak	0.11-0.14	420℃
O	WD-1a-3727m	tonalite	none	0.01-0.02	>500℃
1	well 21-2568.5m	granodiorite	none	0.34-0.07	>400℃
2	well 13-2346.4m	granodiorite	very weak	0.16-0.21	350℃
3	well 5-1740.3m	tonalite	weak	0.08	320℃
4	well 20-2764.7m	tonalite	weak	?	>350℃
5	Nyuto/TZ7-1493.5m	granodiorite	medium	~1.7	~140℃
6	Takidani/surface	granodiorite	very weak	~1.0	



第7図　トランジションパルス法で求めた花崗岩類の浸透率と有効封圧(封圧と間隙水圧の差)の関係．記号は第1表を参照．

Fig. 7　Permeability changes with effective confining pressure. Refer to Table 1 for explanation of symbols.

整理される．有効封圧が2MPaの条件の場合を比較してみると，変質をほとんど受けていない葛根田花崗岩（第7図のM，N，O，1，2）の浸透率は100×10^{-6}darcyのオーダーで，それ以外の花崗岩は1桁から3桁浸透率が低い．また，100×10^{-6}darcyと言う値は，従来報告されている稲田花崗岩（高橋ほか，1990）やWestery花崗岩（Brace *et al.*, 1968）などに比べてもかなり高い．一方，有効封圧が上がると透水通路が狭まるため浸透率が1ないし2オーダー下がるが，有効封圧が30-40 MPaを超えると減少は小さくなる．また，試料が熱水対流域で採取されたか（試料M，N，1，2），熱伝導域で採取されたか（試料O）によって透水性に違いは見られなかった．なお，1darcy=10^{-8}cm²と換算され，透水係数としてはほぼ10^{-3}cm/sに相当する．

水銀圧入法によって測定した孔隙率と平均クラック開口幅は，それぞれ1.25-3.27%，0.25-2.84 μmの分布を示し，クラック開口幅と浸透率に比較的良い正の相関が見られる（第2表及び第8図）．ただし，水銀の圧入される孔隙はすべて平行平板のクラックと仮定している．この仮定が成立するならば透水路の幅と浸透率の間には次のような関係が成立する（Norton and Knight, 1977）．

$$K=nD^3/12$$

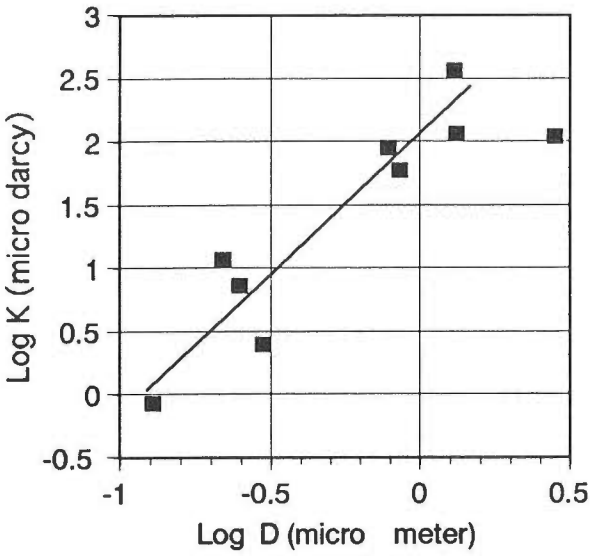
ここでKは浸透率(cm^2)，nはクラック密度(cm^{-1})，Dはクラックの開口幅（cm）を表す．

平均クラック開口幅と浸透率の傾きは3となる．また，1 μm幅の孔隙が1 cm当たり10本存在するとすると，浸透率は約100×10^{-8}darcyとなり，およそ実測値と一致する．平均クラック間隔の1 mmはおよそ平均的な鉱物サイズに相当し，次に述べるように鉱物粒界はμmのオーダーですきまがあったことを考えると，このモデルは第1次近似としては妥当なものと考えられる．ただ，実際は，

第2表　浸透率（有効封圧が2MPa），孔隙率と平均孔隙径の一覧表．

Table 2　Permeability (Pe=2MPa), porosity and mean crack width.

No.	Permeability (10^{-6} darcy)	Porosity (%)	Mean crack width (10^{-6} m)
M	90	3.46	0.79
N	60	2.17	0.86
O	110	2.44	2.84
1	370	4.33	1.31
2	116	2.68	1.33
3	2.5	3.0	0.3
4	11.7	1.8	0.22
5	0.86	2.2	0.13
6	7.4	1.7	0.25

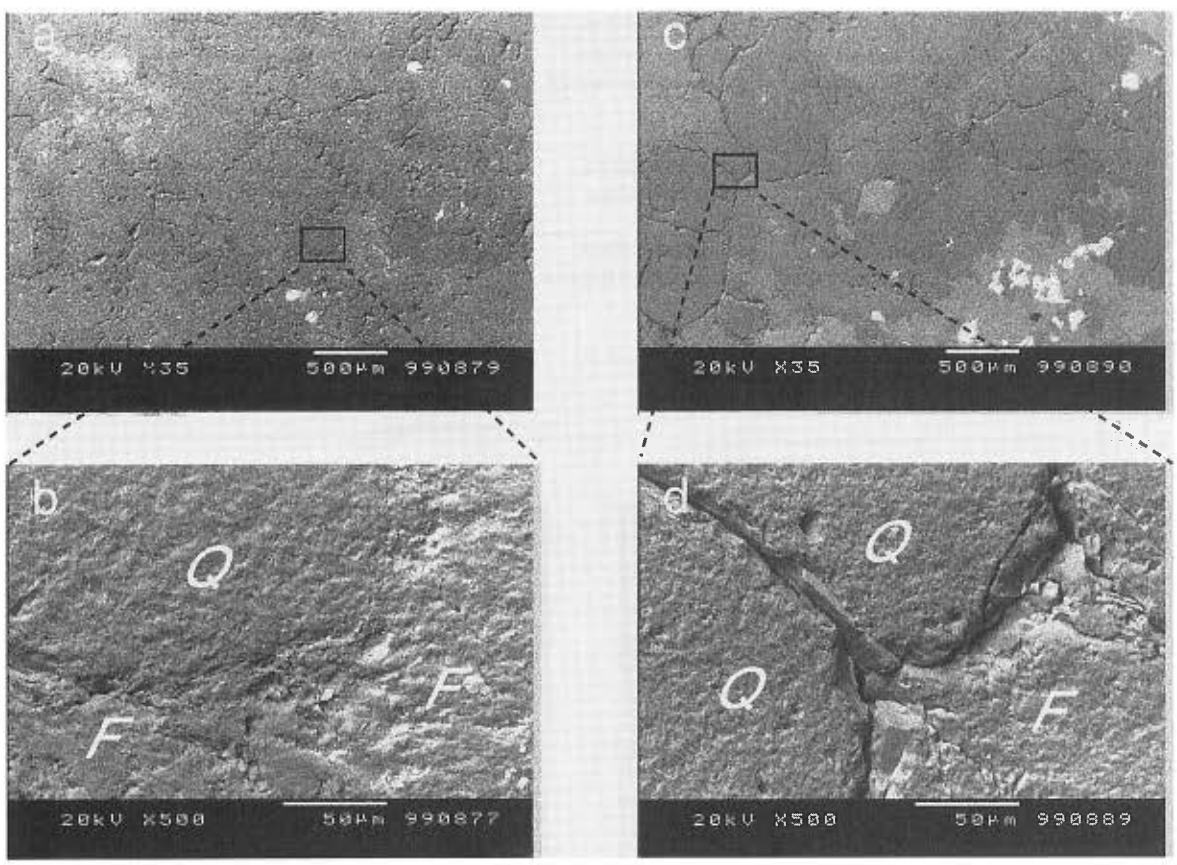


第8図　浸透率と平均孔隙開口幅の関係.
Fig. 8 Relation between permeability (K) and mean crack width (D). The slope of the best fit line is 2.2.

第8図に見られるように傾きは2.2となって3からはずれることは，モデルと現実の孔隙の形態や配置の違いが影響しているものと思われるが，もう少し厳密な考察が必要であり，今後の課題である.

走査電子顕微鏡観察により，研磨した試料表面を観察したが，変質していない葛根田花崗岩においては粒界が空いており非常にシャープに見えるのに対し，変質していたり，古い時代の花崗岩は粒界が閉じてはっきり見えなかった（第9図）. また，試料の破断面の走査電子顕微鏡観察や，着色樹脂注入した薄片の観察などにおいても葛根田花崗岩の粒界が空いていることが確認された（藤本，1994）. 先の計算結果とも合わせ，葛根田花崗岩の鉱物粒界には数 μm 程度のすきまが確認され，透水経路としては鉱物の粒界の可能性が高い.

葛根田花崗岩のように固結直後の花崗岩は鉱物粒界等を通じた透水性が固結後長時間を経過した花崗岩と比較するとかなり良いが，再結晶や二次鉱物の沈殿によって粒界がふさがれ，透水性が低くなることが予想される.



第9図　透水性を測定した試料の研磨面の SEM 写真. スケールは各写真の右下に記載. a と b は第1表の試料4の弱変質された葛根田花崗岩. c と d は第1表の試料 N の未変質の葛根田花崗岩. b と d は，それぞれ a と c に示された四角の部分の拡大図である. 図中の Q と F はそれぞれ，石英，長石を示す.
Fig. 9 SEM photomicrographs of mildly polished surface of the test pieces. Scale bar is shown in each photograph. Photos a and b are sample #4, and c and d are sample N. Photos b and d are a close-up of the boxes in the photos a and c, respectively. Q and F represent quartz and feldspar, respectively. Sample #4 is weakly altered and the grain boundary is not clearly open, whereas, Sample N is unaltered and the grain boundary is clearly open.

固結直後の高い透水性が花崗岩内部からの脱ガス，あるいは熱水系の形成や岩体の熱史と密接にかかわってくる可能性がある．しかしながら，熱水対流のシミュレーションによれば対流の発生可能な浸透率は10^{-5}darcyのオーダーと見積もられており（例えば，Norton and Cathles, 1979），第7図に示される測定値から考えると対流が発生するには十分透水性が高いとは言えない．

地下深部での浸透率の実測値は少なく見積もりは難しいが，WD-1a深部では逸泥もなく温度勾配も伝導的であること，深部では濃厚塩水が存在し，同位体的に天水の浸透が見られないことなどから，大きな熱水の流動があったとは考えにくい．大規模な熱水対流が発生するためには，花崗岩の鉱物粒界のような経路では不可能であり，実際割れ目系が入ることが不可欠だと考えられる．このことは先に述べた石英に見られる割れ目の有無とも調和的である．

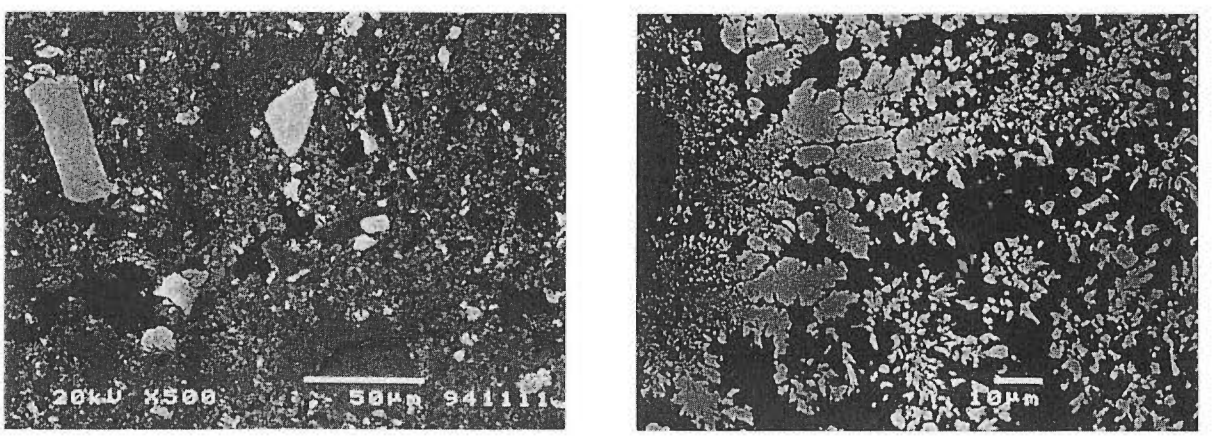
4. 深部熱水からのスケールの特徴

葛根田地熱地域の3本の深部生産井に付着した重金属を多く含むシリカスケールの顕微鏡観察・化学分析を行い，生成環境などを考察した（Yanagisawa *et al.*, 2000）．スケールは，葛根田花崗岩体頂部付近のWell-13，周辺部のWell-19，中間点のWell-22の3坑井の坑口近くの配管で採取した（第1図参照）．

顕微鏡観察の結果，Well-13では，輝銅鉱，斑銅鉱などの銅鉱物，方鉛鉱が観察され，さらにひ鉄鉱や自然アンチモニーが存在した．一方，Well-19では，方鉛鉱，閃亜鉛鉱の集合体が非晶質シリカと互層をなしており，銅鉱物は存在しなかった．Well-22では，方鉛鉱，銅鉱物が観察された．顕微鏡による観察や，粉末X線回折による鉱物同定結果を第3表にまとめる．わずかに砕屑性の粒子

第3表　解析したスケールの特徴一覧．
Table 3　Results of X-ray diffraction and SEM observation of the scales at Wells-19, 22 and 13.

Well-name	Appearance	X-ray diffraction	SEM observation
Well-19	Alternative layer of black part and luster part 3 mm thickness	Amorphous silica, galena and sphalerite	Alternative layer was observed with amorphous silica and sulfide minerals. Sulfides consist of galena and sphalerite with **authigenic** growth pattern.
Well-22	Grey powder	amorphous silica, barite and galena	Barite, quartz , galena and copper minerals were observed as particle with several tens micron meter.
Well-13	Blacky block 1.5mm thickness	Amorphous silica, galena and chalcocite	Sulfide rich layer with about 100 μm was precipitated at the initial stage. This layer consists of **authigenic** loellingite, native antimony, bornite and galena. Most part of the sample consists of amorphous silica with **detrital** chalcocite and loellingite.



第10図　スケールのSEM写真．左側の写真はwell-13の銅に富むスケール．右側の写真はwell-19の鉛亜鉛に富むスケール．明るい部分は方鉛鉱と閃亜鉛鉱が樹枝状に発達した様子を示す．
Fig. 10 SEM images of the Cu-rich scale from Well-13 (left) and Pb-Zn rich scale from Well-19 (right). The bright particles in the left photograph are bornite (Cu_2S) crystals in an amorphous silica dominant matrix. The bright part in the right photograph is a dendritic growth pattern of galena (PbS) and sphalerite (ZnS).

第4表　スケールの化学組成.
Table 4　Chemical composition of the scales at Wells-19, 22 and 13.

1．Major elements (%)

Well-name	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5
Well-19	25.16	2.07	17.47	2.92	0.01	0.06	0.20	0.31	0.00	0.01
Well-22	60.23	10.37	3.71	0.07	0.25	0.41	0.79	1.05	0.10	0.05
Well-13	46.88	2.47	18.21	0.10	0.03	0.05	0.33	0.48	0.03	0.00

2．Metal elements (ppm, but Fe,S and C in %)

Well-name	As	Cu	Cr	Ag	Ni	Au	Mo	Pb	Mn	Zn
Well-19	620	2712	9	42.0	30	2.18	170	147343	22600	199219
Well-22	940	17458	150	41.5	53	13.90	585	41359	540	19525
Well-13	45000	142747	216	550.0	332	19.40	490	22337	780	351

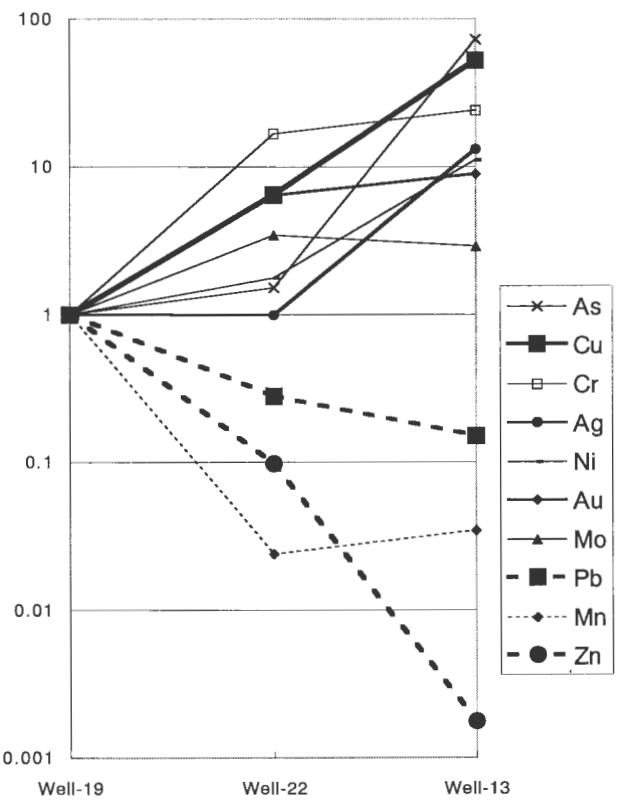
Well-name	Fe (%)	S (%)	C (%)
Well-19	12.22	12.86	0.30
Well-22	2.59	2.10	0.20
well-13	12.74	2.70	5.80

も存在するが，多くは樹枝状の発達が見られるなどその場で溶液から沈殿を示す組織が観察された（第10図）.

また，化学分析では銅に富むスケール（Well-13）はCuは143,000 ppmなのに対し，Znは350 ppm，Pbは22,300 ppmと少ない．一方，鉛亜鉛に富むスケール（Well-19）では逆に，Pbが147,000 ppm，Znが199,000 ppmに対し，Cuは2,700 ppmである．そのようなベースメタルの違いに加え，Au, Ag, Co, Mo, Sb, As, NiはWell-13に，逆にMnはWell-19に相対的に富んでいた．また，硫黄はWell-19では，金属が硫化物を形成するに十分な量であったが，Well-13では不足していた．Well-22においては，両者の中間的な性質が見られた．分析結果は第4表，金属元素の濃度を鉛亜鉛に富むWell-19のスケール組成で規格化したものを第11図に示す.

このように，葛根田地域の重金属を多く含むスケールは，鉛亜鉛に富むスケール（Well-19），銅に富むスケール（Well-13），そして中間的な性質を持つスケール（Well-22）に分類できた．相対的に濃集する金属の組み合わせは，鹿園によって提案されている鉛亜鉛に富む鉛亜鉛型と，金銀や銅に富む金銀型と言う鉱脈型金属鉱床の分類（Shikazono and Shimizu, 1992）に良く似ている．重金属を多量に含むスケールはSalton Sea（MaKibben and Williams, 1985）を始め，Broadlands（Brown, 1986），国内では，柳津（今井ほか，1988；新田ほか，1991），山川（赤工，1988）などが知られているがそれらは，一つの地域においては鉛亜鉛に富むスケールか，銅に富むスケールかのどちらかであり，葛根田のように両者が出てくるようなことはない.

スケールを沈殿させる熱水の性状について検討した.



第11図　well-22, well-13の各スケールに含まれる金属元素濃度のwell-19に対する割合を示す図.
Fig. 11　Chemical composition of the major metal elements standardized with the contents of Well-19 scale.

多くの重金属スケールを伴う熱水は，二酸化炭素に富むBroadlandを除くと，非常に高塩濃度であるのが特徴である，一方，葛根田の深部貯留層の熱水は塩濃度が1000 ppmとかなり薄いのが特徴である．また，銅に富むスケールを産出するWell-13と，鉛亜鉛に富むWell-19の熱水を比較すると，Cl, Si, Naなど主要元素に大きな違いはないが，B/Cl比やAs濃度はWell-13の熱水の方が高い値を示しており，蒸気成分が卓越すると考えられている（柳谷ほか，1996）．このことは，電気石や斧石などのいわゆる気成鉱物がWell-13周辺に多く見られること（加藤・佐藤，1995）とも調和的であり，また，先に述べたスケールの違いにも大きな影響を与えていると思われる．

このような熱水組成を支配する要因として，地下の貯留層の岩質の相違が考えられる．しなしながら，Well-13と22では熱水の産出する深度の岩石はいずれも花崗岩であり，花崗岩とスケールの重金属濃度で相関は見られなかった．

WD-1aの深部で重金属に富む濃厚塩水が採取されている．その組成とスケールを比較すると，Well-19の鉛亜鉛に富むスケールと近い組成を示す．また，Sasaki *et al.*, (1998) によりWD-1aの深部花崗岩の石英中の流体包有物の組成がLAM-ICP-MSによって半定量分析がされているが，その組成もPb-Zn-Cu三角図上では近くにプロットされる．Well-19とWD-1aは極めて近接していることから，Pb-Znに富むスケールの金属の起源は花崗岩中に存在する濃厚塩水であり，天水の循環によって濃厚塩水が希釈されて洗い出された可能性が高い．一方，銅に富むような熱水は今のところ見つかっていない．しかし，Sasaki *et al.*, (1998) によれば，WD-1aの流体包有物でも蒸気に富む流体包有物は相対的に銅に富んでいる．Well-13が相対的に蒸気相に富むことを考えると，銅に富む濃厚塩水が存在する可能性がある．そうすれば，天水が，銅に富む濃厚塩水を希釈し，銅に富むスケールを沈殿させることは可能である．このように考えると，花崗岩の内部に捕らえられている濃厚塩水の組成の違いがスケールの違いの原因と言うことになる．二つの井戸の位置を見ると，Well-13は岩体の中央部で，Well-19やWD-1aは相対的に周辺部と言える．このような花崗岩の位置によって，濃集する金属元素が異なることは，斑岩銅鉱床との関連を想起させる．葛根田においては，何らかの条件で斑岩銅鉱床と呼べるような物はできていないが，その萌芽とも呼べる金属元素の累帯配列は形成されていたのかもしれない．

5. ま と め

以上述べてきた，葛根田地域の岩石学的及び地球化学的な解析，透水性の測定，スケールの解析などから，葛根田地熱系の構造とその発達過程について次のようにまとめることができる．

(1) 現在の葛根田地熱系の構造

葛根田地熱系は，温度構造的には浅部貯留層，深部貯留層，さらに熱伝導域と分けられているが，構成する岩石から見ると，浅部貯留層は熱水変質の進んだ火山岩を主体とする地層であり，深部貯留層は接触変成を受けた火山岩や堆積岩と割れ目の発達した花崗岩，熱伝導域は割れ目系の未発達の新鮮な花崗岩と言うことになる．また，流体包有物から推定された熱水の圧力については，浅部貯留層と深部貯留層においては基本的に静水圧であるが，伝導域に入ると静水圧より高くなると考えられる．これは，岩石の観察から推定される割れ目系の発達の仕方や，割れ目を含まない母岩の浸透率としては，熱伝導域と対流域で浸透率に差異が見られないことなどとも調和的である．

(2) 熱水系の発達過程

温度履歴の推定から，特に深部貯留層においては最高到達温度から最大300°Cあまりの温度低下を現在までに起こしている．葛根田花崗岩の貫入により，熱伝導で接触変成帯が形成され，最高到達温度に達してからは，徐々に上から割れ目が発達していき，天水の浸透が進んでいって冷却していったものと考えられる．一方，花崗岩が冷却する過程で，塩素や重金属のように岩石に入りにくい元素が液相に濃集していく．それは，WD-1a深部で採取された濃厚塩水や，葛根田花崗岩中の多相包有物となって記録されている．さらに，花崗岩が冷却して天水が岩体内部に浸透し，その濃厚塩水を洗い出すことにより，金属に富むスケールが形成されると思われる．

WD-1a井においては，熱的には対流系から伝導系に変化するのは深度3100 mで温度的には400°Cに相当する．一方，流体包有物から見積もった熱水の圧力が，地表まで割れ目が連続して静水圧的になっているのは深度3300 mでそれ以深になると割れ目の連続性が悪くなり，圧力は上昇する．割れ目が連続して圧力が静水圧に低下するのはほとんど瞬間的な現象なのに対し，対流系によって温度分布が変化するためには熱輸送に時間がかかって時間差があるためと思われる．現在でも，このように割れ目の連続に伴う熱水圧力の低下を先行させつつ，熱水対流系が深部に向かって成長しているのであろう．この場合，対流系の底の温度は，岩石の変形モードが脆性から塑性に移る400°C前後で常に変わらないのであろう．

今述べたようなあらすじは，斑岩銅鉱床を始め，マグマ熱水性の鉱床形成の基礎的なモデルとして，例えば，Giggenbach (1992) などによって提唱されてきたものと基本的には同じであり，葛根田は彼らのモデルを実証したと言うことができよう．ただ，葛根田においては，何らかの理由で（例えば，マグマ中の含水量が少ないなど）

斑岩銅鉱床のように，自らの放出する熱水で水圧破砕を生じさせ，鉱物を沈殿させるようなことはなかったのであろう．

謝辞　本研究は工業技術院の深部地熱資源調査の解析・評価により実施された．本研究を進めるに当たり，貴重な坑井試料の提供と発表の許可を頂いた新エネルギー・産業技術総合開発機構，日本重化学工業(株)及び東北地熱エネルギー(株)と，種々の便宜を図っていただいた地熱エンジニアリング(株)に深く感謝します．また，流体包有物の分析については筑波大学の黒澤正紀博士，浸透率の測定については地質調査所の高橋学博士との共同研究であることを付記し，感謝します．さらに，さまざまな測定に当たって適切な指導と助言を頂いた塚本斉博士(地質調査所)，林為人博士（ダイヤコンサルタント(株)），李小春博士（地質調査所），滝谷の試料を提供してくださった原山智博士（信州大学）にも感謝します．

文　献

赤工浩平（1988）地熱水からの鉱物沈殿に関する地球化学－様々な地熱地域で見られる鉱物沈殿過程と鹿児島県伏目地域のケーススタディー，地熱，**25**，154-171.

Brace, W. F., Walsh, J. B., and Frangos, W. T. (1968) Permeability of granite under high pressure. *J. Geophys. Res.*, **73**, 2225-2236.

Brown, K. L. (1986) Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand. *Econ. Geol.*, **81**, 979-983.

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.

榎並正樹（1997）葛根田地熱地帯の接触変成作用．1997年度地球惑星科学関連学会合同大会要旨集，225.

藤本光一郎（1994）鉱物粒界での水／岩石反応から見た深部地熱系．地質ニュース，no.477，21-25.

藤本光一郎・高橋　学（1994）葛根田花崗岩及びいくつかの若い花崗岩類の透水性について．平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，69-84.

Fujimoto, K., Takahashi, M., Doi, N. and Kato, O. (1998) High permeability of Quaternary granites in Japan and its implications for mass and heat transfer in a magmatic-hydrothermal system. *Proc. 9th International Symp. on Water-Rock Interaction*, 1165-1170.

Giggenbach, W. F. (1992) Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries. *Econ. Geol.*, **87**, 1927-1944.

Harayama, S. (1992) Youngest exposed granitoid pluton on Earth; Cooling and rapid uplift of the Pliocene-Quaternary Takidani Granodiorite in the Japan Alps, Central Japan. *Geology*, **20**, 657-660.

今井秀喜・安達正畝・高橋幹男・山口光男・家城康二（1988）福島県奥会津地熱試錘井における地熱流体より沈殿した硫化鉱物ならびにそれの浅成金鉱脈との関連，鉱山地質，**38**，291-301.

蟹澤聰史・土井宣夫・加藤　修・石川賢一（1994）岩手県，葛根田地熱地域に伏在する第四紀葛根田花崗岩．岩鉱，**89**，390-407.

Kasai, K., Sakagawa, Y., Komatsu, R., Sasaki, M., Akaku, K. and Uchida, T. (1998) The origin of hypersaline liquid in the Quaternary Kakkonda granite, sampled from well WD-1a, Kakkonda geothermal system, *Japan. Geothermics*, **27**, 631-646.

加藤　修・佐藤　浩（1995）第四紀花崗岩をターゲットにした葛根田地熱地域の深部貯留層開発について．資源地質，**45**，131-144.

Kato, O., Doi, N., Sakagawa, Y., Kamenosono, H. and Uchida, T. (1998) Fracture systematics in and around well WD-1, Kakkonda geothermal field, Japan. *Geothermics*, **27**, 609-630.

小松　亮・池内　研・土井宣夫・佐々木宗建・内田利弘・笹田政克（1998）深部調査井（掘削深度3729 m）の流体包有物からみた葛根田花崗岩の特徴と葛根田地熱系．地熱学会誌，**20**，209-224.

黒澤正紀（1999）LAM-ICP-MSによる単一流体包有物中の微量元素の定量分析．日本鉱物学会1999年度年会講演要旨集，B-03.

MaKibben, M. A. and Williams, A. E. (1985) Fe-Zn-Cu-Pb mineralization in the Salton Sea geothermal system, Imperial Valley, California. *Econ. Geol.*, **80**, 539-559.

新田富也・安達正畝・高橋幹男・井上啓二・阿部泰行（1991）福島県奥会津87N-15坑井地熱流体からの重金属鉱物の沈殿について，鉱山地質，**41**，231-242.

Norton, D. L. and Knight, J. (1977). Transport phenomenon in hydrothermal systems: cooling plutons. *Amer. Jour. Sci.*, **277**, 937-981.

Norton, D. L. and Cathles, L. M. (1979). Thermal aspects of ore deposition, In Barnes, H.L. ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits (2nd ed.)*, New York, Wiley, 611-631.

佐々木宗建・笹田政克・藤本光一郎・村松容一・小松 亮・佐脇貴幸 (1995) 流体包有物に記録された若い花崗岩貫入後の熱水活動-葛根田地熱地域と乳頭地熱地域を例に. 資源地質, **45**, 303-312.

佐々木宗建・藤本光一郎・佐脇貴幸・笹田政克・加藤 修・土井宣夫・村松容一 (1998) 葛根田地熱地域における接触変成帯及び熱水系の発達過程について. 資源地質学会第48回年会講演要旨集, O-27.

Sasaki, M., Fujimoto, K., Sawaki, T., Tsukamoto, H., Muraoka, H., Sasada, M., Ohtani, T., Yagi, M., Kurosawa, M., Doi, N., Kasai, K., Komatsu, R. and Muramatsu, Y. (1998) Characterization of magmatic/meteoric transition zone at the Kakkonda geothermal system, northwest Japan. *Proc. 9th International Symp. on Water-Rock Interaction,*, 483-486.

Sasaki, M., Fujimoto, K. and Sawaki, T. (1999) Observation of microstructures in host rocks from the Kakkonda Geothermal system, Northwest Japan. *Geological Survey of Japan, Interim Report* no.EQ/99/1, 69-72.

佐脇貴幸・佐々木宗建・藤本光一郎・竹野直人・真田和之・前田俊一 (1998) 岩手県葛根田地熱系に産するコランダム及び亜鉛スピネルについて. 日本鉱物学会/日本岩石鉱物鉱床学会平成10年度年会要旨集, 173.

Shikazono, N. and Shimizu, M. (1992) Associated metals in vein-type deposits in Japan: Interpretation using the HSAB principle. *Canadian Mineralogist*, **30**, 137-143.

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) (1992) 地熱開発促進調査報告書, **27**, 東田沢湖地域.

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) (2000) 平成9年度地熱探査技術等検証調査深部地熱資源調査報告書.

高橋 学・平田実雄・小出 仁 (1990) 稲田花崗岩の透水係数に及ぼす封圧及び間隙水圧の影響について. 応用地質, **31**, 105-114.

Tullis, J. and Yund, R. A. (1977) Experimental deformation of dry Westerly granite. *J. Geophys. Res.*, **82**, 5705-5718.

Tuttle, O. F. and Bowen, N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. *Geol. Soc. Am. Memoir*, **74**, 1-153.

Yanagisawa N., Fujimoto K. and Hishi Y. (2000) Sulfide scaling of deep-geothermal well at Kakkonda geothermal field in Japan, *Proceedings of WGC2000*, 1969-1974.

柳谷茂夫・笠井加一郎・Brown, K. L.・Giggenbach, W. F. (1996) 岩手県葛根田地熱地域における深部地熱流体の化学的特性, 地熱, **33**, 1-18.

Wood, B. J. and Banno, S. (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**, 109-124.

(受付：1999年12月1日；受理：2000年6月26日)

地質調査所報告第284号，p.117-126，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

X線CTによる葛根田花崗岩コアの3次元貯留構造解析

大谷具幸[1]・中島善人[2]・水垣桂子[1]

Three-dimensional reservoir structure of the Kakkonda granite core by X-ray computerized tomography

By

Tomoyuki OHTANI[1], Yoshito NAKASHIMA[2] and Keiko MIZUGAKI[1]

Abstract: Three-dimensional imaging of the Kakkonda granite from the borehole WD-1a drilled by the New Energy and Industrial Technological Development Organization (NEDO) was performed to clarify meso- and microscopic structures of pores and fractures in the geothermal reservoir by medical and industrial X-ray computerized tomography (CT) scanners. These pores and fractures are expected to be conduits and reservoirs for geothermal fluids.

A Hitachi Medical Corporation CT-W2000 medical CT scanner identified miarolitic cavities, enclaves, felsic minerals (quartz and feldspar) and mafic minerals (biotite and hornblende). Three-dimensional distribution of miarolitic cavities reconstructed from contiguous CT images showed spatially heterogeneous distribution with the boundary that strikes N20°E. This trend is probably important for the regional distribution of the geothermal reservoir. Three-dimensional shapes of miarolitic cavities estimated from contiguous CT images suggested E-W shortening of miarolitic cavities during granite cooling. A Nittetsu Elex Corporation ELE SCAN industrial CT scanner clarified micron-scale microcracks in the granite occurred predominantly along the grain boundaries. These three-dimensional observations and analyses of rock structures demonstrate that X-ray CT is a powerful tool in geothermal studies.

要　旨

岩手県葛根田地域のNEDO深部調査井WD-1aから採取された葛根田花崗岩には，miarolitic cavityやマイクロクラックが発達しており，地熱流体の流動や貯留の場となっていることが期待される．これらについてX線CTによる3次元イメージングを行い，その形態や分布について検討した．

日立メディコ社製医療用CTスキャナCT-W2000を用いて，石英や長石の珪長質鉱物，黒雲母や角閃石などの有色鉱物，miarolitic cavity，暗色包有物を識別できた．径数mmのmiarolitic cavityの3次元配列は連続的に撮影されたCT画像より再構成され，コア内部に均質に分布するのではなく，N20°Eの境界を境にして分布様式が異なることが確認された．Miarolitic cavityの3次元形態もCT画像より見積もられ，花崗岩の固結直前の時期にE-W方向の短縮を受けたと推定された．また日鉄エレックス社製工業用CTスキャナELE SCAN NX-NCP-C80-I4を用いて，造影剤を充たした花崗岩中のマイクロクラックの可視化を行い，径数μmのマイクロクラックが粒子境界に発達していることが確認された．このように本研究によって岩石中の空隙分布を三次元的に可視化することに成功し，X線CTが地熱研究において有効であることが例証された．

1．はじめに

地熱地域において透水ゾーンの分布を把握することは地熱貯留層の探査及び評価をする上で重要である．このような透水ゾーンは坑井コアでは空隙やフラクチャとして観察され，その形態や分布は地熱流体の貯留及び流動に影響を与えると考えられる．

この20年，多くの地熱地域において，地熱貯留層の中及び直下における新期貫入岩体の存在が確認されてきた（村岡，1993）．例えば，岩手県葛根田地熱地域では坑井

[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）
[2] 地殻物理部（Geophysics Department, GSJ）

Keywords: X-ray computerized tomography, miarolitic cavity, granite, Kakkonda geothermal field

掘削により深部における貫入岩体の存在が明らかにされた (Kato and Doi, 1993). この貫入岩体の頂部は有望な地熱貯留層であると考えられている (村岡, 1993). しかしながら, 地熱貯留層の内部における透水ゾーンの分布, 性状などはこれまで明らかにされていなかった.

深部地熱調査井 WD-1a は葛根田地熱地域で, 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (以下 NEDO と略記) による深部地熱資源調査プロジェクトにおいて掘削された. 採取されたコアから新期花崗岩体に miarolitic cavity (以下, 本論文では miarolitic cavity を MC と記述する) が存在することが確認された (NEDO, 1996a). MC は深成岩にごくまれに発達する角ばった小さなすきまであり, すきまに周りの岩石中よりも大きく成長した自形～半自形の結晶が突出することにより特徴づけられる. これは花崗岩体内部において地熱貯留層を形成する要素になり得ると考えられる. したがって, MC の 3 次元空間分布やサイズ分布といった形態の特徴を把握することが重要である.

X線 Computerized Tomography (CT) は非破壊検査を可能とするため, これまで医療分野で良く用いられてきた (Hounsfield, 1973 ; Ledley *et al.*, 1974). 最近では地質学の分野にも応用されている. 例えば, Bonner *et al.* (1994) は溶結凝灰岩を用いた実験で, 岩石中を水が移動する様子をX線 CT を用いて確認している. Verhelst *et al.* (1995) は岩石中のフラクチャの産状を調べるためにX線 CT を用いた. また, Chen *et al.* (1996) は多量の水が存在する砂の中を空気が移動する様子を調べる実験においてX線 CT を使用している. Tivey and Singh (1997) は海洋底の熱水湧出口の内部構造を調べるためにX線 CT を用いた. Pyrak-Nolte *et al.* (1997) はX線 CT により岩石中に発達するフラクチャの開口幅を求めた.

このようにX線 CT は地質学のさまざまな分野に応用されているが, 地熱地域における貯留構造の 3 次元解析を行った例はこれまでなかった. また, 分解能数 μm でマイクロクラックを可視化した例も過去にない. 平成 4 年度より地質調査所において実施されてきた深部地熱資源調査の解析・評価の一項目, 深部断裂系の解析において, 大谷ほか (1997), Ohtani *et al.* (2000a) 及び Ohtani *et al.* (2000b) は葛根田花崗岩の CT イメージングを行い, 花崗岩中に MC が不均質に発達することを示した. Nakashima *et al.* (1997) はマイクロフォーカス型X線 CT 装置を用いて鉱物中の流体包有物の配列をイメージングした. Watanabe *et al.* (1999) はX線 CT により抽出された MC のサイズ分布を求めるためのプログラムを作成した. Ohtani *et al.* (submitted) は葛根田花崗岩に発達する MC の形態をX線 CT イメージングにより求めて, 形態と広域応力場との関係を議論した. Ohtani *et al.* (2000b) はマイクロフォーカス型X線 CT 装置を用いて造影剤を注入することにより葛根田花崗岩に発達するマイクロクラックの可視化を行った. ここでは本研究で得られた成果を, 主に大谷ほか (1997), Ohtani *et al.* (2000a), Ohtani *et al.* (2000b), 及び Ohtani *et al.* (submitted) を基に取りまとめると同時に, 深部地熱開発への応用について述べる.

2. 岩石記載

WD-1a は岩手県葛根田地熱地域で掘削され, 熱源と推定される葛根田花崗岩に深度 2860 m で遭遇し, 深度 3729 m まで到達した (NEDO, 1996b). WD-1a 掘削の際に葛根田花崗岩で 4 回のスポットコアリングが行われ, そのうち深度 2936～2939 m のコアには 2936.4～2937.6 m の区間において径数 mm の MC が認められた (NEDO, 1996a). WD-1a は葛根田花崗岩の岩体内部で地熱発電に利用できるような逸水帯に遭遇しなかった (NEDO, 1996b) が, 他の坑井調査により透水性の良いフラクチャが葛根田花崗岩周辺, 境界及び内部に存在することが知られている (加藤・佐藤, 1995). 花崗岩体の上面付近に発達する MC は, フラクチャで連結されれば地熱貯留層に発達すると考えられることから, 深部貯留層の形成に関与している可能性がある. よって, MC の 3 次元的な発達状況を理解することは重要であると考えられる.

CT 撮影を行ったのは深度 2936～2938 m の葛根田花崗岩である. この岩石は, 細～中粒で弱斑状組織を示す花崗閃緑岩であり, 部分的に径数 mm の MC が認められる. 斑晶の石英と斜長石は半自形を示し, 粒径は 0.7～4.5 mm である. 石基の石英と斜長石, カリ長石は他形～半自形を示し, 粒径は 0.1～0.7 mm である. また径 5～40 mm の暗色包有物が認められ, これらは角閃石－黒雲母－不透明鉱物から構成される.

3. X線 CT の原理・撮影手順

X線 CT はあらゆる角度から試料にX線を透過させて, 得られた投影像から試料内部のX線吸収係数の分布を再構成する装置である. X線吸収係数は一般に CT 値 (x) と呼ばれ, 以下のように定義される.

$$x = (v - v_0)/v_0 \times 1000$$

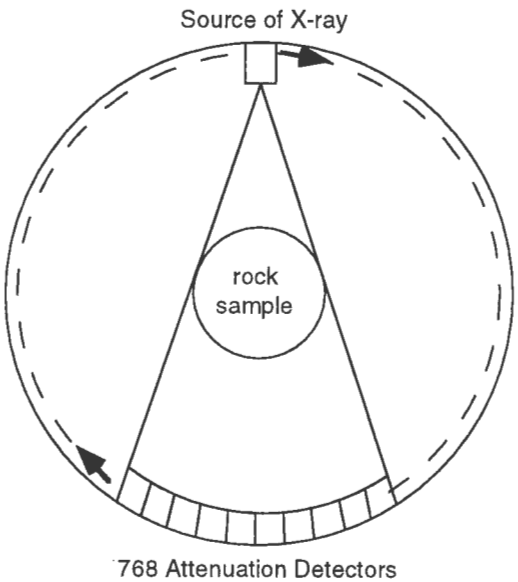
v ：試料のX線吸収係数

v_0：標準物質のX線吸収係数

医療用 CT 装置では, 一般的に水が標準物質として用いられる. ここで述べる CT イメージングのうち, 医療用 CT 装置を用いたイメージングについては上と同様の定義を用いた. つまり, 水の CT 値を 0 として, 空気のようなX線を吸収しない物質の CT 値を－1000 とする. CT 値は物質の平均密度と化学組成の関数である. 具体的には, CT 値は空気, 水, 石英・長石類, 黒雲母, 角閃石, 黄鉄鉱の順にだんだん高くなる. つまり, X線 CT は岩

石中の密度の異なる鉱物を非破壊で認識することができる．

メソスコピックな組織の観察のために用いた装置は地質調査所所有の日立メディコ社製医療用X線CT装置CT-W 2000である．この装置は768素子のX線検出器を持ち一つのX線源と768個の検出器が一体で回転する第3世代型の特徴を備えている（第1図）．装置の性能は空



第1図　X線CTの概念．
Fig. 1　Outline of X-ray CT scanner.

間分解能0.75 mm，最小スライス厚1 mm，最大X線管電圧130 kV，最小撮影領域直径160 mmである．この装置によるCT画像の撮影は容易であり，数少ない操作で撮影を行うことができる．なお，撮影されたX線CT画像は大谷・中島（2000）においてすべて公開されている．

CTイメージングの手順を以下に示す．

(1)　X線CT装置を用いてコアを軸方向に1 mmずつ移動させながらX線CT画像の撮影を行った．このときの条件はスライス厚1.0 mm，スキャン時間4.0秒，X線管電流175 mA，X線管電圧130 kV，撮影領域直径160 mm，再構成マトリックス512×512，フィルタno.9（肺・脊椎用），Tissue Bone correction・Body Gas correctionともoffとした．97枚のCT画像を撮影するのに要した時間は約50分であった．

(2)　撮影したCT画像の16ビットTIFF画像をネットワークを経由してパソコンに転送した．

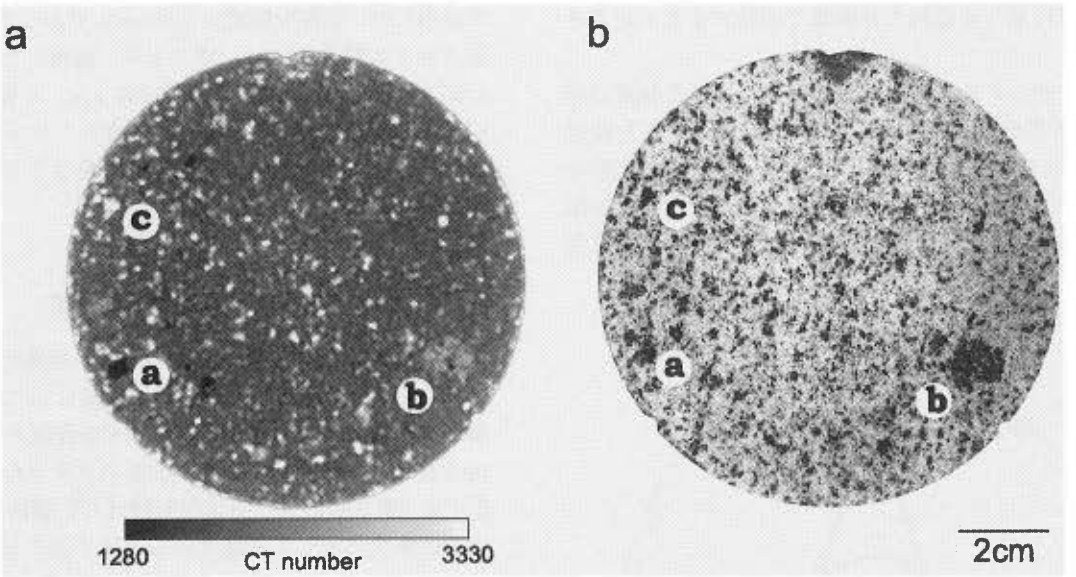
(3)　CT画像をMacintosh用3次元画像表示ソフトFortner Slicerに読み込ませて，MCの3次元分布を解析した．

微細組織の観察のためには，日鉄エレックス社製の第3世代工業用CT装置ELE-SCAN NX-NCP-C80-I4を使用した．空間分解能は5.05 μmであった．撮影条件はスライス厚8.08 μm，ボクセル（画素）サイズ5.05×5.05×8.08 μm，X線管電流100 μA，X線管電圧46 kV，撮影領域直径5.2 mm，再構成マトリックス1024×1024とした．200枚のCT画像を撮影するのに要した時間は約60分であった．

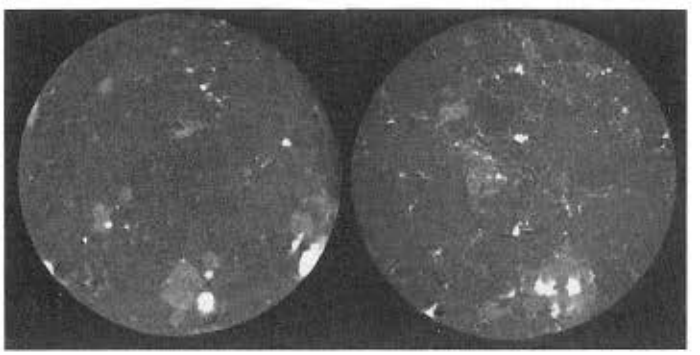
4．2次元画像観察結果

医療用X線CT装置で得られたCT画像と同じ深度でコアを切断して作成した研磨片を比較して，CT画像で観察された組織がなにを示しているのか確認を行った（Ohtani *et al.*, 2000a）．CT値<1500のボクセルはMCに対応する（第2図のa）．暗色包有物はCT値約2500のボクセルの集合体として認識される（第2図のb）．CT値>2500のボクセルは粗粒の有色鉱物に対応する（第2図のc）．なお，細粒の有色鉱物は粗粒のものより低いCT値を示す．これは有色鉱物の周囲を取り巻く低いCT値を示す鉱物の影響のためである．細粒の有色鉱物を除けば，CT値約2000のボクセルは石英または長石に対応する．なお，このコアは定方位コアリングにより採取されており，CT画像にも三つのスクライブナイフの傷跡が認められる．

微小領域のイメージングのために，次の二つの方法を用いてマイクロクラックの可視化を試みた（Ohtani *et al.*, 2000b）．1番目に，ϕ 5 mm×10 mmの円柱状試料を花崗岩から整形して，CTイメージングを行った（第3図）．この結果，鉱物種の違いはCT画像から判別できたものの，マイクロクラックを認識することはできなかった．これはマイクロクラックの開口幅がX線CT装置の空間分解能より小さいためであると考えられる．2番目に，円柱状試料に造影剤を注入した上で，CTイメージングを行った．Nakashima（2000）はヨウ化カリウム溶液がCT値を著しく高くすることを示したので，本研究ではこれをクラックの造影剤として応用した．ヨウ化カリウム溶液を注入するために，試料を真空下でヨウ化カリウム溶液に数時間浸した後に，大気圧下に圧力解放して数時間放置しヨウ素イオンが試料全体に行き渡るようにした．マイクロクラックに浸入したヨウ化カリウム溶液はX線CTにより捕らえることができた（第3図）．これはマイクロクラックの幅が装置の分解能よりも小さい点は変わらないものの，ヨウ化カリウム溶液を注入することにより周囲の鉱物との間にCT値の大きなコントラストが付いたからである．マイクロクラック中のヨウ化カリウム溶液は高いCT値を示すため，岩石中のマイクロクラックは周囲の鉱物よりCT値の高い領域として認識された．その結果，マイクロクラックは主に粒子境界に発達していることが確認された．



第2図 (a) WD-1a 深度 2936.445 m 地点の葛根田花崗岩のX線 CT 画像, (b)同深度における研磨片写真. a: MC, b: 暗色包有物, c:有色鉱物.
Fig. 2 (a) X-ray CT image of the Kakkonda granite from borehole WD-1a at 2936.445 m depth. (b) Photograph of polished surface of the Kakkonda granite from the same depth. a: miarolitic cavity, b: enclave, c: mafic mineral.



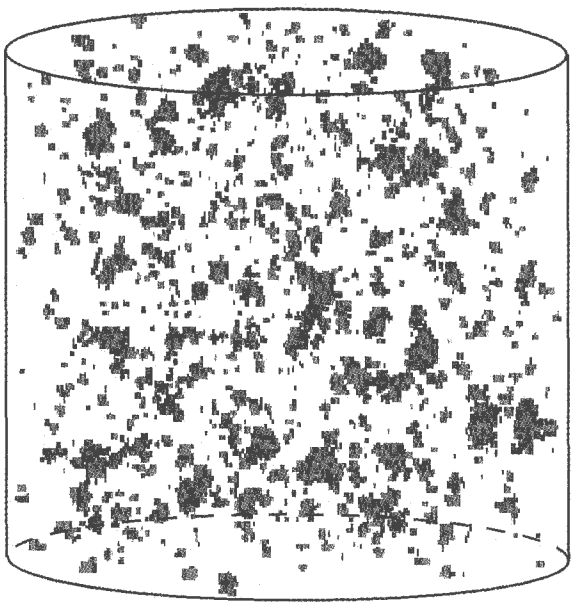
第3図 工業用X線 CT 装置による CT 画像. 試料は WD-1a 深度 2937.4 m から採取された葛根田花崗岩. 左) 造影剤を注入していない試料, 右) 飽和ヨウ化カリウム水溶液を注入した試料. マイクロクラックに浸入したヨウ化カリウム水溶液が高い CT 値を示している. なお, 二つの CT 画像の試料は同一でないため, CT 値の違いにより示される鉱物の配列は二つの画像でそれぞれ異なっている.
Fig. 3 Industrial X-ray CT images of the Kakkonda granite from borehole WD-1a at 2937.4 m depth. (left) Microcracks filled by air. (right) Microcracks enhanced by saturated KI solution. KI solution injected into microcracks shows higher CT numbers. Mineral distribution recognized by the contrast of CT numbers is different between the two CT images due to the difference of sample.

5. 3次元画像観察結果

5.1 MC の3次元分布

複数の2次元 CT 画像を積み重ねることにより3次元物体の可視化が可能になる (大谷ほか, 1997; Ohtani *et al.*, 2000a; Ohtani *et al.*, 2000b). 第4図はコア中の MC の3次元分布を示している. 花崗岩コアを取り巻く空気と CT 値>1500 のボクセルを透明にすることにより, コア中における CT 値<1500 のボクセルが可視化される. CT 値<1500 のボクセルは MC に対応する.

第5図は花崗岩コアの透視像を示しており, それぞれ上, 南, 西から MC を可視化している. 深度2936.040～2936.136 m では小さい MC のみが分布する. 深度 2936.350～2936.446 m では, 傾斜した面を境界として片側だけに径>5 mm の大きい MC が分布している. 大きな MC の分布境界は第5図に示され, その走向は N16°E である. WD-1a の深度 2940 m における掘削方位 S 72.23°W, 傾斜 10.27° (NEDO, 1996a) を用いて補正を行うと, 境界の走向は N20°E となる. 深度 2936.822～2937.120 m では大きい MC が試料全体に分布する. 深度 2937.121～



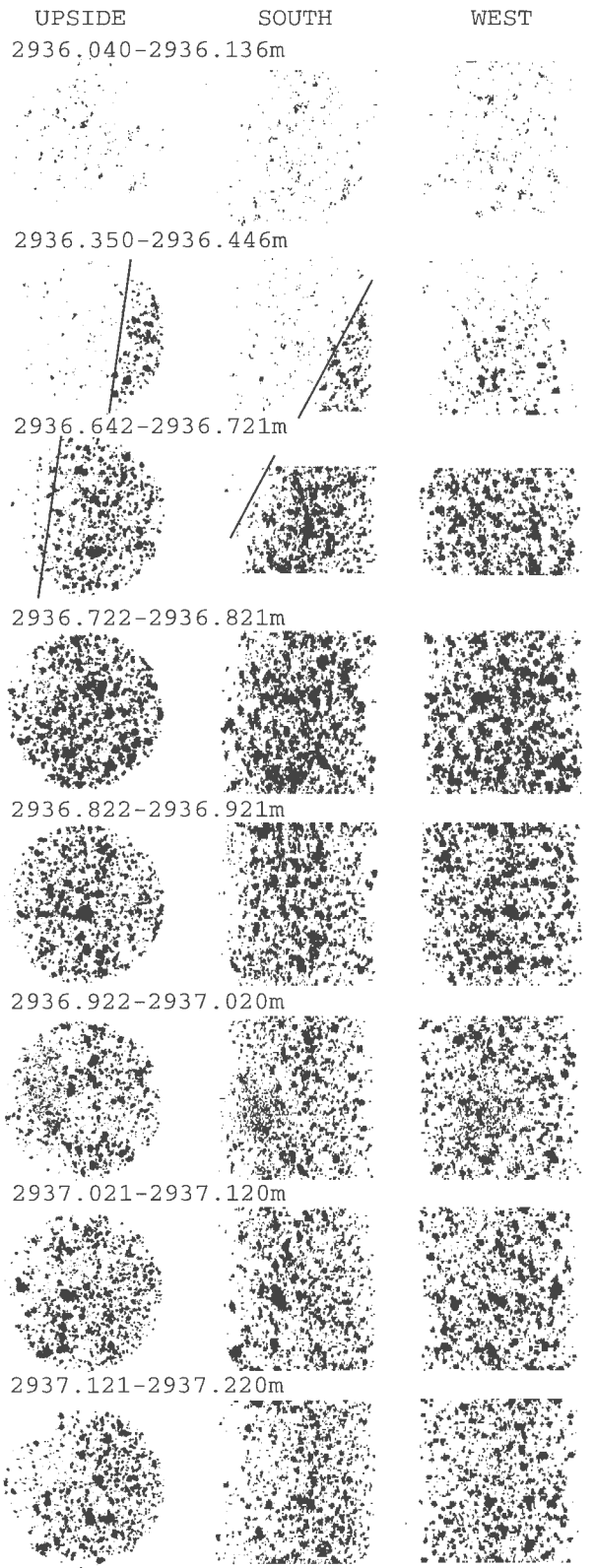
第4図　3次元X線CT画像．黒線はコア試料の外形を示す．試料の直径，長さはそれぞれ10.15 cm，9.6 cmである．
Fig. 4　Binary (black and white) three-dimensional X-ray CT image. Lines indicate the shape of core sample. The diameter and length of the core sample are 10.15 cm and 9.6 cm, respectively.

2937.220 mにおいて再び大きいMCの分布域の境界が現れる．以上の結果から，2936.350～2937.220 mが大きいMCの分布域であることが分かった．

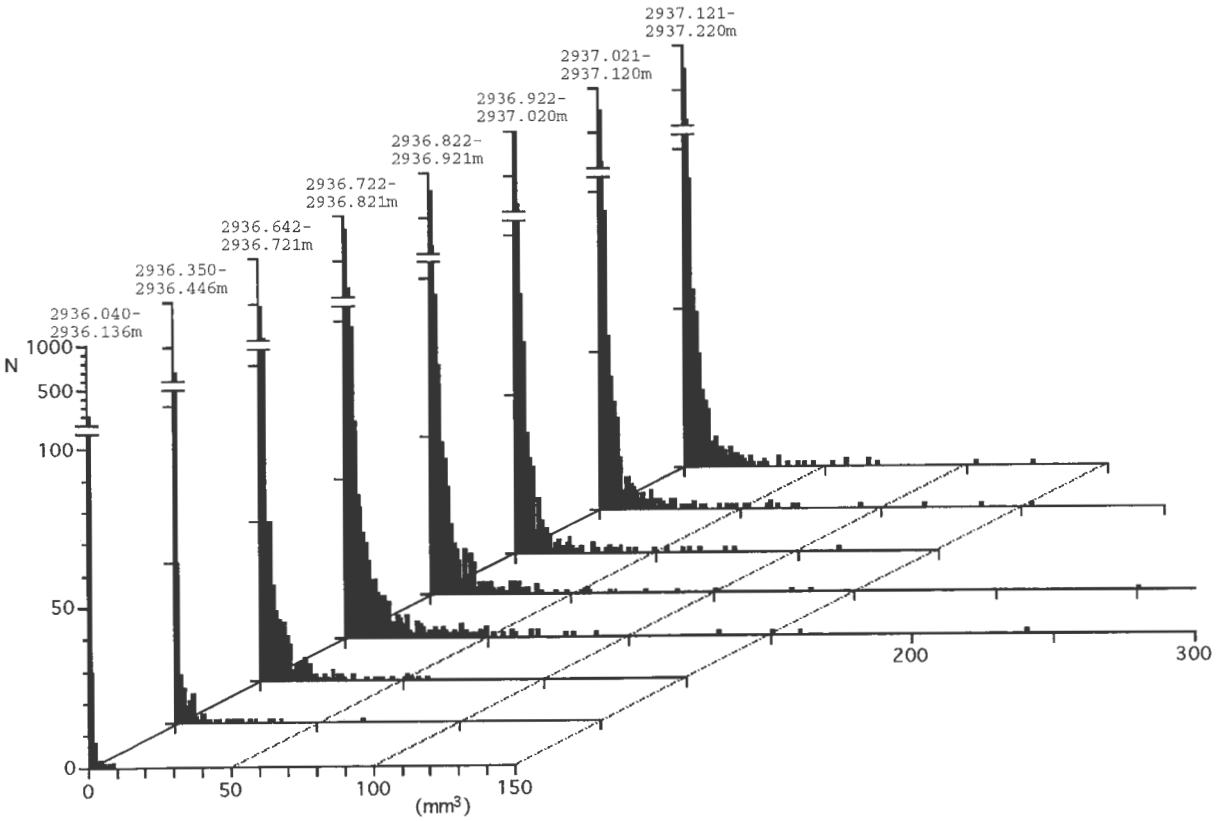
5.2　MCのサイズ分布

X線CTイメージからMCのサイズ分布を求めるために，コンピュータプログラムを作成した（Watanabe *et al.*, 1999）．このプログラムは近接したボクセルの連結を調べ，クラスターラベリングを行い，それぞれのクラスターについて体積計算を行うものである．解析の結果を第6図に示す（Ohtani *et al.*, 2000a; Ohtani *et al.*, 2000b）．いずれの区間においても<2 mm^{3}のMCは多数存在するものの，これらはX線CTのノイズを含んでいる可能性がある．そこでここでは>2 mm^{3}のMCについてのみ記述を行うこととする．深度2936.04～2936.14 mでは小さいMCがわずかに存在する．深度2936.722 m以深では>50 mm^{3}のMCが存在するようになり，MCの総数も下に行くほど増加している．深度2936.722～2936.921 mでMCの総数は最大となり，>2 mm^{3}のMCの存在比は0.33/cm^{3}となる．深度2936.921 m以深ではMCの総数は下に向かってわずかに減少する．

サイズ分布の解析から，多くのMCが分布するところに大きいMCが存在することが示された．多数のMCが存在するMC帯は深度2936.722 m以深に限られる．最大のMCは250 mm^{3}と見積もられているが，これは複数のMCが完全に分離されなかった結果，X線CT画像上で連



第5図　MCの透視画像．コアを（左）上方，（中央）南，（右）西から透視した様子を示している．黒線は大きなMCの分布境界を示している．
Fig. 5　Binary (black and white) perspectives of miarolitic cavities from upside (left), south (center), and west (right). Solid lines indicate the boundary of small and large cavities.



第6図　WD-1a 深度 2936.040～2937.220 m における MC のサイズ分布.
Fig. 6　Histogram of size distributions of miarolitic cavities from 2936.040 to 2937.220 m depth in borehole WD-1a.

結して，見かけ上一つの MC として認識されている可能性があると考えられる.

5.3　空隙率

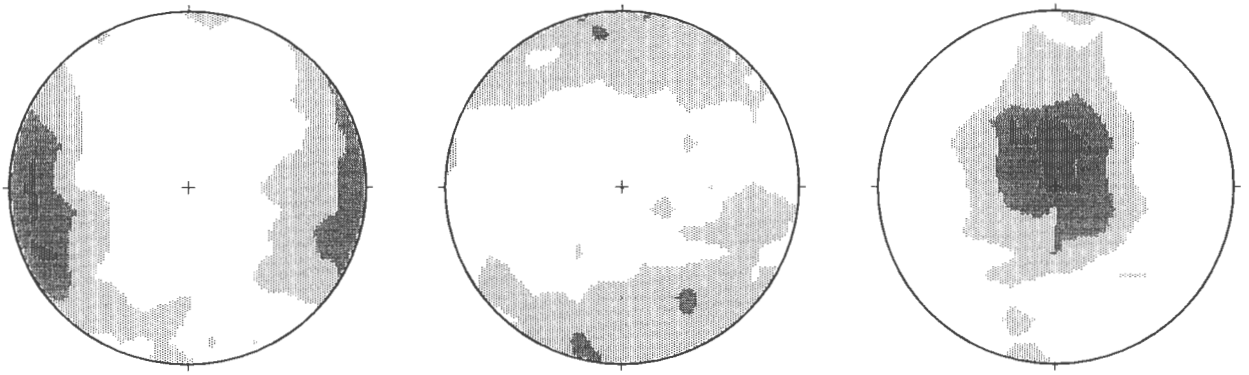
X 線 CT 画像から葛根田花崗岩の空隙率を求めた（大谷ほか，1997；Ohtani *et al.*, 2000a；Ohtani *et al.*, 2000b）. 算出方法は（空隙率）＝（CT 値＜1500 のボクセル数）/（コア全体のボクセル数）である. その結果，深度 2936.040～2936.136 m 及び 2936.350～2936.446 m 区間における空隙率は 0.02，0.1 %，深度 2936.722～2937.220 m 区間における空隙率は浅い方から 10 cm ごとに 0.9，0.7，0.4，0.5，0.5 %であった.

X 線 CT 画像から葛根田花崗岩の空隙率の算出を試みたものの，求められた空隙率は他の手法で求められている空隙率に比べて低い値を示している. NEDO (1996a) は MC を含まない葛根田花崗岩の空隙率を CT 画像観察を行った深度付近で 1.98 %と報告されている. この測定には水を間隙中に充填させてその分の重量増加より間隙体積を求める方法が用いられている. MC を含まない葛根田花崗岩は，コア表面からの観察では大きな MC の存在が確認されなかった深度 2936.040-2936.136 m の試料に対応すると考えると，NEDO (1996a) によって求められた空隙率と X 線 CT から求めた空隙率 0.02 %は大きく異なる. この相違は X 線 CT 装置の分解能に由来すると思われる. 空隙率の算出に用いた医療用 CT 装置の空間分解能は 0.75 mm であるので，径数 mm の MC は観察できるものの，分解能より小さいマイクロクラックは観察できない. したがって X 線 CT から算出された空隙率はおおよそ径 0.75 mm 以上の MC の存在率であり，それ以下の径の MC やマイクロクラックは含まれていないと考えられる.

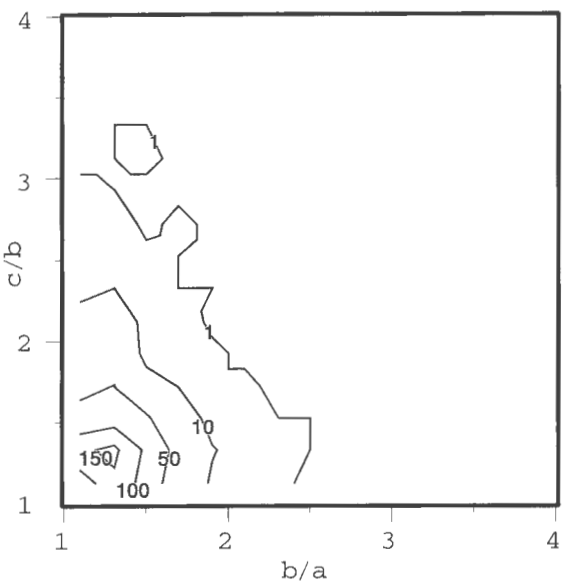
5.4　MC の形態解析

MC の形態は地質調査所において開発されたコンピュータプログラム (Ikeda, in press) を用いて，3 次元 CT 画像より求められた (Ohtani *et al.*, 2000b; Ohtani *et al.*, submitted). 用いたプログラムは与えられた範囲の CT 値を持つボクセルの連結の程度を解析して，再構成された物体についてクラスタラベリングを行い，個々の物体に対して 3 軸不等の楕円体を当てはめる.

MC に当てはめられた楕円体の短軸(a)，中間軸(b)，長軸(c)はそれぞれ E-W，N-S，鉛直方向に卓越する（第 7 図）. フリン図 (Flinn, 1962) は多くの MC が平面歪型であることを示している（第 8 図）. 一部の MC はプロレートタイプを示すものの，これらは複数の MC が見かけ上連結した結果による可能性がある.



第7図　MCに当てはめられた楕円体の軸方位．N＝1285．シュミット図下半球投影．コンター間隔は1.0%/1% area．
Fig. 7　Axial distribution of ellipsoids fitted to miarolitic cavities. N＝1285. Equal area and lower hemisphere projection. Contour interval is 1.0%/1% area.



第8図　MCの形態を示すフリン図．コンターの数字はフリン図中の任意の点（i, j）を中心として（$i\pm0.2$, $j\pm0.2$）の範囲内に存在するMCの数を示している．
Fig. 8　Flinn diagrams showing the shape of miarolitic cavities. Numbers on contour lines indicate the number of the miarolitic cavities within the range ($i\pm0.2$, $j\pm0.2$). (i, j) is any one point on the Flinn diagram.

このMCの形態は広域応力場が葛根田花崗岩に作用した結果として形成された可能性がある．東北地方における現在の広域応力場はE-W圧縮逆断層型である（Shimazaki, 1978）．MCに当てはめられた楕円体の短軸(a)がE-W方向を示す一つの解釈として，MCが現在と同様の広域応力場においてE-W方向から短縮されたと考えられる．MCの変形した時期は不明であるが，MCを変形させた古応力場は現在の広域応力場と大きく違わないと思われる．葛根田花崗岩の角閃石，黒雲母のK-Ar年代はそれぞれ0.08～0.34，0.068～0.21 Ma（蟹澤ほか，1994）であり，東北日本の広域応力場は3.5 Ma以降一定（Sato, 1994）だからである．なおMCの形成は，花崗岩マグマの固結が進みマグマ期末期にマグマからガスや流体が放出されることに関係することと，花崗岩中の鉱物自体には明瞭な延性変形の形跡は見当たらないことから，MCの変形はマグマ期末期に生じ，固結後はあまり変形しなかったと考えられる．

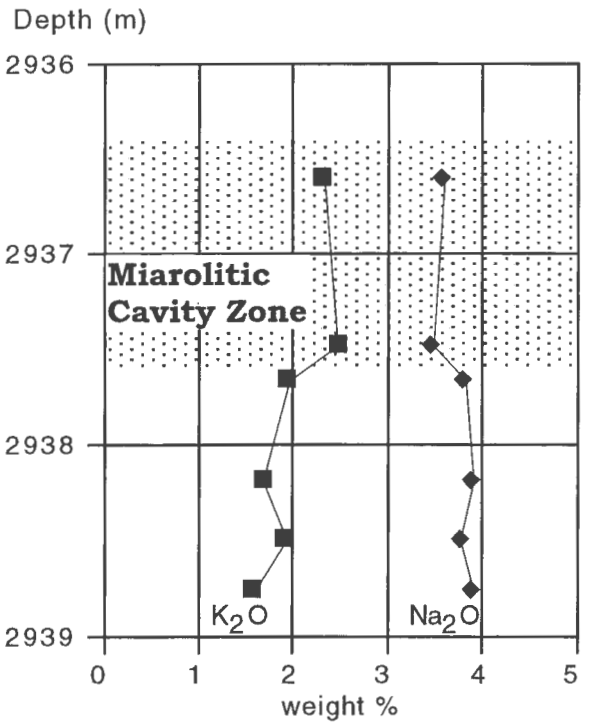
5.5　MC濃集帯における化学組成

深度2936.58～2938.75 mから6試料を採取して蛍光X線分析によりAl_2O_3，CaO，Cr_2O_3，Fe_2O_3，K_2O，MgO，MnO，Na_2O，P_2O_5，SiO_2，TiO_2の化学組成を調べた（Ohtani *et al.*, 2000a）．Al_2O_3，Fe_2O_3，MgO，SiO_2についてはMC濃集帯で化学組成の変化は認められなかった．K_2O，Na_2OについてはMC濃集帯において周囲の化学組成からの変化が認められ，Na_2OについてはMC濃集帯で減少，K_2Oでは増加する傾向が認められた（第9図）．

6．　深部地熱開発への応用

葛根田花崗岩のX線CT撮影を行い，MCの空間分布，サイズ分布，形態，空隙率を見積もることができた．コア表面からはMCがどのように分布しているのか分からない場合でも，X線CTを用いた画像解析により大きなMCの分布境界が第5図に示したように確認された（Ohtani *et al.*, 2000a; Ohtani *et al.*, 2000b）．このように3次元X線CTイメージングはある程度大きなMCやその集合体の構造を可視化するのに有効である．

大きなMCの分布境界はN20°Eの走向を示すことが認められた（大谷ほか，1997；Ohtani *et al.*, 2000a；Ohtani *et al.*, 2000b）．この走向は葛根田花崗岩体より浅所で発



第9図　WD-1a 深度 2936.52～2938.75 m における葛根田花崗岩中の Na_2O と K_2O 成分の変化.
Fig. 9　Profiles of Na_2O and K_2O components within the Kakkonda granite from 2936.58 to 2938.75 m depth in borehole WD-1a.

生している微小地震の震源分布における各クラスターの伸長方位 (Uchida *et al.*, 1996), MT 法探査による低比抵抗領域の分布方位 (NEDO, 1996b) 及び標高-500 m 準の等温線の分布方位 (玉生, 1994) にほぼ一致している. 花崗岩中に分布する MC 濃集帯は, 各々の MC がフラクチャで連結されることにより地熱貯留層に発達する可能性があるので, N20°E の MC 濃集帯の発達方位が地熱貯留層の形成においてその発達方位を規制する一つの要因となり, 微小地震の震源分布などで示される貯留層の構造に何らかの制約を与えているかもしれない.

工業用 CT 装置で確認された花崗岩中のマイクロクラックについて, Fujimoto *et al.* (1998) は電子顕微鏡による微細組織観察と透水試験から葛根田花崗岩の粒界は閉じておらず, 空隙率は通常の花崗岩に比べて高いことを示した. これらの粒界割れ目も地熱流体の貯蔵の役割を果たしているのであろう. ただし花崗岩コアは深部の高温域から採取されたので, 粒界割れ目の発達については応力解放または熱収縮の影響を考慮しなければならない.

MC 濃集帯周辺の化学組成の変化について, Muraoka (1997) は WD-1a からのカッティングスの化学分析結果を報告し, 深度 2905～3020 m で Na_2O, K_2O が増加し, CaO が減少することに着目して, この化学組成の変化が深度 2936.4～2937.6 m の MC に関連することを示唆した. 今回の結果と併せて, MC 帯周辺での化学組成の変化は K_2O の増加で特徴づけられる. Na_2O はコアの化学分析結果では MC 濃集帯の中で減少しており, カッティングス分析の結果 (Muraoka, 1997) と逆の傾向を示している. Sakuyama and Kushiro (1979) は 1150°C, 500～1500 MPa における安山岩メルトからの H_2O-rich の水蒸気相の分離実験を行い, メルトから分離した水蒸気相が上方へ移動する際に, Na, K のようなアルカリ元素を輸送することを報告している. よって, MC 濃集帯における K_2O の増加は MC 濃集帯の形成と関連があると考えられる. なお Na_2O については, コアとカッティングスの分析結果が逆の傾向を示すことから, コアの 3 m という限られた区間における分析結果が, 全体的な傾向を示していない可能性が考えられる. また, 土井ほか (1998) は WD-1a のサイドトラック坑井である WD-1b の FMI 解析から MC が葛根田花崗岩の縁辺部に認められることを報告している. よって MC は, WD-1a からのコアで確認された区間のみならず, 葛根田花崗岩の頂部に広く分布している可能性があり, Muraoka (1997) によって示された化学組成の異常を示す深度は空隙の分布域を表しているのであろう.

MC が地熱貯留層に発達する可能性以外に, 花崗岩体の縁辺部に発達する冷却節理が貯留層の形成に対して重要な役割を果たす可能性も指摘されている (NEDO, 1999). いずれの可能性にせよ, 地熱地域の深部に浅所貫入岩体が伏在している場合, その縁辺部が地熱貯留層に発達するかも知れないことを示している. ただし, WD-1a が葛根田花崗岩の縁辺部で逸水帯に遭遇しなかった (NEDO, 1996b) ことから, 岩体縁辺部に普遍的に地熱貯留層が発達するのではないことが分かる. 本研究で確認された MC 濃集帯の境界は高角で傾斜している. このことは空隙率の側方変化が大きいことを示唆し, 岩体縁辺部で逸水帯が局所的に発達することと整合的である. このように, X 線 CT を用いた方法は MC の分布を把握するのに有効であるので, 従来のコア観察や検層に加えて実施することにより, 貯留層の性状がより詳しく理解できるものと思われる.

深部地熱貯留層の分布を予想するためには, どのような応力場が地下で作用しているのか理解することが重要である. このために坑壁に発達するフラクチャ, あるいは坑井コアを用いて現在における応力場の推定が試みられている. 一方, 地熱貯留層の形成は現在の応力場のみならず, 岩石が形成されてから現在に至るまでの応力場がすべて反映されると考えられるので, 応力場の変遷を理解することも重要である. 本研究では, 貫入岩体の年代が若いために, MC の形態から求められた古応力場と現在の広域応力場が同一であったが, 古い岩体が地熱貯留層を形成して, その岩体が貫入したとき古応力場を求め

たいときには今回の方法は有効であろう．

謝辞　画像解析ソフトウェアの使用については，地質調査所・中野司博士及び筑波大学・渡辺慶規博士にご協力いただいた．WD-1aコアの使用及び本論文の出版に際しては，NEDO関係者各位に便宜を図っていただいた．地質調査所・村岡洋文研究室長及び茂野博研究室長からは，原稿に対する有益なコメントを頂いた．また，ステレオネットの作図にはCornell大学R. Allmendinger教授によるソフトウェアStereonet v.4.9.6を使用した．ここに記して感謝の意を表します．なお本研究は，通商産業省工業技術院ニューサンシャイン計画による「深部地熱資源調査の解析・評価」の一環として行われた．

文　献

Bonner, B. P., Roberts, J. J. and Schneberk, D. J. (1994) Determining water content and distribution in reservoir graywacke from the northeast Geysers with X-ray computed tomography. *Geotherm. Resour. Counc. Trans.,* **18**, 305-310.

Chen, M. R., Hinkley, R. E. and Killough, J. E. (1996) Computed tomography imaging of air sparging in porous media. *Water Resour. Res.,* **32**, 3013-3024.

土井宣夫・加藤　修・坂川幸洋・赤工浩平・内田利弘（1998）葛根田花崗岩のフラクチャと岩石物性の検層特性．日本地熱学会誌，**20**，34.

Flinn, D. (1962) On folding during three-dimensional progressive deformation. *Geol. Soc. Lond. Quar. Jour.,* **118**, 385-433.

Fujimoto, K., Takahashi, M., Doi, N. and Kato, O. (1998) High permeabilities of Quaternary granites in Japan and its implications for mass and heat transfer in a magmatic-hydrothermal system. *Proc. 9th Int. Symp. on Water-Rock Interaction,* 227-230.

Hounsfield, G. N. (1973) Computerized transverse axial scanning (tomography), 1, Description of system. *British Jour. Radiology,* **46**, 1016-1022.

Ikeda, S., Nakano, T. and Nakashima, Y. (in press) Three-dimensional study on the interconnection and shape of crystals in a graphic granite by X-ray CT and image analysis. *Mineral. Mag.*

蟹澤聰史・土井宣夫・加藤　修・石川賢一（1994）岩手県，葛根田地熱地域に伏在する第四紀葛根田花崗岩．岩鉱，**89**，390-407.

Kato, O. and Doi, N. (1993) Neo-granitic pluton and late hydrothermal alteration at the Kakkonda geothermal field, Japan. *Proc. 15th NZ Geothermal Workshop 1993,* 155-161.

加藤　修・佐藤　浩（1995）第四紀花崗岩をターゲットにした葛根田地熱地域の深部貯留層開発について．資源地質，**45**，131-144.

Ledley, R. S., Chiro, G. D., Luessenhop, A. J. and Twigg, H. L. (1974) Computerized transaxial X-ray tomography of the human body. *Science,* **186**, 207-212.

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.

Muraoka, H. (1997) Petrochemical profiling of the aureole of the Kakkonda granite using cuttings samples along the well WD-1a, northeast Japan. *Geotherm. Resour. Counc. Trans.,* **21**, 309-316.

Nakashima, Y., Hirai, H., Koishikawa, A. and Ohtani, T. (1997) Three-dimensional imaging of arrays of fluid inclusions in fluorite by high-resolution X-ray CT. *N. Jb. Miner. Mh.,* **1997**, 559-568.

Nakashima, Y. (2000) The use of X-ray CT to measure diffusion coefficients of heavy ions in water-saturated porous media. *Eng. Geol.,* **56**, 11-17.

大谷具幸・中島善人・村岡洋文（1997）X線CTによる葛根田花崗岩に認められる岩石組織の3次元イメージング．日本地熱学会誌，**19**，209-217.

Ohtani, T., Nakashima, Y. and Muraoka, H. (2000a) Three-dimensional miarolitic cavity distribution in the Kakkonda granite from borehole WD-1a using X-ray computerized tomography. *Eng. Geol.,* **56**, 1-9.

Ohtani, T., Nakashima, Y., Nakano, T. and Muraoka, H. (2000b) X-ray CT imaging of pores and fractures in the Kakkonda granite, NE Japan. *Proc. World Geotherm. Congr. 2000,* 1521-1526.

Ohtani, T., Nakano, T., Nakashima, Y. and Muraoka, H. (submitted) Three-dimensional shape analysis of miarolitic cavities and enclaves in granite by an X-ray computerized tomography. Submitted to *Jour. Struct. Geol.*

大谷具幸・中島善人（2000）WD-1a葛根田花崗岩コア・X線CTイメージ．地質調査所研究資料集，no.357.

Pyrak-Nolte, L. J., Montemagno, C. D. and Nolte, D. D. (1997) Volumetric imaging of aperture distributions in connected fracture networks. *Geo-*

phys. Res. Let., **24**, 2343-2346.

Sakuyama, M. and Kushiro, I. (1979) Vesiculation of hydrous andesitic melt and transport of alkalies by separated vapor phase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 61-66.

Sato, H. (1994) The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 22261-22274.

Shimazaki, K., Kato, T. and Yamashita, K. (1978) Basic types of internal deformation of the continental plate at arc-arc junctions. *Jour. Phys. Earth*, **26**, Suppl., S66-S83.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1996a）平成6年度地熱探査技術等検証調査，深部地熱資源調査報告書．567p.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1996b）平成7年度地熱探査技術等検証調査，深部地熱資源調査報告書．887p.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1999）平成9年度地熱探査技術等検証調査，深部地熱資源調査報告書．858p.

玉生志郎（1994）地熱系モデリングから見たマグマ溜り－豊肥・仙岩・栗駒地熱地域を例にして－．地質学論集，no.43，141-155.

Tivey, M. K. and Singh, S. (1997) Nondestructive imaging of fragile sea-floor vent deposit samples. *Geology*, **25**, 931-934.

Uchida, T., Akaku, K., Sasaki, M., Kamenosono, H., Doi, N. and Miyazaki, S. (1996). Recent progress of NEDO's "Deep-seated Geothermal Resources Survey" project. *Trans Geotherm. Res. Coun.*, **20**, 643-648.

Verhelst, F., Vervoort, A., De Bosscher, Ph. and Marchal, G. (1995) X-ray computerized tomography: determination of heterogeneities in rock samples. *Proc. 8th Int. Congress of Rock Mech.* (ISRM, Balkema Publ.), **1**, 105-108.

Watanabe, Y., Nakashima, Y. and Ohtani, T. (1999) 3D-image processing program for the calculation of the volume histogram of cavities in rock samples. *Jour. Geotherm. Res. Soc. Japan*, **21**, 181-188.

（受付：1999年9月16日；受理：2000年6月26日）

地質調査所報告第 284 号，p.127-132，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

硫黄沢，地獄谷及び餓鬼谷の温泉水の Br/Cl 比について
－花崗岩地帯から放出される水－

高橋正明[1]・佐藤　努[2]・前川竜男[3]・佐々木宗建[1]・藤本光一郎[1]・
伊藤順一[4]・原山　智[5]・及川輝樹[5]・高橋　康[5]・吉澤杉洋[5]

The Br/Cl weight ratio of hot spring waters at Iwo-sawa, Jigoku-dani and Gaki-dan areas
－Thermal fluids from granitic provinces－

By

Masaaki TAKAHASHI[1], Tsutomu SATO[2], Tatsuo MAEKAWA[3], Munetake SASAKI[1],
Koichiro FUJIMOTO[1], Jun'ichi ITOH[4], Satoru HARAYAMA[5], Teruki OIKAWA[5],
Ko TAKAHASHI[5] and Sugihiro YOSHIZAWA[5]

Abstract: Chemical analyses were carried out for thermal waters collected from Iwo-sawa, Jigoku-dani (Yumata) and Gaki-dan areas, where hot springs and fumaroles are discharging from Ariake and Kurobe granitic rocks, Nagano and Toyama Prefectures, Japan. The weight ratios between dissolved bromide and chloride (Br/Cl ratio) of those thermal water samples range from 0.003 to 0.005. These Br/Cl ratios were similar to those of hypersaline liquid collected from 1) Kakkonda granite, thermal and mineral spring waters obtained from a) San'in, Ishibotoke (Ryoke) and Iide granitic provinces, and b) Furumachi, Okukinu and Yakumo areas where granitic intrusions exist, and 2) geothermal fluids from the Mori geothermal power plant. The Br/Cl ratios of them are identical to or higher than that of seawater (0.0034) and similar to those of granitic rocks (0.0041).

要　旨

花崗岩地帯にある噴気・温泉地帯である硫黄沢，地獄谷（湯俣）及び餓鬼谷地域より温泉水を採取し，その化学組成の分析を行った．その結果，硫黄沢，地獄谷及び餓鬼谷の温泉水の Br/Cl 比は 0.003-0.005 程度であること，この値は葛根田花崗岩類から得られた超高塩濃度の流体の Br/Cl 比，花崗岩地帯（山陰，石仏（領家），飯豊）や貫入岩類の存在する地帯（古町，奥鬼怒，八雲，森地熱発電所）などから得られる温泉水，鉱泉水あるいは地熱流体の Br/Cl 比と類似していることが分かった．その値は海水の値（0.0034）と同程度やや大きな値であり，また花崗岩の値（0.0041）とも類似している．

1．はじめに

溶存臭化物イオンと溶存塩化物イオンは，水／岩石反応で溶液中に残りやすいこと，海水の二相分離反応時にもほとんど分別しないことなどから，両イオンの比（Br/Cl 比）は各種の地化学パラメータのうちでも最も安定したパラメータの一つである．地熱流体は NaCl 型の熱水であることが多いため Br/Cl 比は地熱流体の起源を示唆する重要なパラメータである可能性が考えられる．

White (1957) は，海水，油田塩水及び火成岩の間では Br/Cl 比の違いは非常に小さいかほとんどないことを示したが，同時にさらなる詳細な研究が必要であるとも述べている．太秦ほか (1960) は，海水の Br/Cl 比は 3.43×10^{-3} (Mason, 1952)，油田塩水は $2\text{-}8\times10^{-3}$ 程度，火山性の温泉は $1\text{-}4\times10^{-3}$ 程度であることを示した．上村ほか (1988) は化石海水，有馬型，グリーンタフ型に分類される温泉は海水や油田塩水より小さな Br/Cl 比を持つことを示し，Br/Cl 比が地熱流体の起源を示唆するパラメータとして用

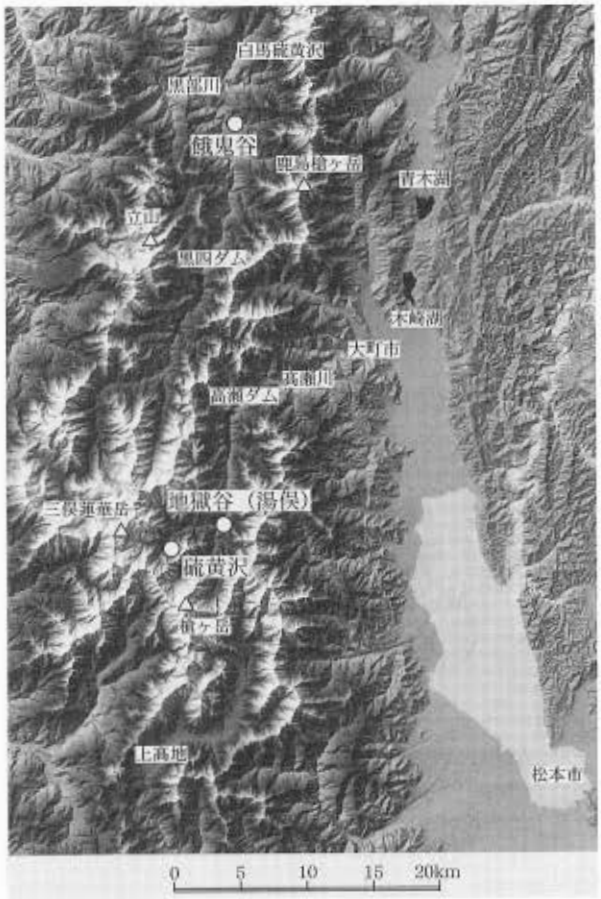
[1] 地殻熱部 (Geothermal Research Department, GSJ)
[2] 地震地質部 (Earthquake Research Department, GSJ)
[3] 地殻化学部 (Geochemistrys Department, GSJ)
[4] 環境地質部 (Environmental Geology Department, GSJ)
[5] 信州大学 (Shinshu University；Asahi 3-1-1, Matsumoto, Nagano 390-0802, Japan)

Keywords: Iwosawa, granitic province, hot spring area, fumarolic area, Br/Cl ratio, fluid chemistry, Japan

いることができると述べた．

新エネルギー・産業技術総合開発機構が岩手県葛根田地域に掘削したWD-1a井の葛根田花崗岩から超高塩濃度の流体が流出した．Kasai *et al.*（1998）には，流出後固相になった部分のBr/Cl比は0.62×10^{-3}であること，液相として残った部分のBr/Cl比は2.69×10^{-3}～4.84×10^{-3}の範囲にあることが報告されている．しかし花崗岩地帯から湧出している温泉（地熱流体）に関する研究は少なく，葛根田花崗岩から流出した超高塩濃度流体のBr/Cl比が一般的な値であるのか否かも不明な状態である．

本報告では，岩手県葛根田地域において作成される深部地熱系モデルの一部である「花崗岩から放出される流体の地球化学的特徴」の解明に寄与する目的で，日本の代表的な花崗岩地帯の一つである有明花崗岩類の分布域にある長野県大町市の硫黄沢及び地獄谷，及び黒部花崗岩類の分布域にある富山県宇奈月町の餓鬼谷（名称は“がきだん”：志水，1999）の噴気・温泉地帯から得られる水のBr/Cl比について述べ，葛根田地域において得られた超高塩濃度流体及び他の花崗岩地域の温泉（既存データ）のBr/Cl比との比較・検討を行った．なお，硫黄沢における調査報告は，高橋ほか（1996），佐々木ほか（1997）及び佐藤ほか（1998）に述べられている．また，本調査は白馬硫黄沢及び黒部川周辺（第1図）において続行中である．



第1図　試料採取地点（飛騨山脈中部）
Fig. 1 Locality map of sampling points (central part of the Hida Mountains)

2．試料と分析

温泉水試料の採取は，1995年9-10月に硫黄沢，地獄谷及び餓鬼谷（試料採取：原山と福島晋一氏（当時信州大学））において行った．試料の採取地点を第1図に示した．温泉水試料の溶存塩化物イオン（以下，Cl^-）濃度及び溶存臭化物イオン（以下，Br^-）濃度の分析は，イオンクロマトグラフ（YOKOGAWA IC-7000 RP）にて分析を行った．溶離液は3.0 mMNa_2CO_3溶液，除去液は15 mMH_2SO_4溶液，流速はいずれの溶液も1 mℓ/minの条件で行った．

Br^-濃度の分析ではイオンクロマトグラフ法が最も有効な分析法である．しかし以下のような濃度分析の不安定さが存在する．

①クロマトグラム上でBr^-のピークがCl^-のピークのテイル部分に乗っていることが同一試料の繰り返し測定から判明した．Br^-濃度はCl^-濃度の数百～1000分の1程度の濃度であることが多く，ベースラインの引き方によっては数十%～数倍の誤差を含む可能性が考えられる．そのためBr^-濃度分析では，機械的にベースラインを引く自動分析法や，混合した標準溶液を用いなかった．濃度既知試料の測定ではBr^-濃度の誤差は0.1 ppm以上では5%以内であったが，0.05 ppmになると誤差が30%程度と急激に大きくなることが分かった．分析の誤差はCl^-のピークのテイルラインが下に凸であるのに対し，Br^-のピークのベースラインを直線で近似する部分で発生すると考えられる．これらのことから，Br^-濃度の測定の場合その測定値が0.1 ppm以上になるよう注意して分析を行った．

②HCO_3^-濃度がCl^-濃度と同等程度以上である場合，クロマトグラム上のCl^-のピーク部分にHCO_3^-のベイカントピークが出現する．この場合，Cl^-のピーク付近のベースラインの変動が激しく，Cl^-濃度，Br^-濃度とも分析値に再現性がなくなったり，解析不能になったりする．また，通常の試料ではベースラインがほとんど変化しないか，徐々に増加する場合が多いが，変質地帯から採取した試料では，ベースラインがF^-のピーク付近で急激に高くなり，Cl^-やBr^-のピーク付近に向かって急激に低下することが判明した．この場合もCl^-濃度，Br^-濃度とも分析値に再現性がなくなってしまう．②の問題については現在検討中であり，Br^-濃度分析の不安定さは特に変質帯関連の試料，HCO_3^-濃度が高い試料について解消されていない状態である．

第1表に，各温泉水試料の分析値を示した．参考のた

第1表　硫黄沢，地獄谷及び餓鬼谷各温泉水試料の化学組成

Table 1　Chemical compositions of thermal waters from Iwo-sawa, Jigoku-dani and Gaki-dan areas.

sample name	sampling date & No.	Temp (C)	pH	ORP (mV)	EC (mS/cm)	Na^+ (mg/L)	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Li^+	Fe^{2+}	Fe^{3+}
Iwo-higashisawa (fumarole 1)	95090606	92.4	2.71	554	1.25	32.96	9.11	0.24	5.36	0.00	0.08	0.63
Iwo-higashisawa (The hot spring at the jucture of the Iwo-higashi Stream and the Yumata River)	95090801	60.7	6.79	-217	2.92	358.7	118.2	4.24	136.6	0.73	0.04	0.00
Iwo-higashisawa (fumarole 2)	95090805	93.3	3.35	490	0.35	27.98	7.04	0.46	6.05	0.00	0.12	0.56
Jigoku-dani 1	95090905	75.6	7.41	168	1.77	229.3	28.63	3.97	106.2	1.48	0.00	0.00
Jigoku-dani 2 (sinter cone 1)	95090906	86.3	7.14	176	1.85	252.4	30.88	3.47	103.5	1.62	0.00	0.00
Jigoku-dani 3	95090907	65.4	7.12	190	1.38	177.5	22.56	2.24	85.10	1.35	0.00	0.00
Jigoku-dani 4 (sinter cone 2)	95090908	88.3	7.53	173	1.81	253.4	31.16	3.43	97.14	1.21	0.02	0.00
Jigoku-dani 5	95090909	85.8	7.30	166	1.82	260.7	32.91	2.58	80.37	1.80	0.00	0.00
Jigoku-dani 6 (open-air bath of the Seiran-So Hut)	95090910	58.8	6.80	186	1.57	229.6	27.74	2.07	59.60	1.75	0.00	0.00
Gaki-dan 1	95102301	97.6	7.22	158	0.83	154.3	11.46	0.00	14.57	1.46	0.00	0.02
Gaki-dan 2	95102302	98.3	7.75	140	0.83	157.2	12.41	0.00	12.89	1.45	0.00	0.00
Gaki-dan 3	95102303	100.0	7.53	169	0.94	172.7	13.68	0.00	17.00	1.55	0.00	0.00

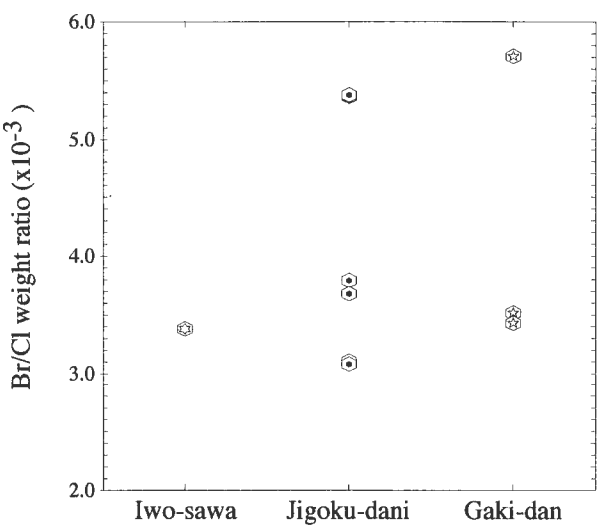
sample name	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	F^-	Br^-	NO_3^-	Free CO_2	SiO_2	B	H_2S	$Br/Clx10^{-3}$
	(mg/L)										
Iwo-higashisawa (fumarole 1)	25.48	286.9	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00	132.	0.3	0.0	-
Iwo-higashisawa (The hot spring at the jucture of the Iwo-higashi Stream and the Yumata River)	637.5	121.4	214.8	4.67	2.15	0.00	167.2	137.	7.4	35.3	3.37
Iwo-higashisawa (fumarole 2)	24.95	99.26	0.00	0.00	0.00	1.10	0.00	156.	0.4	0.0	-
Jigoku-dani 1	268.6	80.75	346.6	4.93	1.44	1.15	149.6	136.	3.0	0.12	5.36
Jigoku-dani 2 (sinter cone 1)	289.1	72.28	381.8	1.43	0.89	0.00	146.1	141.	3.4	0.11	3.09
Jigoku-dani 3	201.2	86.94	303.9	1.02	0.62	0.00	126.7	114.	2.4	0.0	3.06
Jigoku-dani 4 (sinter cone 2)	288.0	76.30	373.6	5.53	1.55	0.85	123.2	145.	3.5	0.06	5.37
Jigoku-dani 5	324.2	68.81	290.0	4.61	1.23	0.00	117.9	148.	3.4	0.02	3.79
Jigoku-dani 6 (open-air bath of the Seiran-So Hut)	285.3	124.8	157.9	3.22	1.05	0.00	111.1	113.	2.6	0.0	3.67
Gaki-dan 1	130.5	56.62	170.9	5.31	0.74	0.00	82.74	135.	2.3	0.01	5.69
Gaki-dan 2	136.6	56.47	161.1	5.36	0.48	0.88	73.94	140.	2.4	0.01	3.50
Gaki-dan 3	150.1	54.79	192.8	5.75	0.51	1.02	73.94	149.	2.7	0.0	3.43

め，水温，pH，酸化還元電位（ORP），電気伝導度（EC），陽イオン濃度，陰イオン濃度及びBr/Cl比（重量比）も同時に示した．Br/Cl比を重量比で示すのは，White（1957），太秦ほか（1960），上村ほか（1988）などBr/Cl比を扱った主要な論文がすべて重量比を用いているためである．

3．結果と考察

第2図に，硫黄沢，地獄谷及び餓鬼谷各地域の温泉水のBr^-とCl^-の重量比（以下，Br/Cl比）の分布を示した．本地域のBr/Cl比は，3.1×10^{-3}～5.7×10^{-3}程度の範囲に分布していることが分かる．各温泉水のBr/Cl比の平均値及び標準偏差は，硫黄沢（東沢入口の温泉）で3.37×10^{-3}，地獄谷温泉で$4.1\pm1.1\times10^{-3}$（データ数6），餓鬼谷で$4.2\pm1.3\times10^{-3}$（データ数3）である．実際には第1表に示したように，地獄谷温泉，餓鬼谷とも$3.1-3.8\times10^{-3}$程度の値と，$5.4-5.7\times10^{-3}$程度の値のバイモーダルな分布をしている．両モードの平均値及び標準偏差は，第1モードが$3.48\pm0.24\times10^{-3}$（データ数6），第2モードが$5.48\pm0.19\times10^{-3}$（データ数3）と言う比較的一定な値を示す．Br/Cl比のバイモーダルな分布が温泉水本来のものか，Br^-濃度分析の不安定さに起因するものであるのかは現状では明らかではない．今後の検討課題としたい．

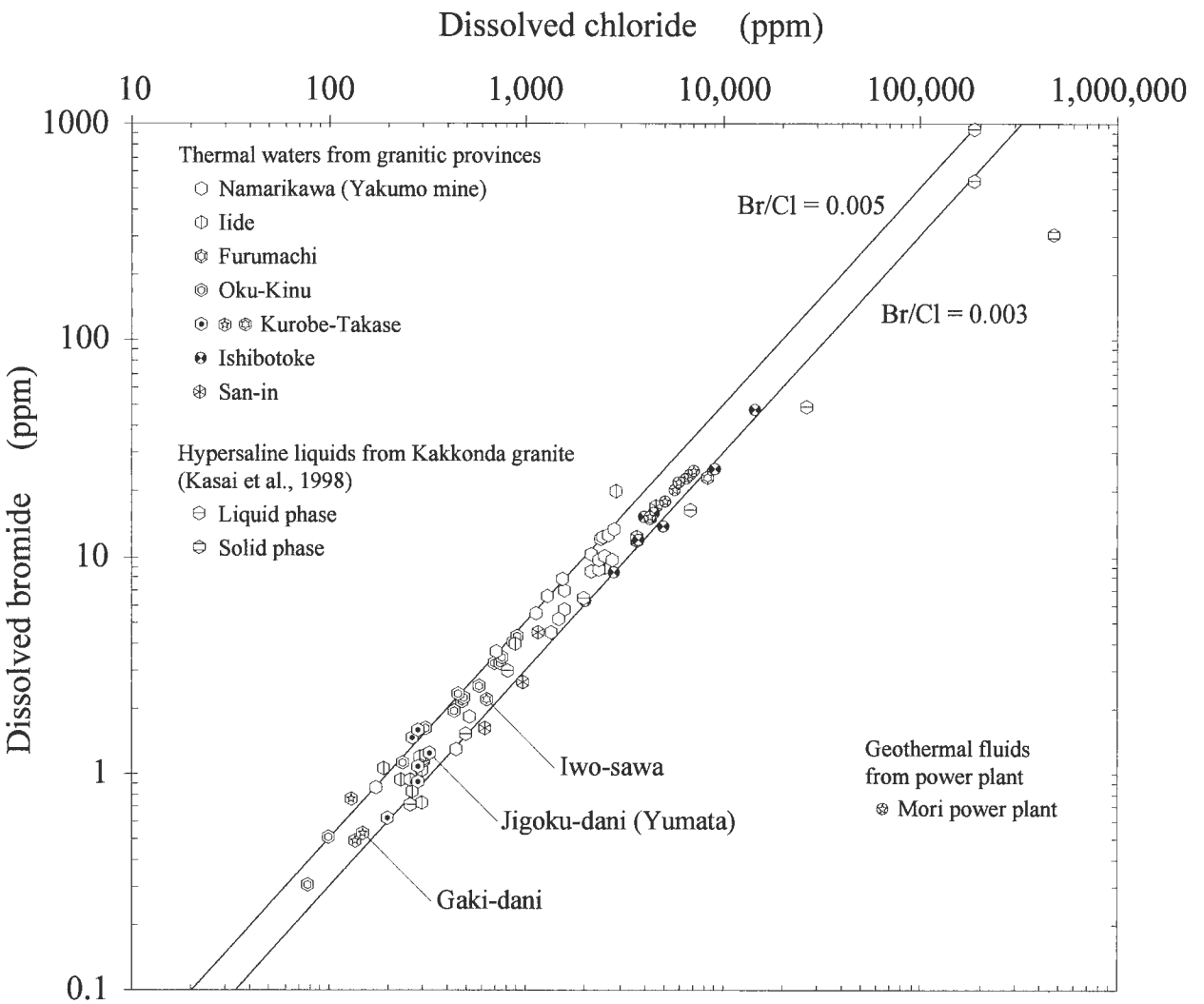
第3図には，硫黄沢，地獄谷温泉及び餓鬼谷各地域の温泉水のCl^-濃度とBr^-濃度の関係を，日本の他の花崗岩地帯から湧出する温泉（飯豊，山陰）及び揚水している炭酸ガス田（石仏），あるいは貫入している花崗岩類から湧出，揚湯している温泉（鉛川（八雲鉱山），古町及び奥鬼怒）等から得られる温泉水及び鉱泉水のCl^-濃度とBr^-濃度の関係とともに示した．Br/Cl比の平均値及び標準偏差は，飯豊（$3.91\pm1.06\times10^{-3}$，データ数14：加藤ほか，1985），山陰（$3.19\pm0.47\times10^{-3}$，データ数7：中村・前田，1958），石仏（$3.17\pm0.36\times10^{-3}$，データ数9：福田ほか，1982；上村ほか，1988），鉛川（$4.15\pm0.70\times10^{-3}$，データ数22：北海道立地下資源調査所，1976），古町（2.74×10^{-3}，データ数1：新エネルギー総合開発機構，1987）及び奥鬼怒（$4.53\pm0.34\times10^{-3}$，データ数14：NEDO，1987）である．第3図からも明らかなように，大部分の温泉水及び鉱泉水のBr/Cl比は0.003～0.005の範囲に分布している．



第2図　硫黄沢，地獄谷及び餓鬼谷各温泉のBr/Cl比の分布
Fig. 2 Distribution of Br/Cl weight ratio of thermal waters from Iwo-sawa, Jigoku-dani and Gaki-dan area.

第3図には，WD-1a井の掘削により葛根田花崗岩中から得られた超高塩濃度熱水のCl^-濃度とBr^-濃度（Kasai *et al.*, 1998）の関係も同様に示した．固相のBr/Cl比は0.62×10^{-3}であるが，液相のBr/Cl比は2.69×10^{-3}～4.84×10^{-3}の範囲にあり，この値は花崗岩地帯の温泉と同様の値である．同様のBr/Cl比を持つ地熱流体は森地熱発電所でも得られており，Br/Cl比の値は$3.49\pm0.08\times10^{-3}$である（吉田，1990；新エネルギー・産業技術総合開発機構，1992）．吉田（1990）はそのBr/Cl比が海水の値（3.43×10^{-3}：Mason，1952）に近いことから，森地熱発電所で産出する地熱流体は海水を起源とするものであると考えた．しかし森地熱発電所のある濁川カルデラは地下に安山岩類の貫入があることが知られている（例えば，Yoshida，1991）．この存在状態は西北西約26 kmに位置する鉛川温泉（八雲鉱山）の状態（北海道立地下資源調査所，1976）と極めて類似している．花崗岩のBr/Cl比については，JG-1（1.30×10^{-3}），JG-1a（4.17×10^{-3}），JG-1b（4.12×10^{-3}），JG-2（3.86×10^{-3}）の4例が報告されている（Shinonaga *et al.*, 1994）．JG-1の値を除くと極めて一様なBr/Cl比を示しており，その平均値及び標準偏差値は$4.05\pm0.16\times10^{-3}$（データ数3）である．この値は，葛根田花崗岩中から得られた超高塩濃度熱水の値を含め，花崗岩地帯の温泉のBr/Cl比と極めて類似したものである．

さて，花崗岩地帯から0.003-0.005のBr/Cl比を持つ特有な温泉水（地熱流体）が放出されている可能性を考える場合，その値は海水の値（0.0034）や油田塩水の値（$2-8\times10^{-3}$程度；太秦ほか，1960）に類似しているため，例えば水の水素・酸素同位体組成など，海水，油田塩水などと区別する指標が必要となる．しかし花崗岩地帯の温泉水がどのような水素・酸素同位体組成を持っているかについては明らかにされていない．今後の研究課題としたい．



第 3 図　花崗岩地帯から放出される温泉水，鉱泉水の Cl 濃度と Br 濃度の関係
Fig. 3　The relation between dissolved chloride and bromide of hot and cold spring waters discharged from granitic provinces.

4．結　　論

花崗岩地帯にある噴気・温泉地帯である硫黄沢，地獄谷及び餓鬼谷地域より温泉水を採取し，その化学組成の分析を行った．その結果，硫黄沢，地獄谷（湯俣）及び餓鬼谷の温泉水の Br/Cl 比は 0.003-0.005 程度であること，この値は葛根田花崗岩類から得られた超高塩濃度の流体の Br/Cl 比，花崗岩地帯（山陰，石仏，飯豊）や貫入岩類の存在する地帯（古町，奥鬼怒，八雲，森地熱発電所）などから得られる温泉水，鉱泉水あるいは地熱流体の Br/Cl 比と類似していることが分かった．その値は海水の値（0.0034）と同程度かやや大きな値であり，また花崗岩の値（0.0041）とも類似している．

謝辞　信州大学理学部三宅康幸教授には焼岳周辺の火山活動について，富山大学名誉教授の水谷義彦博士には低温火山噴気の試料採取について，ご教示いただいた．神岡営林署の方々には左俣谷林道の通行に，東京電力株式会社の方々には高瀬ダム管理道路の通行にそれぞれ便宜を図っていただいた．松本営林署及び大町森林センターの方々には高瀬入国有林内への入林許可を頂いた．双六小屋，三俣山荘及び湯俣山荘の方々には硫黄沢及び伊藤新道に関する情報を頂いた．ここに記して深甚なる謝意を表します．硫黄沢の存在を最初にご教示下さったのは故小野晃司元環境地質部長である．ご冥福をお祈りします．

文　　献

福田　理・永田松三・阿部喜久男（1982）浦島子伝説と二酸化炭素－領家帯の花崗岩類から産する炭酸ガス－．地質ニュース，no.335，42-58.

北海道立地下資源調査所（1976）北海道の地熱・温泉（A）西南北海道中南部．158p.

上村京子・高松信樹・今橋正征（1988）食塩泉のBr/Cl比について．温泉科学，**38**，111-119.

Kasai, K., Sakagawa, Y., Komatsu, R., Sasaki, M., Akaku, K. and Uchida, T. (1998) The origin of hypersaline liquid in the Quaternary Kakkonda Granite, sampled from WD-1a, Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics,* **27**, 631-645.

加藤武雄・大宮由子・杉山智子（1985）飯豊山地及び周辺地域の温泉に関する二，三の地球化学的知見．温泉科学，**35**，115-127.

Mason, B. (1952) *Principles of Geochemistry, 3rd ed.* John Wiley & Sons, Inc., New York-London-Sydney, 329p.

Matsubaya, O., Sakai, H., Kusachi, I. and Satake, H. (1973) Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. *Geochemical Journal,* **7**, 123-151.

中村久由・前田憲二郎（1958）本邦高鹹泉の温泉地質学的意義．地調月報，**9**，431-440.

新エネルギー総合開発機構（1987）昭和61年度全国地熱資源総合調査（第2次）高温可能性地域（南会津地域）地熱調査成果図集．72p.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1990）地熱開発促進調査報告書，No.19，八雲地域，1163p.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1992）平成2年度地熱開発促進調査「地熱貯留層評価手法開発」報告書，259p.

佐々木宗建・藤本光一郎・高橋正明・原山　智・佐藤　努・前川竜男（1997）長野県大町市硫黄沢の酸性変質について．日本地熱学会平成9年学術大会，18.

佐藤　努・高橋正明・原山　智・前川竜男・佐々木宗建・藤本光一郎・及川輝樹・高橋康・吉澤杉洋（1998）北アルプスの白い滝－硫黄沢の滝状石灰華－．地質ニュース，no.524，10-13.

Shinonaga, T., Ebihara, M., Nakahara, H., Tomura, K. and Heumann, K. G. (1994) Cl, Br and I in igneous standard rocks. *Chemical Geology,* **115**, 213-225.

志水哲也（1999）黒部へ　－黒部八千八谷に魅せられて－．白山書房，東京，342 p.

高橋正明・佐藤　努・佐々木宗建・藤本光一郎・前川竜男・原山　智・及川輝樹・高橋康（1996）長野県大町市硫黄沢の噴気活動について．1996年度日本地球化学会講演要旨集，246.

太秦康光・那須義和・瀬尾淑子（1960）温泉の化学的研究（第51～54報）．日本化学雑誌，**81**，395-418.

White, D. E. (1957) Magmatic, connate and metamorphic waters. *Geological Society of America, Bulletin,* **68**, 1659-1682.

吉田　裕（1990）北海道濁川盆地及び周辺の温泉に関する化学的考察．地球化学，**24**，65-77.

Yoshida, Y. (1991) Geochemistry of the Nigorikawa geothermal system, southwest Hokkaido, Japan. *Geochemical Journal,* **25**, 203-222.

（受付：1999年10月20日；受理：2000年6月26日）

地質調査所報告第284号，p.133-164，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

葛根田地域の深部地熱系モデル

玉生志郎[1]・藤本光一郎[1]

On the models for the deep-seated geothermal system in the Kakkonda field

By

Shiro TAMANYU[1] and Koichiro FUJIMOTO[1]

Abstract: The summarization of the deep-seated geothermal resource survey in the Kakkonda field has been tried from the viewpoints of geothermal modeling. The results of surveys by NEDO were reviewed in terms of reservoir, thermal structure and hydrothermal structures based on the NEDO's reports of the project. The results by Geological Survey of Japan were divided into geological and geochemical modeling, geophysical modeling and developing history modeling, and were also reviewed in terms of reservoir, thermal structure and hydrothermal structures based on this Report of Geological Survey of Japan. These results were compared to each other and summarized on the table, including research subjects in the future. The temperature decline model of the Kakkonda deep geothermal system was proposed based on the comparison with the Fournier model.

The research targets of the project were set clearly at the starting stage of the project. By referring to geothermal modeling, the accomplishments of each target were summarized at the completion of the project. The subjects to be studied in the future were also summarized.

要　旨

本報告は，葛根田地熱地域での深部地熱資源調査を，地熱系モデルの観点から総括を試みたものである．NEDOの研究成果は，貯留構造，熱構造，熱水・水理構造の項目に分けてレビューした．地質調査所の研究成果は，地質・地化学モデル，物理探査モデル，発達史モデルに大別した後，貯留構造，熱構造，熱水・水理構造の項目に分けてレビューした．その後，NEDOモデルと地調モデルを比較検討し，研究成果を将来の研究課題とともに総括表に取りまとめた．また，葛根田の深部地熱系モデルとして，Fournierモデルと比較検討して，新たに温度低下モデルを提案した．

深部地熱資源調査の研究課題は，葛根田でプロジェクトが開始された段階で，明確に設定されていた．これらの研究課題が，プロジェクト完了によって，どのように達成されたか，深部地熱系モデリングの見地から，取りまとめを行った．また，今後の研究課題についても取りまとめた．

1．はじめに

本論文は，深部地熱資源調査の解析・評価によって得られた葛根田地域の地熱調査結果を，地熱系モデルの観点から取りまとめるものである．初めに新エネルギー・産業技術総合開発機構（以下，NEDOと略記）による地熱系モデルを貯留構造，熱構造，熱水・水理構造の項目ごとにレビューした．次いで，地質調査所（以下，地調と略記）による地熱系モデルを地質・地化学モデル，物理探査モデル，発達史モデルの項目ごとにレビューした．その後，この両者を比較検討し，表として総括した．また，葛根田地域の各種モデルをFournier（1999）モデルと比較して，葛根田地熱系の温度低下モデルを提案した．さらに，今後の研究課題についても言及した．

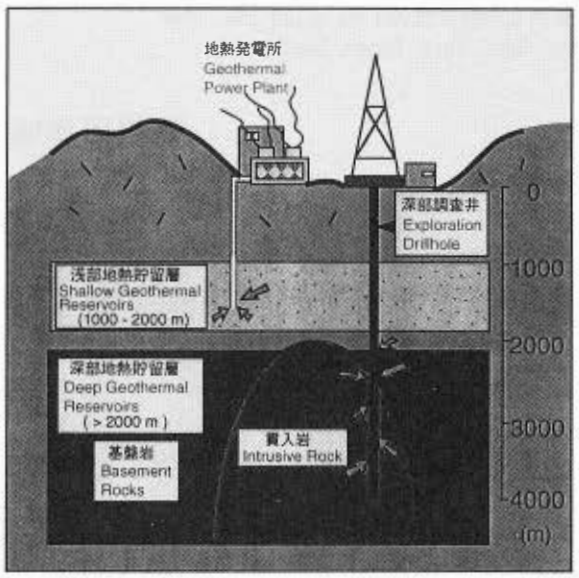
2．深部地熱系モデルの変遷

日本における地下2000 m以深の深部地熱賦存の可能性については，九州，豊肥地域での大規模深部地熱発電所環境保全実証調査（昭和53年度～昭和60年度）によって初めて検討された．この調査では，2500 mを超える深

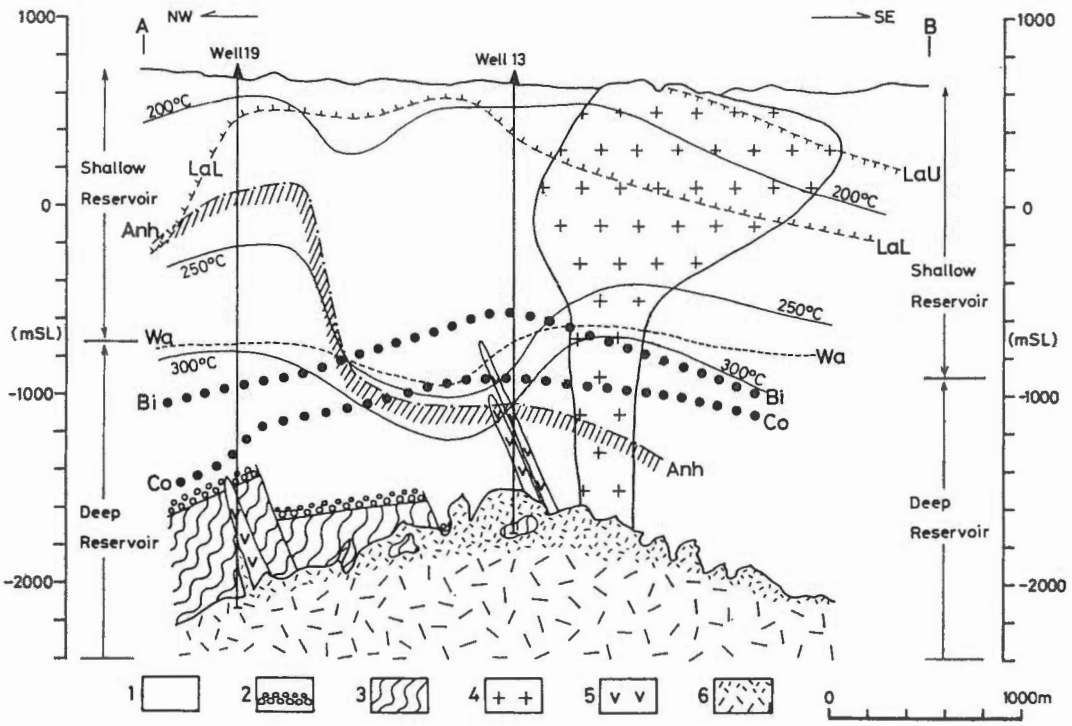
[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）

Keywords: geothermal model, deep geothermal system, Kakkonda, temperature decline, deep-seated geothermal resource survey

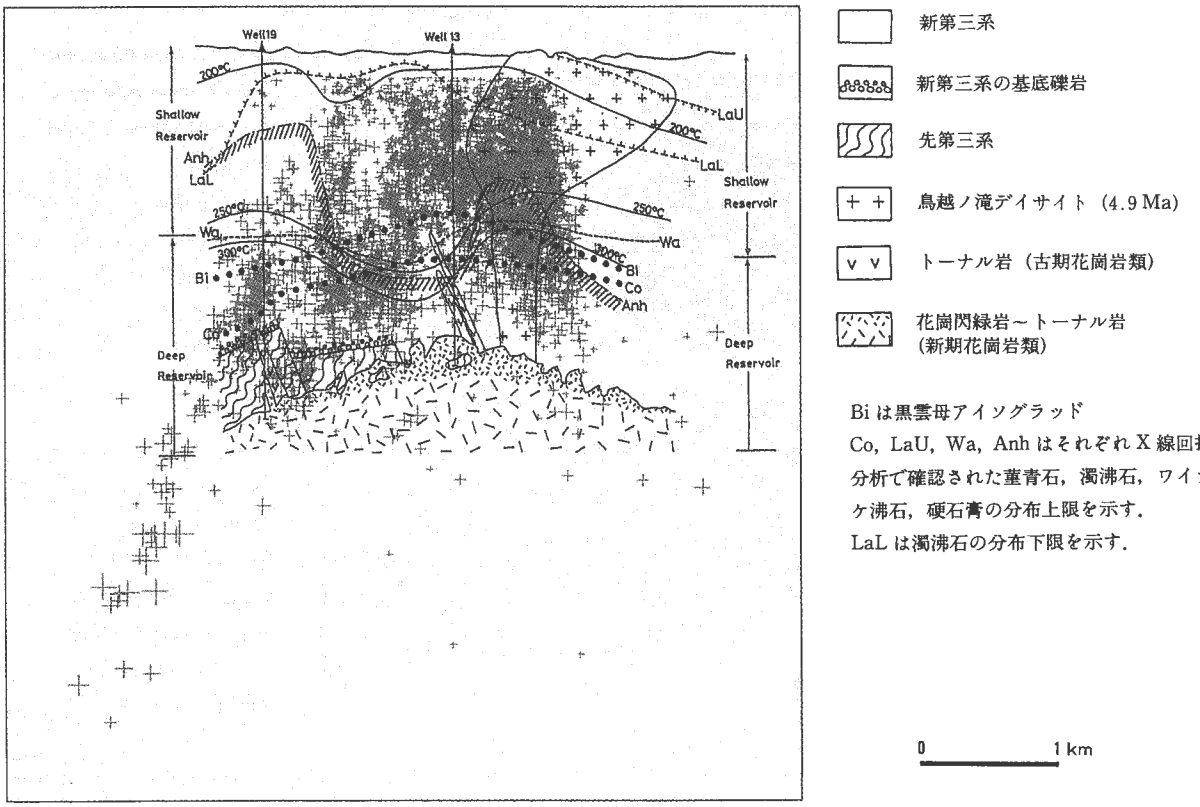
部からの高温蒸気に成功し，我が国にも深部貯留層が存在することが実証された（通産省，1987）．この地域では，深部地熱資源は先第三系基盤岩の上面深度が急激に変化する地区の深部断裂帯（第四紀に活動）に賦存していた．一方，その後実施された仙岩・栗駒地域での地熱探査技術等検証調査（昭和55年度～昭和63年度）では，深部地熱資源が深部断裂帯のみならず，先第三系基盤岩に貫入した新第三紀花崗岩体周辺部にも賦存することが判明した（地調，1989；NEDO，1989）．そして，その賦存する深部地熱資源は，高エンタルピーで大規模であることが確認された．そのため，今後の深部地熱資源開発が強く期待されるようになった．これらの情勢を踏まえて，地調とNEDOはニューサンシャイン計画の一環としての深部地熱資源調査を計画立案した．NEDOは1992年から深部地熱資源調査を葛根田地域でスタートさせた．この調査では，地熱井として日本で最も深い4000 m級の坑井を新たに掘削し，深部地熱資源の賦存状況及び浅部地熱を含めた地熱系の全体像を明らかにすることを目的とした．また深部地熱資源の利用可能性についても調査研究



第1図　深部地熱資源の概念図（NEDO，1994）．
Fig. 1　Conceptual model of deep-seated geothermal resources (NEDO, 1994).



第2図　葛根田地熱地域における模式地質断面図（加藤ほか，1993）．
1．第三系，2．第三系基底礫岩，3．先第三系，4．鳥越ノ滝デイサイト貫入岩，5．古期トーナライト貫入岩，6．新期トーナライトまたは石英閃緑岩貫入岩．この貫入岩は中粒で，周辺部では一部ペグマタイト様となる．LaU: 濁沸石の出現上限，LaL: 濁沸石の出現下限，Anh: 硬石膏の出現上限，Wa: ワイラケイ沸石の出現下限，Bi: 黒雲母アイソグラッド，Co: 菫青石アイソグラッド．
Fig. 2　Schematic geologic cross section of the Kakkonda geothermal field (Kato *et al.*, 1993).
1： Tertiary formation, 2： Basal conglomerate in Tertiary formation, 3： Pre-Tertiary formation, 4： Torigoeno-taki Dacite Intrusion, 5： Old tonalite intrusion, 6： Neo-tonalite or quartz diorite pluton. The pluton is composed of medium-grained rock facies and partly pegmatic at the margin. LaU: Upper limit of laumontite, LaL: Lower limit of laumontite, Anh: Upper limit of anhydrite, Wa: Lower limit of wairakite, Bi: Biotite isograd, Co: Cordierite isograd.



第 3 図　葛根田地熱地域の微小地震の震源分布（杉原，1994）．
加藤ほか（1993）の地質断面図に微小地震の分布を＋印で重ねて示す．
Fig. 3 Distribution map of micro-earthquake hypocenter in the Kakkonda geothermal field (Sugihara, 1994).
Micro-earthquake hypocenters are shown with + mark on the geologic cross section drawn by Kato *et al.* (1993).

するものであった．調査立ち上げ時の初期概念モデルは，第 1 図（NEDO，1994），第 2 図（加藤ほか，1993）に示すとおりである．プロジェクト立ち上げ時に重要なデータとなった微小地震の震源分布は，第 3 図（杉原，1994）に示すようなものであった．また，地調では，このプロジェクトの開始に当たり，第 225 回地調研究発表会「新期花崗岩関連の深部地熱資源」を企画し，その結果を地質ニュース no.474（1994 年 2 月号），no.477（1994 年 5 月号），no.481（1994 年 9 月号）にまとめた．

3．NEDO モデル

NEDO は 1999 年の取りまとめを行う前に，第 4 図のような葛根田地熱系モデル（Uchida *et al.*, 1996）を取りまとめている．これが NEDO モデルの基本となるものである．また，個々の研究課題に対する最終成果は，学術誌 "Geothermics, vol. 27, no.5/6 (1998)" の特集号 "Deep Geothermal Systems, Japanese National Project at Kakkonda" に公表されている．その中で，Muraoka *et al.*（1998）は，深部地熱資源調査全体を総括している．また，Doi *et al.*（1998）は「葛根田地熱系の第四紀花崗岩周辺部のプルトン－熱水系の起源」を発表し，葛根田花崗岩の貫入時期や分布範囲を検討している．ここでは，NEDO（1999）により詳細にまとめられた総合評価報告書を参照して，深部地熱系モデルを要約・紹介することとする．以下の文章は NEDO（1999）の引用ないしは要約であって，著者らの見解は入っていない．

3.1　貯留構造

ここで用いられている貯留構造と言う用語は，地下の透水性分布（または透水構造）と同義である．本地域の現在の貯留構造は，地層中の二次鉱物や断裂の分布状況に支配されている．ここで浅部貯留層と記述するものは，1500 m 以浅の貯留層のことで，また深部貯留層とは 1500 m 以深の貯留層のことである．

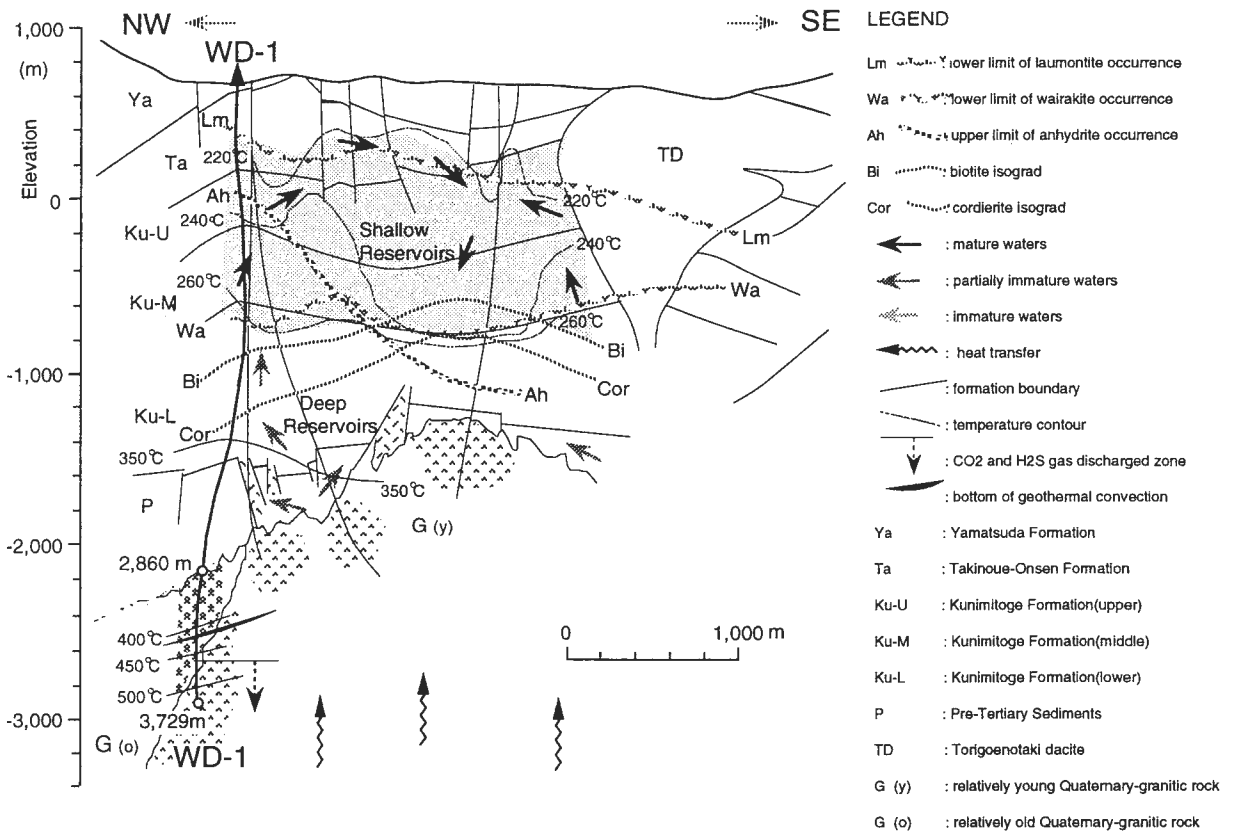
3.1.1　地質，熱水変質及び熱変成（第 5 図）

(1)　地質

葛根田地域の地熱貯留層は，褶曲・断層の発達した新第三系・先新第三系と，これらに貫入した安山岩・デイサイト及び新期花崗岩類の中に形成されている．

(2)　熱水変質

本地域に認められる二次鉱物（粘土鉱物，沸石類，石灰珪酸塩鉱物）の分布は，過去及び現在の熱水流動域を



第4図　葛根田地熱地域の第四紀花崗岩に関連した地熱系モデル (Uchida, *et al.*, 1996).
Fig. 4 Geothermal model on the geological cross-section associated with the Quaternary granitic intrusion in the Kakkanda geothermal field, Japan (Uchida, *et al.*, 1996).

示す.

1) セリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物とセリサイトの分布境界は220°Cの等温線と調和的である.

2) ワイラケイ沸石の分布下限深度は260°Cの等温線と調和的である.

3) 浅部貯留層におけるぶどう石・緑簾石・角閃石の分布上限深度は,葛根田発電所北方のA・C基地付近に,かつて高温の上昇流が存在していたことを示唆している.ぶどう石の出現する深度の現在温度は185-235°C,緑簾石は160-240°C,角閃石は210-270°Cである (加藤・佐藤, 1995). これらの分布は現在の温度分布と非調和で,他の地熱地帯よりも低温領域にも分布することから,過去の時代の産物が含まれていると考えられる.

4) 硬石膏分布上限深度は,温度分布との関連などから浅部貯留層への高温熱水上昇を反映していると考えられる.

(3) 熱変成

花崗岩周辺部に発達する接触変成帯の黒雲母,菫青石,直閃石,紅柱石アイソグラッドは,その生成温度,及びその下位に伏在する深成岩体の分布範囲,形状,深度を推定することに有効である.

3.1.2 断裂系と応力場

3.1.2.1 コアによる断裂調査の総括

(1) 断裂分布

断裂系を四つの卓越方向に分類し,それぞれの成因を考察している.

1) 北北西走向で傾斜が40-60°東北東及び西南西 (褶曲に関連して形成).

2) 南西走向で中傾斜から高傾斜 (最大主応力が北東水平で,最小主応力が北西水平での横ずれ断層で形成).

3) 南北走向で低傾斜から中傾斜 (最大主応力が東西水平とする逆断層で形成).

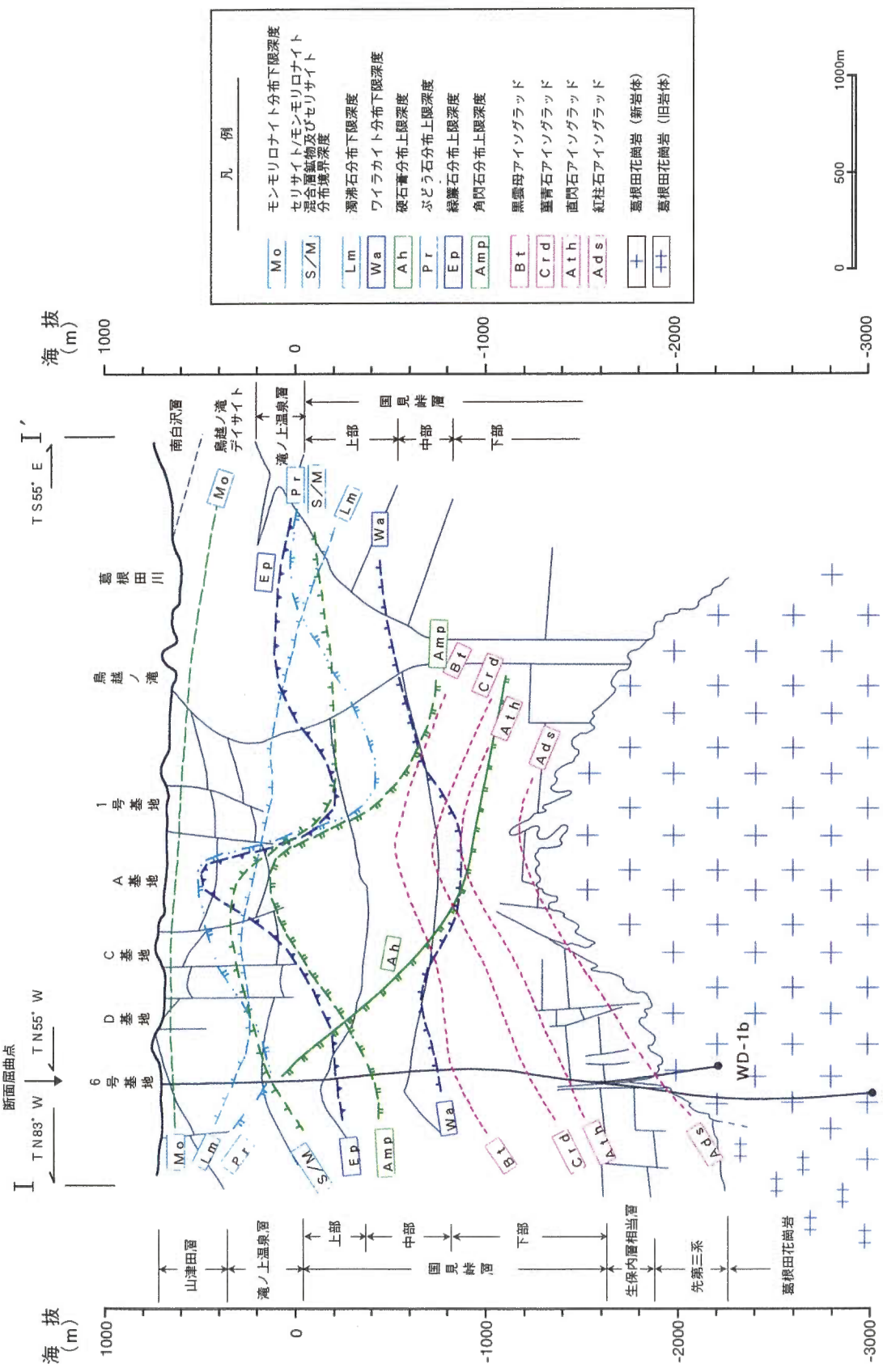
4) 東西走向で低傾斜から中傾斜 (0.2 Ma以前の応力場で形成された可能性あり).

(2) 開口性断裂

ここでは晶洞を含む熱水鉱物脈を開口性断裂と呼ぶ.浅部貯留層からのコアNo.1-6では,開口性断裂が分布することと透水性が良いことが整合している.一方,透水性が比較的悪い深部貯留層は開口性断裂に乏しい.ただし,深部貯留層でも,逸泥発生深度付近には,開口性断裂が分布する.

(3) 断裂密度

コアに認められる断裂数とコア長から,断裂密度が算



第5図　葛根田地熱地域の地質，熱水変質及び熱変成状況図（NEDO，1999）．
Fig. 5　Occurrences of geology, hydrothermal alteration and thermal metamorphism in the Kakkonda geothermal field (NEDO, 1999).

定されている．それによると，新第三系と先第三系はほぼ同じで，葛根田花崗岩では1/10と極端に少ない．断裂密度と透水性との間には，直接の相関性はない．

3.1.2.2 FMI (Formation Microscanner Imagery) による断裂調査の総括

断裂と思われる面構造をFractureあるいはFracture (closed) として区分した．FractureはFMI画像における明瞭な面構造部分が電気的に低比抵抗（伝導的）なもので，Fracture (closed) とは電気的に高比抵抗なものを指す．低比抵抗な面構造は水で満たされており，高比抵抗な面構造は鉱物で満たされていると考えた．

(1) WD-1・WD-1aの深度65-2653 m（第6図）

Fracture及びFracture (closed) は，深度65-1505 mでは全方位に認められるが，深度1505-2653 mでは傾斜角30°以下のものが多い．傾斜方位は深度1770-2155 mで北東（北西走向）を，深度2155-2653 mで北東（北西走向）～南東（北東走向）に集中する．

(2) WD-1bの深度2254-2910 m（第7図）

Fractureの走向傾斜は新第三系，先第三系，葛根田花崗岩で，異なる傾向が認められた．

1) 新第三系では，走向が北～北東走向で，傾斜が5-45°．

2) 先第三系では，走向が北～東走向で，傾斜が30°以下．

3) 葛根田花崗岩では，走向が北西～北～北東で，傾斜が20-60°．

(3) WD-1aとWD-1bの比較

傾斜50°以下のFractureはWD-1a，WD-1bの双方で認められ，傾斜方向，頻度とも類似する．北東～東北東走向の高傾斜Fractureは双方に認められるが，WD-1aでは深度2400付近に局所的に分布するのに対し，WD-1bは深度2400付近～2910 mに連続的に分布する．

3.1.2.3 コアによる断裂とFMI検層による断裂との比較

FMI検層により検出された断裂数は，コアの肉眼観察によって検出された断裂数より少ない．これは，FMI検層では幅5 mm以下の構造が検出できないためである．

3.1.2.4 葛根田花崗岩中の断裂の成因

葛根田花崗岩中の断裂は，主に花崗岩中の冷却による引張節理で，これに広域応力による剪断断裂が合わさっている可能性がある．

3.1.2.5 透水性の良い断裂（第6図・第7図）

逸泥の発生深度や温度検層の低温化部，スピンナー検層の流出深度には透水性の良い断裂が存在すると考えられる．FMI検層でそれらの深度に分布する断裂の走向・傾斜や形状を明らかにした．

(1) 浅部貯留層

深度980.7 mの断裂は，Kato *et al.* (1998) により周辺坑井の逸泥深度と対比されて，北～北北東走向で西に約30°傾斜と推定されていた．FMI検層データからも，同様な走向・傾斜が求められた．

(2) 深部貯留層

1) 1589 m以深の新第三系の透水性の良い断裂は，低～中角の断裂で，走向は北～北東，西～西北西に比較的集中する．

2) 先第三系の透水性の良い断裂は，北北東走向で西北西に高傾斜する．

3) 葛根田花崗岩の透水性の良い断裂は，北～北北東走向で中傾斜，東北東～東走向で中～高傾斜する．

3.1.2.6 破壊の臨界状態に近いFracture（第6図・第7図）

Barton *et al.* (1997) は透水性の良い断裂は，破壊の臨界状態となっているものが多いとしたが，葛根田ではこれに当てはまらない開口性断裂がある．今後，更に応力場と透水性の関係を検討する必要がある．

(1) 浅部貯留層

DTF (Drilling-induced Tensile Fracture) の解析から，深度700-1300 mの破壊の臨界状態に近いFractureは，傾斜60°以上の高傾斜断裂と推定される．しかし，コア観察による開口性断裂の分布や深度980.7 m付近の透水性の良い断裂と一致しない．

(2) 深部貯留層

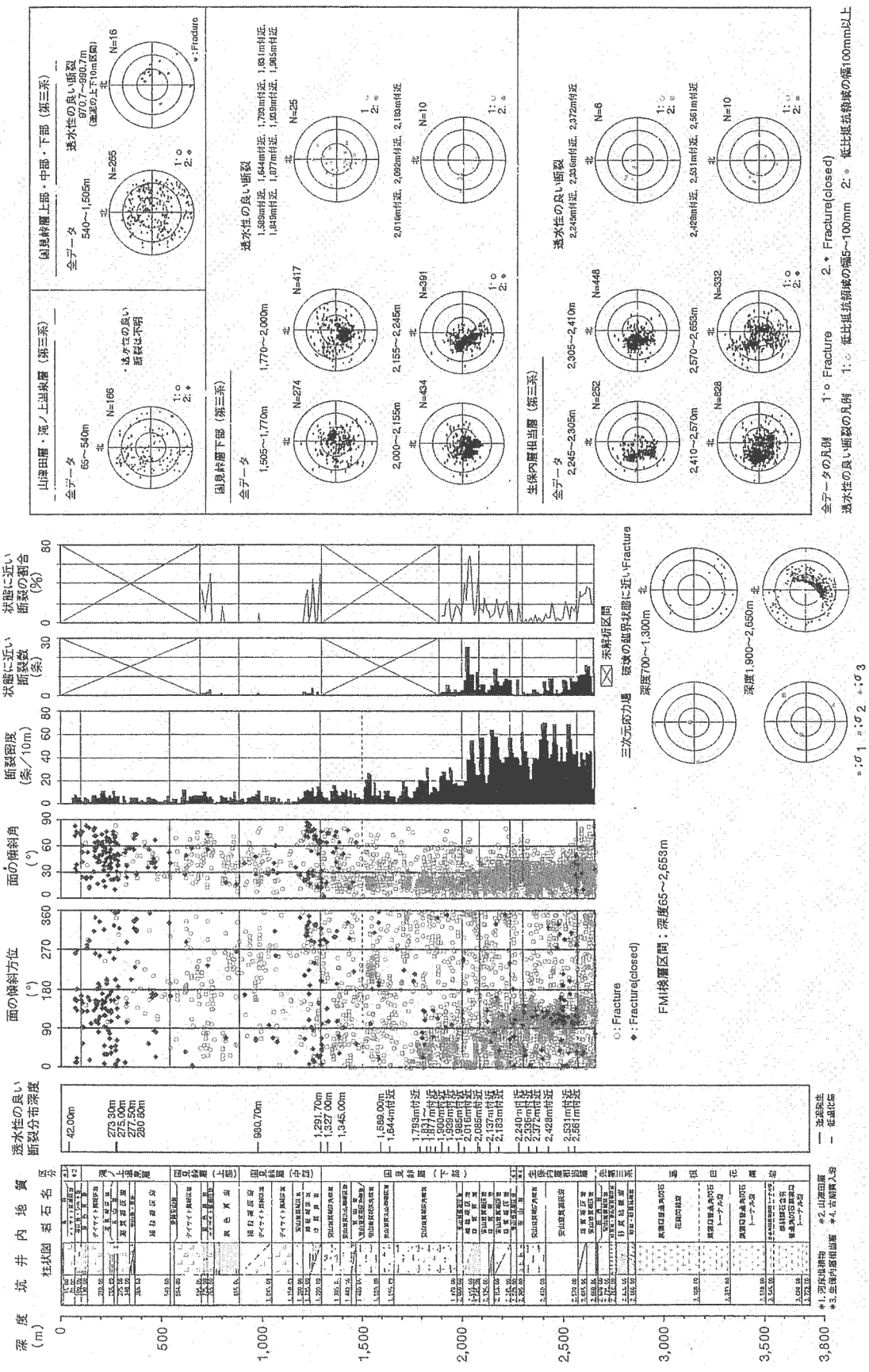
WD-1aは葛根田花崗岩境界付近で掘削中に逸泥せず，透水性は悪いと考えられている．一方，WD-1bは逸泥や清水の流出箇所があり，透水性は良い．断裂の頻度分布や走向傾斜は両坑井で違いは認められなかったが，透水性に違いがあった．この差が生じた原因の一つに，応力配置の違いがあったと考えられる．すなわち，透水性の良いWD-1bの断裂は北～北東走向で30-50°東傾斜するものが多く，推定した応力場で破壊の臨界状態に近いと考えられる．一方，WD-1aの断裂はWD-1bと類似するが，正断層型応力場のために破壊の臨界状態にない可能性がある．ただし，WD-1aで推定した応力場は葛根田花崗岩より浅い深度のものであり，WD-1aの葛根田花崗岩周辺の応力場を正確に推定しているわけではない．

3.1.3 貯留構造モデル（第8図）

（浅部貯留層）

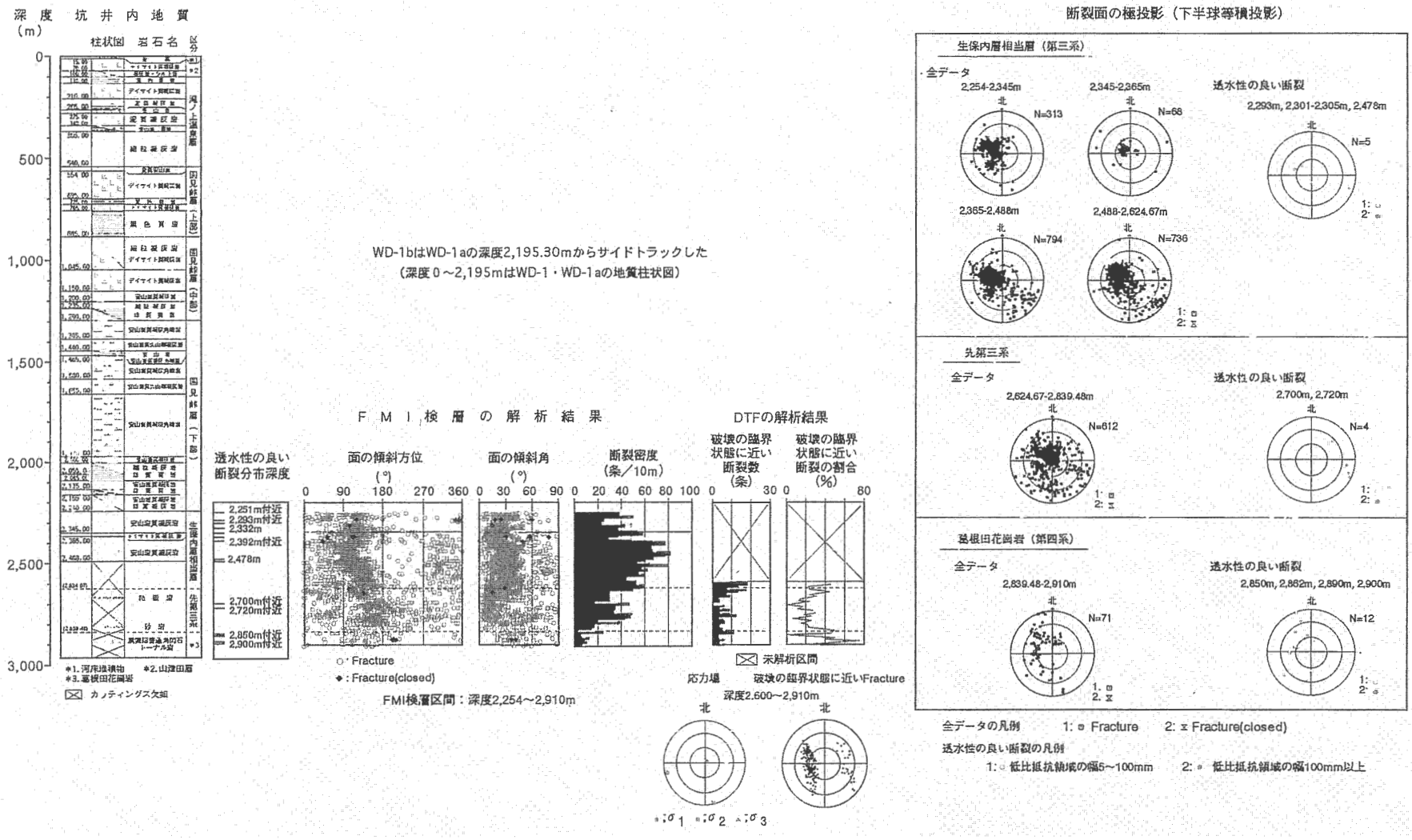
開口性断裂が多く，透水性が良い．これらは，広域応力場により形成された褶曲・断層に起因するものが多い．その断層変位量は大きいものからほとんどないものまで，また形成時期も古いものから新しいものまで混在している．

（深部貯留層）



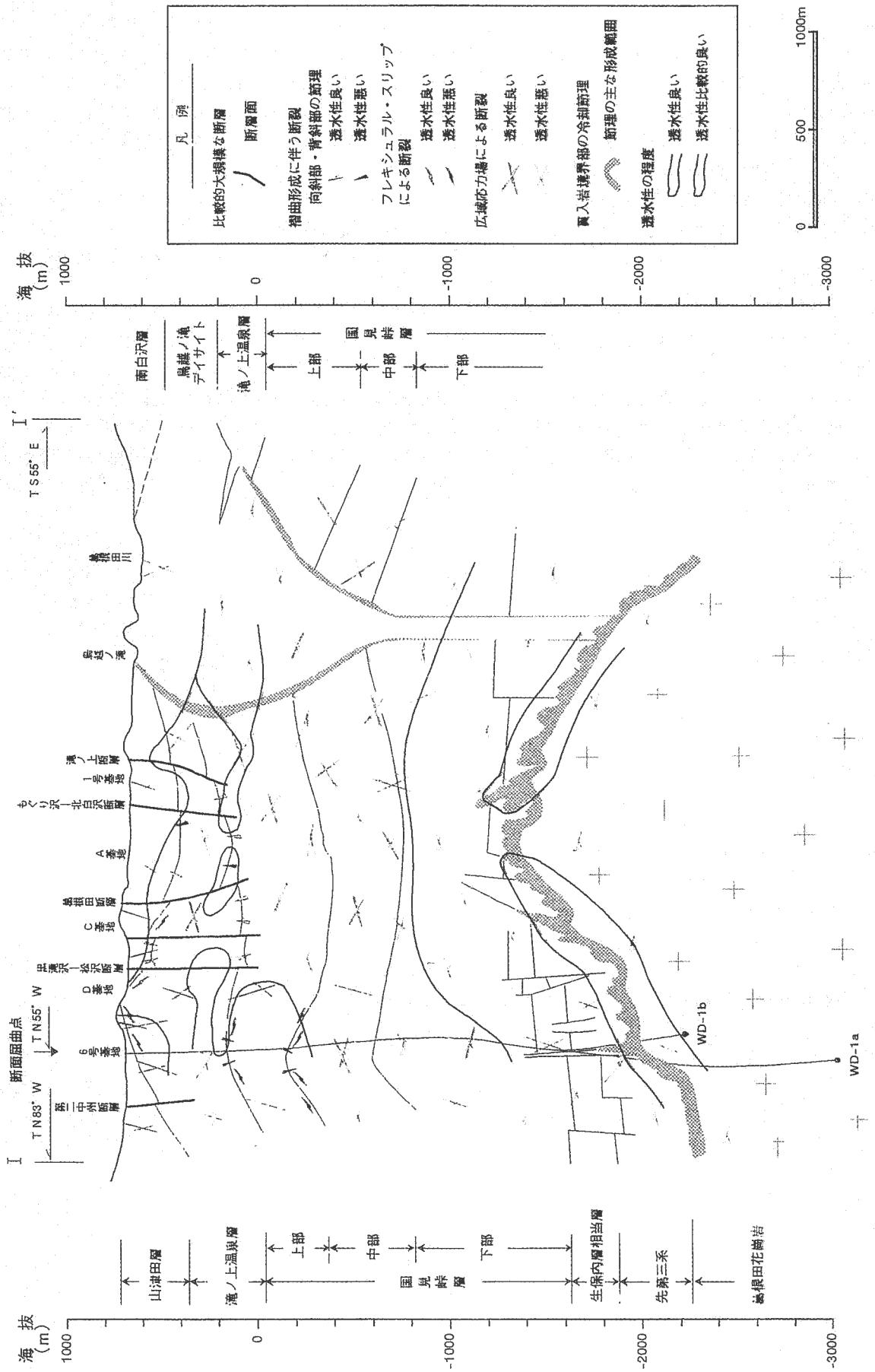
第6図　葛根田地熱地域のWD-1・WD-1aのFMI検層解析による断裂調査の総括図（NEDO, 1999）.

Fig. 6　Summary diagrams of fracture survey using FMI logging analysis on wells WD-1 and WD-1a in the Kakkonda geothermal field (NEDO, 1999).



第7図　葛根田地熱地域のWD-1bのFMI検層解析による断裂調査の総括図（NEDO, 1999）.

Fig. 7 Summary diagrams of fracture survey using FMI logging analysis on well WD-1b in the Kakkonda geothermal field (NEDO, 1999).



第8図　葛根田地熱地域の貯留構造モデル（NEDO, 1999）.
Fig. 8　Reservoir structural model in the Kakkonda geothermal field (NEDO, 1999).

深部貯留層は開口性に乏しく，透水性が比較的悪い．新第三系及び先第三系の断裂は，ほとんど鉱物により充填されているが，一部は現在の応力場で開口している．葛根田花崗岩中の断裂は，花崗岩体の冷却による節理と広域応力による剪断断裂からなると考えられる．ただし，これらの節理は連続性に乏しいため透水性は悪いと考えられる．葛根田花崗岩周辺部の断裂の透水性は，場所により異なる．断裂の透水性の良い場所は，既存の断裂が現在の広域応力により破壊の臨界状態に近いと考えられる．

3.2 熱構造

3.2.1 自然状態シミュレーション結果から見た熱源・熱流量

自然状態シミュレーションにおける概念モデルでは，熱源として，葛根田花崗岩，秋田駒ヶ岳・岩手山を噴出させた現世のマグマ溜り，並びに乳頭山・網張火山群を噴出させた中期更新世マグマ溜りを想定した．アップフロー流入モデルでは，岩手県熱水造成施設での坑井掘削から推定される高温域を反映させて，下面境界部を海抜-2300 mと浅めに設定した．また，深部熱伝導モデルでは，熱源として葛根田花崗岩を取り入れたモデルで，対流域を伝導域で完全に内包したモデルである．ここでは，海抜-4000 mの下面温度を1000℃に固定した．それぞれのモデルでシミュレーションを実施したところ，アップフロー流入モデルが最も現実に近かった．それによると，深部伝導域から深部貯留層への熱の供給量は39 MW，深部貯留層から浅部貯留層への熱の供給量も39 MWと計算された．

3.2.2 熱構造モデル（第9図）

本地域の熱構造は，下記のような特徴を持つ．

(1) 微小地震卓越帯より下位の深部貯留層の温度は350℃を超える．実測の最高温度はWD-1aの深度3700 mにおける500-510℃である．

(2) WD-1aの葛根田花崗岩内部の深度3100 m付近で温度勾配が大きくなる．同深度は熱水対流域と熱伝導域の遷移領域であり，そこの温度は約380℃である．

(3) WD-1aから1.3 km離れたWell-21においても，葛根田花崗岩内部の深度2530 mで同様に温度勾配が変化する．同深度の推定地層温度は400℃を超える．

(4) 花崗岩表面から上記の温度勾配変曲点までの深さは，WD-1aで240 m，Well-21で540 mである．花崗岩の縁は対流域にあるのに対し，花崗岩の内部は熱伝導域である．

(5) 葛根田の下流域には高温の領域が存在する．

以上とは別に，熱源としての葛根田花崗岩のK-Ar年代値が検討されている．Doi *et al.* (1998) によると，花崗岩の年代値はほとんど0.2 Maより若く，熱による若返り年代とみなされている．また，Doi *et al.* (1998) は葛根田花崗岩を熱変成を受けた前期花崗岩類と受けていない後期花崗岩類とに分けている．しかしながら，いずれの花崗岩類もその貫入年代は明らかとなっていない．蟹澤ほか (1994) では，周辺の火山活動との比較から，葛根田花崗岩の貫入時期を1.0-0.7 Ma前後と推定している．

3.3 熱水・水理構造（第10図）

3.3.1 流体性状の変化から見た流体流動の変遷

(1) 浅部生産井

塩素濃度は，ほぼすべての坑井で，1号機運転開始（1978年）以降5年間は上昇し続け，1983年頃から安定傾向を示し，1990年頃から緩やかに低下した．また，2号機運転開始（1995年10月）により1996年頃から再び上昇傾向となった．塩素濃度の上昇は，還元熱水の混合によるものと考えられる．それゆえ，浅部生産井の減衰は還元熱水の引き込みによる温度低下が主原因と考えられる．

化学性状変化，トレーサー試験結果，温度分布，花崗岩上面深度分布，生産・還元流量を基に，年代別（1号機運転開始前，1978年，1987年，1992年，1995年，1997年）の流体流動の変化を考察した．1号機運転開始により，還元熱水が浅部貯留層全体に還元され，それが直ちに生産井に引き込まれることで，浅部貯留層の比較的浅い部分は，ほぼ還元熱水の卓越したゾーンとなり温度低下した．トレーサー試験結果を基に，生産井への影響の大きい還元井において還元量を減らす対策を行った．しかし，その後も還元熱水の領域は広がりを見せた．特に1995年～1997年にかけてD基地方向へ広がった．また，還元熱水の一部は葛根田川下流方面の浅部貯留層系外へ流出している．深部貯留層の生産開始以降は，浅部熱水ゾーンは深部へ広がった．

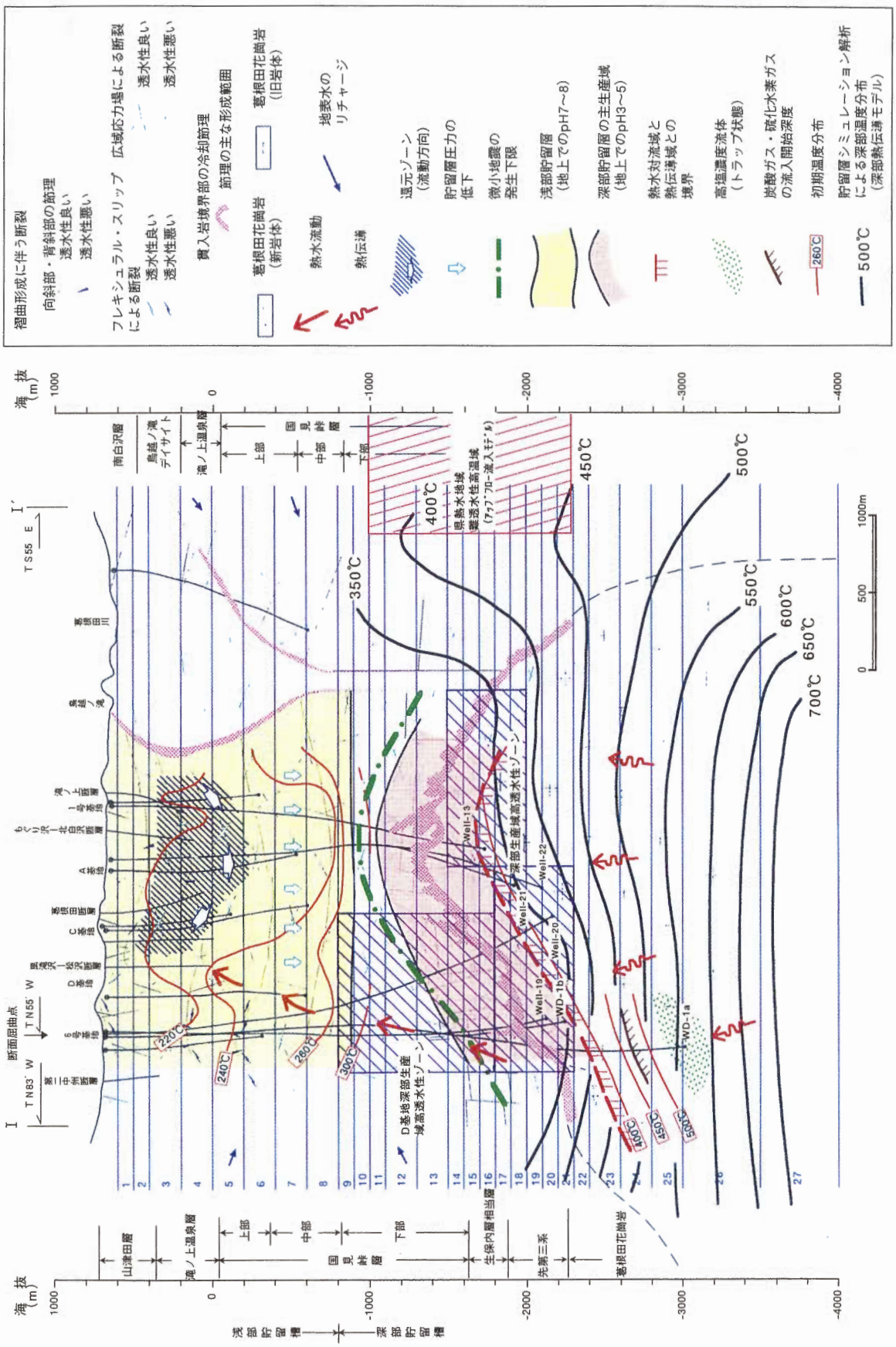
(2) 深部生産井

2号機運転開始後，pHが上昇し浅部熱水の化学性状に近づいている．これは生産に伴って，浅部及び周辺域から熱水を引き込むことになり，初期の流体性状が変化してきたためと考えられる．

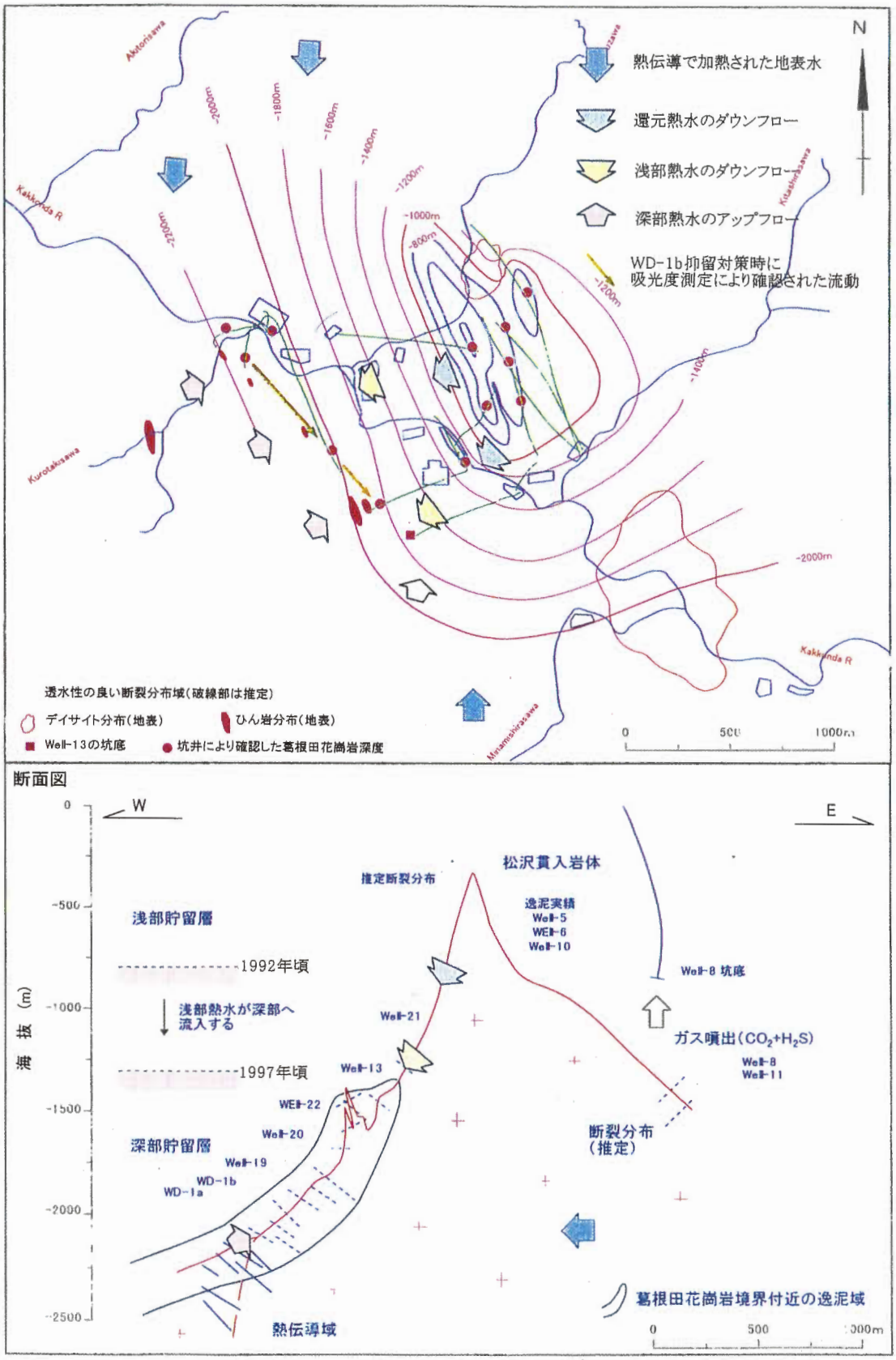
深部貯留層（とりわけ葛根田花崗岩上面近傍）の流体流動について，化学性状変化，流量変化，深部井掘削中の泥水干渉調査等から検討した．その結果，以下のような知見が得られた．

1) 深部貯留層は亀裂に乏しく，流体流動は主に葛根田花崗岩の上面境界及び古期貫入岩近傍に限定される．そのため，深部熱水の供給及び浅部熱水の引き込みも葛根田花崗岩上面近傍を平面的な通路としていると考えられる．

2) WD-1b抑留対策時の泥水干渉調査から，北西側深部から南東側浅部へと深部熱水が流動していると考え



第 9 図　葛根田地熱地域の熱構造モデル（NEDO，1999）.
Fig. 9　Thermal structural model in the Kakkonda geothermal field (NEDO, 1999).



第10図　葛根田地熱地域の深部貯留層（葛根田花崗岩境界付近）の流体流動モデル（日本重化学工業(株)社内資料).

Fig. 10　Fluids flow model in the deep reservoir with special reference to upper boundary of Kakkonda granite in the Kakkonda geothermal field (unpublished diagram drawn by Japan Metals & Chemicals Co., Ltd.).

られる．葛根田花崗岩の頂部付近（Well-13 付近）では，北西部からだけでなく，南もしくは東方向からも深部熱水の供給があると推定される．

3.3.2　貯留層圧力分布／圧力モニタリング結果から見た水理構造

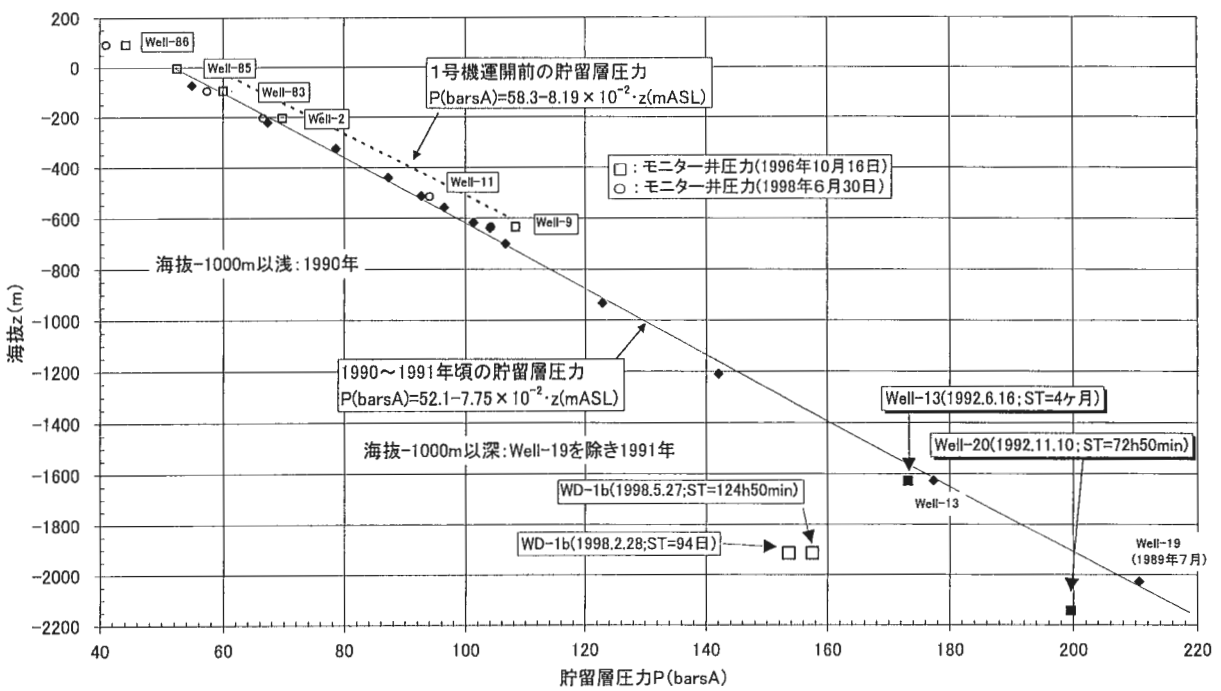
葛根田発電所 2 号機の運転開始（1995 年 10 月）に合わせて開始された圧力モニタリングによると，モニター井の坑井内圧力は長期的に低下傾向が続いている．これは 2 号機の運転により総生産量が増大したためと考えられる．また，定期点検時のモニター井の坑井内圧力変化のタイプカーブ解析により，浅部貯留層の浸透率・層厚積（以下 kh と表示）は 4.4×10^{-12}～6.0×10^{-10}m³と評価された．また，WD-1b の噴気停止後の圧力ビルドアップデータから，貯留層圧力を読み取ることができる（第 11 図）．これによると，深部貯留層の圧力は 1990～1991 年以降，1998 年までに，WD-1b を基準にすれば 4 MPa 以上低下している．その傾向は現在まで継続している．一方，浅部貯留層の圧力は 2 号機の運転開始により低下したが，それ以降は顕著な低下は認められない．

3.3.3　自然状態シミュレーション結果から見た水理構造（第 12 図）

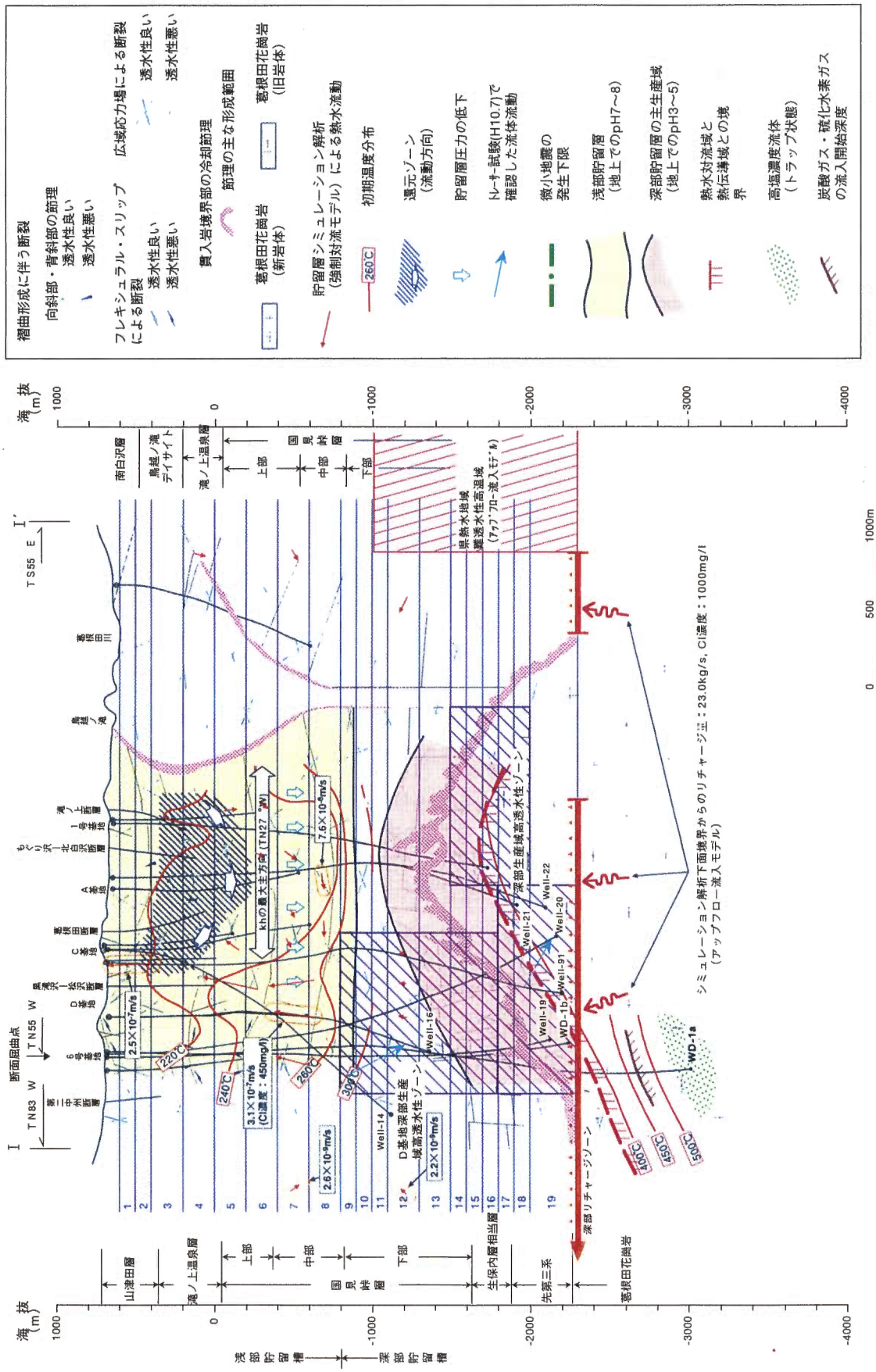
自然状態シミュレーションでは，葛根田の浸透率を周辺地域に比べて数オーダー大きく設定した（第 1 表）．アップフロー流入モデルでは，熱水は主に D 基地付近で上昇し，地表での湧出はまむし沢・鳥越ノ滝付近左岸上流部など，地表の kv（垂直方向の浸透率）を大きくした領域に集中している．熱水流動速度は浅部貯留層で速く，深部貯留層で遅い．これは，両貯留層間の浸透率の格差に起因し，結果として両貯留層間の温度差を生じさせている．

3.3.4　熱水・水理構造モデル

従来の研究において，以下のような熱水・水理構造モデルが提案されている．越谷ほか（1994）は，熱水性鉱物脈分布や流体包有物の均質化温度分布から，葛根田地域では D 基地～秋鳥谷沢地域で熱水が上昇し，葛根田川に沿って南東方向に下降するモデルを提案した．McGuinness *et al.*（1995）は，周辺から貯留層に流入する流体のリチャージ時間が 1.25 年で，自然状態では葛根田地域の中央部に深部からの熱水上昇域があり，中間深度で南東部から流入して浅部で南東及び北西に流出する天水の大きな横断流が存在すると推定している．Doi *et al.*（1988）は，葛根田地域の流体生産ゾーンを浅部貯留層（深度 1500 m 以浅に広がる高透水性で水循環の速いゾーンで，初期流体温度は 230-250°C）と深部貯留層（葛根田花崗岩上面及び古期貫入岩の境界部に局所的に発達する比較的透水性の良いゾーンで，初期流体温度は 300°C以上）とに分けて考えた．これに対して，Hanano and Takanohashi（1993）及び Hanano（1995）は，深部貯留層の圧力が浅部貯留層の圧力と応答していることから，両者は不透水層等で相互に分離独立したものではなく，水理的に連続した一つの系であるとした．また，Hanano（1998）は，



第 11 図　葛根田地熱地域の貯留層圧力分布の経時変化（NEDO，1999）．
Fig. 11　Temporal change of reservoir pressure in the Kakkonda geothermal field (NEDO, 1999).



第12図　葛根田地熱地域の熱水水理構造モデル（NEDO, 1999）.
Fig. 12　Hydrothermal and hydrological structural model in the Kakkonda geothermal field (NEDO, 1999).

第1表　葛根田地熱系の最良モデルのための浸透率設定（NEDO, 1999）.
Table 1　Permeability setting for the best fitting model of the Kakkonda geothermal system.

最良モデルの設定（アップフロー流入モデル）

初期条件	温度	レイヤー1は全グリッドにわたり25℃とした。レイヤー2以深は温度勾配を10℃/100mとして、各レイヤーの中心深度での温度を与えた。
	圧力	上面境界の圧力を基に、圧力勾配を9800Pa/mとして各レイヤーの中心深度での圧力を与えた。
境界条件	上面境界	温度を20℃一定，圧力は各グリッドの地表標高に応じた静水圧で与えた値で一定とし、熱・流体の通過を許容した。
	側方境界	閉境界（熱・流体のいずれも通過できない）とした。
	下方境界	閉境界とした。ただし、部分的に一定流量の深部リチャージを与えた。
深部リチャージ条件		温度;360℃，総流量;23.0kg/s，領域;①D～6号基地付近の下②1号基地付近の下③松沢貫入岩体の下④鳥越の滝デイサイトの下
浸透率分布		①深部貯留層の浸透率を浅部貯留層に比べて、概ね2～3オーダー小さくした。 ②鳥越の滝デイサイトの浸透率を周囲に比べて、概ね2～3オーダー小さくした。 ③D～6号基地付近の深部貯留層に周辺部よりも浸透率の大きいゾーンを設けた。 ④トップレイヤーの葛根田地域の噴気帯に相当するグリッドのk_Vを周囲よりも大きくした。

浸透率値（単位; m^2）

	浅部貯留層	深部貯留層	深部貯留層（高透水ゾーン）	鳥越ノ滝デイサイト	葛根田花崗岩	周辺浅部	周辺深部
k_H	1×10^{-12}～1×10^{-15}	5×10^{-16}	5×10^{-15}	1×10^{-15}	1×10^{-16}	1×10^{-15}～1×10^{-18}	1×10^{-17}～1×10^{-18}
k_V	1×10^{-13}～1×10^{-15}	1×10^{-16}	1×10^{-15}	1×10^{-15}	1×10^{-16}	1×10^{-17}～1×10^{-18}	1×10^{-17}～1×10^{-18}

最良モデルの設定（深部熱伝導モデル）

初期条件	温度	レイヤー1は全グリッドにわたり25℃とした。レイヤー2以深は葛根田花崗岩を除き温度勾配を10℃/100mとして、各レイヤーの中心深度での温度を与えた。葛根田花崗岩に相当するグリッドは一律1000℃とした。
	圧力	上面境界の圧力を基に、圧力勾配を9800Pa/mとして各レイヤーの中心深度での圧力を与えた。
境界条件	上面境界	温度を20℃一定，圧力は各グリッドの地表標高に応じた静水圧で与えた値で一定とし、熱・流体の通過を許容した。
	側方境界	閉境界（熱・流体のいずれも通過できない）とした。
	下方境界	閉境界とした。
浸透率分布		①アップフロー流入モデルと重複するレイヤーの浸透率は、アップフロー流入モデルの浸透率分布を採用した。 ②新たに付加したレイヤーの浸透率は、葛根田花崗岩とそれ以外の2つの領域に区分した。

浸透率値（単位; m^2）

	浅部貯留層	深部貯留層	深部貯留層（高透水ゾーン）	鳥越ノ滝デイサイト	葛根田花崗岩	超深部の葛根田花崗岩以外のグリッド	周辺浅部	周辺深部
k_H	1×10^{-12}～1×10^{-15}	5×10^{-16}	5×10^{-15}	1×10^{-15}	1×10^{-18}	1×10^{-17}	1×10^{-15}～1×10^{-18}	1×10^{-17}～1×10^{-18}
k_V	1×10^{-13}～1×10^{-15}	1×10^{-16}	1×10^{-15}	1×10^{-15}	1×10^{-18}	1×10^{-17}	1×10^{-17}～1×10^{-18}	1×10^{-17}～1×10^{-18}

数値シミュレーションから地下温度の浅部と深部での不連続性は透水構造の不連続性に起因するものであるとした．柳谷ほか (1996) は，深部貯留層に存在する流体は，地表水を起源とし，深部貯留層の下部に存在すると推定される未成熟な熱水が，岩石と反応して平衡に至る過程の流体と考えた．ただし，生産・還元を開始した以降は，浅部貯留層に天水や還元熱水が浸入し温度低下が生ずるとともに，深部貯留層への浅部流体 (上部及び周辺) の流入が増大している．Ikeuchi *et al.* (1998) は，WD-1a の温度プロファイルから地層平衡温度を計算し，深度 3100 m 以深には 380°C以上の熱伝導域が存在し，流体の流動はほとんどないと推定している．Kasai *et al.* (1998) は，WD-1a で得られた炭酸ガス，硫化水素ガス及び高塩濃度の坑内水は，マグマの冷却に伴って岩石中 (鉱物粒界等) に捕獲されていたマグマ性流体の残液が，WD-1a 掘削に伴う岩石の冷却で微細な通路が連結して坑内水と相互作用するようになったものと考えている．

WD-1a 掘削により，熱伝導域と対流域の境界は地下 3100 m 深近傍で，その温度は 380°Cであることが判明した．この境界は以前はもっと浅部に存在していたが，経時的な温度低下・亀裂の進展と流体の浸入により深部に移行してきたものと判断される．

WD-1b と葛根田既存井で得られた流体性状から，深部貯留層はより深部からのアップフローで流体が供給されているものではなく，緩慢な岩石・水反応によって徐々に形成されたものと考えられるようになった．

4. 地調モデル

本地調報告の中から，深部地熱系モデルに関する論文について要約・紹介する．以下の文章はそれらの引用ないしは要約であって，著者らの見解は入っていない．

4.1 地質・地化学モデル

4.1.1 貯留構造

(1) 熱水変質と熱変成

竹野ほか (2000) は，WD-1 坑井の岩芯試料を用いて，接触変成作用について熱力学的に検討した．岩芯はスポットコアで採取され，そのうち 5 箇所について化学分析を実施し，この化学組成を持つ系について自由エネルギー最小化法による化学平衡計算を行って，安定な鉱物組合わせと，予想される化学反応について調べた．圧力 1 kbar で温度を変化させた時，安定な鉱物の種類と割合を計算した結果，黒雲母アイソグラッド，菫青石アイソグラッド，カミングトン角閃石 (直閃石) アイソグラッド，紅柱石アイソグラッドは実際の産状と調和的に出現した．1 kbar と仮定したときのこれらの鉱物が出現する最低温度は，それぞれ 397°C，493°C，529°C，566°Cであった．これらのことから，現在の地温が深度 2800 m 付近で少くとも 200°C降下していると推定される．

藤本ほか (2000) は現在の深部地熱系の実態の把握と，熱源となるマグマの貫入固結から接触変成帯の形成を経て現在の活発な地熱活動に至るマグマ－熱水系の進化プロセスを明らかにすることを目的として，以下の三つの研究課題を実施した．

第一の研究課題では WD-1 コア試料を用いた接触変成作用の解析，花崗岩中のメルト包有物の解析，輝石温度計等の適用などから，葛根田地域におけるマグマの固結から現在に至る熱履歴を推定した．また，流体包有物の解析，NEDO データの再解析などから，天水，濃厚塩水などの特徴的な流体の分布様式や流体圧力の推定を行った．これらの結果から，葛根田花崗岩が貫入し，熱伝導によって接触変成帯が形成されてから，浅部から天水を主体とする流体が深部に浸透していき，活発な熱水系を形成するに至った過程が明らかになった (第 13 図 (佐々木未公表原図))．

第二の研究課題では WD-1 坑井のコアを含む若い花崗岩のコア試料の測定から，葛根田花崗岩が通常の花崗岩より高い孔隙率，孔隙径や透水係数 (>100 μD) を持つことを見いだした．固結直後の花崗岩においては，開いている鉱物粒界が物質や熱の輸送に寄与していると考えられる (Fujimoto *et al.*, 1998)．

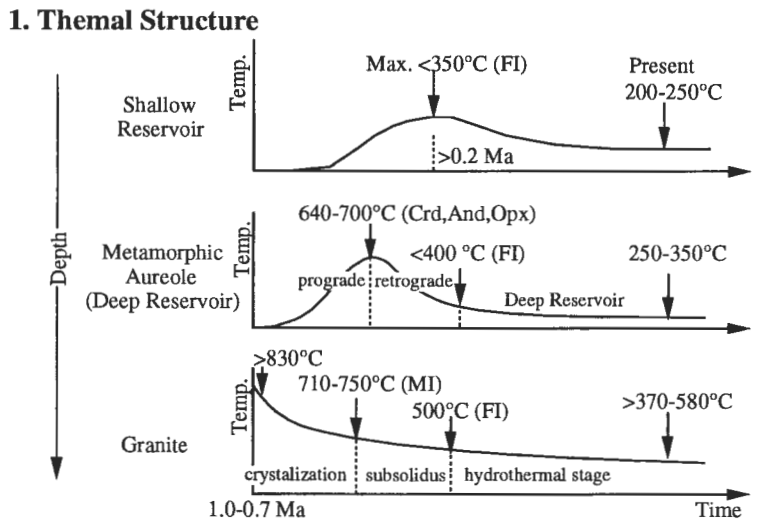
第三の研究課題では葛根田地熱発電所の深部生産井 3 本においてスケールを検討したところ，いずれも硫化鉱物に富むシリカスケールが確認された．花崗岩頂部では銅に富み，側部では鉛・亜鉛に富む．これらはいずれも花崗岩中に存在する濃厚塩水に起因し，そこでそれぞれの金属元素のゾーニングが生じているためと解釈されている (柳澤，1999)．

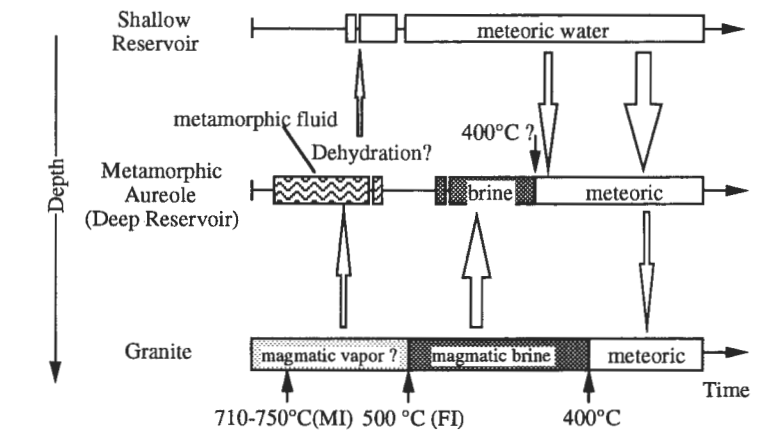
Sasaki *et al.* (1998) は，葛根田地域のマグマ環境と天水環境の遷移帯 (3100 m 深で 380°C) について検討した．熱水鉱物脈の流体包有物の研究からは，遷移帯で高濃度塩水と低濃度塩水の混合が生じていることが判った．カソードルミネッセンスの研究からは，高温の花崗岩中で脆性破壊と塑性変形の両方が起こっていることが明らかになった．岩石中の金属元素の研究からは，浅部貯留層で Pb, Zn が濃集するのに対して，深部の葛根田花崗岩に向かっては Cu が濃集する事が明らかとなった．

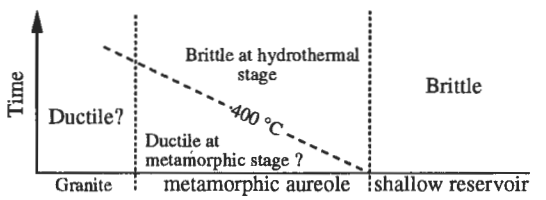
佐脇ほか (1998) は，WD-1a の深度 2843 m 付近の葛根田花崗岩直上部に当たる砂泥質ホルンフェルスから，コランダムを検出した．現在，この深度は 370°C前後 (Ikeuchi *et al.*, 1998) であるが，コランダムの化学成分から生成温度は 640°C以上と推定された．このような生成期から現在までの温度低下によって，コランダム結晶の周辺には後退変成作用により白雲母が形成されている．

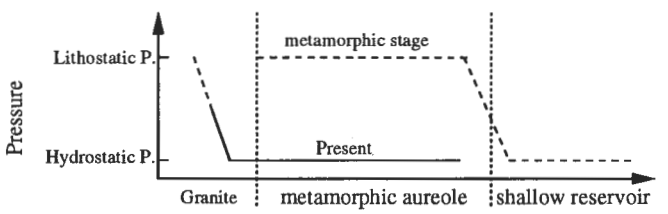
(2) 断裂系と応力場

大谷ほか (1997)，大谷ほか (2000) は岩手県葛根田地域の WD-1a 井から採取された葛根田花崗岩を用いてX線







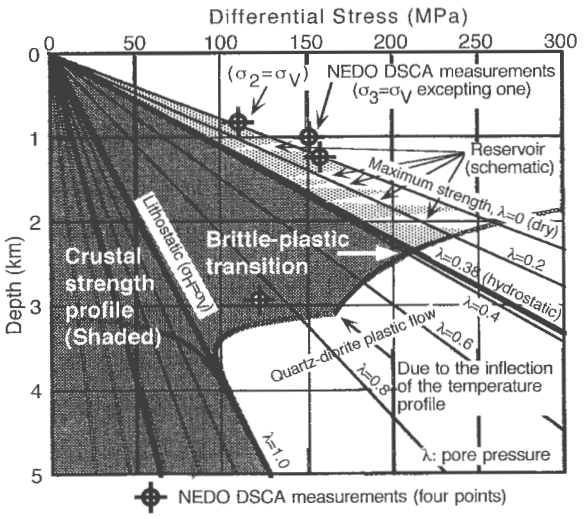


第 13 図　葛根田花崗岩定置後の温度，流体化学性状，変形様式，流体圧力の変化（佐々木原図）．
FI：流体包有物，MI：メルト包有物．

Fig. 13 Temporal changes of fluids chemistry, deformation mode and fluids pressure after emplacement of Kakkonda granite (unpublished diagram drawn by Sasaki)
FI: Fluid inclusion, MI: Melt inclusion.

CTスキャナーによる3次元イメージングを行い，花崗岩に発達する径数mmのmiarolitic cavityや幅数mmのマイクロクラックの発達状況を把握した．これらは熱水の通り道になることが期待されるので，その形態や分布は熱水流動に影響を与えると考えられる．CTスキャナ-CT-W2000を用いて，ボーリングコアを非破壊で花崗岩内部をイメージングすることができ，CT画像より石英や長石の珪長質鉱物，黒雲母や角閃石などの有色鉱物，miarolitic cavity，暗色包有物を識別できた．Miarolitic cavityの3次元配列は連続的に撮影されたCT画像より再構成され，コア内部に均質に分布するのではなく，N 20°Eの境界を境にして分布様式が異なることが確認された．花崗岩中のmiarolitic cavityの体積比は0.9%と見積もられた．また，花崗岩中のマイクロクラックの可視化を行い，マイクロクラックが粒子境界に発達していることが確認された．

Muraoka *et al.* (1999) は，葛根田地域での地殻強度プロファイルを作成し，NEDO (1996) がDSCA (Differential Strain Curve Analysis) 法で測定したWD-1aの4個のコアの σ_1，σ_2，σ_3 比を図面上にプロットした (第14図)．この結果，葛根田地域は圧縮応力場にあり，浅部は静水圧下に，深部は岩圧下にあると判断された．脆性－塑性境界は深度2400 mと計算され，それ以深のコアのDSCAデータは，地殻強度が急激に減少していることを示している．



第14図　日本，葛根田地熱地域のWD-1a坑井で貫かれた弾性－延性境界 (村岡ほか，1999)．

λは間隙水圧で0から1 (岩圧) まで変化する．NEDO (1996) によって測定されたDSCA (差歪みカーブ解析法) での三軸応力比の4測定値は，垂直圧 (σ_3ないし σ_2) を岩圧と仮定して，プロットしてある．

Fig. 14　Brittle-plastic transition penetrated by well WD-1a beneath the Kakkonda geothermal field, Japan (Muraoka, *et al.*, 1999).

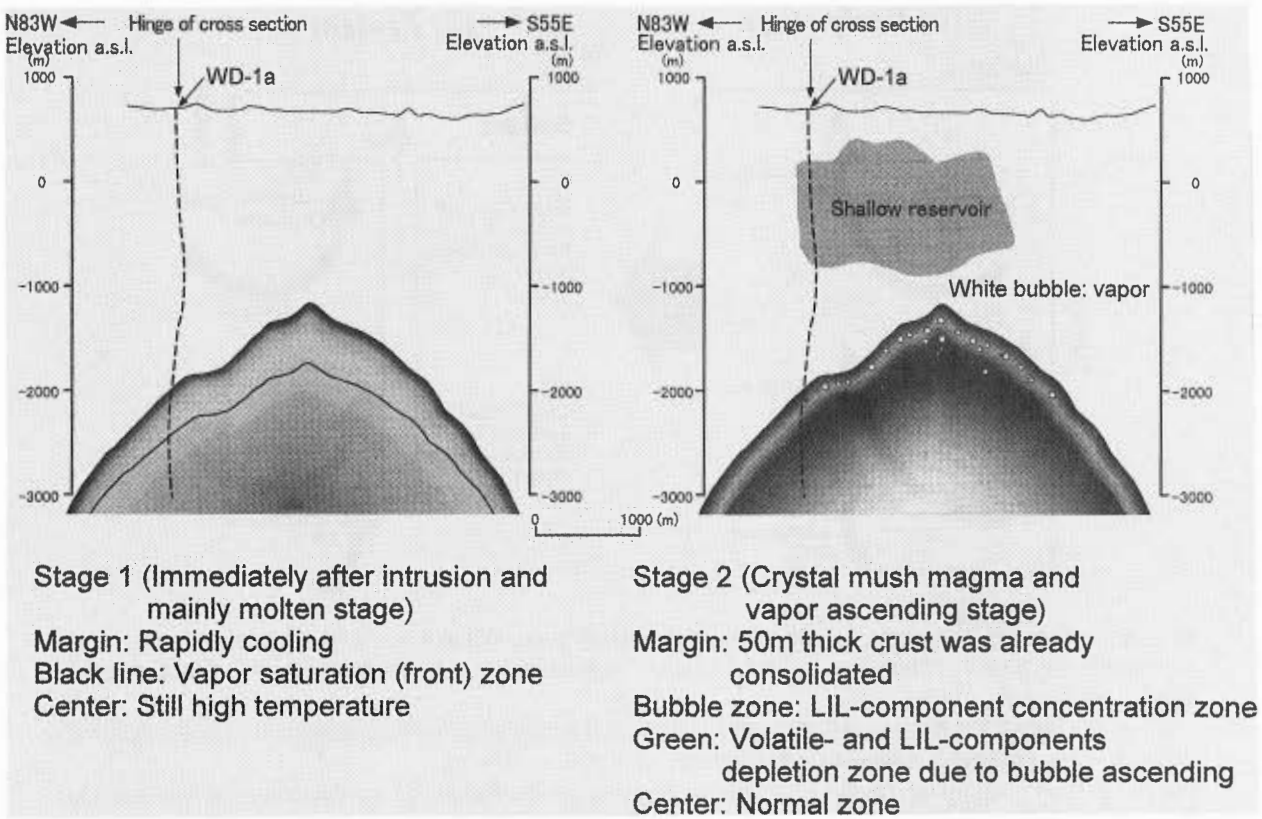
λis the pore pressure from zero ($\lambda=0$) to lithostatic ($\lambda=1$). Four points of DSCA (Differential Strain Curve Analysis) stress ratio measurements by NEDO (1996) are plotted assuming that the vertical stress (σ_3 or σ_2) is equal to the lithostatic stress.

Tamanyu and Kikuchi (1999) は，WD-1bのFMI画像の解析を行い，逸泥ゾーンの断裂系を検討した．ただし，深度2488-2963 m (坑底) は全量逸泥掘削のため，基本的には逸泥ゾーンは特定できない．一部逸泥のあった2478 mと全量逸泥の始まった新第三系生保内層下部でのゾーン (2488 m深) は，緩い層理面と斜交する西落ち急傾斜の断層が対応すると思われる．一方，先第三系堆積岩中の掘削時のビット無荷重落下ゾーン (2816.1-2816.5 m) は，FMI画像で低比抵抗帯 (35°南傾斜) として認識される．これは透水性の高い断裂破砕帯と解釈できる．また，葛根田花崗岩 (2839.48-2910 m) 中には多数の東向きの緩～急傾斜のFMI高比抵抗ゾーンが認識できる．これらが透水性の断層であるか否かは，正確には判断できない．しかしながら，近傍の無荷重落下ゾーンを考えると，熱水鉱物脈を伴う開口性断裂系である可能性が高い．

4.1.2　熱構造

村岡・大谷 (2000) は葛根田深部地熱系の熱源に関して，葛根田花崗岩体はWD-1a井カッティングスのRb，Ba，K_2O，Na_2O，Sr，Zr，Yの連続的深度変化などから一つのzoned magma chamberと見ても差し支えないこと，岩体最上部の厚さ50 m程度の部分が相対的に“急冷縁”的で，その下の厚さ50 m程度の部分が軽元素濃集帯となっていることを示した (第15図)．貯留構造に関して，接触変成帯の高変成度側 (コーディエライト帯) では岩石の脱水反応が進んでいること，この帯に発達する低角断裂群の成因は接触変成反応による脱水フロントの概念と異例に浅い脆性－塑性境界へのテクトニック応力の集中で説明できること，この低角断裂群の現在の低い透水性は脱水フロントと脆性－塑性フロントのスイープ過程で説明できることを示した．

玉生 (2000) は仙岩地域全体の地下温度分布を，浅部の坑井温度を基に緩和法を用いて計算した．その結果，仙岩地域では海抜－2 km準で250°C以上となる高温域が，八幡平から松川・葛根田まで広く広がり，その面積が390 km²となることが判明した．また，容積法で資源量を試算すると，浅部地熱資源 (重力基盤の上位) は約120万kWe×30年，深部地熱資源 (重力基盤の下位で，海抜－3 km準まで) は約720万kWe×30年であった．これらの値は日本の他の地熱地域と比較すると卓越していて，世界超一流の地熱地帯に匹敵するものである．このような広範な高温異常域の存在は，地下における広大なプルトンの伏在を強く示唆している．これはDoi *et al.* (1998) により提案された葛根田花崗岩の分布範囲に比べると，はるかに広範なものである．葛根田花崗岩は，ここで想定し



第15図　葛根田花崗岩マグマ溜りの組成累帯生成のモデル（村岡・大谷，2000）.
Fig. 15　Formation model of composition zoning in magma reservoir of Kakkonda granite (Muraoka and Ohtani, 2000).

た広大なプルトンから一部キューポラ状に突出したストック岩体に相当すると思われる.

4.1.3　熱水・水理構造

佐脇ほか（1999）は，葛根田地域の浅部貯留層から得られた流体包有物についてのガス分析を行った．その結果，浅い部分の流体包有物のガス濃度が非常に低く，ガスをほとんど含まない天水を捕獲して形成されたと考えられた．また，深度が大きくなるにつれて，地熱流体のガス濃度も高くなっていたと思われる．このデータを基に，佐脇ほか（1999）は村松・小松（1996）を参照して，浅部貯留層の流体進化モデルを作成した（第16図）

風早ほか（2000）は葛根田地域の深部熱水流体系の起源・流動系を理解するための一助として，岩手山-葛根田の地下水・河川水系に同位体水文学的手法を適用した．岩手山の山頂部及びほぼ全周にわたる周辺部の湧水・河川水・雨水を1995年-1997年にかけて合計約70試料採取し，その試料水の水素・酸素同位体比を測定した．水素同位体比は－80--60‰，酸素同位体比は－12--9‰の範囲であった．涵養水の同位体標高効果は，浸透時に蒸発することから雨水の同位体をそのまま用いることはできず，本研究では風早・安原（1994）の手法を拡張し用いた．その結果，岩手山における涵養水の同位体高度効果に関する算定式を求めた．本手法をNEDOにより得られている葛根田地域の沢水に適用した結果，水素同位体涵養線は葛根田地域では曲がらず，山頂部に適用される直線を延長したもので良いことが分かった．その関係は，

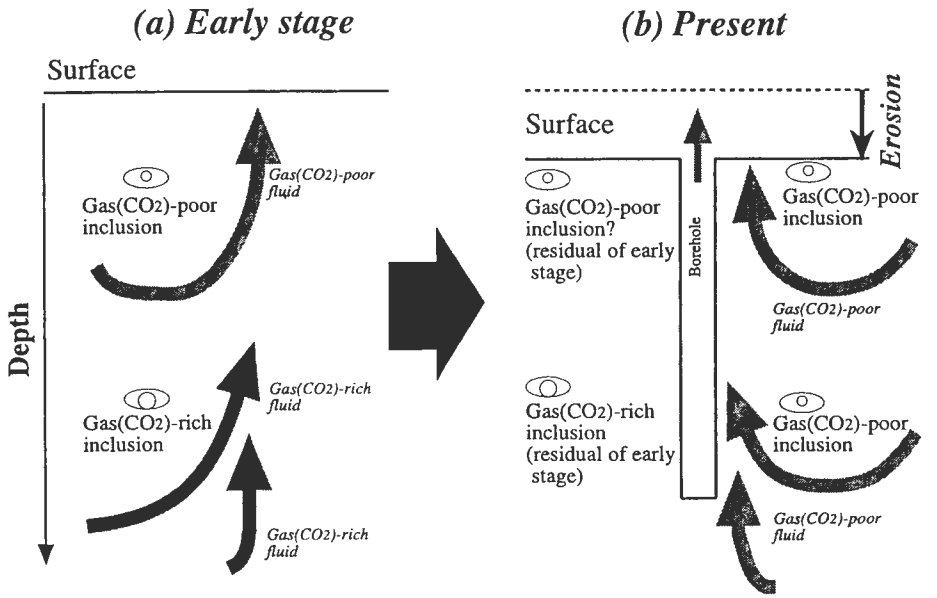
$H(\text{recharge}) = -50\,\delta D - 2090$

$H(\text{recharge}) = -426\,\delta^{18}O - 3500$

と求められた．この同位体高度効果はそのまま，葛根田地域の浅部・深部熱水系に適用可能であると考えられる．

丸井・佐藤（1999）は葛根田地域での深部地下水浸透を把握するために，地表水並びに表層部の地下水を対象とした水収支を計算した．本研究では，降水量・気温・河川水量・河川水温・地下水位を用いた計算を行っている．まずハイドログラフをイベント成分と基底地下水流出成分に分離し，降水の直接流出量を算定した．それぞれの季節の流出特性を把握し，地下水位の変化から極表層部での水分量変化を推定し，同時に葛根田川流域からの流域外流出量を求めた．これらの結果を用いて，深部地下へのイベント水浸透量を算定した.

高橋ほか（2000）は葛根田地熱系の相対的に浅部に位置する「浅部地熱貯留層」と，相対的に深部に位置する「深部地熱貯留層」の地熱流体（水）の起源，近隣に位置する岩手山，秋田駒ヶ岳など現在も活動を続ける第四紀火山からの火山ガスの供給などの影響について明らかに



第16図　流体包有物の研究に基づく葛根田地熱地域の浅部貯留層の流体進化モデル図（佐脇ほか，1999）.
(a) 地熱系の初期段階：深部にはガスに富んだ流体が，浅部にはガスに乏しい流体が存在した．流体は流体包有物として捕捉された．
(b) 現在（葛根田地熱発電所の運転開始以降）：浅部の流体包有物を含む鉱物は，削剝によって地表に露出するようになった．深部の流体は発電所の運転開始以降，ガスに乏しくなった．
Fig. 16 A fluid evolutionary model of a shallow reservoir of the Kakkonda geothermal field, based on the fluid inclusion study (Sawaki, *et al.*, 1999)
(a) Early stage of the geothermal system: Gas-rich fluid was at the deep parts and gas-poor fluid was at the shallow parts. Portions of the fluids were trapped as fluid inclusions.
(b) Present (after operation of the Kakkonda geothermal power station): Minerals containing fluid inclusions at the shallow parts were exposed by erosion. Fluid at the deeper parts became gas-poor after the operation of the power station.

するため，1996年10月と1998年2月に葛根田地熱発電所の地熱生産井から蒸気と熱水を採取し，その水素・酸素同位体組成を測定した．その結果，以下の事が明らかとなった．

(1) 深部地熱貯留層から生産される地熱流体は，標高1200 m付近の天水が350°C程度の温度条件下で一部蒸気を失いながら形成されていると考えられる．これは深部地熱貯留層内で地熱流体が沸騰していると言う知見と調和的である．

(2) 浅部地熱貯留層から生産される地熱流体の水素・酸素同位体組成は2-3 ‰程度の酸素同位体シフトを示す．標高900-1200 m付近の天水が，水－岩石反応により形成されている可能性が考えられる．

(3) 標高700-900 m付近の天水に対応する地熱流体は見つからない．低標高の部分から涵養された天水は，浅部地熱貯留層の上部に位置すると推定される地下水層に供給されると推定される．

(4) これらのことから，高標高の天水は深部地熱貯留層へ，中標高の天水は浅部地熱貯留層へ，低標高の天水は地下水層へ，それぞれ涵養されている可能性が考えられる．また，地熱流体の形成に火山ガスが関与している形跡は，水と言う観点からは見えないことも分かる．

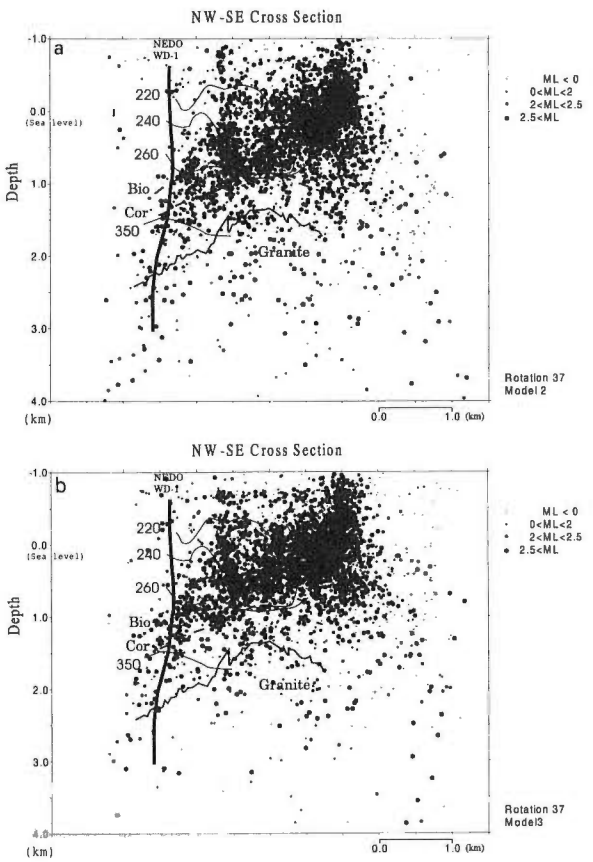
猪狩ほか (2000b) は世界の地熱ガス中の炭化水素の研究の現状の紹介と，葛根田地熱地域の炭化水素の特徴についての研究結果の紹介を行っている．葛根田地熱地域に関しては，Kiyosu and Asada (1995) がC_1-C_4炭化水素は熱分解起源型のパターンを示すことから，熱分解起源と推定している．猪狩ほか (1996) はC_5炭化水素の測定を行い，異性体間の比が油田ガスと微生物起源ガスの中間的な値を示すことを明らかにした．また Higashihara *et al.* (1997) は同地域のC_{5+}炭化水素がサンプル採取地点によって種々のパターンを示すことを明らかにした．また，猪狩ほか (2000a) は同地域のC_1-C_5炭化水素が熱分解ガスと火山性ガスの混合物であるものと推定した．

玉生 (2000) は，仙岩地域全体の地下温度構造に基づいて流体流動ベクトルを計算した．その結果，浅部対流系とカップリングした緩慢な深部低速流体流動が，葛根田，松川，澄川，乳頭地域などの地熱地域で生じていることが推定された．これは集水域全体から深部地熱貯留層への水供給が緩慢であることを示唆するものである．葛根田地域での4000 m級地熱井掘削の結果，先第三系基盤岩及び新期花崗岩中での深部地熱資源は，熱資源と

しては十分であるものの，熱抽出に必要な水に不足している高温岩体であることが判明した．葛根田地熱地域での地熱貯留層への水供給量は，集水域の面積とそこでの年間降水量とから推定できる．それによれば，葛根田地熱貯留層への水供給は，熱供給に比べるとかなり制約条件になっていると判断される．そのため，今後の開発においては貯留層への水供給効率をいかにして上げるかが重要な鍵になると思われる．

4.2　物理探査モデル

Tosha *et al.* (1998) は，本地域の速度構造を修正し，特に浅部の速度を大きくし，微小地震の震源位置を再計算した．その結果，震源深度は従来より全体的に浅めに決定された（第17図）．微小地震の震源密度分布の密集域の下限は，葛根田花崗岩頂部より約500 m上方である．また，1988年と1995年の微小地震の発生回数を比較してみると，1995年の方が少ない．これは還元量の減少によるものと判断された．



第17図　震源の北西－南東方向の断面：(a) MODEL 2 使用，(b) MODEL 3 使用（Tosha, *et al.*, 1998）．

坑内検層で推定した等温線は細線で，変成鉱物（Bi: 黒雲母，Cor: 菫青石）の出現深度上限は破線で示した．坑井WD-1位置と葛根田花崗岩の上面はUchida *et al.* (1996) に基づいた．

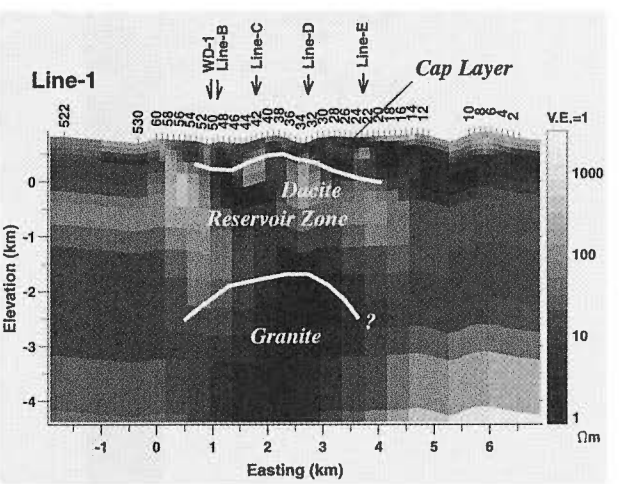
Fig. 17　Cross-section of the hypocenters along the northwest-southeast axis using (a) MODEL 2 and (b) MODEL 3 (Tosha, *et al.*, 1998).

The temperature contours estimated by well logging data and the first occurrence of the metamorphic minerals such as biotite (Bi) and cordierite (Cor) are shown in thin lines and broken lines, respectively. Well WD-1 and the top margin of the Kakkonda granite are shown after Uchida *et al.* (1996).

Sugihara *et al.* (1998) は，葛根田地域の6号基地の1 km東方の松沢花崗岩体周辺で生じた微小地震の詳細な解析を行った．その結果，微小地震に対応した断裂はENE-WSW走向の横ずれ断層で，震源分布の延びの方向と直交するものであった．水平最大主応力方向がENE-WSW方向なので，これらの断裂はENE-WSW走向の微小な横ずれ断層とNNW-SSE走向の微小な逆断層として活動していると解釈される．

菊地・西（1999）は二次元発破振動シミュレーションを用いて，葛根田地域の速度構造の検証を行った．NEDOにより公表された葛根田地域の速度構造モデルを用いて，弾性波伝ぱんのシミュレーション計算を行い，同地域で実施された発破調査のP波初動の観測値と比較を行った．その結果，この速度構造モデルは地表から約1 km深までは，観測結果を良く説明できるものであることが判明した．

内田ほか（2000）はNEDO及び地調が葛根田地熱地域において実施した電磁探査法（MT法）のデータを解析した（第18図）．解析は2次元インバージョンによる．地熱地域は一般的に地質構造が複雑であり，MT法の2次元解析では解析結果の信頼性に限界がある．特に葛根田地域の深部の構造については，3次元的な花崗岩の構造をどの程度把握できるかは，大きな課題である．NEDO・地調による計7測線の解析結果を見ると，高温・高塩分



第18図　葛根田地熱地域の比抵抗構造モデル（内田ほか，2000）．

暗色ほど低比抵抗部を，明色ほど高比抵抗部を示す．

Fig. 18　Resistivity structural model in the Kakkonda geothermal field (Uchida *et al.*, 2000).

The darker color represents the lower resistivity zone, and the brighter color is for the higher resistivity zone.

濃度であることが確認されている葛根田花崗岩は大局的に低比抵抗領域として解析された．電気検層によると，花崗岩の縁辺部はやや高比抵抗であるが，岩体中心部は低比抵抗であるものと考えられる．新期花崗岩を伴う地熱地域については，これが深部探査の指標の一つになるものと思われる．

駒澤 (1999) は葛根田と松川地域で測点のなかった地域で補足調査を行い約100点の重力測定を実施し，既存データとの編集作業を行った．上方接続残差比較法 (CVUR法) による表層密度の推定から，表層密度として通常の火砕堆積物よりやや大きい2.36 g/cm³と言う値を得た．また，均質2層解析を行った結果，広域的には葛根田地域の北東域の大深岳，三ツ石山を含む地域に重力基盤の盛り上がりが見られ，新期花崗岩のブロック的な隆起に伴う構造とも考えられる．葛根田地域の坑井による新期花崗岩の着岩深度は，北西方向に向かって浅くなっているようにも見え，重力基盤との対応は良い．新期花崗岩の密度は周囲の基盤岩に比べれば，過小と考えられるが現時点での解析結果では，明瞭な低密度ゾーンそのものは得られていない．しかし，葛根田川に沿って低重力域が雫石盆地方向より入り込んで来ており，花崗岩の貫入を想起させる．

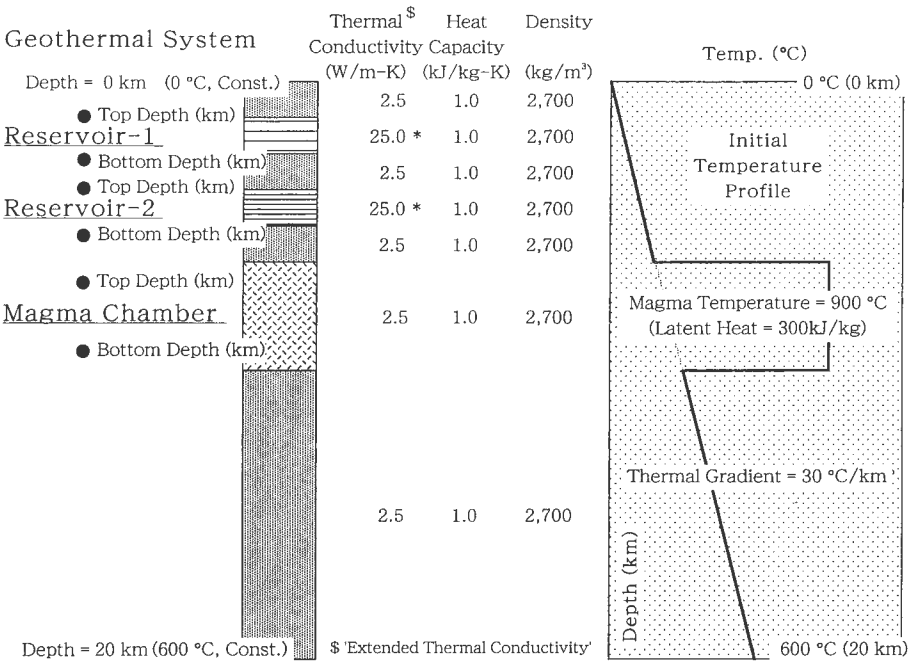
4.3 深部地熱系の発達モデル

茂野 (1999a) は，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」を仮定する垂直一次元非定常の熱伝導モデル (第19図) 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．この手法を用いて，茂野 (1999b) は葛根田地域における地熱系の発達史について半定量的に解析した．それによると，葛根田地域では20万年程度前にマグマが定置した後，長時間熱伝導が卓越して厚い高温接触変成帯を形成し，その後数万年前に何らかの機構により貯留層が生成して現在の高温熱水系が発達した可能性が高いとされた．

佐々木は，第13図 (未公表原図) において，葛根田花崗岩，接触変成帯，浅部貯留層の各深度における温度変化を，流体包有物 (FI) やメルト包有物 (MI) から求めている．葛根田花崗岩の貫入時期については，蟹澤ほか (1994) の解釈に基づいて，1.0-0.7 Ma頃としている．一方，地表の熱水鉱物脈中のカリ長石は0.2 Ma前後の年代値が得られている (越谷ほか，1993) ことから，浅部貯留層の最高温度は0.2 Ma以前としている．

5. NEDOモデルと地調モデルの総括

上述したNEDOモデルと地調モデルを，貯留構造 (透水構造)，熱構造，水理構造の観点から整理し，それに基づいて総括と今後の研究課題の提案を行った (第2表)



第19図 巨視的なマグマ-熱水系の垂直一次元非定常熱伝導モデル (茂野，1999a)．
地熱貯留層に「拡張熱伝導率」を適用した (本文参照)．

Fig. 19 Macroscopic vertical one-dimensional transient thermal conduction model for magma-hydrothermal systems (Shigeno, 1999a).
'Extended thermal conductivity' was applied to geothermal reservoirs (see the text).

第2表　葛根田地熱系モデルの総括表．太字の部分は筆者らが強調した見解．
Table 2　Summary of geothermal modeling of the Kakkonda field.　The columns written in bold represent the ideas emphasized by the authors.

		NEDO	地調	本総括	今後の研究課題
貯留構造（透水構造）					
	貯留層胚胎の地質条件	褶曲・断層帯 貫入岩	第四紀火山分布域 貫入岩周辺部	貯留層は大局的には現在の応力場で，剪断破壊の生じ易い褶曲翼部や貫入ストック岩体上面に胚胎する	透水ゾーンの三次元マッピングと形成機構の解明
	透水性	浅部貯留層＞深部貯留層	花崗岩体は低浸透率	花崗岩は多孔質であるが，貯留層には無理	花崗岩体周辺部の透水性分布
	熱水変質分帯	等温線との対比	熱変成から熱水変質への変遷	熱水対流域の把握	熱水活動史
	熱変成分帯	接触変成分帯	アイソグラッドの温度算定	熱伝導域から熱水対流域への変遷	熱源の貫入時期と熱供給機構
	断裂系 浅部貯留層 深部貯留層 葛根田花崗岩周辺部	 開口性断裂=透水ゾーン 一部のみ開口性断裂 冷却節理と剪断破壊	 急傾斜断裂卓越 緩傾斜断裂卓越 miarolitic cavity分布	 剪断破壊卓越 引張破壊の寄与増大 ガス・塩水の通路としての評価．延性領域内で伸張破壊が生じている可能性あり	 開口性断裂の三次元マッピングと形成機構の解明 脆性延性変形の重複
	破壊の臨界状態	開口性断裂との不対応	水圧破砕の影響	破壊の臨界状態の影響の有無	破壊の臨界状態の評価技術
	微小地震・応力分布	震源分布図	下限は花崗岩上方500m 脆性延性境界と一致	花崗岩上面貯留層は延性領域内	微小地震域以深の貯留層の解釈 広域応力場と局所的応力場
	比抵抗分布	貯留層（低比抵抗帯）	花崗岩（弱い低比抵抗帯）	二次元断面での比抵抗分布の解釈	詳細な三次元比抵抗分布
熱構造	シミュレーション	アップフロー流入モデル 熱供給量(39MW)	臨界温度領域の貯留層シミュレーション	花崗岩中にはアップフローなし．花崗岩体の外側にアップフローを推定．	流体混合と伝導熱交換の共存
	温度勾配変曲点	熱水対流域と伝導域の遷移温度（380-400℃）	脆性延性境界との対応	**遷移温度と脆性延性境界の不一致**	変曲点深度の移動
	温度低下	変質鉱物の生成温度	熱変成鉱物の生成温度	接触変成帯形成後の温度低下	温度低下による物性変化
	葛根田花崗岩以外の熱源	下流域での高温領域	大規模プルトンの伏在推定	広域および局所的熱異常の解釈	三次元熱構造の把握
水理構造	モニタリング	還元熱水の影響	微小地震モニタリング	微小地震発生域と還元域との相関	生産・還元の影響評価
	浅部貯留層と深部貯留層	透水構造の不連続	微小地震震源の下限	脆性延性境界と一致	過去の不透水層との係わり
	アップフローゾーン	自然状態シミュレーションから推定	流体包有物からマグマ性流体の供給の可能性を推定	花崗岩体外でのアップフローの存在可能性	地熱流体生成ゾーンの解明
	天水リチャージ域	熱水の天水起源	同位体より実証	深い熱水ほど標高の高い所から浸透	天水リチャージの定量モデル
発達モデル	マグマ貫入と熱水系の発達	花崗岩の貫入時期	熱源の冷却と熱水供給	熱および熱水の供給時期	供給時期と供給量の解明
総合モデル	地熱系モデル	NEDOモデル	地調各種モデル	**温度低下モデル**	高温岩体としての利用

5.1 貯留構造 (透水構造)

5.1.1 地質, 熱水変質及び熱変成作用の状況

地熱貯留層の胚胎する場所は, 高温で水の循環する場所である. 高温地域は, 広域的に見れば第四紀火山地域 (特に60万年前以降の火山) で, そこではマグマ残存熱及び深部からの高熱伝導により, 高温異常が生じている. 葛根田地域の場合は, 一種のマグマ残存熱に相当する葛根田花崗岩の高温が, 局所的な熱源となっている. 一方, 水の循環する場所は, 透水性の高い開口性断裂が存在する場所である. このような透水性断裂は褶曲の翼部や断層帯及び貫入岩周辺部に発達する傾向が認められる. 葛根田では褶曲・断層の発達した新第三系・先新第三系と, これらに貫入した安山岩・デイサイト及び新期花崗岩類の中に形成されている (NEDO, 1999).

葛根田花崗岩の透水係数は通常の花崗岩より大きい100μD (マイクロダルシー) ($10^{-16}m^2$) 以上と測定された. それゆえ, 葛根田花崗岩はマグマ固結直後及びそれに引き続く変質過程で, 透水状態であったと考えられている (Fujimoto *et al.*, 1998; 藤本ほか, 2000). また, 花崗岩中の結晶間は, マグマ性熱水条件下では脱ガスや熱水の通路として重要な役割を果たしたと思われる. 一方, この葛根田花崗岩の透水係数は, 相対的に透水性の悪い深部貯留層 ($>5\times10^{-15}m^2$) と比較しても, 更に小さい値である. それゆえ, 貯留層を期待するのは難しいと思われる. 実際, WD-1a坑井の葛根田花崗岩では地熱貯留層は確認されなかった.

変質鉱物の分布深度は過去の熱水系の最高温度を記録している. また, 硬石膏の分布深度は現在の深部熱水の影響を受けた浅部熱水系の温度を反映していると思われる. これは各鉱物の温度平衡に達する時間の違いを反映した結果と思われる. 葛根田花崗岩の接触変成帯中の熱変成鉱物は, アイソグラッドを形成している. そして, それぞれの形成温度が算定されている. それによると, 現在の地温は深度2800 m付近で少くとも200℃降下していると推定されている (Sasaki *et al.*, 1998; 竹野ほか, 2000). また, 葛根田花崗岩の直上からは, コランダム, 亜鉛スピネルが発見されている (佐脇ほか, 1998). コランダムは, 各種変成鉱物が形成される以前の高温時 (>600℃) に, 白雲母の分解によって形成されたものと考えられている. 接触変成作用の解析, 花崗岩中のメルト包有物の解析, 輝石温度計等の適用などから, 葛根田花崗岩が貫入し, 熱伝導によって接触変成帯が形成されてから, 浅部から天水を主体とする流体が深部に浸透していき, 活発な熱水系を形成するに至った過程が明らかになった (第13図).

5.1.2 断裂系と応力場

現在の広域応力に対して, 破壊の臨界状態に近い断裂ほど透水性が良いと考えられている. しかしながら, この両者は実際のデータでは必ずしも対応していない (NEDO, 1999). また, 葛根田花崗岩周辺部の断裂の透水性は, 200 m程しか離れていないWD-1aとWD-1bとで大きく異なる. その理由として, ハイドロ・フラクチャリングなどの間隙水圧の変化に伴う引張破壊の寄与が考えられる. 脆性ー塑性境界の下方移動についても考慮する必要がある. また, 広域応力場と一致しない局所的な応力配置についても, 考慮する必要がある. 微小地震の詳細な解析によって, 松沢花崗岩体周辺にENE-WSW走向の微小な横ずれ断層とNNW-SSE走向の微小な逆断層が推定された (Sugihara *et al.*, 1998).

5.1.3 貯留構造モデル

MT法の三次元解析では, 貯留層は低比抵抗領域に, 葛根田花崗岩はやや低比抵抗領域として解析された (内田ほか, 2000). 地震反射法探査では, 先第三系基盤岩の上面に対応しそうな反射面が得られた (Nakagome *et al.*, 1998). 微小地震の震源分布からは, 震源密集域の下限が葛根田花崗岩上面の約500 m上方に対応することが明らかとなった (Tosha *et al.*, 1998).

浅部貯留層では, 開口性断裂が多く透水性が良い. 一方, 深部貯留層は概して開口性に乏しく, 透水性が比較的悪い. 新第三系及び先第三系の断裂は, ほとんど鉱物により充塡されているが, 一部は現在の応力場で開口している. 葛根田花崗岩中の断裂は, 花崗岩体の冷却による節理と広域応力による剪断断裂からなると考えられている. ただし, これらの節理は連続性に乏しいため透水性は悪いと想定されている (NEDO, 1999). それゆえ, 葛根田花崗岩内部には貯留層を期待することはできない. ただし, 花崗岩体の側方については, 貯留層の存在の可能性が残されている.

5.2 熱構造

NEDO (1999) の自然状態シミュレーションの結果, 実際の地熱系に近いモデルは, アップフロー流入モデルであることが明らかとなった. このモデルでは, 岩手県熱水造成施設での坑井掘削から推定される高温域を反映させて, 下面境界を海抜-2300 mと浅めに設定してある. それによると, 深部伝導域から深部貯留層への熱の供給量は39 MWt, 深部貯留層から浅部貯留層への熱の供給量も39 MWtと計算された. この供給量は現在の発電量 (80 MWe) に比較すると, かなり小さい値となっている.

WD-1aの深度3100 m付近 (葛根田花崗岩内部) は熱水対流域と熱伝導域の遷移領域であり, そこの温度は約380℃である. ただし, WD-1aから1.3 km離れたWell-21においても, 葛根田花崗岩内部の深度2530 mで同様に温度勾配が変化する. 同深度の推定地層温度は400℃を超える. それゆえ, 熱水対流域と熱伝導域の遷移域の温度はかなりの幅を持ったものと思われる. また, この遷移温度と対応すると考えられる脆性ー延性変形境界温度も,

その変形スケールによって変化しているようである．現在400°C以上の葛根田花崗岩体内部でも，顕微鏡レベルでは脆性破壊と判断される断裂が認められる．一方，NEDO（1999）の熱構造モデル（第9図）によると，花崗岩上面は大局的には上に凸の構造をしているが，坑井間レベルでは不規則に上下に波打つように描かれている．これは，花崗岩上面が延性変形を受けていることを暗黙に示したものと思われる．ただし，実際のWD-1aのコア試料を観察すると，花崗岩には延性変形は認められず，母岩の先第三系の砂岩・泥岩が全体として強く延性変形している．

葛根田花崗岩は，熱変成を受けた前期花崗岩類と受けていない後期花崗岩類とに分けられる．それらの年代値はほとんど0.2 Maより若く，熱による若返り年代とみなされている（Doi *et al.*, 1998）．それゆえ，いずれの花崗岩類もその貫入年代は明らかとなっていない．

葛根田花崗岩体はWD-1a井カッティングスのRb, Ba, K_2O, Na_2O, Sr, Zr, Yの連続的深度変化などから一つのzoned magma chamberと見ても差し支えないこと，岩体最上部の厚さ50 m程度の部分が相対的に“急冷縁”的で，その下の厚さ50 m程度の部分が軽元素濃集帯となっていることが明らかにされた（村岡・大谷，2000）．

葛根田地域を含む仙岩地域では，海抜−2 km準で250°C以上となる高温域が広く広がり，その面積が390 km^2となる（玉生，2000）．このような広範な高温異常域の存在は，地下における広大なバソリスの伏在を強く示唆している．一方，葛根田花崗岩の分布は葛根田周辺に長径10 km程の岩体と推定されている（Doi *et al.*, 1998）．これはバソリスの上位にキューポラ状に貫入したストック岩体に相当すると思われる．

5.3　熱水・水理構造

NEDO（1999）は，葛根田深部地熱系の熱水・水理構造を以下のようにまとめている．深部貯留層は亀裂に乏しく，流体流動は主に葛根田花崗岩の上面境界及び古期貫入岩近傍に限定される．そのため，深部熱水の供給及び浅部熱水の引き込みも葛根田花崗岩上面近傍を平面的な通路としていると考えられる．また，WD-1b抑留対策時の泥水干渉調査から，北西側深部から南東側浅部へと深部熱水が流動していると考えられる．葛根田花崗岩の頂部付近（Well-13付近）では，北西部からだけでなく，南もしくは東方向からも深部熱水の供給があると推定される．熱水流動速度は浅部貯留層で速く，深部貯留層で遅い．これは，両貯留層間の浸透率の格差に起因し，結果として両貯留層間の温度差を生じさせている．流体性状から，深部貯留層に存在する流体は，地表水を起源とし，深部貯留層の下位に存在すると推定される未成熟な熱水は，岩石と反応して平衡に至る過程の流体と考えられた．言わば，深部貯留層はより深部からのアップフローで流体が供給されているものではなく，緩慢な岩石・水反応によって徐々に形成されたものと考えられるようになった．一方，生産・還元を開始した以降は，浅部貯留層に天水や還元熱水が浸入し温度低下が生ずるとともに，深部貯留層への浅部流体（上部及び周辺）の流入が増大している．

微小地震の震源密集分布域の下限は葛根田花崗岩上面から500 m上方に位置している（Tosha *et al.*, 1998）．この微小地震下限深度はMuraoka *et al.*（1999）の脆性−延性境界（2400 m）とほぼ一致する．微小地震の震源域は主に剪断破壊を起こしている地域に相当する．一方，花崗岩周辺部の透水ゾーンは，大局的には延性領域となるが，ハイドロフラクチャリングなどの引張破壊による断裂が生じている可能性が考えられる（Tamanyu, 1999；Tamanyu and Kikuchi, 1999）．微小地震の発生回数を1988年と1995年とで比較してみると，1995年の方が少ない．これは還元量の減少によるものと判断される．WD-1aで得られたガス及び高塩濃度の坑内水は，マグマの冷却に伴って岩石中（鉱物粒界等）に捕獲されていたマグマ性流体の残液が，WD-1a掘削に伴う岩石の冷却で微細な通路が連結して坑内水と相互作用するようになったものと考えられている（Kasai *et al.*, 1998）．

熱伝導域と対流域の境界はWD-1aでは地下3100 m深近傍で，その温度は380°Cである．この境界は以前はもっと浅部に存在していたが，経時的な温度低下・亀裂の進展と流体の浸入により深部に移行してきたものと判断される（Sasaki *et al.*, 1998）．この温度低下は浅部貯留層の変質鉱物（加藤・佐藤，1995；藤本ほか，2000），流体包有物のガス組成（佐脇ほか，1999），接触変成鉱物の生成温度（竹野ほか，2000），接触変成帯中のコランダム（佐脇ほか，1998）からも支持されている．

水素・酸素同位体組成の研究から，深部地熱貯留層で生産される地熱流体は標高1200 m付近の天水が350°C程度の温度条件下で一部蒸気を失いながら形成されていると考えられる（高橋ほか，2000）．一方，浅部地熱貯留層から生産される地熱流体は，標高900-1200 m付近の天水が水−岩石反応により形成されている可能性が考えられる．水の同位体分析からは，地熱流体の形成に火山ガスが関与している形跡は認められなかった．一方，地熱ガス中のC_1-C_5炭化水素の分析からは，これらは熱分解ガスと火山性ガスの混合物である可能性が指摘された（猪狩ほか，2000b）．これは，葛根田花崗岩中で遭遇したガスや高濃度塩水が，熱伝導域にトラップされているものであることから，時々それらが上位の熱水対流系に一部漏出している可能性を示唆している．

葛根田地熱地域での地熱貯留層への水供給量は，集水域の面積とそこでの年間降水量とから推定できる．それによれば，葛根田地熱貯留層への水供給は，熱供給に比べるとかなり制約条件になっていると判断された（玉生，2000）．

5.4 深部地熱系の発達史モデル

垂直一次元非定常の熱伝導モデルに基づく数値シミュレーションによると，葛根田地域では20万年程度前にマグマが定置した後，長時間熱伝導が卓越して厚い高温接触変成帯を形成し，その後数万年前に何らかの機構により貯留層が生成して現在の高温熱水系が発達した可能性が高い（茂野，1999b）．しかし，現在の所，葛根田花崗岩の閉鎖年代が約20万年前と測定されているのみで，その正確な貫入時期は得られていない．また，数万年前に新たな貯留層が生成した証拠も得られていない．ただし，NEDO（1999）の自然状態シミュレーションでも，深部からの流体アップフローを想定している．

6. 葛根田深部地熱系の温度低下モデル

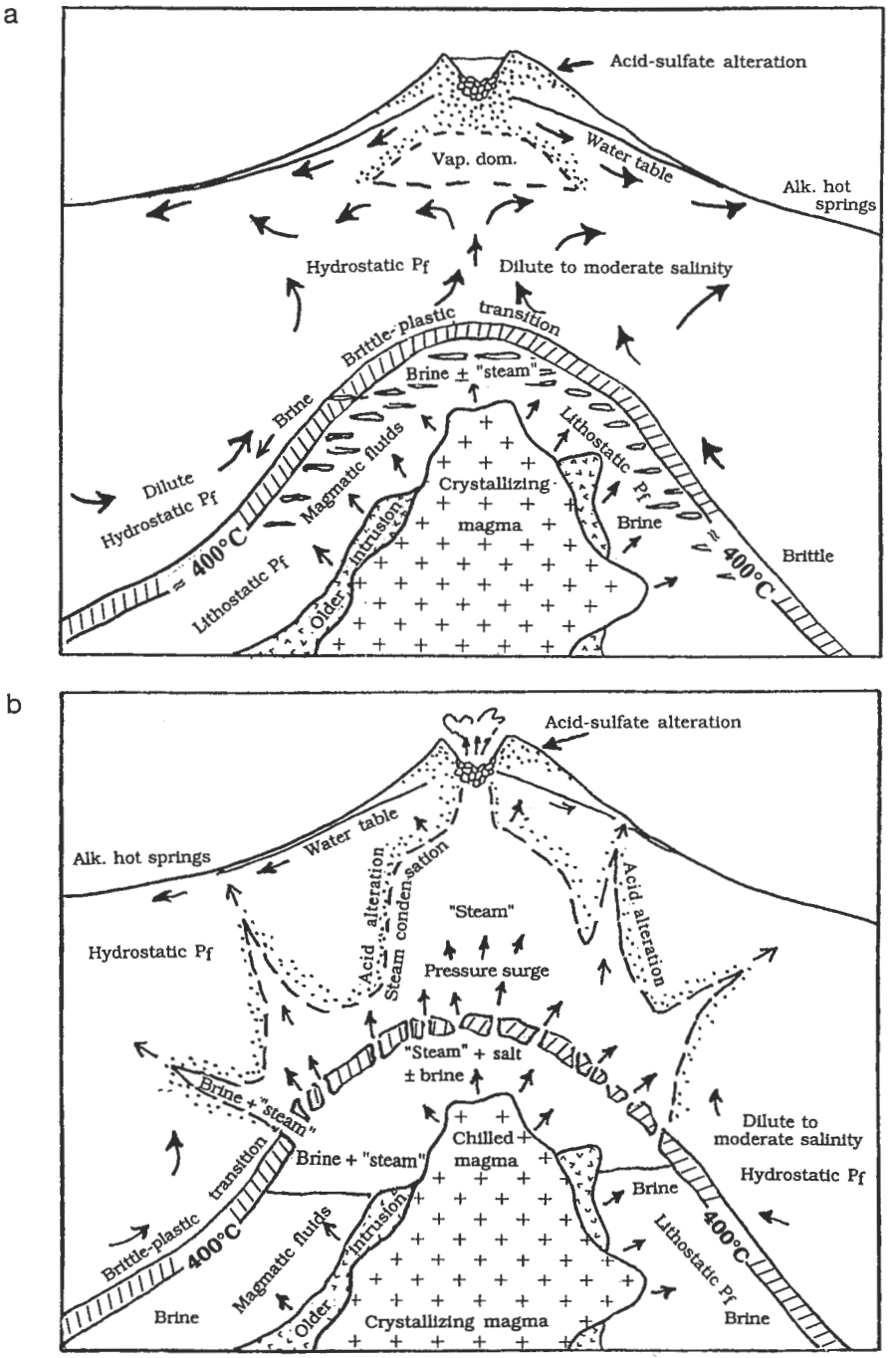
Fournier（1999）は，火山直下の地下1-3 km深にプルトン頂部が貫入した場合の，マグマ環境から浅熱水性環境への遷移帯の概念モデル（第20図）を提案している．それは以下のような内容のものである．脆性領域で剪断破壊を起こさせるための差応力強度は，摩擦係数，間隙流体圧，断裂の角度に支配される．一方，延性領域で延性流動を起こさせるための差応力強度は，歪速度，温度，岩石種に支配される．今まで掘削された地熱井で，370-400°C以上の高温に遭遇した箇所は，多くの場合，浸透率が低いか，または静水圧より高圧で，ガスに富んだ塩水である（Fournier，1991）．このことから，活発な陸上の熱水系では，脆性－延性境界は370-400°Cと考えられる．この上位では熱水が370°C以下の静水圧下で対流し，下位では結晶化しているマグマから滲出した塩水と蒸気が，400°C以上の岩圧下で水平なレンズの集合体として蓄積されている．この脆性－延性境界は上位境界面でも下位境界面でも熱水鉱物脈が形成されるために，セルフシーリング・ゾーンとなる．ここでは温度勾配も間隙水圧も高い．下位の延性領域にマグマが新たに供給されると，境界下位の歪速度を増大し，境界そのものが下方に移動する．それによって，延性領域でも脆性破壊が生じたり，塩水と蒸気のレンズが急激に膨張する．このようなメカニズムで脆性－延性境界のセルフシーリングが時々破られて，下位のマグマ性流体が上方の熱水系に供給されることとなる．

一方，Uchida *et al.*（1996）は葛根田地域の第四紀花崗岩に関連した地熱系モデル（第4図）を，NEDO（1999）は葛根田地域の熱構造モデル（第9図），水理構造モデル（第12図）をそれぞれ提案している．これらの図面を基に，Fournierモデル（第20図）を参考にしながら総合モデル（第21図）を作成した．

Fournier（1999）の概念モデルでは，地表に火山体があり，脆性－延性変形境界は熱水対流域と熱伝導域の境界と一致して，その温度は370-400°Cと見込まれている．しかし，Uchida *et al.*（1996），NEDO（1999）の解析では，葛根田では地表に火山は分布せず，また脆性－延性境界を微小地震の震源下限域とみなすと300-320°Cの温度領域に相当する．そして，熱水対流域と熱伝導域の境界は，より高温の花崗岩体中の380°Cの等温線に相当している．これは現在の葛根田地熱系は，Fournierモデルと比較すると，マグマ貫入後，全体として温度低下が生じていること，及び，その温度低下にもかかわらず脆性－延性境界の深度はほとんど変化していないことを示している．このような温度構造と脆性－延性境界との不一致は，急激な温度低下によるものか，または脆性－延性境界とみなした微小地震の震源下限域が，温度よりも還元水などの影響で生じた間隙水圧の変化によるものか見極める必要がある．

葛根田地域の温度低下については，接触変成鉱物の生成温度と現在の地下温度を比較することで，200°C以上の温度低下が生じていると指摘されている（Sasaki *et al.*, 1998；竹野ほか，2000）．花崗岩の閉鎖年代（Doi *et al.*, 1998）から，花崗岩の貫入は約20万年前以前に生じた考えられる．それ以降，葛根田地域では熱源としての花崗岩の冷却に伴い温度低下が生じたと思われる．この温度低下に拍車をかけた要因が二つある．一つはNEDO（1999）の熱構造モデル（第9図）に表現されているとおり，1978年以降の熱水還元である．もう一つは，地表面の削剝である．花崗岩が貫入した当時は，現在地下1.2 km深の接触変成帯の最上部（黒雲母アイソグラッド）が約400°Cであったこととなり，その上位に期待される熱水系は水の沸騰曲線よりもはるかに高温であったことになってしまう．それは不自然なので，当時の地表面がもっと上方にあり，その後，急激に削剝された可能性が考えられる．既にMuramatsu（1984）は，坑井の初生包有物の深度別の最高均質化温度の分布及び塩濃度測定結果を用いて，流体は静水圧状態にあったと言う仮定から，当地域は主要脈鉱物である石英や方解石の生成（0.7-0.1 Ma）後，今日に至るまでに少なくとも900 mは削剝されたと推定している（村松，1987）．このような要因で温度低下が生じたと思われるが，一方では葛根田では今なお活発な熱水系が維持されている．これを説明するには深部から浅部への連続的または断続的な熱及び熱水の供給を考えなければならない．

Fournier（1999）は，脆性－延性境界が完全にセルフシーリングされた状態(a)と，それが時々破られて下位のマグマ性流体が上方の熱水系に供給される状態(b)とをモデル化している（第20図）．葛根田地域では現在の脆性－延性境界（WD-1aの深度約2300 m）は，ほぼ浅部貯留層と深部貯留層の境界に相当する．これは過去のセルフシーリング・ゾーンが現在も透水構造に影響を及ぼしている結果と考えられる．一方，温度検層プロファイルか



第 20 図　火山体下部の貫入プルトン上面にあたるマグマ環境から浅熱水環境への遷移帯の概念モデル (Fournier, 1999).

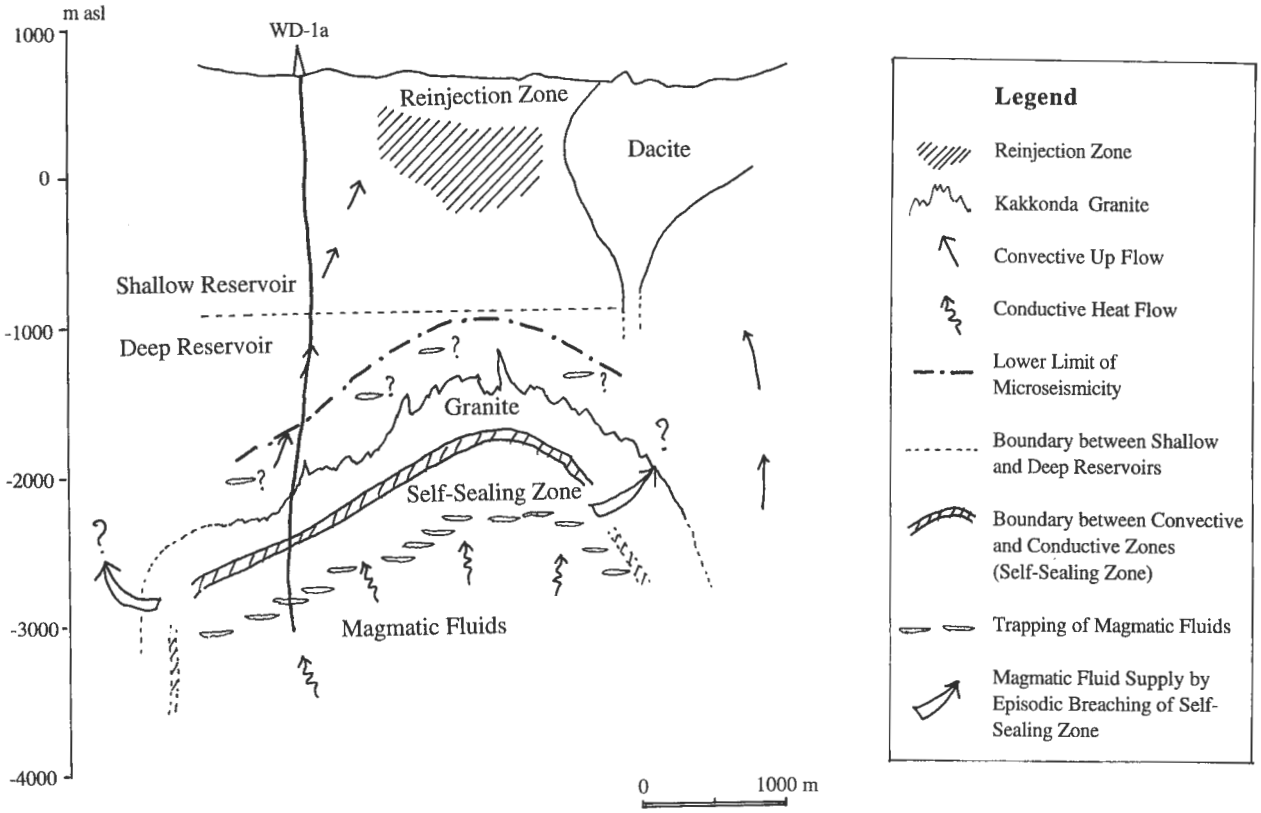
(a)　変形様式の弾性から延性への遷移は，370-400°Cの温度条件下で生ずる．弾性岩体中では天水に富む希釈された水が静水圧下で 循環し，一方，延性岩体中ではマグマ性流体に富む高濃度塩水が岩圧下で蓄積されている．

(b)　通常は自己閉塞されているゾーンが，時折破られることで，マグマ性流体が上位の熱水系へ漏出する．

Fig. 20　Schematic model of the transition from magmatic to epithermal conditions in a subvolcanic environment at the top of the intruded plutons (Fournier, 1999).

(a) The brittle to plastic transition occurs about 370°C to 400°C and dilute, dominantly meteoric water circulates at hydrostatic pressure in brittle rock while highly saline, dominantly magmatic fluid at lithostatic pressure accumulates in plastic rock.

(b) Episodic and temporary breaching of a normally self-sealed zone allows magmatic fluid to escape into the overlying hydrothermal system.



第21図　葛根田地熱系の温度低下モデル.
Fig. 21　Temperature decline model for the Kakkonda geothermal system.

ら熱水対流－熱伝導境界域がWD-1aの3100 m (380°C)に確認されている．これは温度低下のために，セルフシーリング・ゾーンが下方に移動して，熱水対流－熱伝導境界部に新たに形成されつつある過程と考えられる．それは，Muraoka *et al.* (1999) の塑性領域での屈曲点 (深度3100 m) に相当するものである (第14図)．小松ほか (1998) は固相・液相・気相を含む多相包有物が葛根田花崗岩のみならず，第三系にも含まれていることを指摘している．これは，セルフシーリング・ゾーンが上方 (深度約2300 m) にあったとき，第三系下部も塑性領域になり，Fournier (1999) の言うマグマ性流体の水平レンズの一つが発達した結果かもしれない．または，現在の地熱系で，形成されつつあるセルフシーリング・ゾーン (深度約3100 m) が破れて，下位の花崗岩中のマグマ性流体が漏出した可能性も考えられる．現在のところ，セルフシーリング・ゾーンからのマグマ性流体の漏出の確証は得られていない．今後，本当にセルフシーリング・ゾーンからマグマ性流体が漏出しているか否か，見極めていく必要がある．

葛根田花崗岩の貫入に伴い，火山活動が生じたか否かは，現在のところ議論のあるところである．筆者らは，乳頭－葛根田－岩手山の地質断面 (玉生，2000，第3図) から判断して，葛根田花崗岩と乳頭火山や網張火山が水平的に離れすぎていること，及び葛根田花崗岩の上位の地層中に第四紀の岩脈が認められないことから，花崗岩の貫入に伴う火山活動はなかったと判断している．

以上の議論から，葛根田地域の温度低下モデルは，Fournier (1999) モデルと比較して以下のようにまとめられる．本モデルは火山活動を伴わないマグマ貫入によって引き起こされた熱水系が，温度低下させながら，時々深部から熱及び熱水供給を受けて，熱水系を維持しているマグマ－熱水系モデルである．

7．深部地熱資源調査の研究課題の達成度

深部地熱資源調査における資源賦存モデルに関する研究課題は，プロジェクト立ち上げ時には以下の6項目にまとめられていた (玉生ほか，1994)．プロジェクトが終了した現段階で，それぞれの研究課題に対する達成度は以下のように取りまとめられる．

1)　深部地熱資源はどこに存在するか？ (新期花崗岩体周辺，新期花崗岩体内，先第三系基盤岩内など)

深部地熱貯留層は，新期花崗岩体上面及び先第三系基盤岩内に確認され，新期花崗岩体内には存在しなかった．新期花崗岩体の側方には存在する可能が残されている．

2)　深部地熱資源はどんな性状であるか？ (中性熱水，酸性熱水，高塩濃度塩水など)

浅部貯留層は中性熱水 (pH7-8)，深部貯留層は酸性熱

水（pH3-5）で特徴づけられた．炭酸ガス，硫化水素ガス，高塩濃度塩水は，花崗岩中の鉱物粒界や流体包有物中に捕獲されていたマグマ性流体に由来すると考えられる．これらの流体は定常状態では葛根田花崗岩中に閉じこめられており，掘削によって初めて地表に噴出したと考えられる．

3)　深部地熱資源はどの位の賦存量があるか？（浅部と同程度，大容量）

WD-1bで正確な噴気量が測定されなかったため，正確な評価はできない．しかし，葛根田地熱発電所での深部貯留層を利用した発電量を勘案すると，深部貯留層は浅部貯留層と同程度の賦存量は期待できそうである．

4)　深部地熱資源の地熱流体の起源は何か？（天水，高塩濃度塩水，火山ガス起源など）

地熱流体の化学分析から，深部貯留層はより深部からのアップフローで流体が供給されているものではなく，緩慢な岩石・水反応によって徐々に形成されたものと考えられるようになった．しかし，自然状態シミュレーションでは，海抜－2300 mの以深からの流体アップフロー（23 kg/s）があった方が，より良いマッチングが得られたと報告されている（NEDO, 1999）．このような流体アップフローが存在するか否かは，今後の研究課題である．

5)　深部地熱資源の再生可能性はどの程度か？（周辺部からの地熱系への熱，水の付加の程度）

NEDO（1999）の自然状態シミュレーションでは，深部伝導域から深部貯留層への熱の供給量は39 MWt，深部貯留層から浅部貯留層への熱の供給量も39 MWtと計算された．この供給量は現在の発電量（80 MWe）に比較すると，かなり小さい値である．また，集水域の面積，年間降水量，浸透能から算定すると，葛根田地熱貯留層への水供給は，熱供給に比べるとより大きな制約条件になると思われる．

6)　深部地熱資源は葛根田地域以外に，東北日本のどの地域に期待されるか？

深部地熱資源が確認された葛根田地熱地域は，以下のような特徴を有する．第四紀火山近傍で，高温温泉・噴気の分布集中域，広域的な高温異常域，浅い重力基盤域と広域的な隆起域，地殻内地震震源下限が浅く，かつP波速度減衰域である．これと同じ様な特徴を有する地域を，地熱資源図，温泉放熱量分布図，重力基盤深度図，微小地震の震源分布図，P波速度減衰分布図で検討した．その結果，東北日本では八幡平（仙岩地域），栗駒－鳴子，磐梯－安達太良に深部地熱資源が期待できそうである（玉生ほか，2000）．

8．今後の研究課題

今回のプロジェクトにより，葛根田花崗岩には多量の熱エネルギーは存在することが明らかとなった．今後，これらの熱を抽出することは，高温岩体技術を適用することで可能と思われる．そこで，今後有効に熱抽出を行うために必要となる研究課題を，以下に列挙する．

1)　微小地震震源下限の下位に発達する花崗岩上面の深部貯留層の形成機構を明らかにさせるために，応力－歪変化やそれに伴って形成された断裂系を定量的に解析する．

2)　葛根田地熱系の発達モデルを明らかにさせるために，花崗岩の貫入時期及び貫入後の貯留層への伝導熱・流体の供給量を精度良く算定する．

3)　葛根田花崗岩体の側方部の地熱貯留層の存在の有無を明らかにする．

4)　葛根田花崗岩を対象に，地表水・還元熱水の地下注入による熱抽出の設計を行う．

5)　熱水対流域と熱伝導域の遷移領域で生じている熱伝導的熱交換の定量的評価を行う．

6)　熱水対流域と熱伝導域の遷移領域で生じている岩石・水反応による熱収支，熱水生成速度，化学反応速度などの定量的評価を行う．

7)　花崗岩中にトラップされている酸性流体の中性化反応の定量的評価を行う．

8)　注水に起因する微小地震，酸性ガスなどの発生予測を行う．

9)　注水による地震，火山噴火への影響の有無を評価する．

謝辞　本報告をまとめるに当たり，佐々木宗建氏には未公表の図面（第13図）を提供していただいた．また，日本重化学工業(株)には社内資料（第10図）の使用を許可していただいた．村岡洋文氏と茂野　博氏には原稿を詳細に査読していただき，有益なコメントを頂いた．地殻熱部の茂野　博氏には研究グループ長として本報告の取りまとめにご尽力を頂いた．以上の方々に深く感謝の意を表する．また，本研究は通商産業省工業技術院ニューサンシャイン計画の一環として実施されたものである．

文　献

Barton, C. A., Hickman, S., Morin, R., Zoback, M. D., Finkbeiner, T., Sass, J. and Benoit, D.(1997) Fracture permeability and its relationship to in-situ stress in the Dixie Valley, Nevada, geothermal reservoir. *Proc. 22nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, 147-152.

地質調査所（1989）地熱探査技術等検証調査　総合評価報告書（仙岩地域・栗駒地域）．74p.

Doi, N., Kato, O., Ikeuchi, K., Komatsu, R., Miyazaki, S., Akaku, K. and Uchida, T.（1998）Gene-

sis of the plutonic-hydrothermal system around Quaternary granite in the Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics,* **27**, 663-690.

Fournier, R. O. (1991) The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal systems in crystalline rock. *Geophysical Research Letters,* **18**, 955-958.

Fournier, R. O. (1999) Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Economic Geology,* **94**, 1193-1212.

藤本光一郎・佐々木宗建・佐脇貴幸・柳澤教雄 (2000) 流体岩石反応から見た葛根田地熱系の構造と発達過程. 地調報告, no.284, 105-116.

Fujimoto, K., Takahashi, M., Doi, N. and Kato, O. (1998) High permeabilities of Quaternary granites in Japan and its implications for mass and heat transfer in a magmatic-hydrothermal system. *Water-Rock Interaction, WRI-9,* 227-230.

Hanano, M. (1995) Hydrothermal convection system of the Kakkonda geothermal field, Japan, *Proc. World Geotherm. Cong., 1995,* **3**, 1629-1634.

Hanano, M. (1998) A simple model of a two-layered high-temperature liquid-dominated geothermal reservoir as a part of a large-scale hydrothermal convection system. *Transport in porous media,* **33**. 3-27.

Hanano, M. and Takanohashi, M.(1993) Review of recent development of the Kakkonda deep reservoir, Japan. *Proc. 18th Workshop Geotherm. Res. Eng.,* Stanford Univ., 29-34.

Higashihara, M., Igari, S., Maekawa, T., Noda, T., Sakata, S., Asada, N. and Miyatake, A.(1997) C_{5+} hydrocarbons in fumarolic gases from the Kakkonda (Takinoue) geothermal area, Japan. *Geochem. Jour.,* **31**, 66-73.

猪狩俊一郎・前川竜男・坂田 将 (1996) 自然噴気中のペンタン異性体：東北日本, 葛根田地熱地域での例. 地調月報, **47**, 1-4.

猪狩俊一郎・前川竜男・坂田 将 (2000a) 自然噴気中の軽質炭化水素組成：葛根田地熱地域での例. 地球化学, **34**, 103-109.

猪狩俊一郎・前川竜男・坂田 将 (2000b) 地熱ガス中の炭化水素の起源に関する研究－葛根田地熱地域の噴気ガス－. 地調報告, no.284, 77-80.

Ikeuchi, K., Doi, N., Sakagawa, Y., Kamenosono, H. and Uchida, T.(1998) High-temperature measurements in well WD-1a and the thermal structure of the Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics,* **27**, 591-607.

蟹澤聡史・土井宣夫・加藤 修・石川賢一 (1994) 岩手県, 葛根田地熱地域に伏在する第四紀葛根田花崗岩. 岩鉱, **89**, 390-407.

加藤 修・土井宣夫・村松容一 (1993) 岩手県葛根田地熱地域における新期花崗岩類と地熱貯留層. 日本地熱学会誌, **15**, 41-57.

加藤 修・佐藤 浩 (1995) 第四紀花崗岩をターゲットにした葛根田地熱地域の深部貯留層開発について. 資源地質, **45**, 131-144.

Kasai, K., Sakagawa, Y., Komatsu, R., Sasaki, M., Akaku, K. and Uchida, T.(1998) The origin of hypersaline liquid in the Quaternary Kakkonda Granite, sampled from well WD-1a, Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics,* **27**, 631-645.

風早康平・安原正也 (1994) 湧水の水素同位対比からみた八ヶ岳の地下水の涵養・流動課程. 日本水門科学会誌, **24**, 107-119.

風早康平・安原正也・佐藤 努・高橋正明・丸井敦尚 (2000) 岩手山－葛根田地域の地下水同位体標高効果. 地調報告, no.284, 57-67.

菊地恒夫・西 祐司 (1999) Staggered grid finite-difference 法による 2-D 発破振動シミュレーションを用いた葛根田地域の速度構造の検証. 日本地熱学会誌, **21**, 391-407.

Kiyosu, Y. and Asada, N.(1995) Light hydrocarbons in volcanic gases from the Japanese island arc. *Geochem. Jour.,* **29**, 231-242.

小松 亮・池内 研・土井宣夫・佐々木宗健・内田利弘・笹田政克 (1998) 深部地熱井 (掘削深度3729 m) の流体包有物から見た葛根田花崗岩の特徴と葛根田地熱系. 日本地熱学会誌, **20**, 209-224.

駒澤正夫 (1999) 岩手山－葛根田周辺域の重力異常と密度構造. 地調月報, **50**, 497.

越谷 信・大上和良・早坂祐里・宇沢政晃・菊池康・平山拓哉・土井宣夫 (1994) 滝ノ上地熱地域に発達する熱水性鉱物脈について. 日本地熱学会誌, **16**, 1-24.

越谷 信・大上和良・菊池 康・平山拓哉・早坂祐里・宇沢政晃・本間健一郎・土井宣夫 (1993) 滝ノ上地熱地域に発達する断裂系. 日本地熱学会誌, **15**, 109-139.

丸井敦尚・佐藤 努 (1999) 葛根田地域の地下水流動シミュレーション. 地調月報, **50**, 493.

McGuinness, M., White, S., Young, R., Ishizaki, H., Ikeuchi, K. and Yoshida, Y.(1995) A model of the Kakkonda geothermal reservoir. *Geothermics*, **24**, 1-48.

Muramatsu, Y. (1984) Fluid inclusion study in the Takinoue geothermal field, Iwate prefecture, Japan: An application to the estimate of the present underground temperature. *Proc. 6th New Zealand Geothermal Workshop*, 21-25.

村松容一（1987）葛根田地熱地域の熱水脈とその流体包有物の研究．岩鉱，**82**，216-229.

村松容一・小松　亮（1996）岩手県葛根田地熱地域の浅部貯留層における地熱流体の変遷過程－流体包有物による研究－．岩鉱，**91**，145-161.

村岡洋文・大谷具幸（2000）WD-1a 井の全岩化学分析による葛根田地熱系のプロファイリング．地調報告，no.284，35-55.

Muraoka, H., Tateno, M. and Okubo, Y.(1999) Brittle-plastic transition penetrated by the Well WD-1a beneath the Kakkonda geothermal field, Japan. *In* Ito, H., Fujimoto, K. and Masuda, K., eds., *Fault rocks and seismogenic process -Deformation of fault materials: field observations, laboratory studies, and modeling-*. Geol. Surv. Japan Interim Report no.EQ/99/1, 66-68.

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 3729 m depth, Kakkonda, Japan. *Geothermics*, **27**, 507-534.

Nakagome, O., Uchida, T. and Horikoshi T.(1998) Seismic reflection and VSP in the Kakkonda geothermal field, Japan: fractured reservoir characterization. *Geothermics*, **27**, 535-552.

大谷具幸・中島善人・村岡洋文（1997）X線 CT による葛根田花崗岩に認められるミアロリティックな空隙の 3 次元イメージング．日本地熱学会誌，**19**，209-227.

大谷具幸・中島善人・水垣桂子（2000）X線 CT による葛根田花崗岩コアの 3 次元貯留構造解析．地調報告，no.284，117-126.

Sasaki, M., Fujimoto, K., Sawaki, T., Tsukamoto, H., Muraoka, H., Sasada, M., Ohtani, T., Yagi, M., Kurosawa, M., Doi, N., Kato, O., Kasai, K., Komatsu, R. and Muramatsu, Y.(1998) Characterization of a magmatic/meteoric transition zone at the Kakkonda geothermal system, northeast Japan. *Water-Rock Interaction, WRI-9*, 483-486.

佐脇貴幸・佐々木宗建・藤本光一郎・竹野直人・真田和之・前田俊一（1998）岩手県葛根田地熱系に産するコランダム及び亜鉛スピネルについて．日本岩石鉱物鉱床学会 1998 年度学術講演会講演要旨集，C19，173.

佐脇貴幸・佐々木宗建・小松　亮・村松容一・笹田政克（1999）葛根田地熱地域における浅部貯留層の流体包有物のガス組成．日本地熱学会誌，**21**，127-141.

茂野　博（1999a）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．地調月報，**50**，725-741.

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域の地熱系発達史の検討．地熱，**36**，261-279.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1989）昭和 63 年度　地熱探査技術等検証調査　総合解析．169p.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1994）深部地熱資源調査パンフレット．

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1996）平成 7 年度地熱探査技術等検証調査　深部地熱資源調査　報告書．887p.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1999）平成 9 年度地熱探査技術等検証調査　深部地熱資源調査　報告書．858p.

杉原光彦（1994）葛根田地熱地域の微小地震の震源分布．地質ニュース，no.477，口絵.

Sugihara, M., Tosha, T. and Nishi, Y.(1998) An empirical green's function study of a microearthquake swarm in the deeper part of Kakkonda geothermal reservoir, Japan. *Geothermics*, **27**, 691-704.

高橋正明・佐藤　努・風早康平・丸井敦尚・安原正也・笠井加一郎（2000）葛根田地熱系の地熱流体涵養・形成機構．地調報告，no.284，69-75.

竹野直人・村岡洋文・佐脇貴幸・佐々木宗建（2000）葛根田花崗岩周辺の接触変成作用：自由エネルギー最小化法化学平衡計算に基づく解析．地調報告，no.284，17-33.

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.

Tamanyu, S. (1999) How do fracturte-vein systems form in a geothermal reservoir? Examples

from northern Honshu, Japan. *In* Haneberg, W. C., Mozley, P.S., Moore, J. C. and Goodwin, L. B. (eds), *Faults and subsurface fluid flow in the shallow crust.* American Geophysical Union, Washington, DC, Geophysical Monograph, no. 113, 185-205.

玉生志郎（2000）仙岩地域の地熱資源評価．地調報告，no.284，277-312．

Tamanyu, S. and Kikuchi, T.(1999) Fracture system on the drillhole, WD-1 in Kakkonda geothermal field, Japan. *Proc. 5th Well Logging Sympo of Japan,* O.1-8.

玉生志郎・笹田政克・石戸経士（1994）第225回地質調査所研究発表会「新期花崗岩関連の深部地熱資源」における討論内容．地質ニュース，no. 477，66-68．

Tosha, T., Sugihara, M. and Nishi, Y.(1998) Revised hypocenter solutions for micro-earthquakes in the Kakkonda geothermal field, Japan. *Geothermics,* **27**, 553-571.

通商産業省（1987）大規模深部地熱発電所環境保全実証調査総合評価報告書（豊肥地域）．117p．

Uchida, T., Akaku, K., Sasaki, M., Kamenosono, H., Doi, N. and Miyazaki, S.(1996) Recent progress of NEDO's "Deep-seated geothermal resources survey" project. *Geotherm. Resour. Council Trans.,* **20**, 643-648.

内田利弘・小川康雄・高倉伸一・光畑裕司（2000）MT法による葛根田地熱地域の貯留層構造の探査．地調報告，no.284，207-220．

柳谷茂夫・笠井加一郎・Brown, K. L.・Giggenbach, W. F.(1996) 岩手県葛根田地熱地域における深部地熱流体の化学的特性．地熱，**33**，166-183．

柳澤教雄・藤本光一郎・菱　靖之（1999）スケールからみた葛根田深部貯留層について．日本地熱学会平成11年学術講演会講演要旨集，B14．

（受付：2000年5月15日；受理：2000年6月26日）

第 3 部

地球物理学的研究（探査法検討）

PART III

Geophysical studies (evaluating exploration methods)

地質調査所報告第 284 号，p.165-173，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

分布型温度測定システムの地熱坑井への応用

阪口圭一[1]・松島喜雄[1]

Application of the distributed temperature sensing system to geothermal wells

By

Keiichi SAKAGUCHI[1] and Nobuo MATSUSHIMA[1]

Abstract: The Distributed Temperature Sensing (DTS) technique using an optical fiber sensor is a new method for temperature logging. Based on a temperature dependency of the Raman back-scattering light, temperatures along the entire length of the optical fiber at 1 meter intervals are measured. Because it is not necessary to move a point sensor during measurement, the DTS technique enables us to monitor a temperature profile of a well at time intervals of several minutes. This feature of the DTS temperature logging system is suitable for detecting temporal change of the temperature profile of a geothermal well during injection and production tests. Review of over 20 published results of DTS field experiments shows that the accuracy of the DTS system is up to 3°C and precision is about 1°C when several hundreds to 2000 meter-long fibers are used. We reported three field measurements during injection tests and showed that the temperature profile monitoring by the DTS system can easily detect the fractures and water tables. Comparison between calculated pressure values from temperature profiles and measured pressure values suggests that it may be possible to evaluate the amount or rate of inflow and outflow through fractures. Compared with memory type temperature logging tool and fluid inclusion synthesis technique as a temperature logging tool for the deep geothermal environment, the DTS is less superior in heat resistance and measurement accuracy in the depth. However, the DTS has an advantage in that only the DTS can make real-time measurements and repeated temperature profilings in short time intervals.

要　旨

分布型温度測定（Distributed Temperature Sensing：DTS）システムは，光ファイバー中に射出したレーザー光の後方散乱光のうち温度依存性のある成分の強度から温度を計算する，新しい温度測定法である．従来の温度検層法との最大の違いは，光ファイバーセンサーを坑井内に静置して測定することで，坑井全体の温度分布を数分間隔で繰り返し測定でき，温度分布の時間変動捕捉に適している．これまでに公表されている 20 例余りの実坑井での測定実験では，ほとんどの場合，DTS 検層法での測定温度は従来の検層法による測定値と良く一致した．また，システムや測定条件によって異なるが，センサー長が数 100 m から 2000 m，データの平均化時間が数分間という条件で，測定確度は 3°C程度，精度は 1°C程度という結果が得られている．このように，DTS 温度検層法は地熱坑井の一般的な温度検層には十分な精度を持つことが確認できた．時間変動のある温度分布測定の例として実施した坑井への注水に伴う温度および圧力測定実験では，断裂位置の推定，水位面深度の捕捉などで DTS 検層法の特徴が活かされることを確認した．水位面深度と温度分布データから坑井内圧力分布を計算することも可能であり，計算圧力値と実測値との比較から断裂を通しての流体の移動を推定できる可能性を示した．DTS 温度検層システムを深部坑井（3000 m 以深，300°C以上）に適用するに当たっては，以下のような問題点が挙げられる．1)高耐熱性の光ファイバーのコーティング材の開発，2)光ファイバー長が長くなることに伴う測定精度の低下，3)光ファイバー長が長くなることに伴うファイバー損傷の危険性の増大．深部坑井への適用が期待されている他の検層法であるメモリ式検層システム，人工流体包有物検層法に比較すると，DTS 検層法は大深度・高温への対

[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）

Keywords: distributed temperature sensing (DTS) technique, temperature logging, optical fiber, laser, Raman scattering, injection test, capillary tube

応ではやや劣っている．しかし，リアルタイムで測定結果が得られること，繰り返し測定ができることにおいて優位であり，その利点を活かした解析手法と組み合わせて利用することによって，深部環境における重要な温度検層手法になることが期待できる．

1. はじめに

分布型温度測定（Distributed Temperature Sensing: DTS）システムは，従来とは全く異なる新しい測定原理に基づく温度測定方法であり，地球物理学や地熱の分野で近年注目を集めている．公表されている地熱坑井での測定例も20例を超え，適用実験的段階から一部では実用的使用に移行しつつある．

本論文では，まず最初にこれまでの公表文献をレビューし，DTSシステムの地熱坑井での温度検層システムとしての適用可能性を検討する．次に，我々が特に注目するDTSシステムの特性を活かした坑井内温度分布の時間変化捕捉について，我々自身の測定実験結果を基に検討する．最後に，DTSシステムの深部環境への適用についての課題について言及する．

2. 測定原理と装置

2.1 測定原理

DTSシステムの測定原理の詳細については既にHurtig *et al.* (1993)，松島ほか (1995) などに記されているが，測定原理の理解は本論文の主旨にかかわることであるので，再度その概要を述べる．

レーザー光源から光ファイバー中にレーザーパルスを射出し，後方散乱光を測定する．散乱光のうちラマン散乱光は，入射光より長波長で温度依存性のほとんど無いストークス光と，入射光より短波長で温度依存性の大きい反ストークス光の2成分からなる．両者の強度比から，散乱の起きた場所の温度が計算できる．また，レーザーパルスの入射から，後方散乱光の帰還までの時間とファイバー中の光速度（既知）から散乱点の距離が計算できるので，散乱点の位置と温度を同時に知ることができる．パルス入射後に一定時間間隔で後方散乱光を受信することにより，光ファイバーの全長に沿った温度分布を得ることができる．後方散乱光強度は微弱なので，地熱温度検層に必要な精度を得るには数十秒から数分間のスタッキングが必要となり，通常これが最小測定時間間隔となる．

従来の温度検層法では，サーミスタや白金抵抗体などのセンサーを坑井内で移動させて坑井の温度分布を得るのに対して，DTSシステムでは，坑井内にセンサー静置したままで温度分布を測定できる．また従来の温度検層法では一つの温度分布曲線を得るのに数10分以上の時間が必要で，坑口と坑底の温度測定の時間差が生じるが，DTSシステムでは数分程度の時間間隔で時間差の無い坑井内温度分布が測定できる．

2.2 測定装置

前節で述べた原理を利用した温度測定システムは，日本国内では数社によって商品化されている．我々が計測に使用しているのは，英国YORK社・日鉱計測システム(株)（現在は(株)ワイ・オー・システム）のDTS-80型である．同システムは，レーザー光源および後方散乱光の受光・測定部を格納する測定装置本体，本体を制御し測定データを格納するパーソナル・コンピューター，光ファイバーセンサーの3部分からなる．その光回路等の詳細は久保田 (1993)，佐藤ほか (1994) などに示されている．この装置の特徴は，光ファイバーセンサーの接続方法がループ式でとシングルエンド式の2種類があることである．ループ式センサーでは，ループになった光ファイバーの両端から交互に計測を行う．ファイバーの両端からロスを測定・補正しながら温度測定をするために，ファイバーの途中のロスの変化による温度変化が生じない，またループ先端部（坑井に挿入した場合は最深部）の測定精度がシングルエンド型に比べて良いという利点がある．DTS-80型の距離分解能は1.026 m，最大測定可能距離はループで8 kmである．

3. これまでの測定例

これまでに報告されているDTSシステムによる坑井温度検層の測定例は25例程度である．温度・深度等の測定条件が明示されている16例の一覧を第1表に示す．このほかに，測定条件が明らかでないものや我々が入手できていない論文が10編程度ある．

第1表に挙げた16例を最高温度で分けると，100°C未満が5例，100°C以上200°C未満が7例，200°C以上4例で，最高温は240°Cである．また測定深度では，500 m未満が7例，500 m以上1000 m未満が4例，1000 m以上が5例で，最大は1757 mである．測定条件では，静的な条件での測定が5例，注水試験に伴うものが8例，生産井での測定が3例である．年代順に見ると，1993年まではDTSシステムの実坑井適用のための基礎実験の時期であり，低温の浅い坑井での実験となっている．それ以後は，より一般的な地熱坑井での測定実験に移り，最近では，生産井での測定など，実験的使用から実用的使用への移行期に差し掛かってきていると評価できる．

同一坑井でDTSシステムと他の検層法との温度データの比較を行っている例は10例ある（第1表の1，5，6，7，8，10，12，13，14，16）．光ファイバーが損傷を受けたり，坑井の温度が変化している可能性があったりするために単純な比較ができない3例（第1表の12，13，14）

第1表　DTSシステムの地熱坑井での測定例.
Table 1　List of field experiments of the DTS system.

	Well / Location Experiment date	Sensor type Fiber length (m)	Well or sensor depth (m) Maximum temperature (℃)	Measurement duration Measurement condition	Reference
1	Mittenwalde 5 / S of Berlin, Germany	Loop 1000	183 24	 static	Hurtig *et al.* (1993)
2	unnamed well / Toyoha, NE Japan Jan., 1992	Loop 3000	145 (horizontal) 115	ca. 0.5 month static and injection	Sato *et al*. (1994)
3	Borehole 1 / Grimsel, Switzerland Jun., 1993	Loop	40 (horizontal) 28	ca. 8 hrs injection and free flow	Hurtig *et al*. (1994)
4	Borehole 2 / Grimsel, Switzerland Jun., 1993	Loop	40 (horizontal) 28	ca. 5 hrs injection and free flow	Hurtig *et al*. (1994)
5	unnamed well / no description Jul. to Nov., 1993	Loop	600 30	4 months re-injection well	Hurtig *et al*. (1995)
6	YT-1 / Yutsubo, SW Japan Aug., 1993	Loop 3400	1550 180	23 hrs static	Matsushima *et al*. (1995)
7	Well-86 / Kakkonda, NE Japan Dec., 1993	Loop 3400	780 240	67 hrs static	Sakaguchi and Matsushima (1995)
8	TG-2 / Yunomori, NE Japan Nov., 1993 to Jun., 1994	Single-ended 800	720 160	6.5 months static	Osato *et al*. (1995)
9	KS-6 / Mori, NE Japan Feb., 1994	Loop 3400	1757 195	69 hrs injection and recovery	Matsushima *et al*. (1995)
10	SN-8R / Sumikawa, NE Japan Oct. to Nov., 1994	Loop 3400	1440 219	130 hrs injection and recovery	Sakaguchi and Matsushima (1996)
11	BS-6 / Sugawara, SW Japan Mar., 1996	Single-ended + capillary tube 2000	611 205	130 hrs injection and recovery	Matsushima and Sakaguchi (1997)
12	GINN 1-13 / Beowawe, U.S.A. Jun., 1996 to Mar., 1998	Single-ended	400 185	various period production	Benoit and Thompson (1998)
13	GINN 2-13 / Beowawe, U.S.A. Jun., 1996 to Mar., 1998	Single-ended	400 180	various period production	Benoit and Thompson (1998)
14	Well 77-13 / Beowawe, U.S.A. Jun., 1996 to Mar., 1998	Single-ended	400 185	various period production	Benoit and Thompson (1998)
15	KY-1 / Sumikawa, NE Japan Oct., 1997	Single-ended + capillary tube 2000	1604 200	100 hrs injection and recovery	Sakaguchi and Matsushima (1999)
16	Smokyhill / Salina, U.S.A.	Loop? 2000?	1050 48	 static	Wisian *et al*. (1998)

を除くと，DTSシステムでの測定値と他の温度検層法による測定値は3℃程度以内で一致する．また測定精度はファイバー長やデータ平均化（スタッキング）時間によるが，センサー長が数100 mから2000 m，スタッキング時間が数分間という条件では1℃程度が得られている．これはサーミスターや白金抵抗体などのセンサーに比べると1桁ないしそれ以上低い精度ではあるが，地熱坑井での一般的な温度検層としては十分なものであり，DTSシステムは地熱坑井の温度検層法として十分実用的であると判断できる．

4．坑井内温度分布の時間変化捕捉

先に述べたように，DTSシステムの一番の特徴は，坑井全体の温度分布を短い時間間隔で繰り返し測定できることであり，坑井内温度分布に時間変化がある場合に，その特徴が最も活かされる．我々は時間変化する温度分布として注水試験に着目し，実験を進めてきている．ここでは，注水試験中およびその後の温度回復時の測定実験で見いだされた注目点として，(1)断裂位置の検出，(2)水位面の検出，(3)計算圧力値と測定圧力値の比較，の3点を取り上げ，その概要を報告する．個々の実験の詳細については稿を改めて公表する予定である．

4.1　実験の仕様

本論文で報告する実験では2種類のセンサーを使用した．1種類目はループ式のセンサーである．外径2.4 mmのステンレス管中にポリイミド被覆された2本の光ファイバーが封入されている．2本のファイバーは先端で接続（融着）されてループになっている．このセンサーでは温度分布だけが測定できる．2種類目はシングルエンド式光ファイバーと坑底圧力測定用のキャピラリーチューブを一体化したセンサーである．外径6.4 mmのステンレス管の中にポリイミド被覆の光ファイバー1本とキャピラリーチューブが封入されている．センター先端部ではキャピラリーチューブはガス・チャンバーに接続し，光ファイバーはガス・チャンバー上端部の密閉された空間で終端となっている．坑口部分では光ファイバーとキャピラリーチューブが分離され，光ファイバーはDTS測定装置へ，キャピラリーチューブは水晶式圧力／電圧変換器へ接続されている．このセンサーでは温度分布と坑底（センサー先端）部の圧力が同時に測定できる．ただし，温度と圧力の測定・記録はそれぞれ別々のコンピューターで行い，両者は同期されていない．

注水テスト時の温度測定実験は澄川地域のSN-8R井（第1表の10）およびKY-1井（同15），および菅原地域

第2表　注水試験時温度測定実験の仕様.
Table 2　Specifications of the injection tests.

Well / Area	SN-8R / Sumikawa	KY-1 / Sumikawa	BS-6 / Sugawara
Well depth	1440m	1604m	611m
Maximum temperature	219℃	200℃	205℃
Experiment date	Oct. 28 - Nov. 2, 1994	Oct. 15 - 21, 1997	Mar. 12 - 18, 1996
Sensor type	Looped fiber	Single-ended fiber + capillary tube	Single-ended fiber + capillary tube
Fiber length	3400 m	2000 m	2000 m
Sensor depth	1370 m	1590 m	583 m
Measurment duration of static state	4 hours	39 hours	16.5 hours
Injection duration	16.5 hours	24 hours	5.5 hours
Injection volume	420 m^3	29 m^3	751 m^3
Recovery duration	95 hours	71 hours	116.5 hours
Water level measurement	No	Yes (Echometer)	Yes (Echometer)

のBS-6井（同11）で実施した．この3回の実験の仕様を第2表に示す．SN-8R井での測定はループ式センサーを，KY-1井およびBS-6井ではシングルエンド光ファイバー／キャピラリーチューブ一体型センサーを使用した．いずれの実験も，定常状態，注水時，注水停止後の回復時の順に温度測定を実施した．BS-6井およびKY-1井の実験では，エコーメーターを用いて水位面深度を測定した．その測定原理は，坑口で圧搾ガスを解放し，水位面からの反射波の到達時間から水位面深度を計算するものである．

4.2　断裂位置の推定

DTSシステムによる断裂位置推定の例として，第1図に澄川SN-8R井での注水テスト時の温度測定結果を示す．第1図(a)は注水開始時の，(b)は注水停止後の温度分布変化を通常の温度-深度図で示している．第1図(c)では深度-時間軸での温度コンターとして表示している．

断裂の位置は，深度-温度図上で温度分布曲線の屈曲点として現れる．特に冷水注入時には，坑井上部から移動してきた低温水が断裂から坑井外に流出するために断裂以深の温度低下が小さくなり，階段状の温度曲線になることが期待される．この特徴は通常の温度検層データにおいても観測されるものであるが，DTSシステムの特徴である短い時間間隔での繰り返し測定により，屈曲位置の特定が容易になる（第1図(a)のAからI）．ただし，SN-8R井の下部は孔明管のケーシングがされていて，個々の断裂の深度が明らかにされている訳ではない．注水停止後の温度分布曲線（第1図(b)）においてもAからHの深度に変曲点が見られるが，注水時ほど明瞭ではない．注水時には温度差の大きい流体の移動が大量に起きているのに対し，注水停止後の流体の移動量や温度差はそれに比べはるかに小さいためと解される．すなわち，断裂検出の目的には，注水時の繰り返し温度分布測定が有効である．

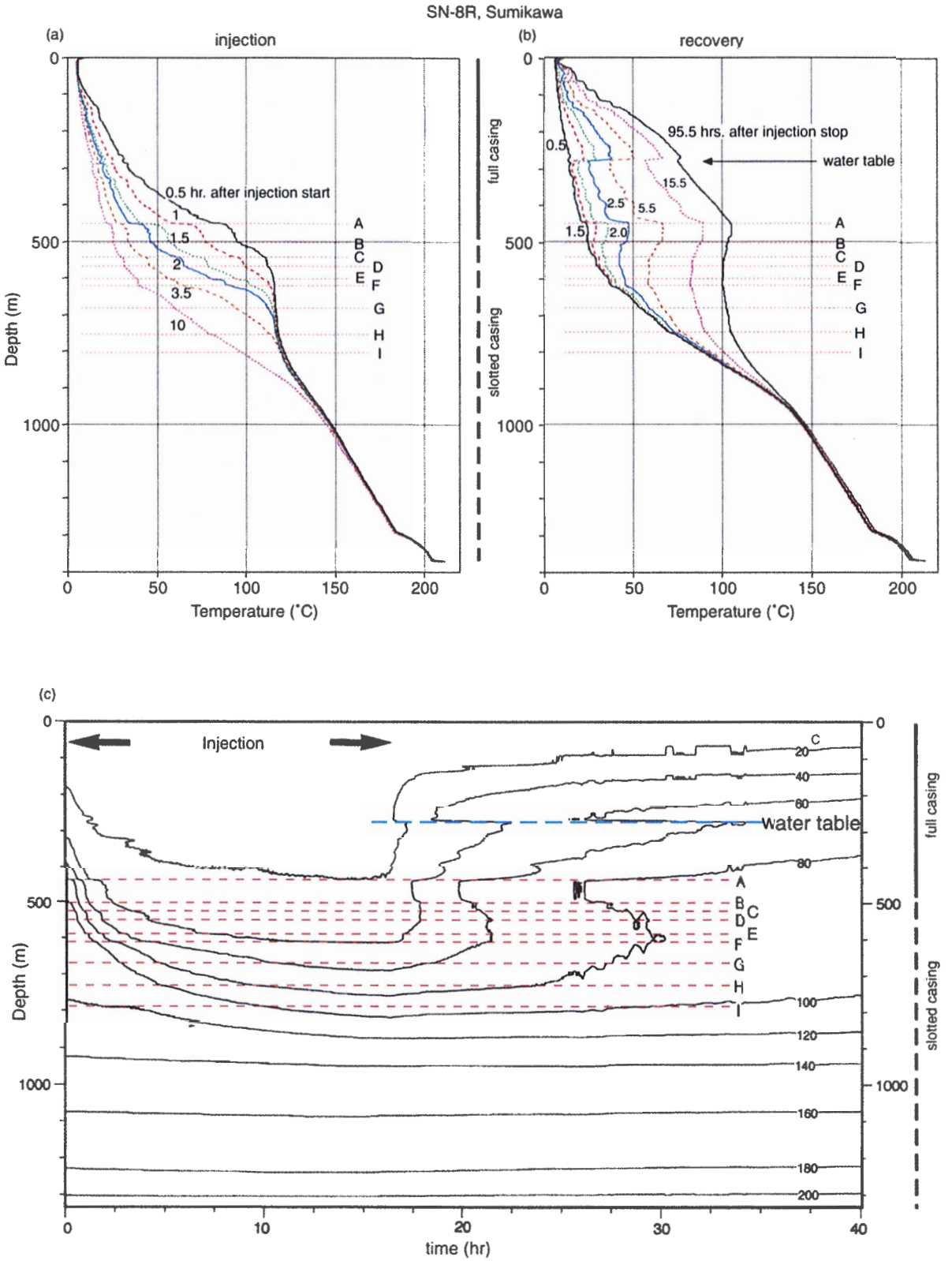
第1図(a)での階段状の変曲点は，第1図(c)の深度-時間軸上にプロットした温度コンターでも，階段状の屈曲部として表される．推定される断裂群の下部に位置し，第1図(a)では屈曲の程度が小さく，特に単一の温度分布曲線だけでは認識されにくい，推定断裂HやIも，第1図(c)ではより容易に抽出できる．

第1図(a)には30分間隔の温度分布曲線を示してあるが，実際のデータは約2分間隔（スタッキング128秒と温度値等計算10秒程度）で取得しており，このような短い時間間隔で温度分布測定ができるのはDTSシステムだけである．また，第1図(c)に示した深度-時間軸上での温度分布表示も，DTSシステムでの測定で初めて可能になった．このように，DTSシステムの短時間間隔での繰り返し測定は断裂位置の検出に有効である．

4.3　水位面の検出

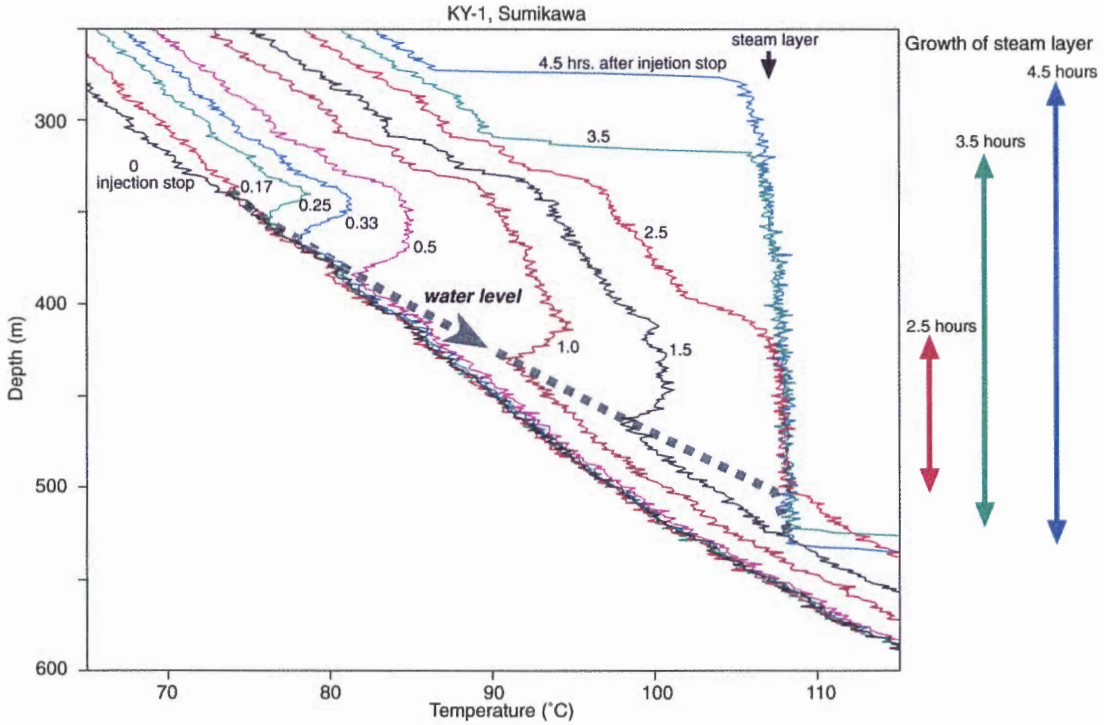
坑井内水位面深度の検出と追跡の例を第2図に示す．第2図は澄川KY-1井での注水停止時から4.5時間後までの水位面付近の温度分布の時間変化を示している．注水中は，注水した冷水がステンレスケーブルを伝って降下するために，温度の急変部が現われず，水位面深度は検出できない．水位面に対応する屈曲点は，注水停止後約10分（0.17時間）後から追跡できる（第2図中のwater level）．水位面深度は時間とともに低下し，温度回復に伴って水位面上に蒸気層が形成され，成長していくのが明瞭に読み取れる．この例でもDTSシステムの繰り返し測定が有効であることが示された．他の坑井でも，同様に温度分布から水位面が検出・追跡できている（第1図および第3図）．

この実験では，エコーメーターを用いた水位面深度測定も同時に行った．エコーメーターの測定では水位面からの反射波到達時間と音速の積から水位面深度を計算するが，空気中の音速は温度や水蒸気の存在によって大きく変化する．温度検層から得られた水位面深度とエコーメーター測定記録の比較から，KY-1井のように坑内温度の時間変化が著しい場合には，空気中の音速を一定とし

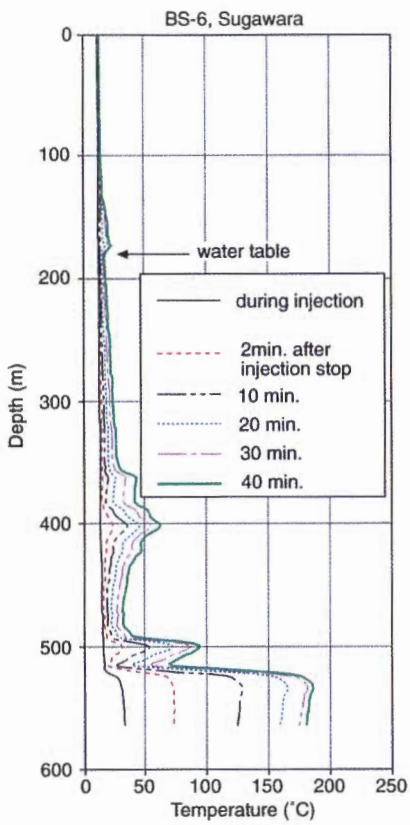


第１図　澄川 SN-8R 井での注水開始後(a)と注水停止後(b)の温度分布の時間変化，および深度－時間面上で表した温度コンター(c)．A-H は温度分布から推定される断裂位置．

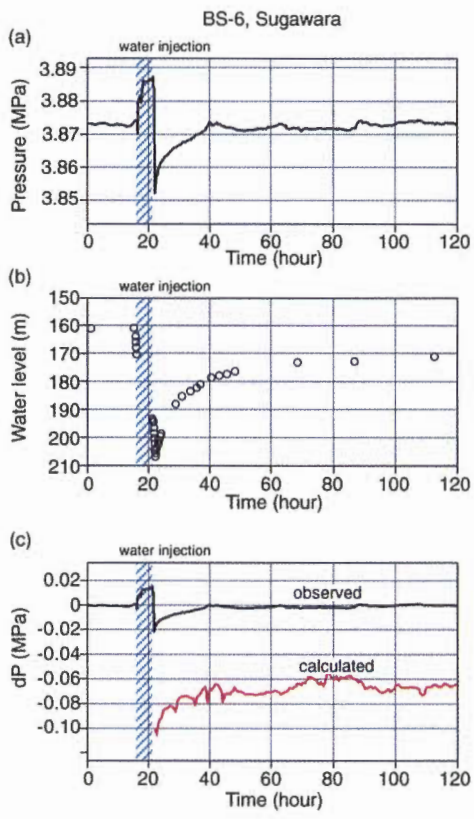
Fig. 1　Temporal change of the temperature profile of well SN-8R, Sumikawa field. (a) during water injection, (b) after stopping injection, (c) temperature contours on the depth-time plot. A-H: inferred fracture location.



第2図　澄川 KY-1 井の注水停止後の水位面付近の温度分布時間変化と蒸気層の発達.
Fig. 2　Temporal change of the temperature profile around the water level in well KY-1, Sumikawa field. Growth of the steam layer above the water table is also shown.



第3図　菅原 BS-6 井の注水停止後の温度分布時間変化.
Fig. 3　Temporal change of the temperature profile of well BS-6, Sugawara field, after stopping injection.



第4図　菅原 BS-6 井の坑底圧力(a), エコーメーターで測定した水位深度(b), 坑底圧力の観測値と計算値の比較(c). dP は注水前の初期値との差.
Fig. 4　Bottom hole pressure measured by capillary tube (a), water level measured by Echometer (b), and comparison between observed and calculated bottom hole pressure values (c). dP is the difference from the initial pressure value.

て計算すると，誤った水位面深度値を得ることが明らかになった（阪口・松島，1999）．また，水蒸気層が発達し始めた注水停止後約2時間後以降は，エコーメーターの音波が水蒸気層に阻まれて水位面まで到達せず，水位面深度が計算できなかった（阪口・松島，1999）．DTSシステムの温度検層では，第2図に示した時間後も連続して水位面追跡ができ，優位性が示された．ただし，DTSシステムは信号スタッキングのために通常2分程度の測定間隔となり，それより細かい時間間隔の変化は検出できない．水位面深度変化は注水停止直後にその変動量が最大なので，その間の測定には，エコーメーター，接触式や圧力式水位計などによる測定を併用することが望ましい．

4.4 計算圧力値と測定値との比較

水位面深度と水位面以下の温度分布が分かると，得られた温度分布の水柱の重量を積分することで，静的状態という仮定の下での坑井内圧力分布が計算できる．この時，坑井内と周囲の地層との間で流体の移動があれば，その位置での実際の圧力は温度分布から計算した静的な圧力値に流体移動に伴う圧力を加味したものになるはずである．

このような，温度分布と圧力値から流体の移動を推定する可能性を示した菅原BS-6井での測定例を，第3図と第4図に示す．BS-6井での実験では光ファイバー／キャピラリーチューブ一体型のセンサーを使用し，温度分布と坑底圧力を同時に測定した．第3図は注水停止から40分後までの温度分布時間変化を示している．BS-6井は坑底部付近での透水性が大きく，注水中は深度約520 mまでほとんど温度変化がないが，注水停止後には深度370-420 m，500 m，515-560 m（坑底）で急激な温度回復が認められる．特に深度530 mおよびそれ以深での温度回復は非常に急速で，周囲の地層から坑井への高温流体の流入があると推定される．

第4図は，キャピラリーチューブによる坑底圧力値(a)，エコーメータによる水位面深度(b)，温度分布からの圧力計算値と測定圧力値における注水前の初期圧力値との差(c)，の時間変化を示している．キャピラリーチューブによる圧力値は注水停止後に急激に低下し，その後指数関数的に上昇して，測定開始40時間後（以下，簡単に40時間後などという）には80％以上回復し，約100時間後には注水前の値に戻っている．水位面深度も同じ傾向の変化を示すが，100時間後でも坑井内の温度が完全には回復していないために，水位面は注水前より深い．

温度分布から計算された圧力値は，測定圧力値と同様の変化をしているが，測定圧力値に比較して0.06 MPaから0.08 MPa小さい値となっている．計算圧力値が測定圧力値より小さいというのは，温度分布変化から推定された坑井内への流体の流入があることと調和的である．ただし，計算値と測定値の差は測定圧力値が完全に回復した100時間後でも0.06 MPaを超える差があること，すなわち，坑井内への流入が続いていることは考えにくい．この実験ではシングルエンド光ファイバーの温度キャリブレーションが不十分で，測定温度値の絶対値が真の値を示していない可能性があり，計算値と測定値の差の少なくとも一部はこれに起因する可能性がある．

約100時間後には坑底圧力はほとんど回復し，多量の流体移動は起こっていなかったと考え，100時間後の観測値と計算値それぞれの値を基準とすると，注水停止直後と100時間後とでは，観測値では約0.02 MPa，計算値では約0.04 MPaの差がある．ここでも，やはり計算値の方が約0.02 MPa小さくなり，定性的には坑井内への流入を示しているものと考えられる．

光ファイバー／キャピラリーチューブ一体型センサーを用いた温度分布・圧力同時測定による坑井内への流体移動の推定については，以上に述べたように定性的にはその可能性を示すことができた．今後は，温度センサーの十分なキャリブレーションによる正確な温度データの取得や，同じ条件でのスピナー検層データの比較などの検討を進めるべきである．

5. DTSシステムの深部環境への適用

以上では，DTSシステムのいわゆる浅部環境での実験結果を報告した．DTSシステムの深部環境への適用については，新エネルギー・産業技術総合開発機構（以下NEDOと略称する）が深部地熱採取技術の開発プロジェクトのPTCモニタリング技術として開発を進めている（NEDO，1995，1996，1997）ため，我々の研究の中では高温への対応は目標としなかった．本節では，NEDOの開発成果も引用しつつ，深部環境（およそ3000 m以深，300°C以上）への適用について簡単に記述する．

まず，高温への対応について述べる．現在光ファイバーの被覆として一般に用いられているポリイミドとテフロンの耐熱温度は，それぞれ約300°Cおよび315°Cであり，深部地熱資源開発で目標とする温度領域の測定には不十分である．NEDOの開発では，カーボン，ニッケル，金等の金属被覆が有効であることが確認されているが，コストの低減が課題である（NEDO，1995）．

大深度化に関しては，ケーブルの強度確保，およびケーブルの長距離化に伴う測定精度の低下が，主要な問題となる．ケーブル強度の問題はすべての検層手法に共通するものであり，NEDOの開発では高耐食性材料を用いたアーマード・キャピラリーチューブの設計がなされている（NEDO，1997）．DTS検層では，金属導線に比べて機械的強度の小さい光ファイバーを使用している．そのため，大深度化に伴う光ファイバー損傷の危険性は，一般のワイヤーライン検層に比べて，より大きい．損傷

を防ぐためには，設置時などにケーブルに過大な荷重をかけない，光伝達の減衰が大きくなる“よれ”(kink)を作らない等，取扱い上の十分な注意が必要である．

ケーブルの長距離化に伴って，後方散乱光強度が低下し，測定精度が低下するという問題は，DTSシステムの測定原理に起因するものである．対策としては，強力なレーザー光源を用いることと，減衰の小さい光ファイバーを用いることがある．ただし，レーザー光源強度はある限界を超えると誘導放出によるラマン散乱光が強く発生し，温度計測が不可能になる(久保田，1993)．減衰の小さい光ファイバーについては，NEDOの開発においては従来一般的に使用されてきたGIタイプ光ファイバーに加え，Sタイプファイバーの使用も検討されている(NEDO，1997)．

大深度への対応に関連して，深部環境に直接かかわることではないが，光ファイバーセンサーの長さについてコメントしておく．正確にいうと，測定精度は接続する光ファイバーの長さに影響されるのであって，坑井の深度に影響されるのではない．例えば，長さ2000 mのセンサーを用いて深度500 mと2000 m坑井の測定を行った場合には，測定精度は同等である．別の言い方をすれば，測定精度を最良にしようとすれば，測定する坑井の深度に合わせた長さの光ファイバーセンサーを用いることが必要である．

深部環境で適用可能な温度検層法式としては，DTS検層法の他にメモリ式検層器（NEDO，1998）と人工流体包有物温度検層法（Sawaki *et al.*, 1997）が期待されている．

メモリ式検層器は，ワイヤーライン先端部の高性能魔法瓶内に測定部と記録部を収納するもので，耐熱温度400°C (6時間使用時)，耐圧490 kg/cm²の装置が開発されている(NEDO，1998)．メモリ式検層器自体は高温高圧下で使用可能なデータ記録装置であるので，センサーさえ開発されればどのような検層にも応用できる．NEDOの開発においては温度・圧力・流量・密度の同時検層を目標としている．また，センサーには白金抵抗体を使用し，温度測定精度は0.6°Cと，DTSや人工流体包有物法に比較して高精度である．ただし，検層作業終了後に記録部からデータを回収するので，検層時のリアルタイムの温度分布モニタリングは不可能である．また，温度センサーは従来の検層と同じ点センサーなので，坑口部と坑底部での測定の時間差は避けられない．

人工流体包有物温度検層法(Sawaki *et al.*, 1997)は，鉱物学的手法を検層に適用した新しい観点からの温度検層法で，既に葛根田WD-1井等での適用実績がある．また，温度測定以外に深部流体を採取できる特徴がある．ただし，流体包有物を生成させる種結晶を設置して流体包有物が生成されるまでには，温度条件にもよるが，従来式の温度検層法に比べて長時間かかる．また，種結晶を複数深度に設置して多点温度観測をすることは可能ではあるが，DTSやメモリ式検層法のような深度について連続的な温度分布データを得ることはできない．

以上をまとめると，DTS検層法は，深部坑井への適用が期待されている他の検層法であるメモリ式検層システム，人工流体包有物検層法に比較すると，大深度・高温への対応の実現ではやや遅れている．また，メモリ式検層システムに比較すると，温度測定精度や同時測定できる検層項目数において劣っている．しかし，リアルタイムで測定結果が得られること，短い時間間隔で繰り返し測定ができることは，DTS検層法だけが持つ利点である．前章で述べたようなその利点を活かした解析手法と組み合わせて利用することによって，深部環境における重要な温度検層手法になることが期待できる．

6. ま と め

これまでに公表されている20例あまりのDTSシステムの実坑井での測定実験では，ほとんどの場合，DTS検層法での測定温度は従来の検層法の測定値と良く一致した．センサー長が数100 mから2000 m，データの平均化時間が数分間という条件で，測定確度は3°C程度，精度は1°C程度という結果が得られており，地熱坑井の温度検層には十分な精度であることが確認できた．

時間変動のある温度分布測定の例として実施した坑井への注水に伴う温度・圧力測定実験では，断裂位置の推定，水位面深度の捕捉などでDTS検層法の特徴が活かされることを確認した．水位面深度と温度分布データから坑井内圧力分布を計算することも可能であり，計算圧力値と実測値との比較から断裂を通しての流体の移動を推定できる可能性を示した．

DTS温度検層システムを深部坑井（およそ3000 m以深，300°C以上）に適用するに当たっては，光ファイバー被覆材の高耐熱化，ファイバー長が長くなることに伴う測定精度の低下とファイバー損傷の危険性の増大，などの問題点が指摘できる．深部坑井への適用が期待されている他の検層法であるメモリ式検層システム，人工流体包有物検層法に比較すると，DTS検層法は大深度・高温への対応ではやや劣っている．しかし，リアルタイムで測定結果が得られること，繰り返し（連続）測定ができることにおいて優位であり，その利点を活かした解析手法と組み合わせて利用することによって，深部環境における重要な温度検層手法になることが期待できる．

謝辞　本論文は，「深部地熱資源調査の解析・評価」の中で筆者らが実施した測定実験結果を中心に取りまとめたものである．ニューサンシャイン計画推進本部，および「深部地熱資源調査の解析・評価」の玉生志郎・茂野博両グループ長には，実験を実施する機会を与えていた

だいた．新エネルギー・産業技術総合開発機構および三菱マテリアル(株)には同機構および同社の坑井を実験に使用させていただいた．電源開発(株)，八幡平地熱(株)，(株)ワイ・オー・システム，極東貿易(株)，米国 Pruett 社の担当者の方々には測定実験に際して技術的な補助を受けた．論文査読者の地殻熱部佐脇貴幸氏からは，有益なコメントを頂いた．以上の方々に心よりお礼申し上げる．

文　献

Benoit, D. and Thompson, S. (1998) Development and testing of a single-ended distributed temperature sensing system at the Beowawe, Nevada geothermal reservoir. *Geothermal Resources Council Trans.*, **22**, 575-581.

Hurtig, E., Großwig, S. and Kühn, K. (1995) Distributed fiber optic temperature sensing: A new tool for long-term and short term temperature monitoring in boreholes. *Proc. World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy,* 1495-1498.

Hurtig, E., Schröter, J., Großwig, S., Kühn, K., Harjes, B., Wieferg, W. and Orrell, R. P. (1993) Borehole temperature measurements using distributed fibre optic sensing. *Scientific Drilling,* **3**, 283-286.

Hurtig, E., Großwig, S., Jobmann, M., Kühn, K. and Marschall, P. (1994) Fibre-optic temperature measurements in shallow boreholes: experimental application for fluid logging. *Geothermics,* **23**, 355-364.

久保田俊輔（1993）光ファイバ式温度分布計測システム．計測技術，1993年10月号，35-38.

松島喜雄・阪口圭一（1997）光ファイバーセンサを用いた坑井内温度分布計測（その7）－注水に伴う温度変動の観測(3)－．地熱学会誌，**19**，133.

松島喜雄・阪口圭一・中尾信典・矢野雄策・石戸経士・川村政和（1995）光ファイバセンサを用いた坑井内温度分布計測．地調報告，no.282，317-327.

Osato, K., Takasugi, S., Osawa, S., Hashiba, K. and Perales, K. (1995) Temperature profiling / bottom pressure monitoring system using optical fiber and capillary tube -Field test in a geothermal well-. *Proc. World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy,* 1921-1926.

Sakaguchi, K. and Matsushima, N. (1995) Temperature profile monitoring in geothermal wells by distributed temperature sensing technique. *Geothermal Resources Council Trans.,* **19**, 355-358.

阪口圭一・松島喜雄（1996）光ファイバーセンサを用いた坑井内温度分布計測（その4）－注水に伴う温度変動の観測(2)－．地熱学会誌，**18**，123.

阪口圭一・松島喜雄（1999）光ファイバーセンサを用いた坑井内温度分布計測（その7）－澄川地域KY-1井での測定実験－．地熱学会誌，**21**，53.

佐藤嘉晃・成田　孝・石田　毅・水田義明・厨川道雄・境　収・丸　寛（1994）光ファイバによる探査ボーリング孔内の温度分布計測．地熱学会誌，**16**，173-183.

Sawaki, T., Sasada, M., Sasaki, M., Tsukimura, K., Hyodo, M., Okabe, T., Uchida, T. and Yagi, M. (1997) Synthetic fluid inclusion logging to measure temperatures and sample fluids in the Kakkonda geothermal field, Japan. *Geothermics,* **26**, 281-303.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1995）第2章モニタリング技術 2.1 PTC モニタリング技術．平成6年度ニューサンシャイン計画補助事業成果報告書　熱水利用発電プラント等開発　深部地熱資源採取技術の開発　深部地熱資源生産技術の開発，72-88.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1996）第3章 PTC モニタリング技術．平成7年度ニューサンシャイン計画補助事業成果報告書　熱水利用発電プラント等開発　深部地熱資源採取技術の開発　深部地熱資源生産技術の開発，101-123.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1997）第3章 PTC モニタリング技術．平成8年度ニューサンシャイン計画補助事業成果報告書　熱水利用発電プラント等開発　深部地熱資源採取技術の開発　深部地熱資源生産技術の開発，97-119.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1998）第2章 PTSD 検層技術．平成9年度ニューサンシャイン計画補助事業成果報告書　熱水利用発電プラント等開発　深部地熱資源採取技術の開発　深部地熱資源生産技術の開発，34-79.

Wisian, K. W., Blackwell, D. D., Bellani, S., Henfling, J. A., Normann, R. A., Lysne, P. C., Förster, A. and Schröter, J. (1998) Field comparison of conventional and new technology temperature-elogging system. *Geothermics,* **27**, 131-141.

（受付：2000年2月9日；受理：2000年6月26日）

地質調査所報告第284号，p.175-191，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

WD-1a井の検層データと弾性波伝播シミュレーションによる葛根田地域の速度構造の評価

菊地恒夫[1]

Well log data of WD-1a and estimation of velocity structure of Kakkonda area using simulations of wave propagation

By

Tsuneo KIKUCHI[1]

Abstract: Velocity structure analysis of the Kakkonda area was carried out as a part of the Research on Deep-Seated Geothermal Resources Survey (FY 1993-1998). Results of this research were as follows: (1) The well log data measured at well WD-1a were registered in the database and were opened to use for many purposes. (2) Wave propagation of the Kakkonda area was calculated using horizontal 2-D simulation models which were based upon the velocity structure model estimated by the New Energy and Industrial Development Organization (NEDO). We compared travel times of the P-wave first motions observed by a pit explosion and those by the 2-D simulation. The optimal results were obtained by the model whose velocities of P and S waves of the first and second layers are 10 % larger than the NEDO's model. The differences of the travel times were about -0.7-4.6%. (3) To minimize these differences, we recalculated the wave propagation using 3-D models. Characteristics of the optimal model are as follows; velocities of P and S waves of the first and second layers are 20 % larger than the NEDO's model; velocities of the P and S waves of the second layer are the same as those of the third layer; the low velocity zone was assumed around an observation point of the pit explosion survey. The differences between the P-wave first motions observed and those of the simulation were about -1.6-0.4%.

要　旨

深部地熱資源調査の解析・評価の一環として，以下の(1)～(3)を中心に「葛根田地域の速度構造の解析」研究（1993～1998年度）を行った．(1)葛根田地域に掘削された坑井WD-1a井の検層結果をデータベース化し，多くの目的に使用できるように公開した．(2)既にNEDOにより推定されている葛根田地域の速度構造から，二次元の水平成層モデルを作成し，このモデルを基にシミュレーションにより波動伝播を計算した．計算したP波の初動走時と実際に発破調査により得られた観測P波初動走時を比較したところ，推定されている速度構造の第1層と第2層のP波，S波速度を10%程度大きくしたモデルの計算初動走時が，観測初動走時と良く一致することを見いだした．その初動走時の差は－0.7～4.6％程度であった．(3)この差をさらに小さくするために，三次元モデルについても計算した．最適のモデルは，第1層のP波，S波速度を20%程度大きくし，第2層のP波，S波速度を第3層と同じ値にし，さらに発破調査の観測点付近に局所的な低速度層を仮定したモデルで，観測P波初動と計算値との差は－1.6～0.4％程度になった．

1. はじめに

葛根田地域の速度構造を明らかにする目的で，以下の3項目の研究を実施した．

1) 深部井WD-1aの検層データベースの作成
2) 二次元モデルを用いた弾性波動伝播のシミュレーション計算
3) 三次元モデルを用いた弾性波動伝播のシミュレーション計算

[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）

Keywords: geothermal reservoir, well logging, velocity structure, database, simulation, Kakkonda

1) の検層データベース作成の目的は，2，3) のシミュレーションモデル作成のための基礎資料を整理すると言う直接の目的のほかに，取得できた検層データの有効利用を図ることであった．

2) の二次元シミュレーション計算は，新エネルギー産業技術・総合開発機構（以下 NEDO）が公表した葛根田地域の速度構造モデルから，シミュレーション計算を行い，観測された P 波初動走時と比較を行って，速度構造モデルの評価を行ったものである．

3) の三次元シミュレーション計算は，二次元モデルを拡張し，三次元として同様な評価を行ったものである．

なお，二次元，三次元シミュレーション計算は，先端情報計算センター（以下，TACC）の計算機を使用した．

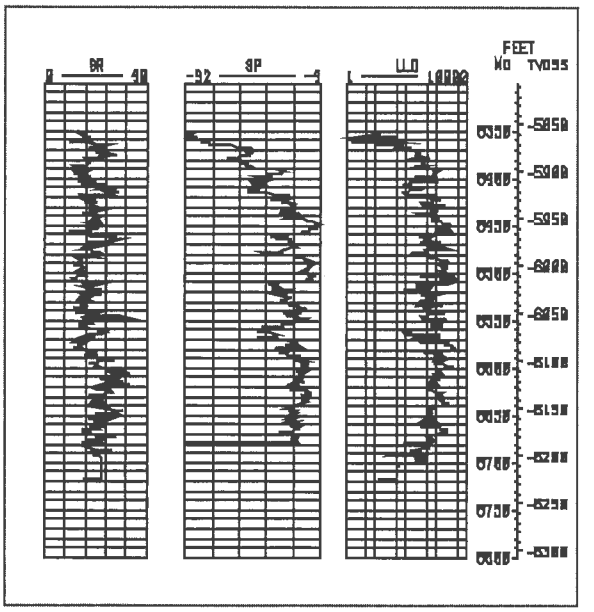
2. 深部井検層データベースの作成

本データベースは，前述したようにシミュレーションモデルの基礎資料を整理すると言う目的で構築した．使用したデータベースソフトは Landmark 社の OpenWorks -4.0 である．データベース本体は，Sun のワークステーション geoterm.gsj.go.jp 上にあり，X window を使用すれば他の計算機からも使用可能である．

データベース化した WD-1a 井の検層データを第 1 表に示す．検層種目のうち，FMI-ARI-GR では，主にラテロログにより測定された比抵抗，自然電位等をデータベース化した．DSI-LDS-HNGS 検層では，音波検層の Δt をデータベース化した．以下同様に，HLDL-NGS では，ガンマ線検層から測定した K，Th，U 比などを，DLL-GR-SP では，比抵抗及び自然電位，FMI-GR-AMS では，ガンマ線検層の測定値，DSI-LDL-GR-AMS ではキャリパー検層，地層の見かけ密度などをデータベース化した．なお，今回使用したソフトでは，FMI 検層及び DSI（アレイソニック）検層の波形データを取り扱うことができないので，これらのデータはデータベース化していない．第 1 図にデータベースソフトを用いて検層データを表示させた例を示す．この例は，1995 年 8 月 8 日に測定された DLL-GR-SP 検層の一部である．

第 1 表　データベース化した WD-1a 井で実施された検層データの表．
Table 1　List of well log data measured at well WD-1a which were registered in the data base.

Log name	Log date	File name	Bottom depth (m)	Top depth (m)
FMI-ARI-GR	1995.4.16	FBSTB.029	2553.919	1483.309
		FBSTB.031	2006.651	1919.868
		FBSTB.032	1617.573	1601.419
		FBSTB.033	2553.919	1470.507
DSI-LDS-HNGS	1995.4.18	DSSTA.020	2555.847	1487.424
		DSSTA.021	1810.512	1646.682
HLDL-NGS	1995.8.8	HLDTA.025	2660.599	2588.057
		HLDTA.026	2660.477	2614.879
		HLDTA.027	2660.142	2576.169
		HLDTA.028	2660.904	2518.105
		HLDTA.029	2661.666	2532.583
DLL-GR-SP	1995.8.8	-	2444.3435	2656.9414
FMI-GR-AMS	1995.8.12	FBSTB.021	2658.923	2540.812
		FBSTB.022	2638.196	2548.2
DSI-LDL-GR-AMS	1995.8.15	DSSTA.025	2661.056	2536.088
		DSSTA.026	2659.685	2567.787



第 1 図　データベースソフト OpenWorks-4.0 を用いて検層データを表示させた例．1995 年 8 月 8 日に測定された DLL-GR-SP 検層の一部である．
Fig. 1　The demonstration example of the well log data using database software OpenWorks-4.0. It is a part of the DLL-GR-SP log measured on August 8, 1995.

3. 葛根田地域の二次元速度構造モデルによる波動伝播計算

葛根田地域において，発破調査及びその他の調査から推定された速度構造モデル（NEDO, 1996）を基に，二次元の波動伝播シミュレーション計算を行った．このモデルは，水平成層構造であり，各層の上面，下面深度，P 波，S 波速度を第 2 表に示す．なお，同表には各地層の密度値を示してあるが，密度は以下に示す Gardner *et al.* (1974) の式にしたがって，推定したものである．ただし，以下に述べる二次元，三次元のシミュレーション計算においては，P 波，S 波の速度を指定して行うので，密度の値を変えても波動の伝播速度に影響を及ぼさない．したがって，計算を行った種々のモデルでは密度の値は第 2 表

第2表　モデル1の速度構造.
Table 2　The velocity structure of model 1.

Layer number	Elevation		P wave velocity (km/s)	S wave velocity (km/s)	Density (kg/m³)
	Top of layer (m)	Bottom of layer (m)			
1	-	789	2.563	1.098	2206
2	789	359	3.600	2.144	2401
3	359	-235	4.272	2.415	2506
4	-235	-730	4.768	2.686	2576
5	-730	-2583	5.403	2.984	2658
6	-2583	∞	6.003	3.336	2729

に示した値から変更していない.

$$\rho = 310\, v_p^{1/4} \quad (1)$$

ここで，ρ：密度（kg/m³），v_p：P波速度（m/s）
このモデルを基に，差分法により波動伝播の二次元シミュレーションを行った．そして，シミュレーション結果と発破調査の際に観測したP波初動走時との比較を行い，モデルの妥当性を検討し公表した（菊地・西，1999）．詳細はこの論文を参照してもらい，ここでは結論の概要だけを記す.

発破調査は，1993年11月24～26日に葛根田地域のKT-208号井の深度900，800，700，600，500 mの5深度において，ダイナマイトを爆発させることにより，NEDO及び日本重化学工業株式会社により行われた（池内ほか，1994）.

地質調査所でも，KT-208号井から北西に約700 m離れた地点において，5個の地震計を設置し速度波形の観測を行った．このうち良好な波形が得られた2地点を観測点名TA-31及びTA-36とした．これらの2地点のデータから，さらにノイズの混入などが少ない深度800 m及び700 mの発破データをシミュレーション結果と比較した．なお，以下では解析に使用した発破データを発破深度で区別し，それぞれ，800 m発破及び700 m発破と称する．第2(a)図にKT-208井を黒丸で，発破の観測点5点を＋（そのうちの二つの観測点TA-31及びTA-36は矢印で示した）で，葛根田地熱発電所を黒の四角で示した．図中央の700 mの等高線にはさまされた部分が，ほぼ葛根田川に相当する．第2(a)図の作成には，国土地理院の数値地図50 mメッシュ（標高）を使用した．第2(b)図は第2(a)図を南東側から俯瞰したもので，中央の低い部分は葛根田川である.

観測に引き続き，シミュレーションプログラムの開発を行った．用いたシミュレーション手法は，staggered grid finite-differenceと呼ばれる差分法である（Graves, 1996；Luo and Schuster, 1990；Virieux, 1984, 1986；Yoon and McMechan, 1992）．作成したプログラムの妥当性を検討するために，表面波の到来時刻をシミュレーションの結果と観測結果で比較した．また同様にソース波形についても両者の比較を行った.

表面波の到来時刻の解析では，観測波形に対してウェーブレット変換を行って位相が変化する時刻を求めたところ，シミュレーションで予測された時刻と良く一致した.

ソース波形の解析では，シミュレーション計算より求めた波形から伝達関数を計算し，この伝達関数と観測波形から発破のソース波形を推定した．得られたソース波形とシミュレーションで使用したソース関数を比較したところ，かなり良く一致することが判明した.

最後にシミュレーション結果と観測されたP波初動走時の比較を行った．その結果，発破深度が800 mの場合では，二つの観測点TA-31とTA-36のうち，TA-31では約5.7%，TA-36では約9.8%の差が見られた．差は，次式

（シミュレーションのP波初動走時－観測P波初動走時）／観測P波初動走時　(2)

の値を%表示したものである．値が正であるので，シミュレーションのP波初動の到着の方が遅い．そこで，このモデル（モデル1）のうち，第1，2層のP波，S波速度をそれぞれ5%（モデル2），及び10%（モデル3）大きくしたモデルについて計算した.

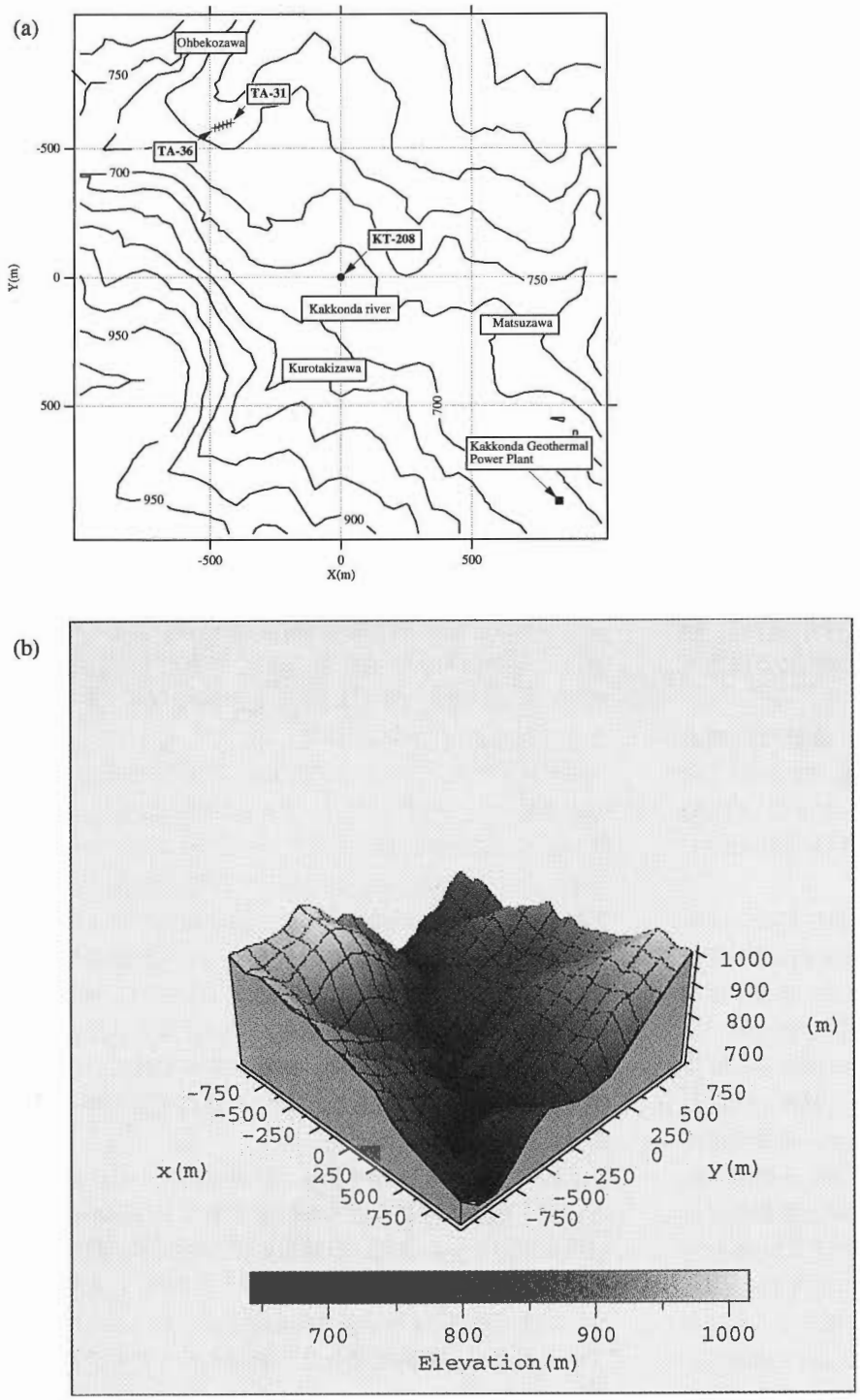
モデル2では，TA-31で約3.0%，TA-36では約7.2%の差であった．モデル3では，TA-31で約1.0%，TA-36では約4.7%の差となった．そこで，モデル3では700 m発破についても計算した．その結果，TA-31では約－1.3%，TA-36では3.7%の差となった．第3図及び第4図に，モデル3の800 m及び700 m発破について計算波形を示す．各図とも(a)図はTA-31，(b)図はTA-36で，(a)，(b)図中上が観測された速度波形結果，下が計算された速度波形結果である．横軸は時間，縦軸は各々の波形の最大振幅で基準化した振幅である．また，P波の初動走時を読み取った結果も併せて示した.

この二次元シミュレーション計算のモデルは，断層などの地下構造や地表面近くの低速度層などの細かな構造は含んでいない．また，計算機の使用時間等，制約がある中で計算できた結果から，NEDO（1996）により推定された速度構造は，発破点北西の地表から約1 km程度までの範囲では，観測結果を良く説明するモデルであると結論づけた.

4．葛根田地域の三次元速度構造モデルによる波動伝播計算

上述の発破調査が行われた葛根田地域の地形は，南北方向に標高の変化が激しい．したがって，二次元のシミュレーションだけでなく，三次元シミュレーションを行うことが望ましいと考えられる.

しかし，従来利用していた計算機（cray C 90，最大実効性能16 GFLOPS，最大使用可能メモリ4 GB）では，



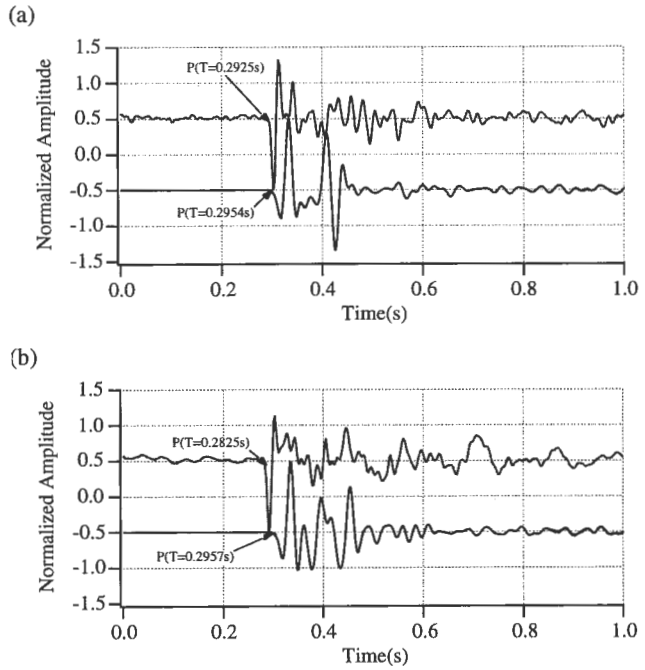
第2図 (a)シミュレーションモデルの地表面の範囲．黒丸は発破井KT-208，＋は観測点（特にTA-31とTA-36は矢印で示した），黒の四角は葛根田地熱発電所の位置を示す．(b)シミュレーションモデルの地形を拡大したもの．モデルを南東側から俯瞰したもので，中央の低い部分に葛根田川が流れる．

Fig. 2 (a) This figure shows the extent of the simulation model on the ground. Solid circle shows well KT-208, + shows observation points, especially TA-31 and TA-36 are indicated by arrows, and solid square shows the Kakkonda geothermal power plant. (b) Overhead view of Fig. 2(a) from south-east direction and emphasizes the height of the surface. The Kakkonda river flows in the central low part.

メモリや性能の不足のために，実用的なスループットで十分な大きさの三次元モデルの計算が不可能であった．例えば，4 GBのメモリを使用した場合，340×340×340格子程度のモデルを計算することは可能ではあったが，計算開始まで数日～1週間程度待たされることがあった．

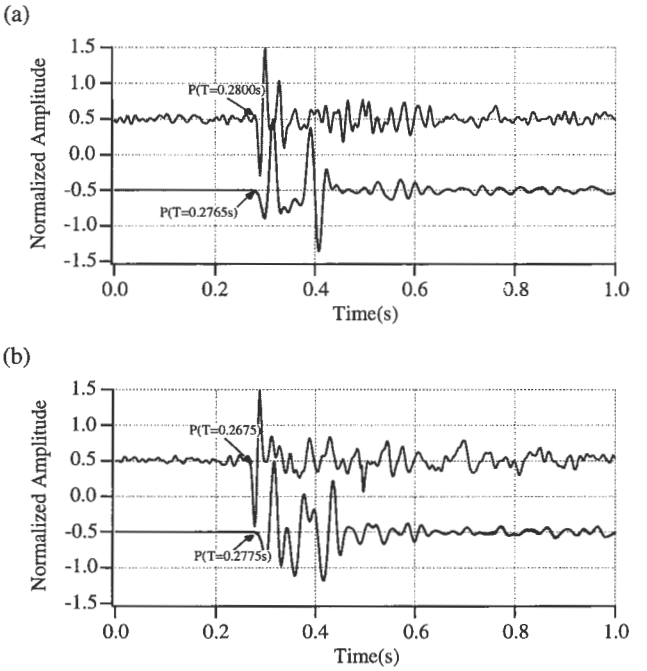
その後（1998年度），TACCに導入されたIBMのRS/6000 SP（共有分散メモリ型並列計算機，128ノード，ピーク性能800 MFLOPS／ノード，メモリ2 GB／ノード，実際の計算では主に16ノード並列で使用）及び日立のSR 8000（64ノード，ピーク性能8 GFLOPS／ノード，メモリ8 GB／ノード，実際の計算では主に16ノード並列で使用）では，使用できるメモリ量が増加し，さらに並列プログラミングが可能となったので，より大きな三次元モデル計算も行うことが可能となった．そこで，3.の二次元モデリングと同様に，葛根田地域の三次元モデリングを行い，観測波形と計算結果を比較することにした．

このために使用したプログラムは，従来のものに並列



第3図　モデル3（二次元）の800 m発破の波形．(a) TA-31，(b) TA-36の波形．(a)，(b)図中，上が観測された速度波形結果，下が計算された速度波形結果である．横軸は時間，縦軸は各々の波形の最大振幅で基準化した振幅．P波の初動を読み取った結果も併せて示した．

Fig. 3 Seismograms of 800 m explosion of 2-D model 3. (a)TA-31, (b)TA-36. Top line shows the observed record, and bottom line shows the calculated seismogram in Figs. (a) and (b). Horizontal axis is time, vertical axis is amplitude normalized by maximum amplitude of each waveform. P wave first arrivals are also showed.



第4図　モデル3（二次元）の700 m発破の波形．図の表記は第3図と同じ．

Fig. 4 Calculated seismograms of 700 m explosion on 2-D model 3. Notation is same as Fig. 3.

計算のためのMPI通信ライブラリのサブルーチンコールを追加したものである．並列計算の場合，モデルを複数のブロックに分け，一つのCPUが一つのブロックの計算を担当する．個々のCPUはMPI通信ライブラリを使用して，お互いにデータをやりとりしながら，全体のモデルの計算をする．プログラムの開発に当たっては，ブロックの個数を自由に変えられるようにした．

ただし，並列計算を使用しても，計算可能な周波数は20 Hz程度までで，40～50 Hzまで計算できる二次元と同じ精度では計算できない．そこで，三次元計算の結果と上述の二次元計算の計算結果と比較することにより，地形の三次元効果を見積もることも一つの目的とした．

この三次元計算については，Kikuchi and Nishi (2000)で発表予定であり，本章では，同報告中では紙面の関係で記述できなかった三次元計算の詳細について述べる．なお，staggered grid-finite difference法を用いて，三次元波動方程式を差分化する方法については付録に記述した．

4.1　三次元モデル

第2(a)図にシミュレーションモデルの地表面における範囲を示した．モデルの大きさは，東西(x)，南北(y)，及び深度(z)方向に，2 km×2 km×2 kmで，4層のモデルである．原点はモデルの中央で，KT-208号井の位置に合わせた．発破点の深度は800 mまたは700 mとした．このモデルのP波，S波及び密度の値とその深度分布を第2表に，差分の格子間隔Δx，時間Δtステップ及びステップ数を第3表に示す．このモデルをモデル1とする．このモデルは，二次元計算のモデル1を三次元化したものである．このモデル1を基に，さらに五つのモデルについて計算を行った（各モデルについては第4表参照）．モデルの名称は二次元計算と合わせた．

第3表　三次元シミュレーション計算のパラメータ．

Table 3 Calculation parameters of 3-D simulation.

Grid interval in x direction (m)	Grid interval in y direction (m)	Grid interval in z direction (m)	Time step (ms)	Number of steps	Model name
5	5	5	0.4	1250	Moel 1 ~Model 5-2
2.5	2.5	2.5	0.2	2500	Model 6

第4表　各モデルのP波・S波速度.
Table 4　P and S wave velocities of each model.

Layer number	1		2		3		4		Reference
Model name	P wave velocity (km/s)	S wave velocity (km/s)	P wave velocity (km/s)	S wave velocity (km/s)	P wave velocity (km/s)	S wave velocity (km/s)	P wave velocity (km/s)	S wave velocity (km/s)	
Model 1	2.563	1.098	3.600	2.144	4.272	2.415	4.768	2.686	Initial model.
Model 2	2.691	1.153	3.780	2.251	4.272	2.415	4.768	2.686	Velocities of 1 and 2 layers are 5 % greater than moel 1.
Model 3	2.819	1.208	3.960	2.358	4.272	2.415	4.768	2.686	Velocities of 1 and 2 layers are 10 % greater than moel 1.
Model 4	2.947	1.263	4.140	2.466	4.272	2.415	4.768	2.686	Velocities of 1 and 2 layers are 15 % greater than moel 1.
Model 5	3.076	1.318	4.272	2.415	4.272	2.415	4.768	2.686	Velocities of 2 and 3 layers are identical.
Model 5-2	3.076	1.318	4.272	2.415	4.272	2.415	4.768	2.686	Low velocity zone lies around TA-31 (v_p=1.282km/s, v_s=0.549 km/s) .
Model 6	3.076	1.318	4.272	2.415	4.272	2.415	4.768	2.686	Grid interval Δx is 2.5m. Model size (x,y,z) is 1.5x1.5x1.5km.

モデル1を除いた各モデルの特徴は以下のとおりである．モデル2は，モデル1の第1，2層のP波，S波速度を5％大きくしたモデルである．ただし，このモデルでは三次元計算を行わなかった．モデル3は，モデル1の第1，2層のP波，S波速度を10％大きくしたモデルである．モデル4は，モデル1の第1，2層のP波，S波速度を15％大きくしたモデルである．モデル5は，モデル1の第1層のP波，S波速度を20％大きくし，第2，3層の各速度を等しくしたモデルである．これは，第1層と第2層のP波，S波速度を20%大きくしようとしたところ，第2層のP波，S波速度が第3層の値を超えてしまったためである．さらに，モデル5-2は基本的にはモデル5と同一であるが，観測点TA-31付近に低速度層を仮定したモデルである．なお，モデル6は，差分の格子間隔を2.5mとさらに小さくして，ソースの周波数を高め，実際に観測された波形に近づけようとしたものであり，その他のパラメータはモデル5-2と同一である．ただし，このモデルについては予備的な計算結果のみを示し，より詳細な検討については別の機会に行う予定である．

4.2　ソース

シミュレーションに使用したソース関数は以下のように表される．

$$f = -2\alpha(t - t_0)\mathrm{Exp}\{-\alpha(t - t_0)^2\} \qquad (3)$$

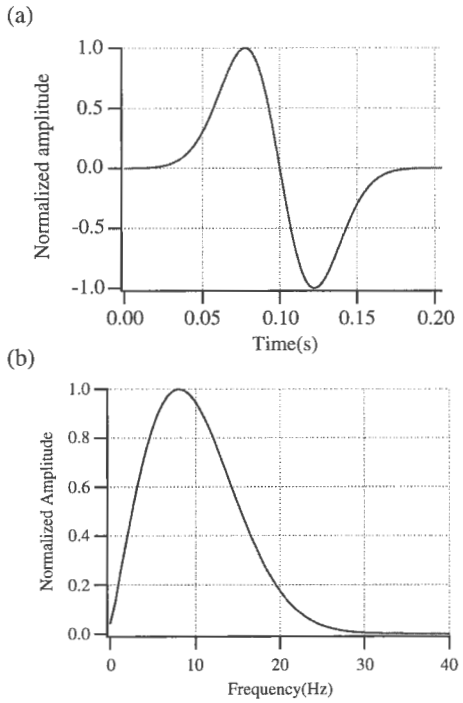
この関数は，explosive sourceと呼ばれているものである（Virieux，1986）．αはこの関数の卓越周波数を決定し，t_0は関数のピークの位置を決定する．本シミュレーション計算では，差分の格子間隔Δx＝5m（モデル1～5-2）のとき，α＝1000，t_0＝0.1s（卓越周波数6.7Hz），Δx＝2.5m（モデル6）の時，α＝2000，t_0＝0.075s（卓越周波数9.8Hz）とした．実際に観測された波形の卓越周波数が，20～40Hz程度とこれらの周波数よりかなり高いが，計算機のメモリの制約でΔxをあまり小さくできないので，このような値を採用した．第5(a)図にはα＝1000，t_0＝0.1sの時のソースの波形，(b)にはそのフーリエ振幅を示した．実際の発破を表すように，震源を取り囲むように，この関数を放射状に与えた．すなわち，震源前後左右の水平変位の格子には水平変位を，上下の鉛直変位の格子には鉛直変位を与えた．

4.3　計算結果

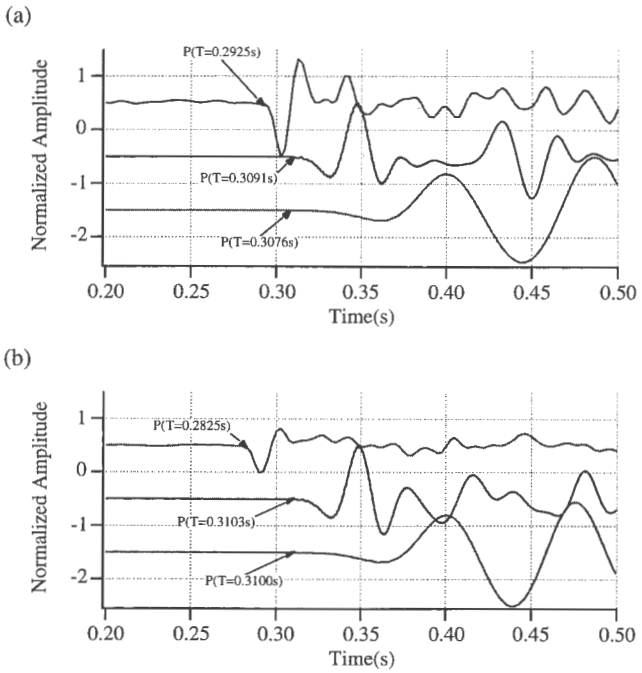
4.3.1　モデル1の結果

第6図にモデル1で計算したTA-31（(a)図）及びTA-36（(b)図）の波形を示した．同図には併せて観測波形と二次元のモデル計算結果も示した．また，P波初動走時の値もP(T＝xxx s)と言う形で示した．(a)，(b)図中の最も上の波形は観測波形，中は二次元計算結果，下は三次元の計算結果である．波形はすべて速度波形である．縦軸は，各々の場合の最も大きな振幅で正規化した振幅，横軸は時間（秒）である．

(a)に示したTA-31の観測P波初動走時は0.2925秒，二次元シミュレーションのP波初動走時は0.3091秒，三次元シミュレーションのP波初動走時は0.3076秒，観測結果と三次元シミュレーションの結果の差は5.1%，二次元と三次元シミュレーションの結果の差は−0.5%である．(b)に示したTA-36の観測P波初動走時は0.2825秒，二



第5図　(a)図はソースの波形，(b)はそのフーリエ振幅．
Fig. 5 (a) Source function, (b) Fourier spectrum of source function.



第6図　モデル1（三次元）の800 m発破の波形．(a) TA-31，(b) TA-36の波形．観測波形及び二次元と三次元のモデル計算結果を示した．図中のP（T＝xxx s）はP波初動の値．(a)，(b)図中，最も上の波形は観測波形，中は二次元計算結果，下は三次元の計算結果．波形はすべて速度波形である．縦軸は，各々の場合の最も大きな振幅で正規化した振幅，横軸は時間（秒）である．
Fig. 6 Seismograms of 800 m explosion of 3-D model 1. (a)TA-31, (b)TA-36. Top line shows the observed velocity record, middle line shows the 2-D calculated seismogram and bottom line shows the 3-D calculated seismogram in Figs. (a) and (b). Horizontal axis is time, vertical axis is amplitude normalized by maximum amplitude of each waveform. P wave first arrivals are also showed.

次元シミュレーションのP波初動走時は0.3103秒，三次元シミュレーションのP波初動走時は0.3100秒，観測結果と三次元シミュレーションの結果の差は9.7%，二次元と三次元シミュレーションの結果の差は−0.1%である．二次元と三次元の結果はほぼ一致する．

4.3.2　モデル3の結果

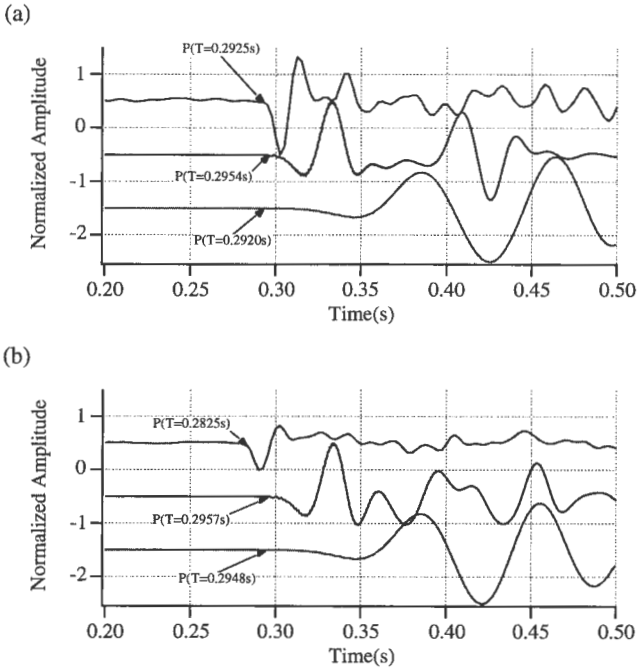
次ににモデル3の計算結果を第7図に示す．表示方法は第6図と同じである．

(a)に示したTA-31の二次元シミュレーションのP波初動走時は0.2954秒，三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2920秒，観測結果との差は−0.2%である．(b)に示したTA-36の二次元シミュレーションのP波初動走時は0.2957秒，三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2948秒，観測結果との差は4.4%である．

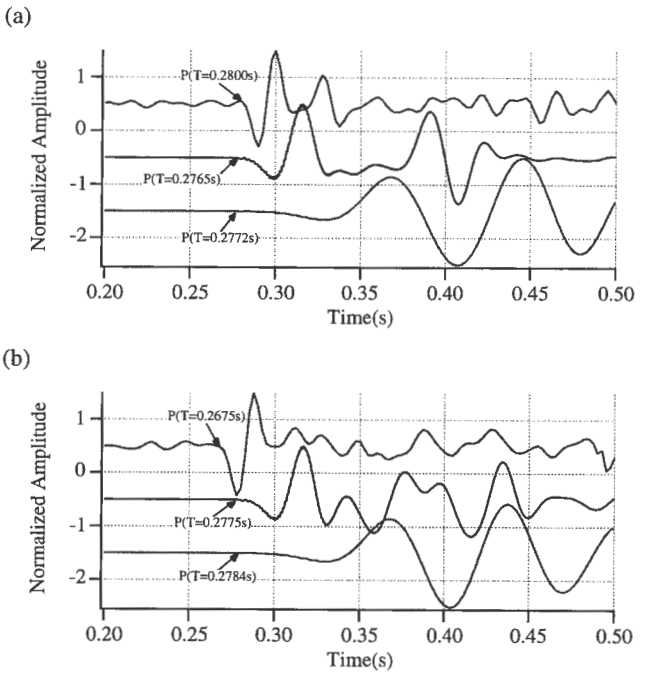
TA-31の三次元シミュレーション結果は，ほぼ観測結果と一致し，TA-36の場合は，シミュレーションのP波がやや遅く到着しているが，その差はモデル1に比べて小さくなっている．

モデル3では，観測結果と三次元シミュレーションの結果の差が小さくなったので，深度700 mの発破についても計算した．その結果を第8図に示す．

(a)に示したTA-31の観測P波初動走時は0.2800秒，二次元シミュレーションのP波初動走時は0.2765秒，三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2772秒，観測結果と三次元シミュレーションの結果の差は−1.0%，二次元と三次元シミュレーションの結果の差は0.3%である．(b)に示したTA-36の観測P波初動走時は0.2675秒，二次元シミュレーションのP波初動走時は0.2775秒，三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2784秒，観測結果と三次元シミュレーションの結果の差は4.1%，二次元と三次元シミュレーションの結果の差は0.3%である．



第7図　モデル3 (二次元及び三次元) の計算結果．発破深度は800 m．表示方法は第6図と同じ．
Fig. 7 Seismograms of 800 m explosion on 3-D model 3. Notation is same as Fig. 6.



第8図　モデル3 (二次元及び三次元) の計算結果．発破深度は700 m．表示方法は第6図と同じ．
Fig. 8 Seismograms of 700 m explosion on 3-D model 3. Notation is same as Fig. 6.

4.3.3　モデル4の結果

次に，モデル4の結果について示す．このモデルでは二次元の計算を行っていない．発破深度800 mの結果を第9図に，発破深度700 mの結果を第10図に示す．表示方法は第6図の二次元の結果を除いたものとした．

第9(a)図に示したTA-31の三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2876秒，観測結果との差は−1.7%である．(b)に示したTA-36の三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2884秒，観測結果との差は2.1%である．

第10(a)図に示したTA-31の三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2692秒，観測結果との差は-3.9%である．(b)に示したTA-36の三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2704秒，観測結果との差は1.1%である．このモデルも計算結果と観測値の一致はかなり良い．

4.3.4　モデル5の結果

次に，モデル5の結果を示す．発破深度800 m及び700 mの計算結果を第11，12図に示す．表示方法は第9，10図と同じである．

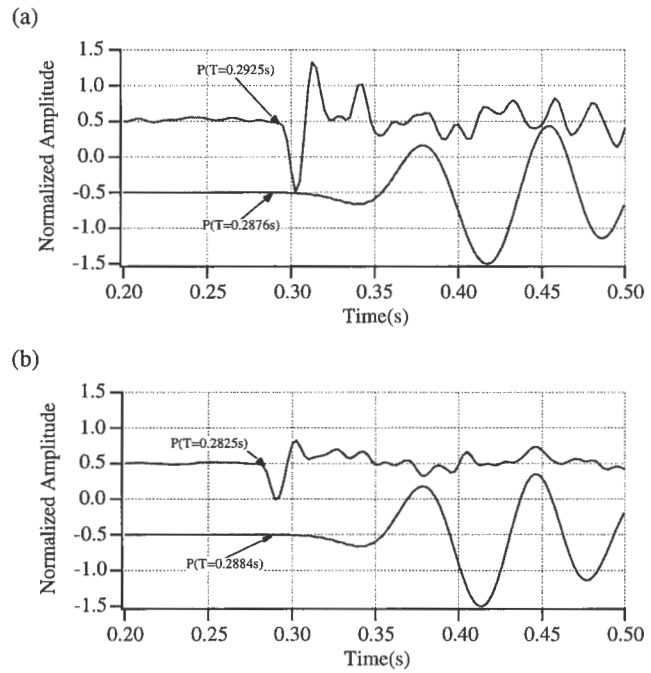
第11(a)図に示した800 m発破のTA-31の三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2816秒，観測結果との差は−3.7%である．(b)に示したTA-36の三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2816秒，観測結果との差は−0.3%である．

第12(a)図に示した700 m発破のTA-31の三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2636秒，観測結果との差は−5.9%である．(b)に示したTA-36の三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2648秒，観測結果との差は−1.0%である．

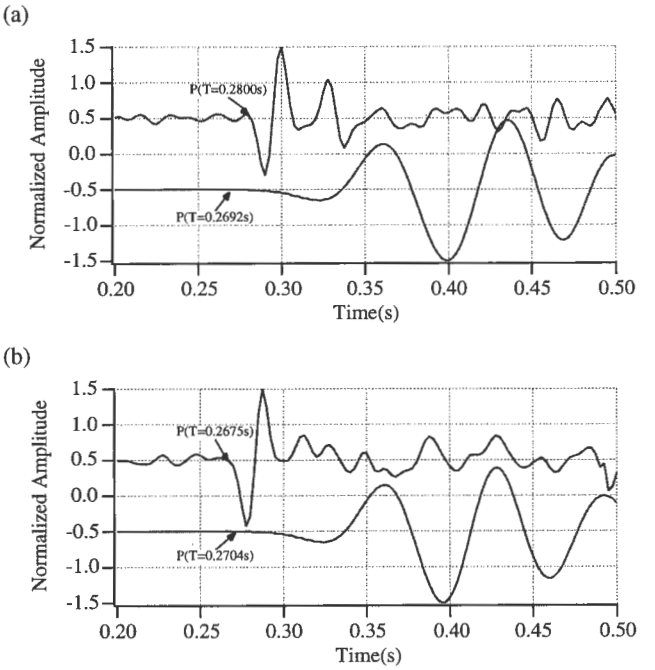
第13図に，モデル5の地表面上におけるP波の振幅分布を示した．これは800 m発破の結果である．(a)は発破後，0.2520秒後，(b)は0.2772秒後，(c)は0.3024秒後の分布を示す．このスナップショットから，変位は葛根田川の標高の低い部分 (700 mの等高線) に沿って北西方向に早く伝わっていることが分かる．このため，シミュレーション結果では，KT-208号井からの直線距離が，TA-31の方が短いのにもかかわらず，TA-31とTA-36のP波初動が，ほぼ同時に到着しているものと推定される．ただし，後述するが，これはモデルを三次元にしたために，地形の効果で反射などが生じたための現象ではない．また，観測結果では，二つの観測点のP波初動の到着は同時ではなく，TA-36の方がさらに到着が早い．この現象を説明するモデルについても，次で検討した．

4.3.5　モデル6の結果

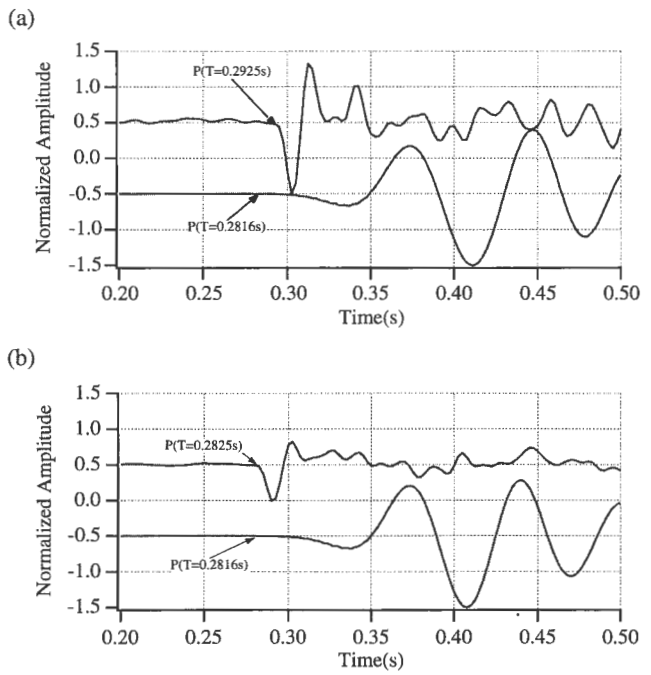
次にモデル6の計算を行おうとしたところ，使用した計算機 (日立SR 8000) における，一般ユーザに対する最長のCPU割り当て時間である20時間では，約0.17秒程度までしか計算できず，観測初動走時と計算初動走時を



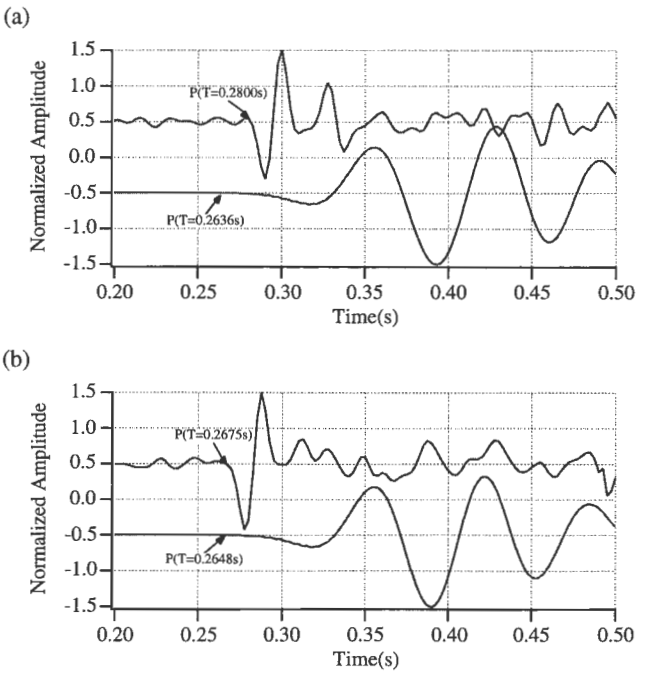
第9図　モデル4（三次元）の計算結果．発破深度は800 m．この図には，三次元の計算結果だけを示す．
Fig. 9 Seismograms of 800 m explosion on 3-D model 4. Only 3-D calculated seismograms are shown in this figure.



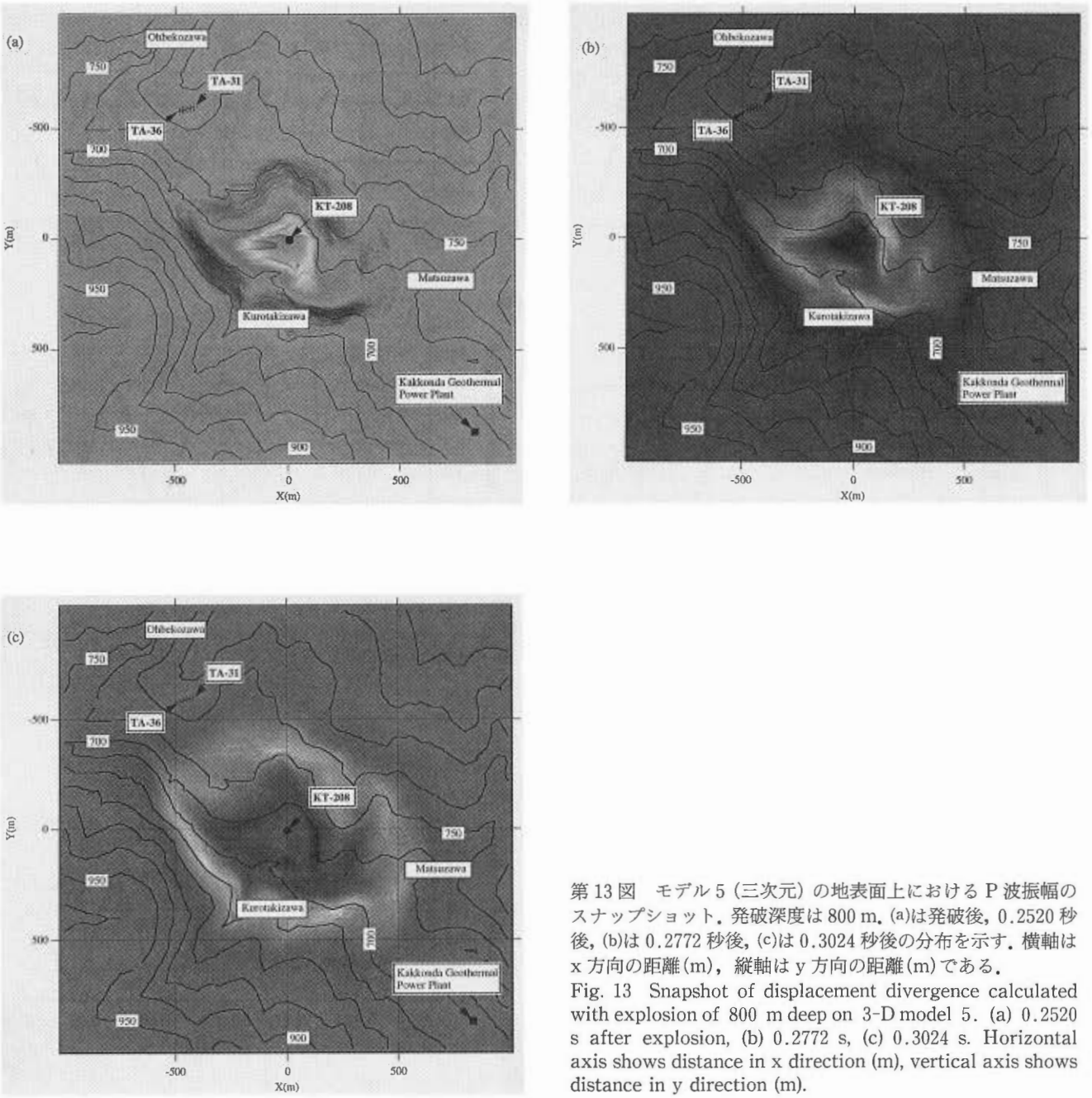
第10図　モデル4（三次元）の計算結果．発破深度は700 m．表示方法は第9図と同じ．
Fig. 10 Seismograms of 700 m explosion on 3-D model 4. Notation is same as Fig. 9.



第11図　モデル5（三次元）の計算結果．発破深度は800 m．表示方法は第9図と同じ．
Fig. 11 Seismograms of 800 m explosion on 3-D model 5. Notation is same as Fig. 9.



第12図　モデル5（三次元）の計算結果．発破深度は700 m．表示方法は第9図と同じ．
Fig. 12 Seismograms of 700 m explosion on 3-D model 5. Notation is same as Fig. 9.



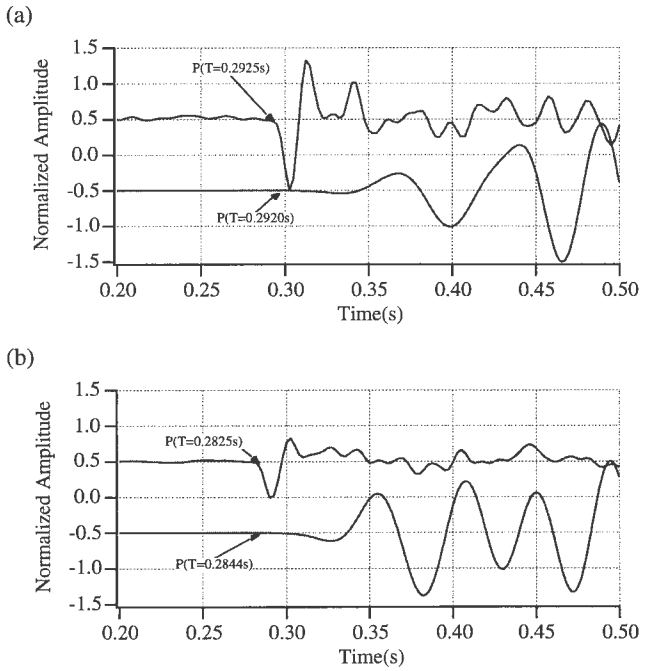
第13図　モデル5（三次元）の地表面上におけるP波振幅のスナップショット．発破深度は800 m．(a)は発破後，0.2520秒後，(b)は0.2772秒後，(c)は0.3024秒後の分布を示す．横軸はx方向の距離(m)，縦軸はy方向の距離(m)である．

Fig. 13　Snapshot of displacement divergence calculated with explosion of 800 m deep on 3-D model 5. (a) 0.2520 s after explosion, (b) 0.2772 s, (c) 0.3024 s. Horizontal axis shows distance in x direction (m), vertical axis shows distance in y direction (m).

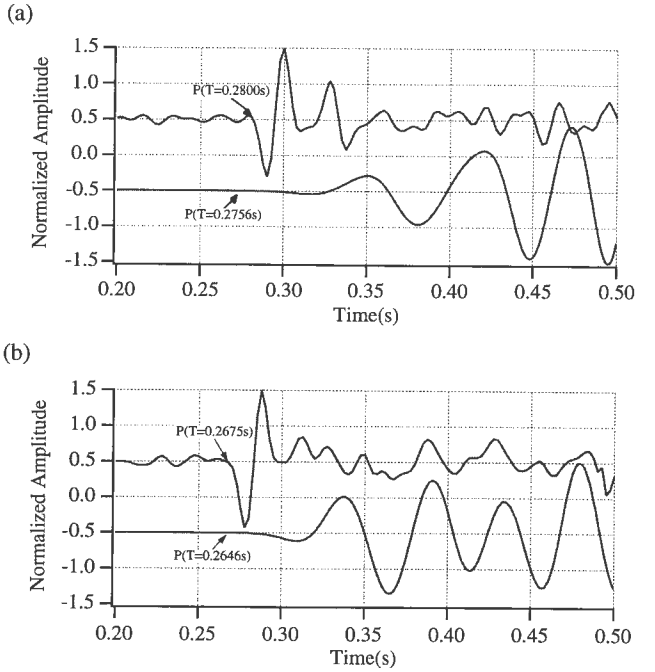
比較することは不可能であった．これは格子数が以前のモデルに比べて2×2×2＝8倍に増え，それに伴って計算量が増加したためである．

そこで，プログラムのどの部分がボトルネックになっているかを調べたところ，付録の(A-4)～(A-6)式に示した応力から速度を計算しているサブルーチンが全体の計算の80%を占めていることが判明した．さらにこのサブルーチンを詳細に検討したところ，付録(A-28)～(A-30)に示した剛性率を計算する式が計算を遅くしていることが分かった．その理由は，この式では分母に剛性率がくるので，計算の前に剛性率が0がどうかを判定する必要があったためである．そこで，剛性率を前もって計算し，配列に記憶させるようにしたところ，同じモデルに対して4時間37分で0.5秒までの計算を終了した．モデル6の計算結果のうち，発破深度800 mの結果を第14図に，発破深度700 mの結果を第15図に示す．第14，15図とも上の波形は観測結果，下はモデル6の計算波形である．

第14(a)図に示した800 m発破のTA-31の三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2920秒，観測結果との差は−0.2%である．(b)に示したTA-36の三次元シミュ



第14図　モデル6（三次元）の計算結果．発破深度は800 m．表示方法は第9図と同じ．
Fig. 14　Seismograms of 800 m explosion on 3-D model 6. Notation is same as Fig. 9.



第15図　モデル6（三次元）の計算結果．発破深度は700 m．表示方法は第9図と同じ．
Fig. 15　Seismograms of 700 m explosion on 3-D model 6. Notation is same as Fig. 9.

レーションのP波初動走時は0.2844秒，観測結果との差は0.7%である．

第15(a)図に示した700 m発破のTA-31の三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2756秒，観測結果との差は−1.6%である．(b)に示したTA-36の三次元シミュレーションのP波初動走時は0.2646秒，観測結果との差は−1.1%である．P波の初動走時がモデル5と多少異なるが，差分の格子間隔を変えたために，波形を計算した位置がずれたためと推定されるが，この点については現在検討中である．

5．考　察

5.1　葛根田地域の速度構造について

二次元水平成層速度構造モデルによる波動伝播計算では，NEDO（1996）のモデルのうち，第1層と第2層のP波，S波速度を10%大きくしたモデルが，観測されたP波初動と最も良く一致した．しかし，二次元計算実施時点での計算機の使用時間の制限などにより，これ以上のモデルについては計算が行えなかった．

そこで，三次元計算では，さらにモデルを増やして計算してみた．その結果を第5表に示した．この表に示した700 m発破と800 m発破におけるTA-31，TA-36各々の計算と観測のP波初動走時から，残差の2乗平均rms（root mean square）を計算したところ，モデル3では8.3 ms，モデル4では6.8 ms，モデル5では9.9 msと言う結果となった．モデル3とモデル5に着目すると，モデル3では，TA-31の差が小さく，TA-36の差が大きく，シミュレーション計算の初動走時が観測初動走時より遅い．逆にモデル5では，TA-36の差が非常に小さく，それに対し，TA-31では計算P波初動走時が実際に観測された初動走時より，数%程度早く到着している．

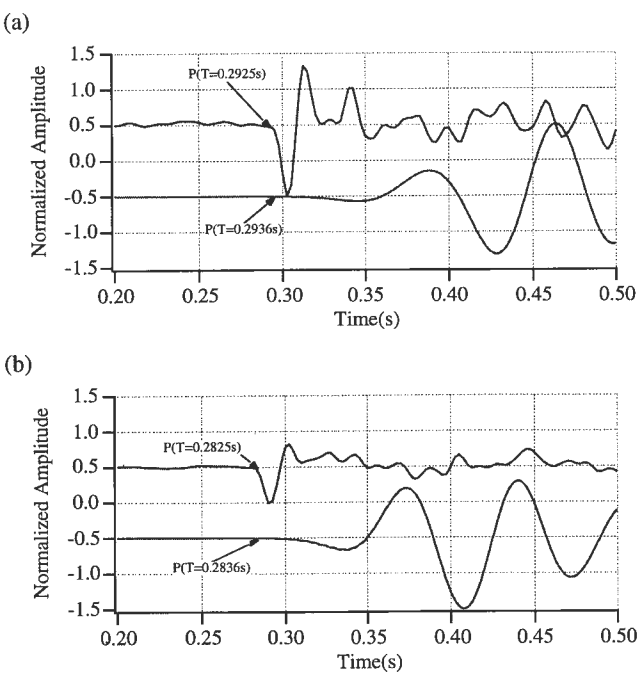
この現象は，TA-31付近に局所的な低速度層を仮定する事により説明できる．そこで，TA-31周辺で幅20 m，深さ25 mの範囲が低速度になっているとして計算を行った．これをモデル5-2とする．低速度層のP波，S波速度は各々1.282 km/s，0.549 km/sとした．これはNEDOモデル（1996）の第1層の値の1/2である．発破深度800 m及び700 mの計算結果を第16図，17図に示す．表示方法は第9図ないし10図と同じである．

第16(a)図（800 m発破）に示したTA-31のP波初動走時は0.2932秒，観測結果との差は0.2%である．(b)に示したTA-36のP波初動走時は0.2836秒，観測結果との差は0.4%である．

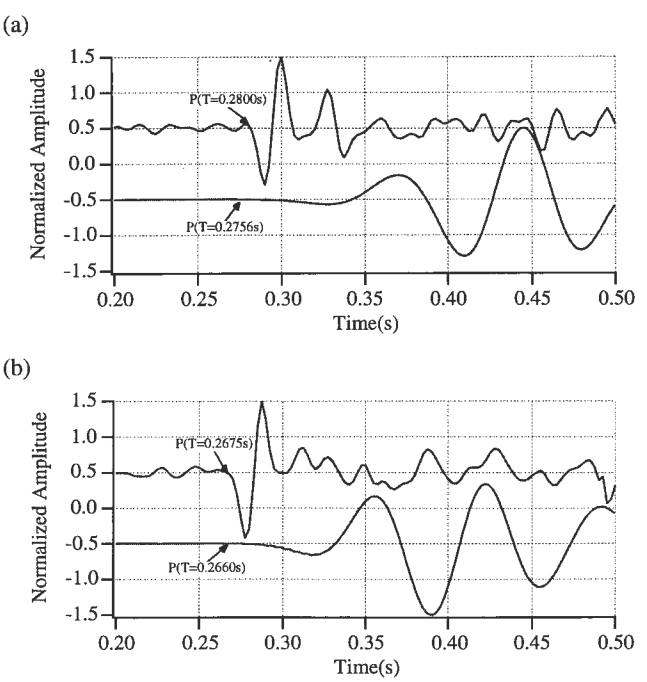
第17(a)図（700 m発破）に示したTA-31のP波初動走時は0.2756秒，観測結果との差は−1.6%である．(b)に示したTA-36のP波初動走時は0.2660秒，観測結果との差は−0.6%である．このモデルが観測値とシミュレーション結果との差が最も小さくなり，計算と観測のP波初動走時から求めた残差のrmsは2.4 msとなった．

第5表 観測P波初動と各シミュレーションモデルのP波初動との読み取り結果の比較.
Table 5 Comparisons of first arrivals of P waves between observed records and simulation results based on the models.

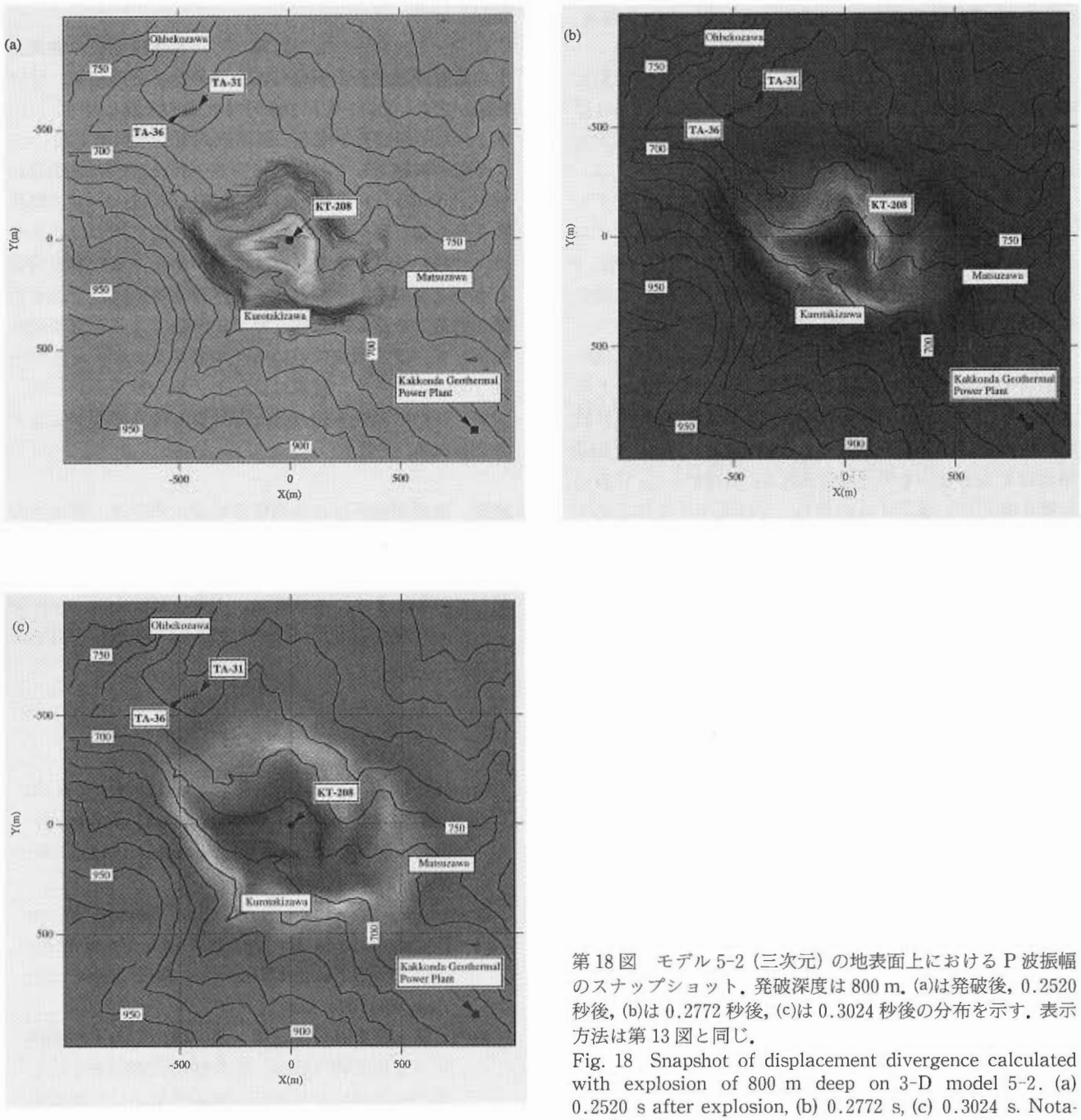
Observed point	TA-31					TA-36				
	Observed first motion (s)	Calculated first motion by 2-D simulation (s)	Difference between observed and calculated first motion (%)	Calculated first motion by 3-D simulation (s)	Difference between observed and calculated first motion (%)	Observed first motion (s)	Calculated first motion by 2-D simulation (s)	Difference between observed and calculated first motion (%)	Calculated first motion by 3-D simulation (s)	Difference between observed and calculated first motion (%)
800m explosion										
Model 1	0.2925	0.3091	5.7	0.3076	5.1	0.2825	0.3103	9.8	0.3100	9.7
Model 2	0.2925	0.3014	3.0	-	-	0.2825	0.3027	7.2	-	-
Model 3	0.2925	0.2954	1.0	0.2920	-0.2	0.2825	0.2957	4.7	0.2948	4.4
Model 4	0.2925	-	-	0.2876	-1.7	0.2825	-	-	0.2884	2.1
Model 5	0.2925	-	-	0.2816	-3.7	0.2825	-	-	0.2816	-0.3
Model 5-2	0.2925	-	-	0.2932	0.2	0.2825	-	-	0.2836	0.4
Model 6	0.2925	-	-	0.2984	2.0	0.2825	-	-	0.2838	0.5
700m explosion										
Model 3	0.2800	0.2765	-1.3	0.2772	-1.0	0.2675	0.2775	3.7	0.2784	4.1
Model 4	0.2800	-	-	0.2692	-3.9	0.2675	-	-	0.2704	1.1
Model 5	0.2800	-	-	0.2636	-5.9	0.2675	-	-	0.2648	-1.0
Model 5-2	0.2800	-	-	0.2756	-1.6	0.2675	-	-	0.2660	-0.6
Model 6	0.2800	-	-	0.2726	-2.6	0.2675	-	-	0.2676	0.0



第16図 モデル5-2(三次元)の計算結果. 発破深度は800 m. 表示方法は第9図と同じ.
Fig. 16 Seismograms of 800 m explosion on 3-D model 5-2. Notation is same as Fig. 9.



第17図 モデル5-2(三次元)の計算結果. 発破深度は700 m. 表示方法は第9図と同じ.
Fig. 17 Seismograms of 700 m explosion on 3-D model 5-2. Notation is same as Fig. 9.



第 18 図　モデル 5-2（三次元）の地表面上における P 波振幅のスナップショット．発破深度は 800 m．(a)は発破後，0.2520 秒後，(b)は 0.2772 秒後，(c)は 0.3024 秒後の分布を示す．表示方法は第 13 図と同じ．

Fig. 18　Snapshot of displacement divergence calculated with explosion of 800 m deep on 3-D model 5-2. (a) 0.2520 s after explosion, (b) 0.2772 s, (c) 0.3024 s. Notation is same as Fig. 13.

両発破とも，TA-36 付近の構造については全く変更しなかったにもかかわらず，モデル 5 と P 波初動走時がわずかに異なっている（ただしその違いは 1%以下である）．両モデルについて波形を比較したところ，P 波初動部分はほとんど同一の波形であったが，後続の波形に違いが見られた．初動走時を目視で読み取るときに，読み取り基準として最初に零線からずれた位置を初動として読み取ったので，わずかな波形の違いで上述のような初動走時に違いになったものと推定される．

第 18 図に，モデル 5-2 から計算した地表面上における P 波の振幅分布を示した．(a)は発破後，0.2520 秒後，(b)は 0.2772 秒後，(c)は 0.3024 秒後の分布を示す．特に振幅が大きいのは，KT-208 号井北東の松沢と大ベコ沢に挟まれた傾斜面及び南西の黒滝沢両岸の傾斜面である．ただし，ここで求めた振幅分布は，波動の減衰を考慮していないので，減衰がない場合の振幅分布を示すものである．

5.2 P波初動の二次元と三次元シミュレーション結果の違いについて

第5表に示したように，二次元と三次元のP波初動走時の違いは，モデル3のTA-31以外は，1ないし2ms以下で，これは二次元と三次元の格子間隔の違い（二次元は1m，三次元は5m）から説明可能である．

二次元のモデルは水平成層6層構造，三次元のモデルは二次元のモデルのうち浅部の水平成層4層構造モデルであるが，P波初動を規制する要素は，浅部の第1層，2層の速度構造と地形であると考えられる．第1層，2層の地層速度は，二次元，三次元モデルに共通であるから，もし二次元と三次元の間に差が見られるとすれば，地形の影響や各層がy方向にも広がっているためであると考えられる．しかし，第5表に示したように，両者のP波初動の間には顕著な差が見られないので，このような効果はほとんどないものと推定される．したがって，P波の初動走時だけに着目するのなら，二次元モデルによるシミュレーションは十分有用であると結論づけられる．

6. おわりに

深部地熱資源調査の解析・評価の一環として，葛根田地域の速度構造の解析を行い，以下のような成果を得た．

1） 深部井WD-1a井の音波検層波形データ及びFMI検層を除く検層データをデータベース化し，公開した．

2） 葛根田地域の速度構造モデルから，二次元及び三次元波動伝播シミュレーション用のモデルを作成し，波動の伝播状況を計算した．二次元及び三次元モデルシミュレーションで求めたP波初動走時を比較したところ，両者はかなり良く一致した．

3） 三次元シミュレーションから得られた結果と同地域で実施された発破調査の結果（2観測点における2回の発破）を比較し，速度構造モデルの検証を行った．その結果，KT-208号西北西側の浅部モデルを，標高789m以浅ではP波速度を2.819km/s，S波速度を1.208km/sとし，標高789～359mまではP波速度を3.960km/s，S波速度を2.358km/s，標高359～－235mまでP波速度を4.272km/s，S波速度を2.415km/sとしたモデルより計算したP波初動走時が観測したP波初動走時と－0.7～4.6％程度の差で一致することが判明した．このモデルは当初NEDOにより推定された速度構造モデルの第1層と第2層のP波，S波速度をそれぞれ10％大きくしたものである．

さらに，標高789m以浅ではP波速度を3.075km/s，S波速度を1.318km/sとし，標高789～－235mまではP波速度を4.272km/s，S波速度を2.415km/s（すなわち第2層と第3層の速度を等しくした）とし，一つの観測点付近が低速度になっていると仮定したモデルが観測結果と－1.6～0.4％程度の差で最も良く一致することが判明した．

4） シミュレーション計算から，葛根田地域の地表面上の鉛直速度成分の振幅分布を求めた．その結果，特に振幅が大きいのは，KT-208号井北東の松沢と大ベコ沢に挟まれた傾斜面及び南西の黒滝沢両岸の傾斜面であった．

今後の課題として，実際に観測された波形の卓越周波数が，20～40Hz程度と今回の計算に用いたソースの周波数よりかなり高いので，なるべくこの値に近づけるように，計算パラメータを見直す必要がある．また速度構造も水平成層構造だけではなく，差分計算の利点である複雑な構造でも波動の伝播を簡単に計算できると言う点を生かして，より現実に近いモデルでシミュレーションを行う必要があろう．現実に近いモデルと言う点からは，当然，波動の減衰を組み込んだ計算も行う必要があると考えられる．

謝辞 地質調査所による発破の観測に当たり，新エネルギー・産業技術総合開発機構及び日本重化学工業株式会社の皆様に多大な便宜を図っていただきました．ここに，記して感謝します．本研究は，工業技術院のニューサンシャイン計画推進本部（NSS）の予算を使用して行いました．

文 献

Gardner, G. H. F., Gardner, L. W., and Gregory, A. R. (1974) Formation velocity and density-the diagnostic basics of stratigraphic traps. *Geophysics,* **39**, 770-780.

Graves, R. W. (1996) Simulation Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences. *Bull. Seism. Soc. Am.,* **86**, 1091-1106.

池内 研・花野峰行・三塚 隆・横山仁志・村岡洋文・安川香澄（1994）深部地熱資源調査による葛根田地域における坑内発破を使用した地震波速度構造調査．日本地熱学会平成6年学術講演会講演要旨集，P7.

菊地恒夫・西祐 司（1999）Staggered grid finite-difference法による2-D発破振動シミュレーションを用いた葛根田地域の速度構造の検証．日本地熱学会誌，**21**，391-407.

Kikuchi, T. and Nishi, Y. (2000) Velocity structures of Kakkonda area estimated by 3-D simulations. *WGC2000 Proceedings,* R0403.

Luo, Y. and Schuster, F. (1990) Parsimonious staggered grid finite-differencing of the wave equation. *Geophysical Research Letters,* **17**, 155-158.

新エネルギー産業技術・総合開発機構（1996）平成

7年度地熱探査技術等検証調査深部地熱資源調査報告書，927p.

Virieux, J. (1984) SH-wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics,* **49**, 1933-1942.

Virieux, J. (1986) P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics,* **51**, 889-901.

Yoon, K.-H. and McMechan, G. A. (1992) 3-D finite-difference modeling of elastic waves in borehole environments. *Geophysics,* **57**, 793-804.

（受付：1999年11月11日；受理：2000年6月26日）

付録：Staggered grid-finite difference 法を用いて三次元波動方程式を差分化する方法

三次元波動方程式は，以下のように表される（Graves，1996）.

$$\rho\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}=\frac{\partial}{\partial x}\left\{(\lambda+2\mu)\frac{\partial u}{\partial x}+\lambda\left(\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}\right)\right\}+\frac{\partial}{\partial y}\left\{\mu\left(\frac{\partial u}{\partial y}+\frac{\partial v}{\partial x}\right)\right\}+\frac{\partial}{\partial z}\left\{\mu\left(\frac{\partial u}{\partial z}+\frac{\partial w}{\partial x}\right)\right\}+f_x$$
$$=\frac{\partial\tau_{xx}}{\partial x}+\frac{\partial\tau_{xy}}{\partial y}+\frac{\partial\tau_{zx}}{\partial z}+f_x \tag{A-1}$$

$$\rho\frac{\partial^2 v}{\partial t^2}=\frac{\partial}{\partial y}\left\{(\lambda+2\mu)\frac{\partial v}{\partial y}+\lambda\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial w}{\partial z}\right)\right\}+\frac{\partial}{\partial z}\left\{\mu\left(\frac{\partial v}{\partial z}+\frac{\partial w}{\partial y}\right)\right\}+\frac{\partial}{\partial x}\left\{\mu\left(\frac{\partial v}{\partial x}+\frac{\partial u}{\partial y}\right)\right\}+f_y$$
$$=\frac{\partial\tau_{yy}}{\partial y}+\frac{\partial\tau_{yz}}{\partial z}+\frac{\partial\tau_{xy}}{\partial x}+f_y \tag{A-2}$$

$$\rho\frac{\partial^2 w}{\partial t^2}=\frac{\partial}{\partial z}\left\{(\lambda+2\mu)\frac{\partial w}{\partial z}+\lambda\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)\right\}+\frac{\partial}{\partial x}\left\{\mu\left(\frac{\partial w}{\partial x}+\frac{\partial u}{\partial z}\right)\right\}+\frac{\partial}{\partial y}\left\{\mu\left(\frac{\partial w}{\partial y}+\frac{\partial v}{\partial z}\right)\right\}+f_z$$
$$=\frac{\partial\tau_{zz}}{\partial z}+\frac{\partial\tau_{zx}}{\partial x}+\frac{\partial\tau_{yz}}{\partial y}+f_z \tag{A-3}$$

ここで，ρ：密度，λ，μ：Lameの定数，u，v，w：各々x，y，z方向の変位，τ：応力（添え字は各成分を表す），f：外力（添え字はx，y，z方向を表す）.

求めたいのは，以下のように差分化した各変位成分である.

$$u(i+1/2,j,k,l+1)=2u(i+1/2,j,k,l)-u(i+1/2,j,k,l-1)$$
$$+\Delta t^2\overline{b}_x\left[\frac{\tau_{xx}(i+1,j,k,l)-\tau_{xx}(i,j,k,l)}{\Delta x}+\frac{\tau_{xy}(i+1/2,j+1/2,k,l)-\tau_{xy}(i+1/2,j-1/2,k,l)}{\Delta y}\right.$$
$$\left.+\frac{\tau_{zx}(i+1/2,j,k+1/2,l)-\tau_{zx}(i+1/2,j,k-1/2,l)}{\Delta z}+f_x\right] \tag{A-4}$$

$$v(i,j+1/2,k,l+1)=2v(i,j+1/2,k,l)-v(i,j+1/2,k,l-1)$$
$$+\Delta t^2\overline{b}_y\left[\frac{\tau_{yy}(i,j+1,k,l)-\tau_{yy}(i,j,k,l)}{\Delta y}+\frac{\tau_{yz}(i,j+1/2,k+1/2,l)-\tau_{yz}(i,j+1/2,k-1/2,l)}{\Delta z}\right.$$
$$\left.+\frac{\tau_{xy}(i+1/2,j+1/2,k,l)-\tau_{xy}(i-1/2,j+1/2,k,l)}{\Delta x}+f_y\right] \tag{A-5}$$

$$w(i,j,k+1/2,l+1)=2w(i,j,k+1/2,l)-w(i,j,k+1/2,l-1)$$
$$+\Delta t^2\overline{b}_z\left[\frac{\tau_{zz}(i,j,k+1,l)-\tau_{zz}(i,j,k,l)}{\Delta z}+\frac{\tau_{zx}(i+1/2,j,k+1/2,l)-\tau_{zx}(i-1/2,j,k+1/2,l)}{\Delta x}\right.$$
$$\left.+\frac{\tau_{yz}(i,j+1/2,k+1/2,l)-\tau_{yz}(i,j-1/2,k+1/2,l)}{\Delta y}+f_z\right] \tag{A-6}$$

各応力は以下のように表される.

$$\tau_{xx1}=\tau_{xx}(i+1,j,k,l)=\{\lambda(i+1,j,k)+2\mu(i+1,j,k)\}\frac{u(i+3/2,j,k,l)-u(i+1/2,j,k,l)}{\Delta x}$$
$$+\lambda(i+1,j,k)\left\{\frac{v(i+1,j+1/2,k,l)-v(i+1,j-1/2,k,l)}{\Delta y}+\frac{w(i+1,j,k+1/2,l)-w(i+1,j,k-1/2,l)}{\Delta z}\right\} \quad (A\text{-}7)$$

$$\tau_{xx2}=\tau_{xx}(i,j,k,l)=\{\lambda(i,j,k)+2\mu(i,j,k)\}\frac{u(i+1/2,j,k,l)-u(i-1/2,j,k,l)}{\Delta x}$$
$$+\lambda(i,j,k)\left\{\frac{v(i,j+1/2,k,l)-v(i,j-1/2,k,l)}{\Delta y}+\frac{w(i,j,k+1/2,l)-w(i,j,k-1/2,l)}{\Delta z}\right\} \quad (A\text{-}8)$$

$$\tau_{xy1}=\tau_{xy}(i+1/2,j+1/2,k,l)=$$
$$\overline{\mu}^{H}_{xy}\left\{\frac{v(i+1,j+1/2,k,l)-v(i,j+1/2,k,l)}{\Delta x}+\frac{u(i+1/2,j+1,k,l)-u(i+1/2,j,k,l)}{\Delta y}\right\} \quad (A\text{-}9)$$

$$\tau_{xy2}=\tau_{xy}(i+1/2,j-1/2,k,l)=$$
$$\overline{\mu}^{H}_{xy}\left\{\frac{v(i+1,j-1/2,k,l)-v(i,j-1/2,k,l)}{\Delta x}+\frac{u(i+1/2,j,k,l)-u(i+1/2,j-1,k,l)}{\Delta y}\right\} \quad (A\text{-}10)$$

$$\tau_{zx1}=\tau_{zx}(i+1/2,j,k+1/2,l)=$$
$$\overline{\mu}^{H}_{zx}\left\{\frac{w(i+1,j,k+1/2,l)-w(i,j,k+1/2,l)}{\Delta x}+\frac{u(i+1/2,j,k+1,l)-u(i+1/2,j,k,l)}{\Delta z}\right\} \quad (A\text{-}11)$$

$$\tau_{zx2}=\tau_{zx}(i+1/2,j,k-1/2,l)=$$
$$\overline{\mu}^{H}_{zx}\left\{\frac{w(i+1,j,k-1/2,l)-w(i,j,k-1/2,l)}{\Delta x}+\frac{u(i+1/2,j,k,l)-u(i+1/2,j,k-1,l)}{\Delta z}\right\} \quad (A\text{-}12)$$

$$\tau_{yy1}=\tau_{yy}(i,j+1,k,l)=\{\lambda(i,j+1,k)+2\mu(i,j+1,k)\}\frac{v(i,j+3/2,k,l)-v(i,j+1/2,k,l)}{\Delta y}$$
$$+\lambda(i,j+1,k)\left\{\frac{u(i+1/2,j+1,k,l)-u(i-1/2,j+1,k,l)}{\Delta x}+\frac{w(i,j+1,k+1/2,l)-w(i,j+1,k-1/2,l)}{\Delta z}\right\} \quad (A\text{-}13)$$

$$\tau_{yy2}=\tau_{yy}(i,j,k,l)=\{\lambda(i,j,k)+2\mu(i,j,k)\}\frac{v(i,j+1/2,k,l)-v(i,j-1/2,k,l)}{\Delta y}$$
$$+\lambda(i,j,k)\left\{\frac{u(i+1/2,j,k,l)-u(i-1/2,j,k,l)}{\Delta x}+\frac{w(i,j,k+1/2,l)-w(i,j,k-1/2,l)}{\Delta z}\right\} \quad (A\text{-}14)$$

$$\tau_{yz1}=\tau_{yz}(i,j+1/2,k+1/2,l)=$$
$$\overline{\mu}^{H}_{yz}\left\{\frac{w(i,j+1,k+1/2,l)-w(i,j,k+1/2,l)}{\Delta y}+\frac{v(i,j+1/2,k+1,l)-v(i,j+1/2,k,l)}{\Delta z}\right\} \quad (A\text{-}15)$$

$$\tau_{yz2}=\tau_{yz}(i,j+1/2,k-1/2,l)=$$
$$\overline{\mu}^{H}_{yz}\left\{\frac{w(i,j+1,k-1/2,l)-w(i,j,k-1/2,l)}{\Delta y}+\frac{v(i,j+1/2,k,l)-v(i,j+1/2,k-1,l)}{\Delta z}\right\} \quad (A\text{-}16)$$

$$\tau_{xy1}=\tau_{xy}(i+1/2,j+1/2,k,l)=$$
$$\overline{\mu}^{H}_{xy}\left\{\frac{v(i+1,j+1/2,k,l)-v(i,j+1/2,k,l)}{\Delta x}+\frac{u(i+1/2,j+1,k,l)-u(i+1/2,j,k,l)}{\Delta y}\right\} \quad (A\text{-}17)$$

$$\tau_{xy2}=\tau_{xy}(i-1/2,j+1/2,k,l)=$$

$$\overline{\mu}^{H}_{xy}\left\{\frac{v(i,j+1/2,k,l)-v(i-1,j+1/2,k,l)}{\Delta x}+\frac{u(i-1/2,j+1,k,l)-u(i-1/2,j,k,l)}{\Delta y}\right\} \tag{A-18}$$

$$\tau_{zz1}=\tau_{zz}(i,j,k+1,l)=\{\lambda(i,j,k+1)+2\mu(i,j,k+1)\}\frac{w(i,j,k+3/2,l)-w(i,j,k+1/2,l)}{\Delta z}$$

$$+\lambda(i,j,k+1)\left\{\frac{u(i+1/2,j,k+1,l)-u(i-1/2,j,k+1,l)}{\Delta x}+\frac{v(i,j+1/2,k+1,l)-v(i,j-1/2,k+1,l)}{\Delta y}\right\} \tag{A-19}$$

$$\tau_{zz2}=\tau_{zz}(i,j,k,l)=\{\lambda(i,j,k)+2\mu(i,j,k)\}\frac{w(i,j,k+1/2,l)-w(i,j,k-1/2,l)}{\Delta z}$$

$$+\lambda(i,j,k)\left\{\frac{u(i+1/2,j,k,l)-u(i-1/2,j,k,l)}{\Delta x}+\frac{v(i,j+1/2,k,l)-v(i,j-1/2,k,l)}{\Delta y}\right\} \tag{A-20}$$

$$\tau_{zx1}=\tau_{zx}(i+1/2,j,k+1/2,l)=$$

$$\overline{\mu}^{H}_{zx}\left\{\frac{w(i+1,j,k+1/2,l)-w(i,j,k+1/2,l)}{\Delta x}+\frac{u(i+1/2,j,k+1,l)-u(i+1/2,j,k,l)}{\Delta z}\right\} \tag{A-21}$$

$$\tau_{zx2}=\tau_{zx}(i-1/2,j,k+1/2,l)=$$

$$\overline{\mu}^{H}_{zx}\left\{\frac{w(i,j,k+1/2,l)-w(i-1,j,k+1/2,l)}{\Delta x}+\frac{u(i-1/2,j,k+1,l)-u(i-1/2,j,k,l)}{\Delta z}\right\} \tag{A-22}$$

$$\tau_{yz1}=\tau_{yz}(i,j+1/2,k+1/2,l)=$$

$$\overline{\mu}^{H}_{yz}\left\{\frac{w(i,j+1,k+1/2,l)-w(i,j,k+1/2,l)}{\Delta y}+\frac{v(i,j+1/2,k+1,l)-v(i,j+1/2,k,l)}{\Delta z}\right\} \tag{A-23}$$

$$\tau_{yz2}=\tau_{yz}(i,j-1/2,k+1/2,l)=$$

$$\overline{\mu}^{H}_{yz}\left\{\frac{w(i,j,k+1/2,l)-w(i,j-1,k+1/2,l)}{\Delta y}+\frac{v(i,j-1/2,k+1,l)-v(i,j-1/2,k,l)}{\Delta z}\right\} \tag{A-24}$$

浮力 b $(=1/\rho)$については算術平均をとる．

$$\overline{b}_x=\frac{1}{2}\{b(i+1,j,k)+b(i,j,k)\} \tag{A-25}$$

$$\overline{b}_y=\frac{1}{2}\{b(i,j+1,k)+b(i,j,k)\} \tag{A-26}$$

$$\overline{b}_z=\frac{1}{2}\{b(i,j,k+1)+b(i,j,k)\} \tag{A-27}$$

剛性率 μ については調和平均をとる．

$$\overline{\mu}^{H}_{xy}=\left[\frac{1}{4}\{1/\mu(i,j,k)+1/\mu(i+1,j,k)+1/\mu(i,j+1,k)+1/\mu(i+1,j+1,k)\}\right]^{-1} \tag{A-28}$$

$$\overline{\mu}^{H}_{zx}=\left[\frac{1}{4}\{1/\mu(i,j,k)+1/\mu(i+1,j,k)+1/\mu(i,j,k+1)+1/\mu(i+1,j,k+1)\}\right]^{-1} \tag{A-29}$$

$$\overline{\mu}^{H}_{yz}=\left[\frac{1}{4}\{1/\mu(i,j,k)+1/\mu(i,j+1,k)+1/\mu(i,j,k+1)+1/\mu(i,j+1,k+1)\}\right]^{-1} \tag{A-30}$$

またプログラム上では，

$i+\frac{1}{2}\rightarrow i,\ j+\frac{1}{2}\rightarrow j,\ k+\frac{1}{2}\rightarrow k$　とする．

地質調査所報告第284号，p.193-206，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

深部地熱資源調査における微小地震について

当舎利行[1]・西　祐司[2]・杉原光彦[2]

Observation and interpretation of microearthquakes obtained in the "Deep-seated Geothermal Resources Survey" Project

By

Toshiyuki TOSHA[1], Yuji NISHI[2] and Mituhiko SUGIHARA[2]

Abstract: The hypocenter distribution of microearthquakes in 1997 was compared to that in 1988 at the Kakkonda geothermal field, where the "Deep-seated Geothermal ResourcesSurvey" project has been conducted. A seismic network was installed for monitoring microearthquakes associated with the geothermal activities. Although the total numbers of events in a year were almost the same for both years, seismic swarms that were seen at several times in 1988 were not observed in 1997. The seismicity in the reinjection region became very low due to the decrease of the reinjection rate in 1997. Compared to 1988, shallow earthquakes at the western region of the field and deep earthquakes at the southern region were observed more frequently in 1997. The change in the hypocenter distribution may be related to the change in fluid flow patterns in the reservoir. Since the coverage of the seismic network was small due to the steep topography at the Kakkonda gorge, the uncertainty of the hypocenter determination was high for the deep earthquakes. In order to improve the location of the deep events around well WD-1, we installed a new seismic station at Matsukawa, about 4 km NE from the Kakkonda power plant. Although no deep events occurred during the observation period, calculation errors of the hypocenters became substantially small with the new station, showing that a seismic station far away from the networks is useful to improve the hypocenter determinations.

要　旨

深部地熱資源調査が行われた葛根田地熱地帯にて1988年及び1997年の微小地震について比較を行った．1年間の平均的な発生頻度は差がないものの，1988年当時年に数回起こっていた群発活動は見られなくなり，還元域での地震は著しく少なくなった．これは，葛根田地熱発電所での熱水蒸気生産が，気水比の高い地熱流体を産出する深部生産井へと移行していき，結果として還元量が減少したためと考えられる．その反面，浅部での地震活動や震源域がそれまで地震空白域であった南方へ進展していることが明らかとなった．これらは生産などに伴う熱水流動や地熱貯留層の変化を表すものと考えられる．一方，葛根田の深部で発生する地震と地域外で発生した地震を識別するため葛根田から北東へ4 kmほど離れている松川地区にて地震観測点を設営して観測を行った．観測期間中には深部の地震発生は見られなかったものの，この観測点のデータを加えた震源再計算の結果では震源位置精度が向上し観測ネットから離れた観測点の利点が示された．

1．はじめに

地熱地帯では，微小地震（AE）が他の地域と比べて比較的多く発生している．これは，地熱地帯が地熱貯留層を形成しているフラクチャー（破砕帯）が多く発達しており，岩石力学的に強度の弱い地域になっていることと，熱水の流動などによる間隙水圧の上昇などが原因として考えられている．この微小地震は，地熱地帯のフラクチャーに沿って発生していると考えられることから，発生

[1] 地殻熱部（現新エネルギー・産業技術総合開発機構地熱開発利用センター）(Geothermal Research Department, GSJ (present: Geothermal Research Center, NEDO))
[2] 地殻熱部 (Geothermal Research Department, GSJ)

Keywords: microearthquake, geophysical exploration, hypocenter distribution, seismic network, Kakkonda geothermal field

位置が断裂型地熱貯留層を，また，その震源過程がフラクチャーの内部構造を表していると考えられる．地熱地帯では，発生する微小地震の震源位置から地熱貯留層の位置や規模を推定する方法を始め，震源過程の解析，並びに発生する微小地震を利用して3次元的な速度構造のコントラストを求め貯留構造を推定する方法や，微小地震の散乱波の分布から間接的にフラクチャー分布を求める方法などさまざまな形での微小地震利用探査が行われている．

葛根田地熱地帯では微小地震の発生が良く知られており1982年から地質調査所により微小地震観測が行われていた．1992年にNEDOによる深部地熱資源調査が開始され，葛根田地熱地帯は当該プロジェクトのモデルフィールドとして選定された．微小地震(AE)は，他の地表探査手法と比較してより深い情報を伝達することができるため，深部地熱資源調査においても深部地熱貯留層の探査のため，並びに手法の精緻化のため研究開発が進められた．地質調査所では，NEDOが行う事業の評価・解析を実施する目的で解析評価費によるプロジェクトが行われていたが，微小地震探査法に関してもNEDOのプロジェクトと併行して，補足調査，データの再解析などを実施してきた．補足調査では，NEDOが実施する葛根田での微小地震観測に併行して観測網から遠い地点での同時観測（リモート点観測）並びに多数の地震計を配列したアレイ観測を実施してNEDOの微小地震観測に対する補足データを提供すること，再解析では地質調査所で獲得したデータ並びにNEDOのデータを新しい知見で解析し直すことを目的としていた．これらの研究目的のうち，データの再解析では，NEDOの深部地熱資源調査に伴って新しく得られた地震波速度構造により従来の微小地震データの震源決定をやり直し（当舎ほか，1995），松沢貫入岩体周囲の微小地震を解析してフラクチャーゾーンの内部構造を推定し（Sugihara *et al.*, 1998），また，葛根田花崗岩と言うNEDOの深部地熱資源調査により明らかになった新しい知見を得て花崗岩体の形状を微小地震から求める（Tosha et *al.*, 1998）等の研究を行った．補足観測では，アレイ観測については予備的な考察を発表している（西ほか，1998）ので，本論では今までに研究発表を行っていない研究結果の中から，微小地震による地熱貯留層モニタリング並びにリモート点観測について報告を行う．

なお，微小地震とAE (Acoustic Emission) とは物理的なメカニズムなど共通点が多く，同じ物理現象を捉えているものと考えられる．しかし，観測の点からは，微小地震観測では固有周期が数秒以下の速度型地震計を用いるのに対し，AE観測では固有周期の短い加速度型地震計を用いて，微小地震よりも周波数の高い弾性波動を捉えてきた．ただし，近年になって，加速度センサーを用いた広帯域地震計が普及するに伴い，両者の違いは薄まりつつある．本論では，微小地震として両者を扱うことにする．

2. 葛根田での地震観測

2.1 地震観測網

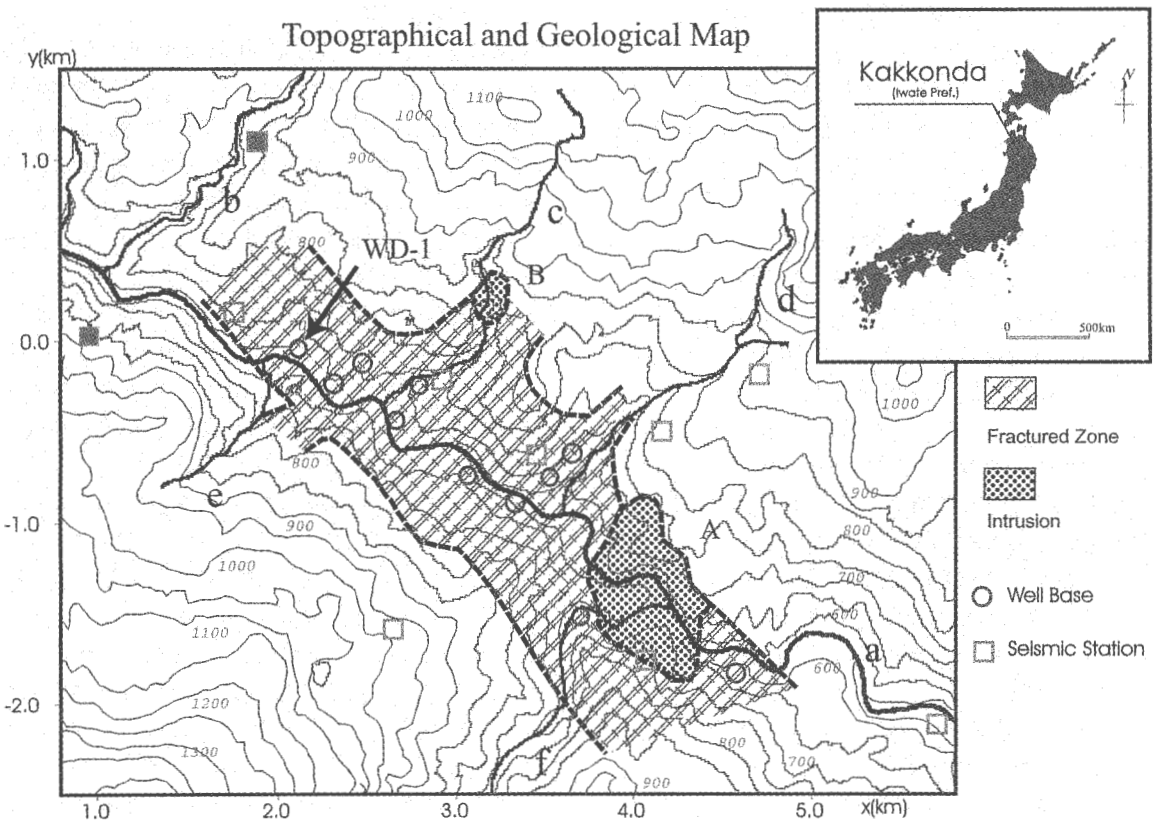
NEDOによる葛根田の地震観測は，1994年11月～1999年3月まで10観測点（内1点は，仮設観測点）による定常観測が実施された．観測点配置図を第1図に挙げる．このNEDOの深部地熱資源調査に係る期間に先立って，地質調査所では1982年から微小地震観測を継続していた．観測初期では観測点数は4観測点であったが，順次増設をしていき，1988年には8観測点となった（伊藤・杉原，1987）．NEDOの10定常観測点は地質調査所の8観測点に2点を加えたものである．観測点の位置を第1表に挙げる．

1994年以降の観測データの震源解析は，NEDOが開発した「微小地震データ処理・解析システム（MEPAS）」(Miyazaki *et al.*, 1995) を用いて行われた．この解析における速度構造は，坑井での発破観測結果を含む一次元速度構造インバージョン解析による速度構造を用いた（第2図）．地質調査所の観測では，ベイジアン統計に基づいたHYPONLI (Hirata and Matsu'ura, 1987) により震源計算を行い，第2図の速度構造により震源の再計算を

第1表　葛根田地震観測点並びに松川リモート観測点位置．観測点位置は国家座標X系（基準点が北緯40度0分，東経140度50分）にて表してある．X（東西），Y（南北），Z（高さ）はX系で測定したときの観測点の座標でメートル単位．Compは地震計の成分で，リモート点を除いて，記録がNS, EW, UDの順に並ぶことを表す．また，Correctは観測点補正値で観測点直下の影響を補正するために導入してある．ただし，松川観測点は補正を行っていない．

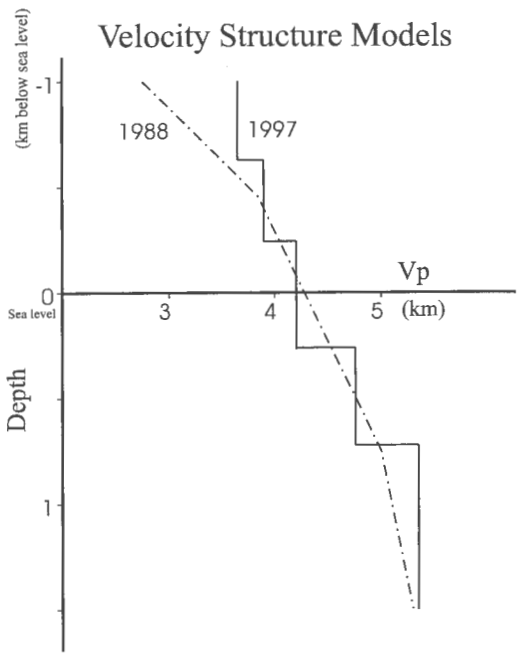
Table 1　Locations and other parameters of seismic stations at Kakkonda and Matsukawa. Locations are represented by the national coordinate of the system X (the origin is 40°00'N and 140°50'E). X (EW), Y (NS) and Z (height) are measured in meters based on the system X. "Comp" means components of the seismometer, showing that the sequences of the seismic data are NS, EW and UD at all the seismic stations except Matsukawa station. "Correct" shows the station correction in seconds. The station correction was not determined at the Matsukawa station.

Station	X	Y	Z	Comp	Correct
KM-1	4717.1	−18713.0	871.4	NSEWUD	0.0205
KM-2	4173.9	−19020.4	759.8	NSEWUD	−0.1132
KM-3	2677.9	−20097.9	933.1	NSEWUD	0.0535
KM-4	1797.2	−18375.6	716.5	NSEWUD	0.0174
KM-5	3476.4	−19152.1	715.5	NSEWUD	0.0618
KM-6	4091.8	−20273.0	698.6	NSEWUD	−0.0227
KM-7	5698.5	−20625.4	502.9	NSEWUD	0.0231
KM-8	2952.7	−18741.6	681.9	NSEWUD	0.0377
KM-9	1858.1	−17705.0	826.8	NSEWUD	0.0104
KM10	1201.3	−18475.6	818.9	NSEWUD	0.0157
RM-1	8825.0	−14848.1	960.0	UDNSEW	0.0000



第1図　葛根田地熱地帯での微小地震観測点配置図及び坑井調査から予想される海抜深度－100 m でのフラクチャー分布（Doi *et al.*, 1988）．四角印は地震観測点であり，1988 年当時の地震観測点を白抜きで，その後追加された地震観測点を塗りつぶした四角で表している．葛根田川(a)は，北北西から南南東に沿って流れ，上流から下流に向かって左岸（北側）に明通沢(b)，松沢(c)，北白沢(d)，また，右岸（南側）に黒滝沢(e)，南白沢(f)が流れ込んでいる．A（鳥越の滝デーサイト），B（松沢デーサイト）は地表に露出している貫入岩体である．

Fig. 1　Map showing the topography of Kakkonda and the fractured zone at 100 m below sea level estimated from the well data (after Doi *et al.*, 1988). Topographic contours are drawn at 50 m intervals. Circles and squares indicate well bases and seismic stations, respectively. Two seismometers were added to the network in 1994 shown as filled squares. Names of river and streams are as follows; Kakkonda River (a), Akidorizawa Stream(b), Matsuzawa Stream (c), Kita-Shirosawa Stream (d), Kurotakizawa Stream (e) and Minami-Shirosawa Stream.(f). Exposures of two intrusions, the Torigoenotaki dacite (A) and Matsuzawa dacite (B) are also shown.



第2図　震源決定に用いた速度構造図．1988 年のデータと 1997 年の震源データは異なる震源決定プログラムを使用したため速度構造の与え方が異なる．

Fig. 2　Seismic velocity structures for the hypocenter determination. Two codes for the determination were used in this study and the structures are little different for these codes. The solid and dashed lines show the velocity structures for the codes to calculate the distributions in 1988 and 1997, respectively.

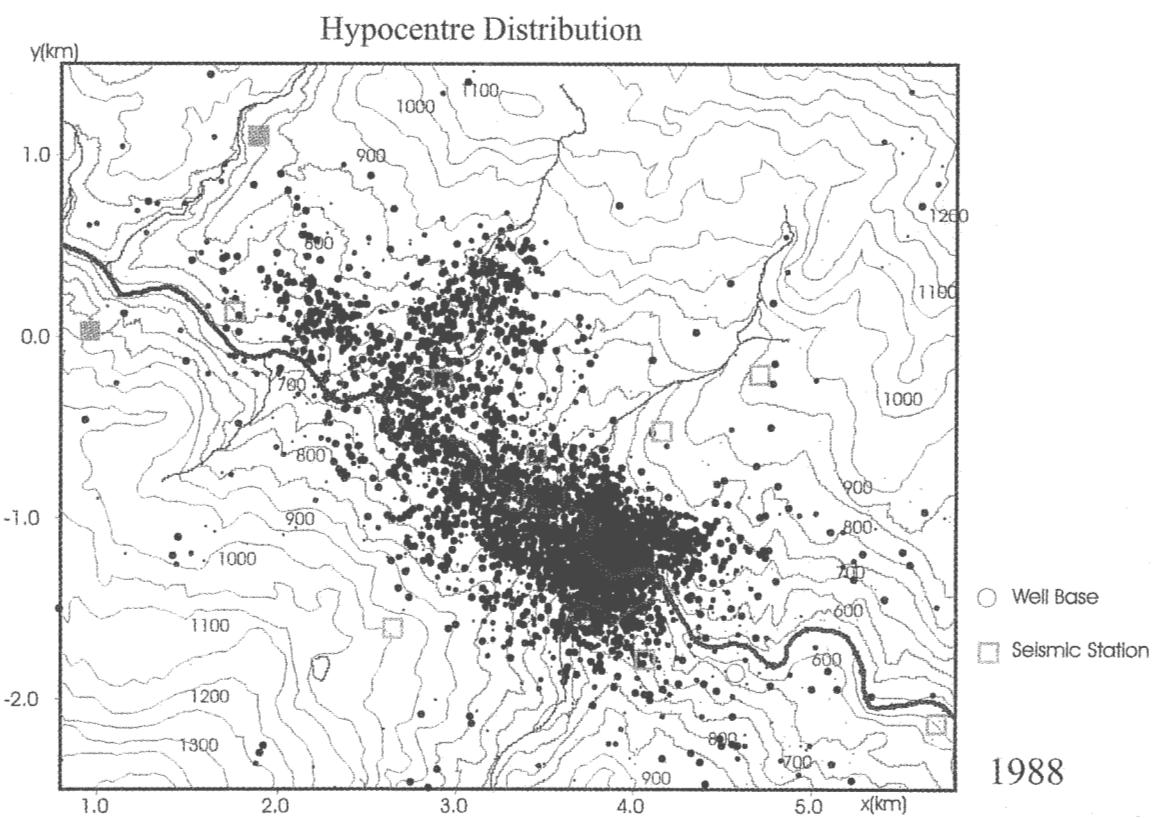
実施した（当舎ほか，1995）．MEPASの震源計算は，HYPONLIと異なる計算コードを用いている．葛根田においては震源計算コードの違いは大局的な震源分布には影響を及ぼしていないことから（当舎ほか，1995），計算方法に若干の差異があるものの，震源結果を直接比較することにする．

解析時期に使用可能であった震源データの中から1997年1年間のデータに注目して，一部受震時刻の読み直しなどを行って震源の再計算を実施した．震源計算はMEPASの震源計算機能を利用した．この年の地震を選択したのは，1994年並びに1995年は観測を開始して間もなく観測装置の故障などによる欠測が多かったが，1997年のデータは比較的欠測などが少なかったこと，並びに1998年には葛根田下流域を震源とする浅い地震が発生し，その前震と考えられる地震データが重なり従来からの地熱活動に伴う地震との区別が不可能であったことによる．1998年の地震活動については日別累積頻度を表示することにより，1998年9月3日の地震の前震活動が活発になる時期は比較的明確に区別することができ（土井ほか，2000），1997年の地震活動は地熱地帯での（通常の）地震活動と見ることができる．

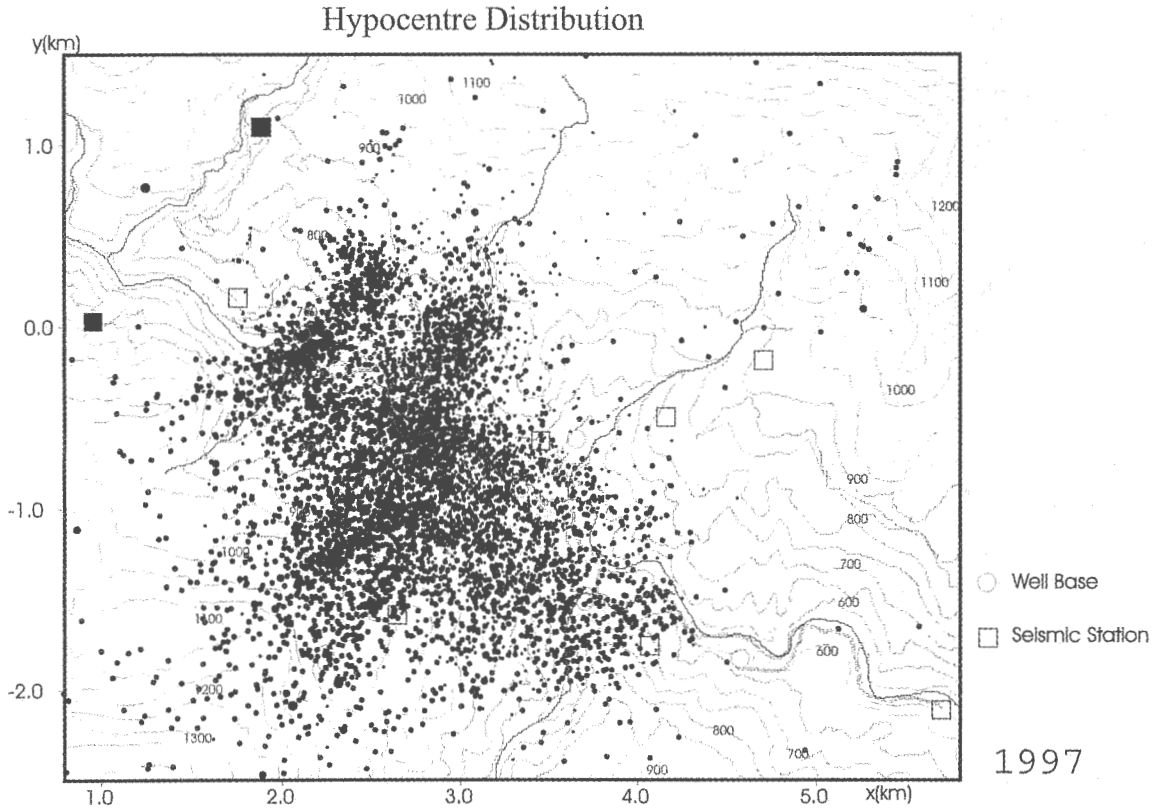
2.2 震源分布

第3図及び第4図に1988年及び1997年の震源分布図を掲載する．葛根田地熱地帯では，葛根田地熱発電所が1号機及び2号機併せて8万KWで稼働している．葛根田地域は，北西－南東の方向性を持つ褶曲構造と断層系，そしていくつかの貫入岩体で特徴づけられている．また，1960年代から地熱発電開発のために数多くの坑井が掘削されており，それらの坑井データを総合することにより地下の破砕が進んでいる領域（フラクチャー部）の構造が把握されている（Doi *et al.*, 1988）．このフラクチャー部は，地熱熱水が貯留されている領域や熱水通路と考えられており，地熱地帯の中央部に北西－南東方向にほぼ1 kmの幅で広がっている（第1図）．

1988年の震源分布では，このフラクチャー部にほぼ沿う形で微小地震の分布が見られた．フラクチャーの分布は葛根田川沿いに伸びた形をしているが，葛根田川の支流である松沢，北白沢沿いにもフラクチャーが伸びているとされている．松沢と北白沢は北西－南東の方向性を持つ葛根田川と直交する北東－南西の方向を持つが，微小地震は松沢沿いにも分布が見られ，北東－南西に伸びた形状を有している．地熱地帯ではフラクチャーが発達しており，岩石力学的に強度の弱い地域になっていることが微小地震の発生する原因と考えられているが，坑井



第3図　1988年の震源分布図．白抜き四角の8観測点（第1図）にて収録された波形データを用いて計算を行った．
Fig. 3　Hypocenter distribution in 1988. The seismic data were collected by 8 seismic stations shown as the open squares in Figure 1.



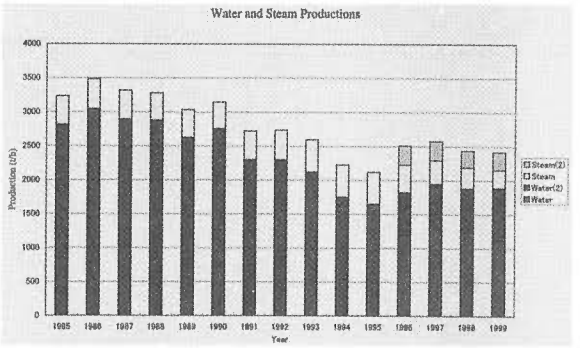
第4図　1997年の震源分布図．四角印のすべての観測点（第1図）にて収録された波形データを用いて計算を行った．
Fig. 4　Hypocenter distribution in 1997. The data were collected by all the seismic stations shown as open and filled squares in Figure 1.

調査にてフラクチャーの発達が見られる北白沢では微小地震の発生が見られない．これは，微小地震の発生にはフラクチャーとともに熱水の流動などが深く関与しているためと推察される．

1988年は，年間6000個の微小地震が発生しており，このうち震源位置が求められて第1図の範囲内に表示されたのは，5027個であった．1日に100個を超える微小地震の群発活動がしばしば観測され，その多くの地震が，図の東部に当たる還元域で発生している．ただし，この還元域での活動も鳥越の滝貫入岩体付近で活動が急激に減少しており，また低活動域で発生する地震は群発性を有せず，前震，本震，余震活動と思われる特徴を有している（杉原ほか，1992）．このことから，地熱地帯の中心部と周辺部では岩石の破壊強度に大きな差異があることが指摘されている（当舎ほか，1995）．

一方，1997年の震源分布（第4図）では北東－南西に伸びる微小地震の集中域が少なくとも2列見られる．この一つは，松沢沿いに伸びている地震集中域であり，他の一つはより西側（上流側）の明通沢沿いに見られるものである．松沢沿いの集中域は，1988年の観測でも集中域として見られるものであるが1997年では葛根田川を越えた南側にもその震源が進展している．より上流側の集中域は，NEDOの深部掘削井WD-1の坑口付近を中心としているが，深度的には浅い地震群である．一方，1988年当時には，浅い地震が多発していた葛根田川下流の還元域では活動が著しく低下し，また活動域は広がっていない．このように1997年の活動が1988年と比較して顕著になっている地域もあれば，還元域のように活動度が低くなった地域もある．

微小地震の発生は，フラクチャーなどの岩石力学的に破壊強度の弱い領域の中で，熱水の流動などにより間隙水圧が上昇することなどで顕著になると考えられている．したがって，微小地震の震源移動の面からは，微小地震の活動が顕著になったところは，フラクチャーが発達して熱水の流動が始まった可能性があるところとして理解することができる．西部の微小地震増加域は深部地熱流体生産域の直上に当たり，深部からの熱水採取に伴う熱水流動の変化に起因するものとして考えることができる．松沢に沿う微小地震群発域の南進については，現在まで熱水流動の変化を示唆する直接的なデータはない．しかし，この地域にはやや深い地震が発生しているので，熱水貯留層ないしは熱水の通路が南方に広がりを見せている可能性が考えられる．あるいは，葛根田花崗岩に規制されている微小地震下面が南方に伸びたことは，葛根田花崗岩が南部において深部に潜り込んでいるためかもしれない．



第5図　葛根田における蒸気生産量と熱水生産量．熱水はすべて還元されるので熱水生産量が還元量とみなせる．1996年から葛根田2号機の運転開始され蒸気生産に伴って熱水量も増加したが，1997年では1988年に比較して熱水量は2/3ほどになっている．2号機の蒸気及び熱水生産量は凡例中の(2)にて表す．
Fig. 5　Production of steam and water at the Kakkonda geothermal field. All the hot water in the production wells are injected into the re-injection wells for the sustainability of the reservoir and prevention of the scaling. Thus, the amount of injection is estimated to be almost the same as the water production amount. Kakkonda Geothermal Power Plant Unit #2 with a 30 MW generator commenced operations in March 1996. The production of hot water has increased due to the increase of the vapor supply for Unit #2 since 1995. However, the production of hot water in 1997 was reduced about two-thirds of that in 1988. The production of steam and water are represented as (2) in legend of the figure.

1997年になって，熱水の還元域では微小地震数の減少が見られる．葛根田では徐々に気液比の高い深部から流体生産が行われており，生産井からの蒸気量は変化しなくとも熱水量の減少が見られる（第5図）．高温還元が行われているので，熱水生産量はほぼ還元量に等しいと考えることができる．したがって，還元域では熱水流量の減少により間隙水圧の上昇が微小地震を起こすほど上昇せず，微小地震発生数の減少をもたらしたと考えることができる．

2.3　震源メカニズム

微小地震の震源メカニズムは，横ずれ断層型と逆断層型が混在している．これは地質調査所での観測及びNEDOでの観測の双方で見られており，経年変化は見られていない．NEDOによる観測では，P軸はほぼ水平で北東－南西から東北東－西南西方向に卓越する（茂原ほか，1999）．一方，WD-1掘削時に発生した坑壁断裂の応力解析では，浅部（海水準下深度0 m～600 m）は水平東西方向の最大圧縮軸を持ち横ずれ断層型の応力であり，深部（海水準下深度1200 m～1900 m）は緩傾斜（約30度）で東南東－西北西の主圧縮軸を持つ逆断層型であるとされている．いずれの深度においても最大圧縮軸は東西系であり中間及び最小圧縮応力が近接していることから，逆断層並びに横ずれ断層が混在する傾向があり，地震観測からの発震機構解と調和的である（土井ほか，2000）．

この東西方向に最大主応力軸があり横ずれ型の応力場では，断層は北東－南西ないしは北西－南東方向となる．第4図の震源分布では，北東－南西方向に地震の集中域が見られる．単純なモデルを考えると地震の滑り面の方向に震源域が伸びることが期待されるが，松沢で発生した相似波形を持つ地震を用いた解析では，滑り面は震源の伸びる方向と直交していた．このため，滑り面が平行して配列する“梯子モデル”が，震源の伸びる方向と地震が配列する方向を説明するのに必要であった（Sugihara *et al.*, 1998）．

3．リモート観測点

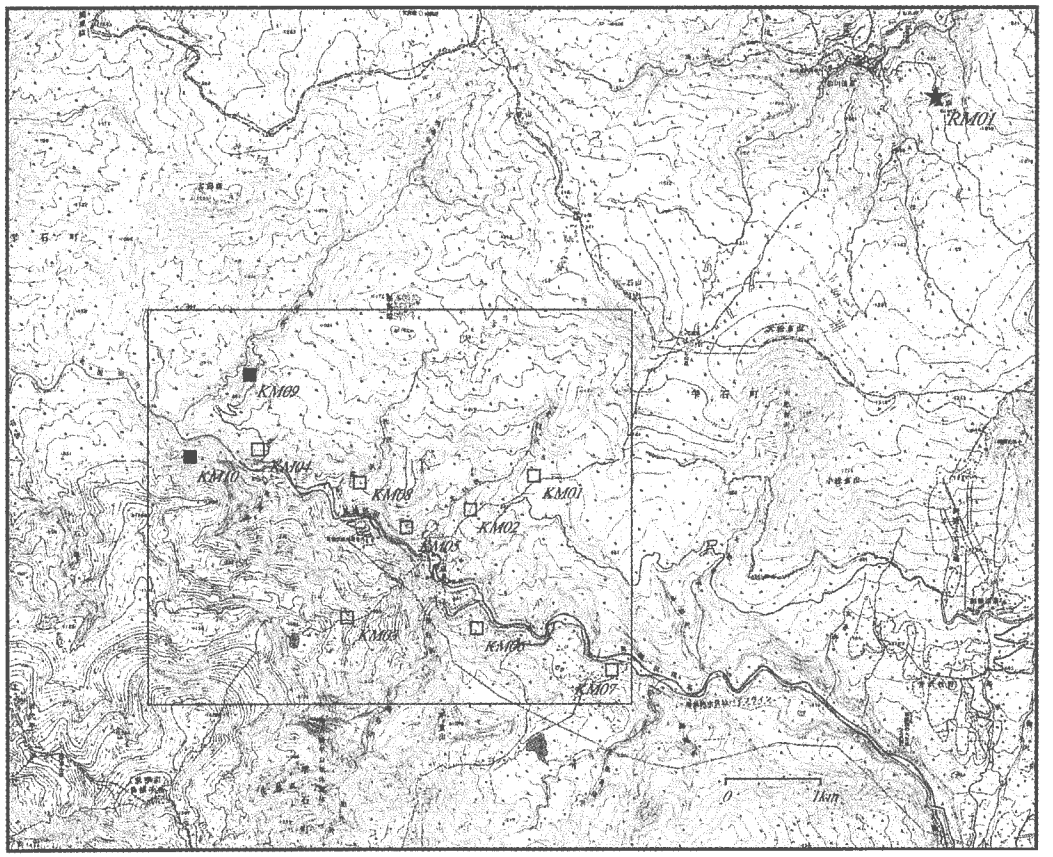
3.1　観測概要

深部地熱資源調査では，浅部地熱貯留層の下部に存在する高品質の地熱資源の賦存状況並びに地熱系の全体像を探ることを目的としている．このような深部地熱資源の賦存場所や温度・エンタルピーなどは，地域により異なっているとされているものの，おおよそ2 kmから2.5 km以深に存在する資源と考えられる．このような深度における地熱資源の探査では，エネルギー量が大きな微小地震を用いた探査法が有利と言われている．イタリアなどでは，数kmの地熱資源の探査に反射法などの人工震源を用いた探査法が行われているが，地質構造の複雑な我が国では反射法は深部まで弾性波が到達せず自然地震を使わざるを得ない状況にある．

一方，微小地震を用いた探査法では，断裂系の位置を把握するのを始め，さまざまな応用において震源位置の精度向上が必要となってくる．震源位置の精度は観測点の数及び観測点配置に大きく依存する．観測点の数を多くすればするほど探査精度が向上し，観測点配置を大きく（広く）すればするほど深い地震でも精度の向上が期待できる．観測網の広がりのおおよその目安として，ある深さの微小地震を捉えるためにはほぼ同じ大きさの半径を有する観測網が必要とされている．したがって，葛根田の地下3 km程度の微小地震を捉えるためには，半径3 km程度の観測網が必要となり，観測網の大きさを広げることにより深さ方向の探査精度が向上する．

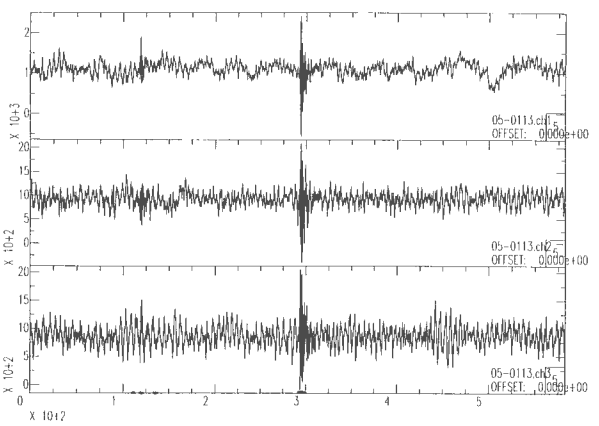
葛根田地域は，葛根田川をさかのぼった山間部に位置しており観測網の拡張が困難である．加えて，生産域の伸びている西部地域は自然保護のために立ち入りなどが厳しく制限されている．したがって，地震観測網の理想的な形成は困難であり，観測網を広げてより深い地震に対して精度の高い震源位置を得るためには，通常の観測点数を増加させて観測装置と接続をさせる方法ではなく，ほかの措置が必要となった．

松川地熱地帯は，葛根田地熱地帯から北東4 kmのとこ



第6図　葛根田地熱地帯と松川観測点との位置関係
Fig. 6　Locations of the Kakkonda and Matsukawa geothermal fields.

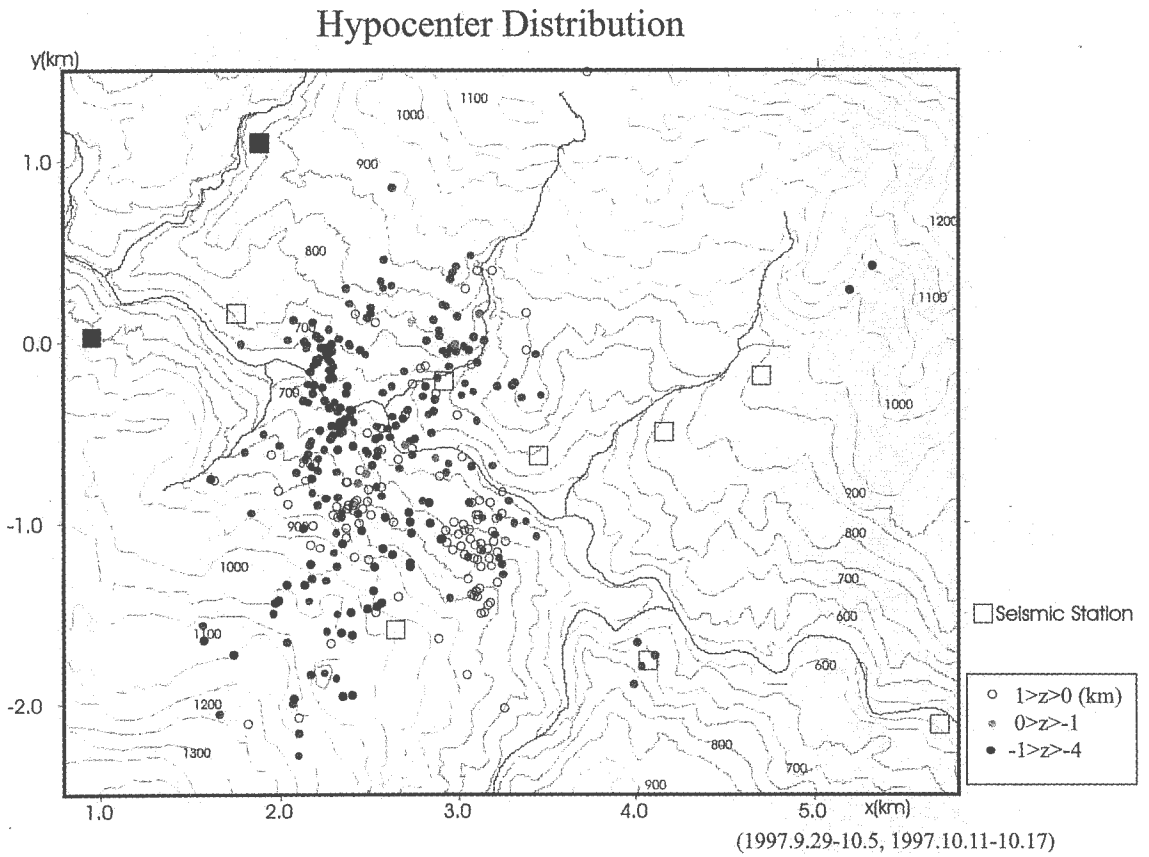
ろにある（第6図）．この松川と葛根田の間には三ツ石山があり，登山道が両地熱地帯を結んでいる．1997年9月に松川にリモート観測点を1点設け，リモート点観測の有効性を検証する目的で約2週間（9月29日～10月5日，10月11日～10月17日）のリモート点観測を実施した．第1表にリモート観測点並びに葛根田内の観測点位置を掲げる．観測点位置は国家座標X系（基準点が北緯40度0分，東経140度50分）にて表してあるが，結果などはY（南北）座標を18.5 km南方へ移動した座標にて表示してある．なお，観測時は葛根田の地震観測網の内，KM-3とKM-10は収録が行われていなかった．リモート点観測ではメインとなる微小地震観測システムに同期して記録を収録するのがノイズの除去や験測のしやすさなどで効率的である．しかし，NTT回線網を利用した場合の葛根田地域でのS／N比の悪さなどのため今回のリモート点観測では同期収録を諦め，地震計設置点の脇で地震動の連続観測としてデータの収録を行った．



第7図　松川リモート観測点にて収録された観測波形の一例
Fig. 7　A typical example of the waveform recorded at Matsukawa. The top, middle and bottom figures represent the longitudinal (NS), transverse (EW), and vertical (UD) components of the waveform, respectively.

3.2　地震波形の験測

第7図に，松川リモート観測点にて収録された観測波形の一例を示す．上図より，上下動成分，南北動成分，並びに東西動成分である．横軸は，100秒単位の時間軸である．図の中央，280秒付近に大きな振幅の地震波の到来が見られるほか，110秒付近，115秒付近並びに125秒付近にも地震波の到来が記録されている．松川は地熱発電所がある地熱地帯であるが松川固有の微小地震は非常に



第8図　リモート観測期間中に発生した微小地震の震源位置．白抜きの丸が浅い地震（深さ海水準面以上）であり，やや濃い丸並びに濃い丸が海水準面から1 km及びそれよりも深い地震である．

Fig. 8　Hypocenters recorded during the survey. Open circles show shallow earthquakes (above sea-level). Dark and light filled circles show earthquakes at intermediate depths (shallower than 1 km below sea-level) and at great depths (deeper than 1 km), respectively. Seismic stations are shown as squares.

発生件数が少ない（杉原，私信）．松川の地熱貯留層が熱水の流動を伴わない蒸気卓越型の地熱貯留層であることも，原因の一つと考えられる．300秒付近の地震波形は振幅も大きく，現波形のままで十分に験測が可能であったが，大部分の波形についてはハイパス・フィルターなどの処理を行った後に験測を行った．

葛根田観測網では，マグニチュードに換算して−1から3程度の地震が観測されている．このうち，松川観測点まで地震波が到達して，験測可能であったものはほぼマグニチュードが1以上の地震であった．松川でのリモート点観測期間中，葛根田では353個の地震が，葛根田近傍地震として震源位置決定がなされ（第8図参照），このうち松川観測点で目視による験測が可能であったものは16個であった．フィルター処理並びに験測は，汎用的な地震処理プログラムであるSAC（Seismic Analysis Code; Tull，1989）を使用した．

具体的手順としては，葛根田のフェイズデータ（地震番号，震源位置，発震時刻，マグニチュードなどのリスト）より葛根田での地震を抽出し，松川での初動到達時刻を予想して験測を実施した．マグニチュードが小さな地震は松川のリモート観測点まで地震波動が伝達しないことが考えられるので，すべての地震について験測作業を実施するのは効率的でない．したがって，ある規模よりも大きな地震についてのみ，験測作業を実施した．数例の験測を実施した結果，マグニチュードが0以下の地震波は，松川観測点まで到達していないことが判明したため，マグニチュードが0以上の地震についてのみ，松川観測点での波形の抽出並びにフィルター処理を行って地震波到達時刻の験測を行った．験測が行われた地震について葛根田のフェイズデータと併せて震源の再計算を実施した．

3.3　時刻同期

松川観測点で験測された地震は，葛根田でのフェイズデータと併せて震源の再計算を実施した．この再計算に際しては，葛根田観測ネットワーク記録計の時刻と松川観測点記録計の時刻を同期させる必要がある．観測時にはGPS衛星信号を利用して時刻の同期をとることとした．双方の記録計とも内部時刻をGPS信号で同期させるシステムとなっているので，原理的にはGPS信号を仲介して

同期がとれているはずである．しかし，GPS 信号の利用の仕方が各メーカーにより異なっており，現実問題として，異なるメーカー間で同期がとれていない場合もあった．そのため，本リモート点観測では，可搬型の標準時刻測定装置を用いて，時刻同期の確認を行った．この標準時刻測定装置も GPS 時刻信号を利用しており，自己の内部時計と外部時計の時刻誤差を測定することが可能である．この時刻測定装置にて 2 種類の記録装置の時刻誤差を計測したところ 1 ミリ秒以下の誤差であった．したがって，双方の時刻差は実用上ゼロと考えることができる．このように，機器間の時刻同期は保証されていたが，実際に二つの観測システムを統合してフェイズデータを作成する場合に，以下に述べる時刻の補正が必要となった．

葛根田観測ネットワークでは，MEPAS 用のフェイズデータを作成する際にプレトリガーの時刻を考慮していなく，プレトリガーの時間（今の観測の場合は 1 秒）分だけ地震波到達時刻が早まってしまった．本来，葛根田記録システムの時刻を正しく合わせるのが正攻法であるが，記録量は葛根田の記録が圧倒的に多いので，今回は便宜的な方法として，松川観測点での地震波到達時刻を 1 秒早めることとした．したがって，最終結果である発震時刻は，日本標準時に比較して 1 秒間早くなっている．

3.4　震源再計算

前述のように，約 2 週間の観測期間中に葛根田の地震観測ネットワークにて 352 個の地震の震源位置が決定された（第 8 図）．なお，震源計算は MEPAS を用い，葛根田内での震源計算に用いた速度構造（第 2 図）の最下層を 2 層に分割した．用いた速度構造を第 2 表に示す．求められた震源は，北北東－南南西方向に伸びた形状をしており，松沢及びその南方延長上に分布している．この方向性を持った地震群は浅い地震から深い地震まで，葛根田で発生するさまざまな深さの地震から成り立っているが，葛根田川の右岸（南側）には，深い地震がやや多いように見受けられる．このような松沢沿いに伸びた地震群とともに，葛根田川下流の還元域にも浅い地震の発生が認められる．この浅い地震は，既に議論をしたように熱水の還元に伴う地震である．

第 2 表　リモート観測点を加えて震源再計算を行ったときの速度構造．葛根田内地震の計算用構造に深度 2400 m から 3000 m の 1 層を追加した．
Table 2　Seismic velocity structure for the hypocenter determination using the Matsukawa data. An extra layer was added at the bottom of the structure as shown in Fig. 2.

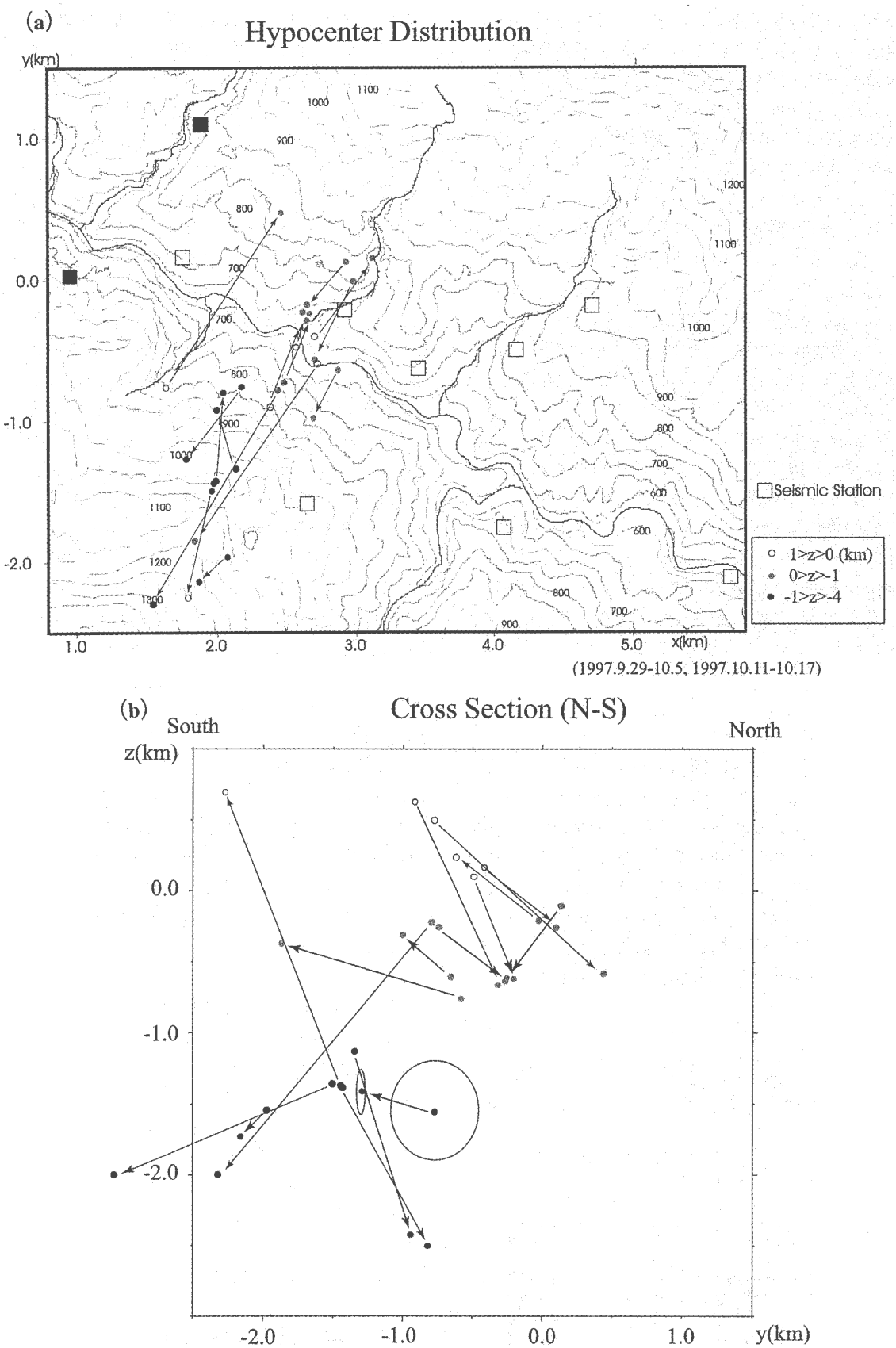
AZ-U m	AZ-L m	VP m/s	VS m/s
3000	628	3050	1772
628	242	3299	2285
242	−262	4006	2460
−262	−723	4759	2649
−723	−2440	5351	2976
−2440	−3000	5990	3322
−3000	−10000	7000	3922

葛根田地震観測網で震源が決まった地震について，松川観測点での到来予想時刻を元に波形の抽出並びにフィルター処理を行って地震波到達時刻の験測を行った．352 個の地震のうち，16 個の地震について震源の再計算が可能であった．震源再計算が可能であった地震についてリモート観測点のデータがない場合とある場合の震央位置の変化を第 9 (a)図に示す．観測された地震は，葛根田地熱地帯での生産領域並びにその南方に広がっている地震であった．震源は，全体として北北東－南南西の方向に伸びた格好となっている．この方向は松川観測点の方向であり，リモート観測点が 1 点だけであるために生じたものと考えられる．

リモート観測点を考慮しない震源位置及び考慮した震源位置の東西断面を第 9 (b)図に示す．リモート点を入れない震源位置は標高 500 m 程度から海水準下深度 1500 m 程度に分布していたものが，リモート点を考慮に入れると震源位置は標高 700 m 程度から海水準下深度 2300 m 程度まで分布が広がっている．しかし，震源位置の誤差は確実に減少しており，第 3 表に示すように平均で深度方向の震源誤差はリモート点を考慮しない場合の 390 m から 182 m に改善された．第 9 (b)図に代表的な地震の震源誤差を楕円にて表示する．この地震の深度を初めとする震源位置は，リモート観測点を加えてもほとんど変化がなかったが，楕円の面積は減少している．したがって，位置推定誤差がリモート観測点を加えることにより減少したことが分かる．

3.5　震源精度シミュレーション

MEPAS の震源シミュレーションにてリモート点観測による震源位置精度の向上を定量的に見積もることができる．リモート点観測を実施した時期は，葛根田観測システムに設置されている 10 観測点のうち，KM-3 並びに KM-10 が使用不能であったため，シミュレーションではこの 2 地点を除いて実施をした．第 10 図に東西（x 軸）方向の震源位置誤差及び第 11 図に深さ（z 軸）方向の震源位置誤差を示す．また，第 10 図及び第 11 図において，(a)がリモート観測点のデータを考慮しない場合及び(b)が考慮した場合のシミュレーション結果であり，左上の図が最も地震が多発する深度 1 km での推定誤差を示しており，右上及び左下の図がそれぞれ南北断面及び東西断面の推定震源誤差をメートル単位で表している．また，左上の水平面上に第 1 図に示す範囲を解析に用いた地震計の位置とともに図示している．



第9図　リモート観測点で験測が可能であった微小地震のリモート点データを考慮しない場合と考慮した場合の震源位置の移動. 震央位置の変化(a)並びに東西断面図上の震源位置の変化(b).

Fig. 9　Migration of hypocenters after the relocation of earthquakes using the phase data of the Matsukawa station on the horizontal projection (a) and the cross section (b). In 13 events, it was possible to read the first break of the seismic signal at Matsukawa. Open, dark filled and light filled circles are the same as Fig. 8.

第3表　リモート点観測にて験測が可能であった地震の震源位置，決定誤差など．地震番号，発震時刻，及びリモート点を加えない場合の震源位置（東西，南北，高度，及びそれぞれの推定誤差）と加えた場合の震源位置．震源位置は，国家座標X系から南北のみ南方へ18.5 km移動している．また，震源位置はkm単位であり，震源誤差はm単位である．

Table 3　Phase data (locations, errors, seismic ID, origin times, etc.) for the events whose signals arrived at the Matsukawa station. Locations and their errors are shown with and without the Matsukawa (remote) station data. Y coordinates are shifted 18.5 km to south from the origin of system X.

EVENT	Time	Without Remote Station						With Remote Station					
		AX	AY	AZ	ERR-X	ERR-Y	ERR-Z	XX(New)	YY(New)	ZZ(New)	ER-XX	ER-YY	ER-ZZ
		km	km	km	m	m	m	km	km	km	m	m	m
0000035485	1997/10/2 18:33	2.56	−0.49	0.10	208.1	419.0	275.5	2.64	−0.19	−0.62	210.8	296.8	225.3
0000035505A	1997/10/2 20:42	2.48	−0.74	−0.26	147.6	238.4	203.1	2.66	−0.25	−0.64	195.3	279.0	206.1
0000035505B	1997/10/2 20:42	2.38	−0.91	0.62	9.9	10.0	1.5	2.64	−0.30	−0.67	195.7	276.5	206.3
0000035510B	1997/10/2 20:48	3.11	0.14	−0.11	57.2	83.0	138.1	2.61	−0.24	−0.62	202.9	286.6	211.8
0000035531BA	1997/10/2 21:55	2.43	−0.79	−0.23	112.3	177.2	135.6	1.54	−2.31	−2.00	21.2	21.2	114.5
0000035567A	1997/10/4 4:37	1.96	−1.50	−1.36	445.5	646.5	1153.2	1.43	−3.04	−2.00	14.1	14.1	75.9
0000035567BA	1997/10/4 4:37	1.99	−1.43	−1.39	442.3	643.4	1134.2	2.05	−0.81	−2.50	529.6	616.6	566.3
0000035567BB	1997/10/4 4:37	1.97	−1.44	−1.37	445.2	645.1	1137.6	1.79	−2.26	0.70	207.5	208.5	2.3
0000035568	1997/10/4 4:40	2.14	−1.35	−1.14	80.5	85.8	262.4	2.00	−0.93	−2.42	524.4	658.0	437.8
0000035573	1997/10/4 15:06	1.64	−0.77	0.50	2.5	2.5	1.0	2.46	0.45	−0.58	222.7	247.0	269.8
0000035576	1997/10/4 16:49	2.18	−0.77	−1.56	185.9	332.8	353.5	1.78	−1.28	−1.41	39.4	39.5	164.7
0000035579	1997/10/4 19:54	2.86	−0.65	−0.61	15.9	16.0	40.4	2.69	−0.99	−0.31	13.4	13.4	27.1
0000035587	1997/10/5 0:16	2.70	−0.58	−0.77	129.4	210.7	178.1	1.84	−1.86	−0.37	74.0	74.4	155.8
0000035949B	1997/10/16 13:10	2.69	−0.41	0.16	24.1	25.5	27.8	2.92	0.11	−0.26	7.2	7.2	13.7
0000035980A	1997/10/18 0:07	2.97	−0.02	−0.21	155.2	244.2	173.0	2.72	−0.61	0.24	18.8	18.9	17.6
0000035992	1997/10/18 6:54	2.07	−1.97	−1.55	385.9	472.4	1027.0	1.87	−2.15	−1.73	45.7	46.1	223.2
Average		2.38	−0.86	−0.57	178.0	265.8	390.1	2.23	−1.04	−0.95	157.7	194.0	182.4

東西方向の震源推定誤差（第10図）では，観測点が8点である場合(a)と松川観測点を加えた場合(b)との差は，(a)では，水平面上（深度1 km）にて20 mの誤差コンターが見られないのに反して，(b)では中央部から北東にかけて大きく広がっている．最も信頼性が高く震源位置が求まるのが，(a)では北白沢と葛根田川の合流点付近であるのに対し，(b)ではその領域が北東方向に移動しているのが分かる．これは，(b)にて加えられた松川の観測点が葛根田観測システムから北東の方向にあるため（第6図参照）と考えられる．

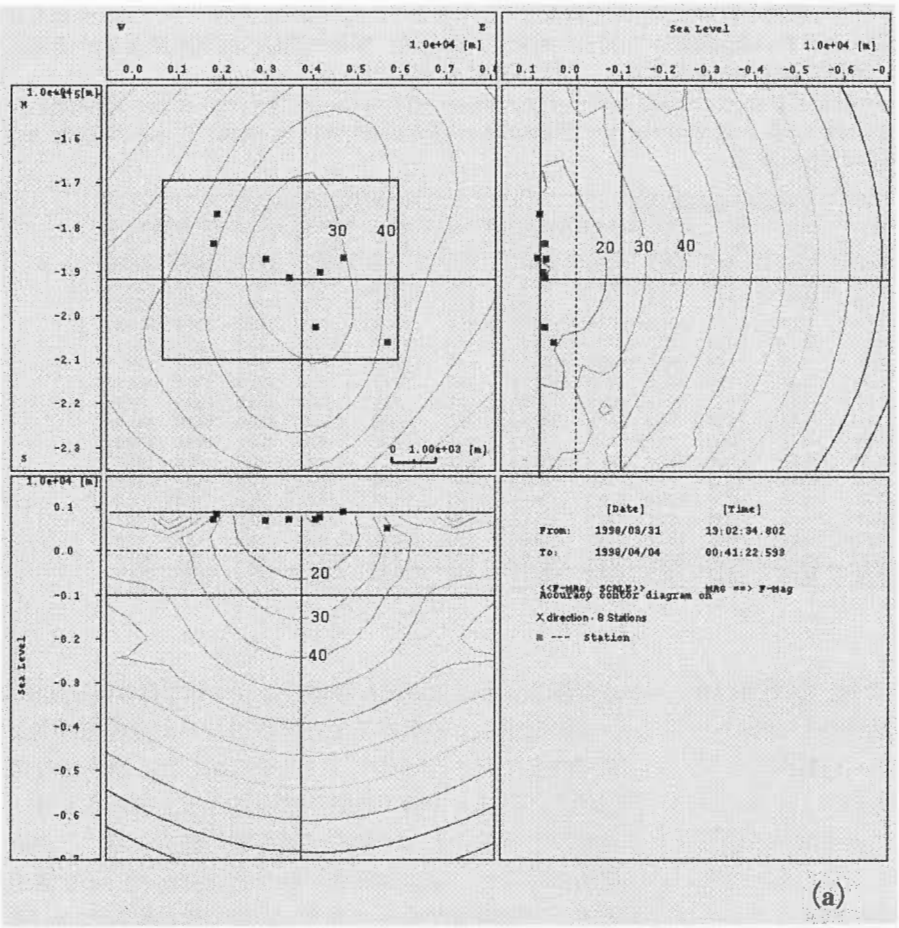
また，右上及び左下の断面図でも明らかなように，深さ方向に関しても各深度での東西方向の震源誤差の減少が(b)において認められる．z軸（深さ）方向の推定震源誤差についても同様の傾向が認められ，深度1 kmの水平面では松川観測点を加えることにより30 mの誤差コンターが鳥越の滝貫入岩体付近で現れる（第11(b)図）．また，この深度での40 mの推定誤差コンターが北西及び南東方向に大きく張り出していることが分かる．

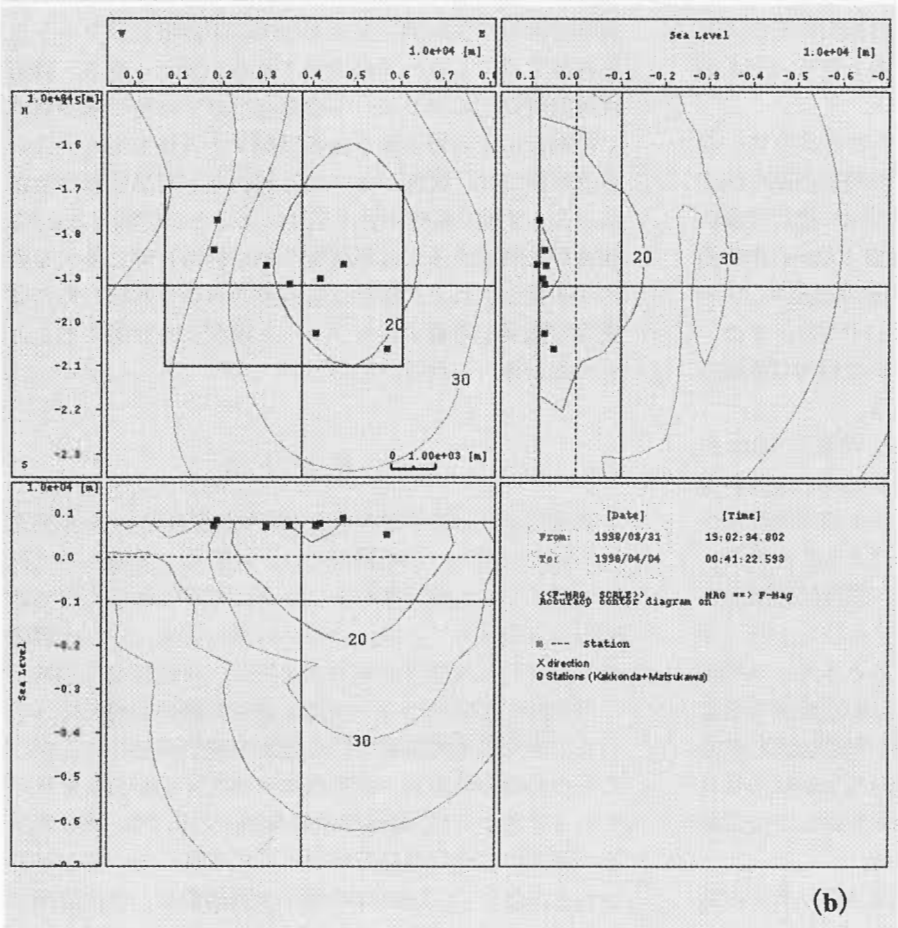
この誤差シミュレーションの結果では，深度2.5 km付近の南西側領域においても松川観測点を加えた推定震源誤差に大きな改善が認められる．これらも松川観測点が葛根田の地震観測網から見て北東方向にあるためと考えられ，実際の観測においてもこの領域の震源位置精度の向上が観測された．このように各深度におけるz軸（深さ）方向の推定震源も断面図を参照するとリモート観測点を加えることにより大きく位置精度の向上が認められる．特に，松川観測点がある北東方向と対称位置にある南西方向で，深さ方向の震源位置精度の向上が認められるが，x軸（東西）方向ではリモート点を加味した位置精度の向上は北東側の方が良くなっている．

今回のリモート点観測では，観測期間及びリモート地点数双方ともさまざまな理由により十分ではなかったが，一点のリモート観測点を追加することが推定震源位置の精度向上に大きく寄与することが判明した．葛根田の深部地熱に関連する微小地震を精度良く捉えるためには，震源直上を覆うように地震計観測網を配置することが直接的に寄与するが，地形的・社会的な制約のために実現することが困難な場合もある．このような場合には，観測網を挟んで反対側にある葛根田川下流域にリモート点を設置することも一つの方法であると考えられる．震源位置精度向上にはリモート観測点だけではなく観測網内に地震計をでき得る限り多数展開する方法もある．この多点観測では，震源メカニズム解析など震源位置の改善のみならず他の解析手法も実施することが可能であるが，観測点を増設するには設置費を始め維持管理に多大な費用が必要とされる．震源位置向上のみの目的のためには費用対効果を考慮するとリモート観測点を設置することも一案と考えられる．

4．おわりに

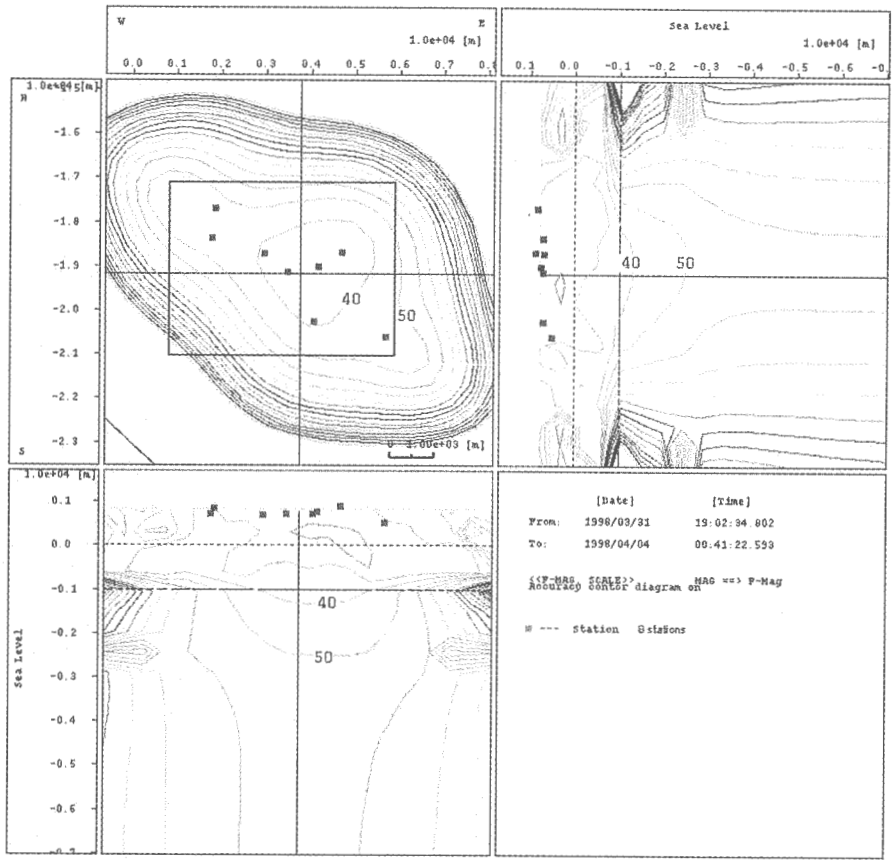
葛根田では，1999年3月まで微小地震観測が10観測点にて継続された．この観測では，NEDOが開発した「微小地震データ処理・解析システム（MEPAS）」を用いた解析が実施されている．このシステムでは，水平成層構造を仮定した速度構造モデルを用い，各観測点に到達した地震波の初動時刻より地震の震源位置の推定を行っている．多くの地熱地帯で微小地震の発生が見られるが，これらの微小地震は，地熱流体の存在する断裂系を示していると考えられ，葛根田地熱発電所周辺での1994年からの震源の変化は地熱貯留層の変化を表していると考えられる．ただし，1998年の微小地震活動は，地熱地帯で



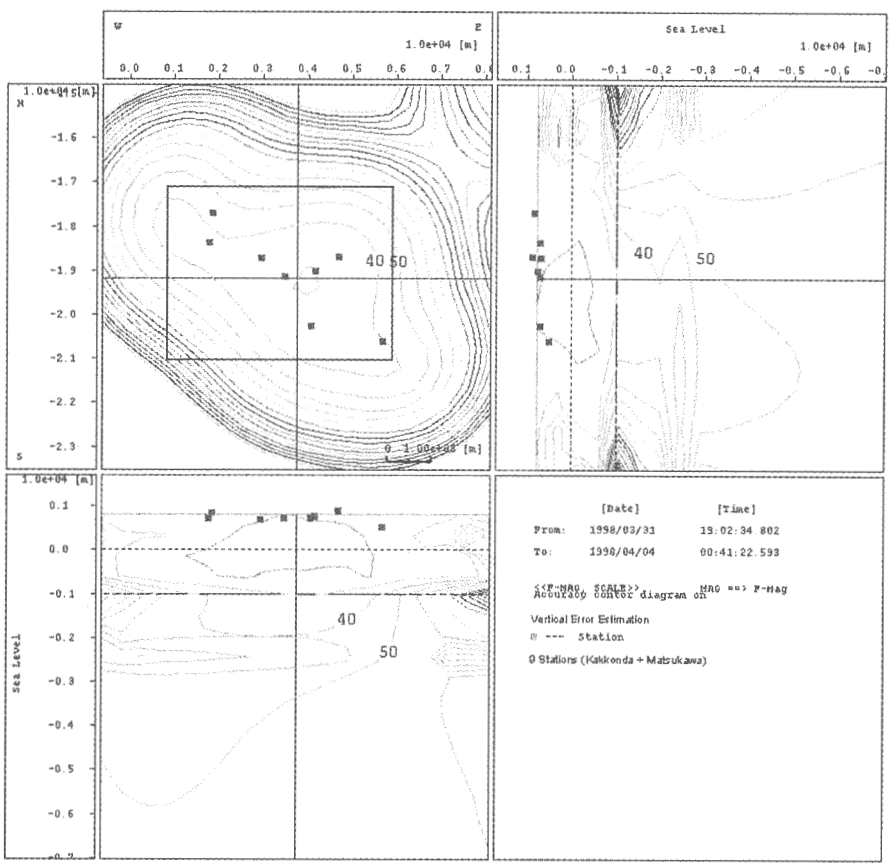


第10図 震源シミュレーションの結果のうち東西（x軸）方向の震源位置誤差。(a)は葛根田の地震観測点（KM-1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9）を使用し，(b)は葛根田観測点に松川リモート点を考慮した場合。

Fig. 10 Estimation of the hypocenter determination errors for the E-W direction. The errors were estimated by the hypocenter simulation of MEPAS. Figures (a) and (b) are the estimated errors used by the Kakkonda seismic stations (KM-1,2,4, 5,6, 7,8,9) and by the Kakkonda stations with the Matsukawa station, respectively.



(a)



(b)

第11図　震源シミュレーションの結果のうち深さ（z軸）方向の震源位置誤差．(a)及び(b)は図10に同じ．

Fig. 11　Vertical error estimation of the hypocenter determination. Figures (a) and (b) are the estimated errors used in the same way as in Fig. 10.

定常的に発生している微小地震と葛根田近傍で発生した内陸地震の前震活動と思われる微小地震が重なって観測されている．地熱貯留層の経時変化を微小地震の震源分布から求めるためには，この前震活動による微小地震を取り除く必要がある．しかし，現時点ではこれら2種類の微小地震の分離は不可能と考えられることから，本報告では分離を行わず前震活動による影響がないと判断される1997年の地震に限って1988年の震源分布と比較検討を行うこととした．

この解析では，水平成層構造モデルを地震波速度構造として解析を実施したが，震源位置のより詳細な解析はコラプシング法や相似波形の地震群を用いる方法などを用いて今後行われることが検討されている．また，1998年の内陸地震の前震活動も発生位置が葛根田花崗岩体に規制されていると考えると，葛根田地熱地帯から北東側に伸展した微小地震の震源分布から葛根田花崗岩の形状を求めることができる（土井ほか，2000）．この解析では葛根田花崗岩は，北東方向にほぼ等深度で伸展しているとされている．

リモート点観測により，震源精度に格段の向上が期待できることが確かめられた．リモート点では，時刻同期が数年来の懸案となっていたが，GPSの普及によりこの問題はほぼ解決された．残る問題は，メンテナンス並びに信号処理である．このうち信号処理については，メインとなる観測システムからのトリガー信号を受けて記録をする方式が験測作業など後の作業にとって有利である．本観測では葛根田での公衆回線を用いた通信によりトリガー信号を送ることを計画したが，公衆回線の品質が高くないためトリガー信号の伝送が不可能であった．現在では，公衆回線を用いる方法以外にもさまざまなトリガー信号の伝送方式が考案されており，よりフレキシブルな観測網の建設が可能と考えられる．

謝辞　本研究は，工業技術院ニューサンシャイン計画「深部地熱資源調査の解析・評価」の研究の一環として実施され，データの一部は新エネルギー・産業技術総合開発機構より提供を受けた．また，松川地熱地帯での観測に際しては，日本重化学工業(株)の協力を賜った．ここに記して感謝を表す．

文　献

Doi, N., Muramatsu, Y., Chiba, Y. and Tateno, M. (1988) Geological analysis of the Kakkonda geothermal reservoir. *Proc. Inter. Symp. Geotherm. Energy, 1988, Kumamoto and Beppu, Japan,* 522-525.

土井宣夫・池内　研・茂原　諭・加藤　修・笠井加一郎・高橋正樹・大湊隆雄・小出和男・当舎利行（2000）葛根田の地熱構造と地震分布．月刊地球，**22**，29-36.

Hirata, N. and Matsu'ura, M. (1987) Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 50-61.

伊藤久男・杉原光彦（1987）岩手県滝の上地域における微小地震観測システム．地調月報，**38**，247-264.

Miyazaki, S., Hanano, M., Kondoh, T., Yoshizawa, H., Kajiwara, T., Tsuchibuchi, S., Takahashi, M., Muraoka, H., Nagano, S. and Mitsuzuka, T. (1995) Micro-earthquake data processing and analysis system (MEPAS), a software for geothermal applications. *Proc. World Geotherm. Con.* 1995 *Florence, Italy,* **4**, 3023-3028.

西　祐司・当舎利行・杉原光彦（1998）地熱地帯におけるアレイ配置による地震動観測（その1）葛根田地熱地帯における観測．平成10年度日本地熱学会講演要旨集，P-20.

Sugihara, M., Tosha, T. and Nishi, Y. (1998) An empirical Green's function study of a microearthquake swarm in the deeper part of Kakkonda geothermal reservoir, Japan. *Geothermics,* **27**, 691-704.

杉原光彦・当舎利行・西　祐司（1992）葛根田地熱地帯での微小地震観測．地熱探査技術等検証調査に伴うデータの解析・評価，断裂型貯留層探査法解析・評価，サンシャイン計画研究開発成果（平成2年度-平成3年度）中間報告書，365-384.

茂原　諭・土井宣夫・奥村貴史・三塚　隆・小池直樹・神藤史明・当舎利行・大湊隆雄（1999）葛根田地熱地域周辺における微小地震活動－1998年9月3日岩手県内陸北部地震（M6.1）前後の地震活動－．平成11年日本地熱学会講演要旨集，B05.

Tosha, T., Sugihara, M. and Nishi, Y. (1998) Revised hypocenter solutions for microearthquakes in the Kakkonda geothermal field, Japan. *Geothermics,* **27**, 553-572.

当舎利行・杉原光彦・西　祐司（1995）葛根田（滝ノ上）地熱地帯での微小地震データの再解析．地調月報，**46**，483-495.

Tull, J. E. (1989) SAC-Seismic Analysis Code User Manual, LBL, University of California.

（受付：2000年2月10日；受理：2000年6月26日）

地質調査所報告第284号，p.207-220，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

ＭＴ法による葛根田地熱地域の貯留層構造の探査

内田利弘[1]・小川康雄[1]・高倉伸一[1]・光畑裕司[1]

Magnetotelluric investigation on reservoir structure of the Kakkonda geothermal field, northern Japan

By

Toshihiro UCHIDA[1], Yasuo OGAWA[1], Shinichi TAKAKURA[1] and Yuji MITSUHATA[1]

Abstract: The Geological Survey of Japan (GSJ) and the New Energy and Industrial Technology Development Organization (NEDO) conducted magnetotelluric (MT) surveys with a dense station coverage in the Kakkonda geothermal field, northern Japan from 1994 to 1998. The purpose of the surveys is to investigate the electric resistivity structure of the deep geothermal reservoir that is associated with very young granitic rocks found at about 3 km depth in deep drillings in the Kakkonda field. MT measurements were carried out at approximately 150 stations, covering the entire production zones. Due to the complicated geologic structure, the dominant strike direction of the resistivity structure rotates from higher to lower frequency, or from shallower to deeper structure. Two-dimensional inversion was applied on seven survey lines, assuming a general trend of the resistivity structure, which is approximately a north-south strike. Shallow parts of the two-dimensional models are in good agreement with reservoir structure and resistivity logging data, showing a very conductive zone of a clay-rich cap layer of the reservoir. The main body of the young granite was interpreted as a low-resistivity zone. However, due to the three-dimensionality of the resistivity structure, some of the 2-D models seem to be poor in delineating the resistivity structure in the deeper portions.

要　旨

地質調査所及び新エネルギー・産業技術総合開発機構は，1994年から1998年にかけて，葛根田地熱地域において高密度測点配置のMT法調査を実施した．調査目的は，当該地域における深部掘削によって深さ約3 kmに存在が確認されている新期花崗岩，及び，それに伴って形成されている深部貯留層の構造を，地表からの電磁法探査によって調べることである．MT法調査は生産・還元領域をカバーするように約150測点において実施された．しかし，当該地域は複雑な地質構造を有しているため，比抵抗構造の走向は周波数（あるいは深度）に依存して変化することが分かった．中深度の比抵抗構造に相当するデータから，大局的な走向は南北方向であると判断し，MT法のインピーダンスをその方向に回転させてから，2次元インバージョン解析を実施した．得られた比抵抗モデルのうち，浅部－中深度の比抵抗構造は浅部貯留層やキャップロックの分布を良く反映していることが確認された．しかし，深部については，MT法データは構造の3次元性の効果を強く受けるので，深部構造を正確に把握するためには2次元解析では限界があると判断される．

1．はじめに

比抵抗構造は地熱貯留層の探査において重要な情報の一つである．活発な地熱地域の地層は，高温の熱水の循環や粘土鉱物の形成によって，一般に周囲の非地熱地域の地層に比べ低い比抵抗を有していることが多い．また，国内外の多くの地熱地域における電気検層や比抵抗調査データによると，高温の熱水が流動する貯留層自体はそれほど低比抵抗ではなく，その上位に形成された，粘土鉱物に富む低透水性のキャップロックが顕著な低比抵抗を示すことが分かってきている（内田，1990；Arnason and Flovenz，1992；内田・光畑，1995；Anderson *et*

[1] 地殻物理部（Geophysics Department, GSJ）

Keywords: magnetotelluric method, 2-D inversion, resistivity structure, reservoir structure, Kakkonda geothermal field

al., 1995).

1990年代初めから発表され始めた安定なMT法2次元インバージョン解析プログラムの普及により，MT法によって信頼性の高い比抵抗構造を求めることができるようになった (deGroot-Hedlin and Constable, 1990; Smith and Booker, 1991; Uchida, 1993; Ogawa and Uchida, 1996; 山根ほか, 1998; Siripunvaraporn and Egbert, 2000). 地熱探査においてもMT法やCSAMT法によって詳細な比抵抗構造が得られるようになり，探査法としての有効性が認識され始めた．その結果，MT法やCSAMT法などの電磁探査法は，現在，国内の地熱開発促進調査や海外の地熱開発において広く用いられ，開発の初期段階における必須調査項目の一つとなっている (例えば，Romo *et al.*, 1998; Los Banos, 1997).

しかし，地熱地域は，不規則な火山噴出物の分布や熱水系の発達によって，複雑で3次元性の強い比抵抗構造を有している場合が多い．そのため，2次元解析によるモデルでは測定データを正しく説明して実際の比抵抗構造を表現するには限界がある．実際の3次元的な比抵抗構造を正しく把握するために，電磁探査法データの3次元解析手法開発の必要性が高まっている．

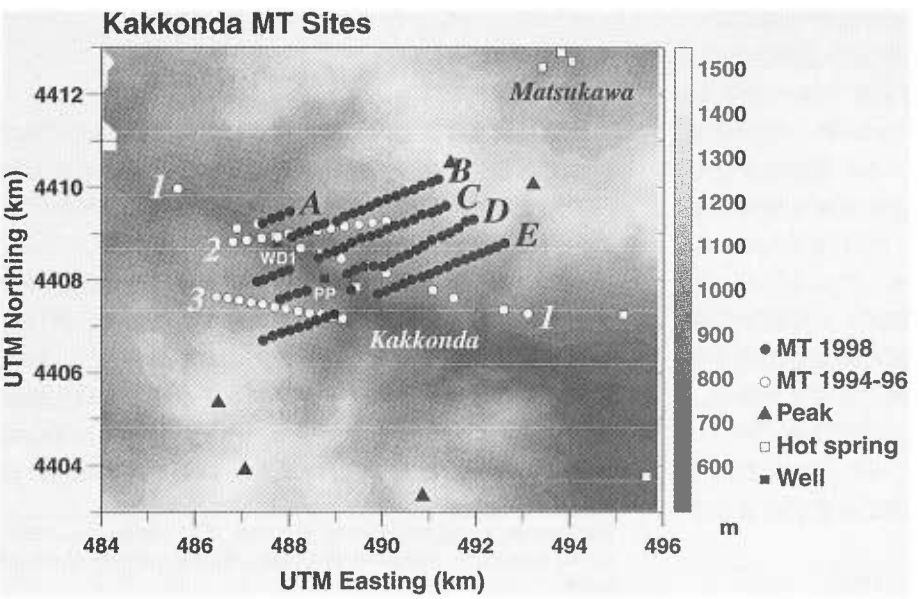
2. 深部地熱資源調査

地質調査所 (GSJ) 及び新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) は，1992年から岩手県北西部の葛根田地熱地域をモデルフィールドにして「深部地熱資源調査」プロジェクトを実施してきた．葛根田地熱地域では日本重化学工業 (JMC) による坑井掘削によって，従来から生産されている貯留層の下部の，深さ3 kmを超える深度にも高温の貯留層が存在することが確認され，現在，深部貯留層からの生産も行われている．当該プロジェクトでは，葛根田地域の深部に発見された新期花崗岩体周辺に発達すると推定される地熱貯留層の構造や形成機構を解明し，資源量評価や調査・開発指針を作成することを目的として，深部調査井WD-1a及びサイドトラックによるWD-1bの掘削や，地質・物理探査・地化学等による地表・坑井利用探査が行われている (例えば，Muraoka *et al.*, 1998; Doi *et al.*, 1998). WD-1aは深度3729 mまで掘削され，坑底の花崗岩体が現在も500°Cを超える高温を有することが確認され，また，花崗岩体には高塩分濃度の流体が含まれることが確認された．

地表調査の一環として，1994年から1998年にかけて，NEDO及びGSJはMT法による比抵抗調査を実施した．GSJの調査・研究では，葛根田地域の深部貯留層，特に新期花崗岩周辺の比抵抗構造について，MT法2次元解析の適用性と3次元性の評価が目標とされた．本報告では，主にMT法データの2次元解析とその解釈を中心に述べ，その効果と問題点について議論する．

3. MT法データ

葛根田地熱地域において，NEDOが1994年及び1998年に実施したMT法調査，及び，GSJが1994年，1996年及び1998年に実施したMT法調査の測線を第1図に示す．測線1はNEDOの1994年の調査，測線2及び3はGSJの1994年及び1996年の調査によるものである．測線1は電場・磁場5成分 (テンソル) 測定による測点のみを図に示してあり，実際にはさらに高密度 (100 m間隔) でスカラー測定の測点がある．測線1の北西側2測点は，NEDO全国地熱資源総合調査 (第3次)「秋田駒地域」で取得されたものである．1998年には，比抵抗構造の3次元性を評価することを目的に主に四つの測線 (B, C, D及びE) で高密度の測定が行われた．調査地のローカル



第1図 葛根田地熱地域におけるMT法測点 (黒丸及び白丸)．ベース図は標高を表す．黒三角は山，白抜き四角は温泉，黒四角は坑井を表す．PPは地熱発電所，WD1はNEDOの調査井WD-1を意味する．

Fig. 1 Magnetotelluric survey stations (open and solid circles) at the Kakkonda geothermal field, northern Honshu, Japan, shown on a topography map. Triangles, open squares and solid squares are peaks, hot springs and drillholes, respectively. PP indicates the Kakkonda power plant, and WD 1 is a research well drilled by NEDO.

なノイズを除去するため，岩手県や秋田県内の20 km～50 km離れた地点にリモート測定点が設定され，データ処理時にリモートリファレンスが適用された．NEDOの調査には高精度MT法装置が用いられ，GSJの調査にはPhoenix社製V-5システムが用いられた．測定周波数帯は両者とも約0.001 Hz～数百Hzの広帯域であるが，個々の測定値の周波数は異なる．

1998年の四つの測線（B，C，D及びE）の方向はおよそ70度（北から時計回り，以下同様）である．測点間隔は200 m，測点数は4測線全体で89である．調査エリアの中央部に稼働中の発電所があり，その付近でのMT法測定は困難であるので，測線は途切れた形になっている．また，測定の簡略化のため，電場だけの測点や鉛直磁場を測定しない測点が多い．

1996年以前の測線のうち，測線2はおよそ80度の方向，測線1及び測線3はおよそ110度の方向である．測線1のテンソル測点数は14，スカラー測点数は58である．測点2及び3の測点数はそれぞれ12である．

第2図に測線1～3の測点における8 Hz及び0.3 Hzのインダクション・ベクトルを示す．インダクション・ベクトルは，表皮深度に対応する深度及び距離の範囲において，どちらの方向に低比抵抗ゾーンが存在するかを示す．ベクトルの長さ（ティッパーの絶対値）が大きく，理論上の最大値である1に近いほど，水平方向に急激な比抵抗変化があることを意味する．

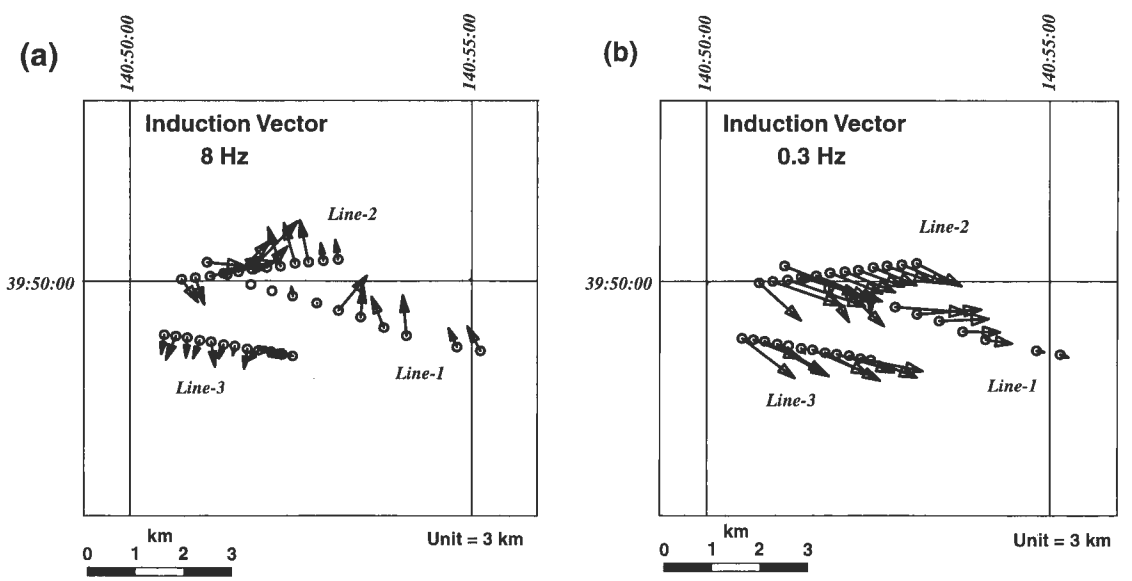
8 Hzのインダクション・ベクトルは地形の影響を強く受けており，おおむね山や尾根の方向を向く．つまり，葛根田川の南側の測線3では南西方向を向き，川の北側の測線1と測線2では北東方向を向くことが分かる．しかし，ベクトルの大きさは概して小さく，水平方向の比抵抗変化はそれほど顕著ではないと思われる．すべての測点においてティッパーは周波数が低くなるにつれて大きくなり，0.3 Hz付近で最大（0.3～0.5）となる．そのとき，インダクション・ベクトルはほとんどの測点で東あるいは東南東を向く．また，測線1の南東端の測点ではティッパーは小さい．このことから，調査域の東あるいは南東に規模の大きな低比抵抗ゾーンがあるものと推定される．

インダクション・ベクトルから推定すると，調査域の比抵抗構造のトレンドは，浅部の構造が，谷と尾根の走向（北西－南東方向）の影響を強く受けているのに対し，中深部では，南北あるいは北北東－南南西の走向を有することが分かる．構造の3次元性の強さを表すスキューはほとんどの周波数を通して0.3以下であり，3次元性は大局的にはそれほど強くないとも判断される．

4．2次元解析

4.1　比抵抗構造の走向

調査地は険しい山岳地であり，葛根田川上流には国立公園の生態系保護区が設定されているため，MT法の測線設定において非常に制約を受けた．そのため，1989年に実施された「秋田駒地域」の2測点を除き，深部調査井WD-1の上流（北西）側にほとんど測点を置くことができず，また，比抵抗構造のトレンドに合わせた測線設定を行うことが難しかった．したがって，測線の方向は



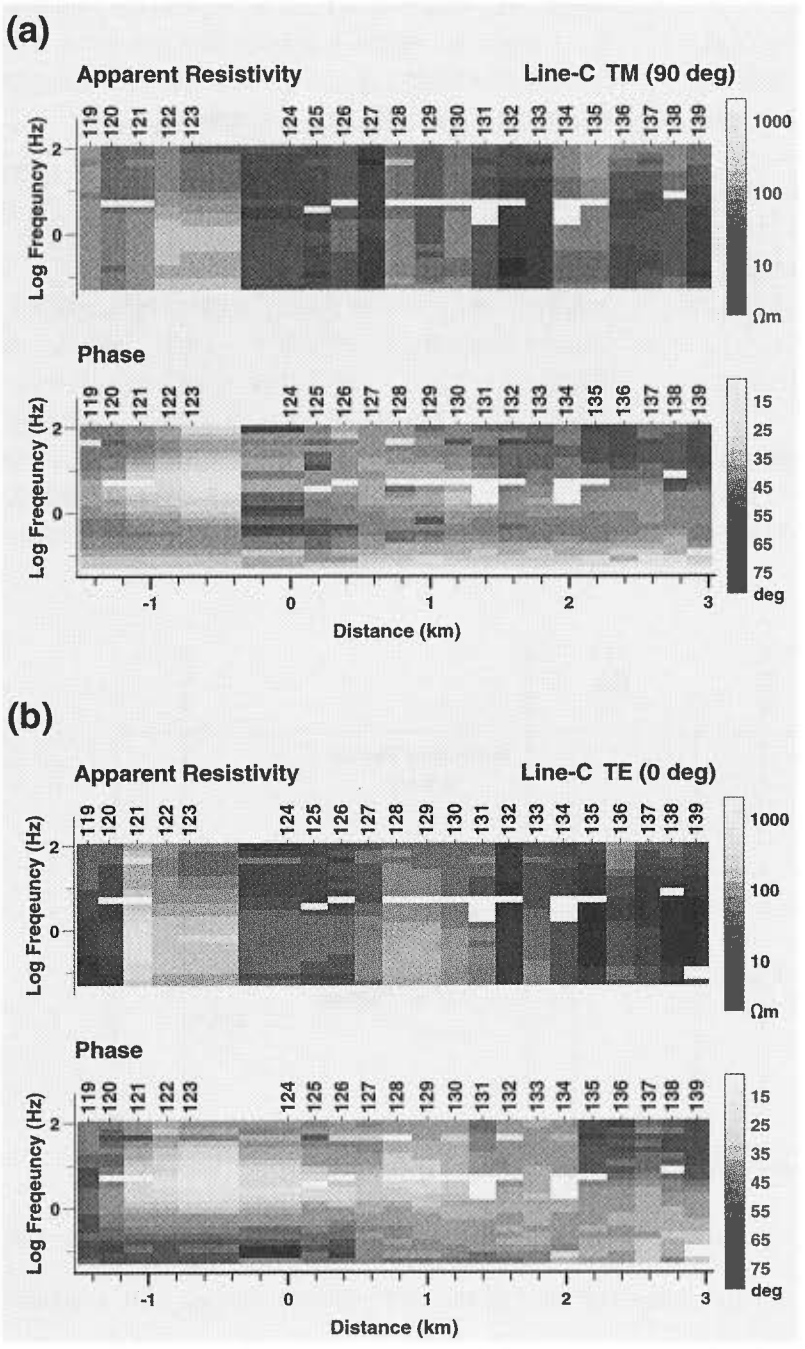
第2図　測線1～3の測点におけるインダクション・ベクトル：(a) 8 Hz，(b) 0.3 Hz．ティッパーの絶対値1は3 kmの長さに相当する．

Fig. 2　Induction vectors at (a) 8 Hz and (b) 0.3 Hz at the MT sites of the 1994 and 1996 surveys. Unit amplitude corresponds to a length of 3 km.

必ずしも比抵抗構造の走向と直交していない．中深部の構造に対応するインダクション・ベクトルとインピーダンスの主軸方向を参照し，基本的に，インピーダンスを90度（東西）の方向に回転させて得られる見掛比抵抗及び位相を観測値として2次元解析を行うことにした．また，比較のために，インピーダンスを測線方向に回転させた場合の2次元解析も試みた．ただし，測線1は測線に沿ったスカラー測定が行われているので，インピーダンスの回転は測線方向のみとした．2次元解析は基本的にTMモードのみで行った．ごく浅部の局所的異常に起因するディストーションを除去する処理（Groom and Bailey, 1989）は適用しなかった．2次元インバージョン解析は平滑化制約つきの線形化最小二乗法インバージョン（Uchida and Ogawa, 1993）によった．

測線Cについて，南北走向を仮定してインピーダンスを回転した見掛比抵抗及び位相を第3図に示す．TMモードでは電場は東西方向，TEモードでは南北方向である．見掛比抵抗は浅部の局所的な比抵抗変化の影響を受け，両モードとも測点ごとにレベルが変化し，横方向の連続性に欠けることが分かる．それでも，葛根田川の西側の測点121～123では中深度に高比抵抗部の存在することが分かる．また，川の東側の測点では全般に低比抵抗であるのが認められる．

それに対し，位相分布は横方向の連続性が良い．TMモ

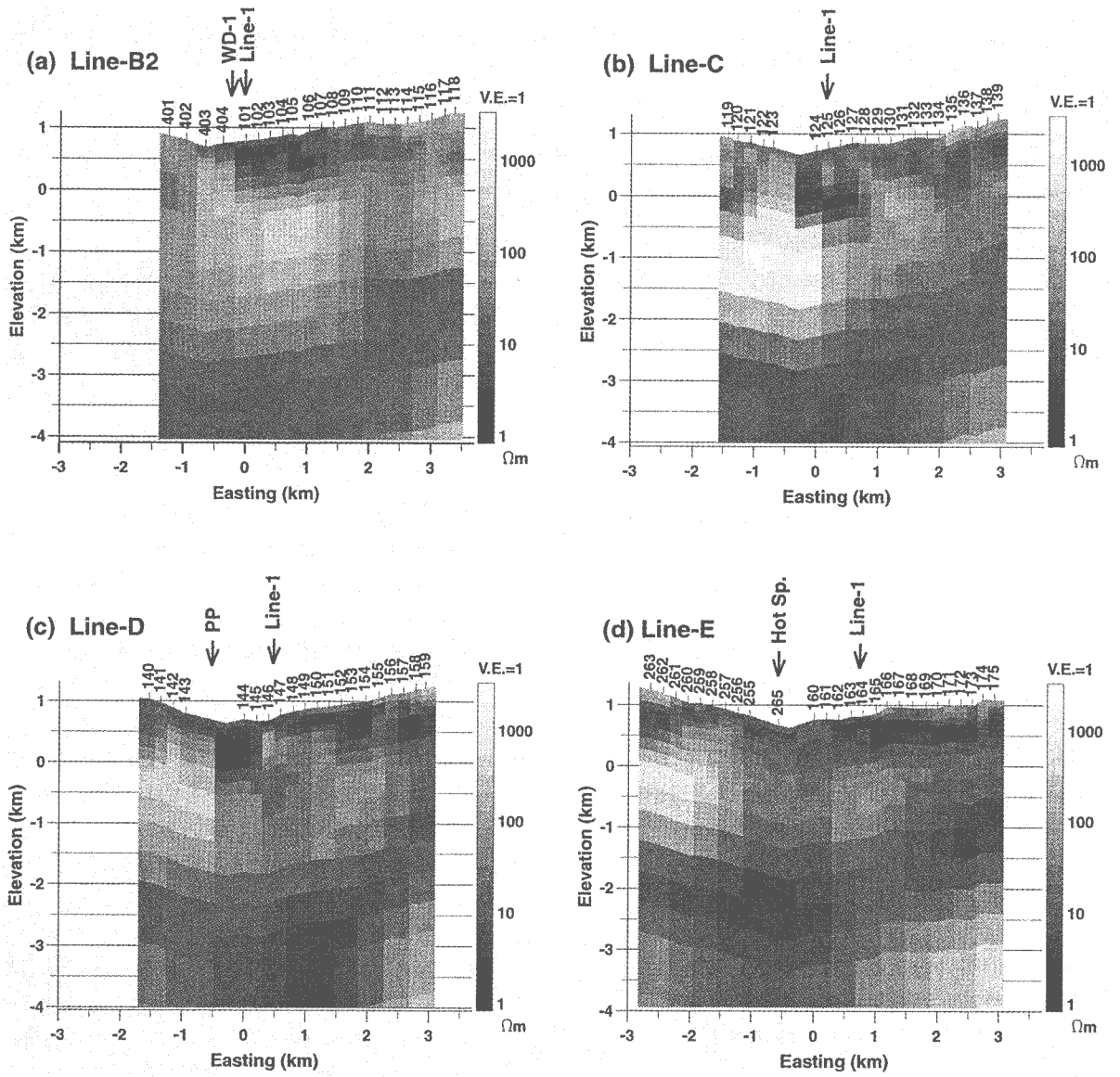


第3図　測線Cの見掛比抵抗及び位相の測定値．インピーダンスの回転方向は，(a) TMモード（90度），及び，(b) TEモード（0度）である．相対誤差が200%を超える悪いデータは2次元解析には使用せず，本図にも示されていない．
Fig. 3　Observed apparent resistivities and phases on Line-C. Rotation directions are (a) 90 degrees for TM mode and (b) 0 degree for TE mode. Very noisy data, whose relative error exceeds 200%, were not used for the 2-D inversion.

ードでは周波数3 Hz付近で位相は極小，0.3 Hz付近で極大になり，それらは測線を通してほぼ連続している．これは，3 Hzに相当する深度（見掛比抵抗を30 Ωmとして1 km弱程度）では，深くなるにつれて急激に高比抵抗に変化することが分かり，0.3 Hzに相当する深度（見掛比抵抗を10 Ωmとして3 km程度）では，深くなるにつれて低比抵抗になることを意味する．TEモードの位相は，1 Hz以下の低周波数では大局的な2次元構造の影響が大きくなるのでTMモードとはやや異なる分布を示す．測線の東側では位相が極小となる周波数は低周波側に寄っており，高比抵抗域が東に行くにつれて深くなっていることが分かる．

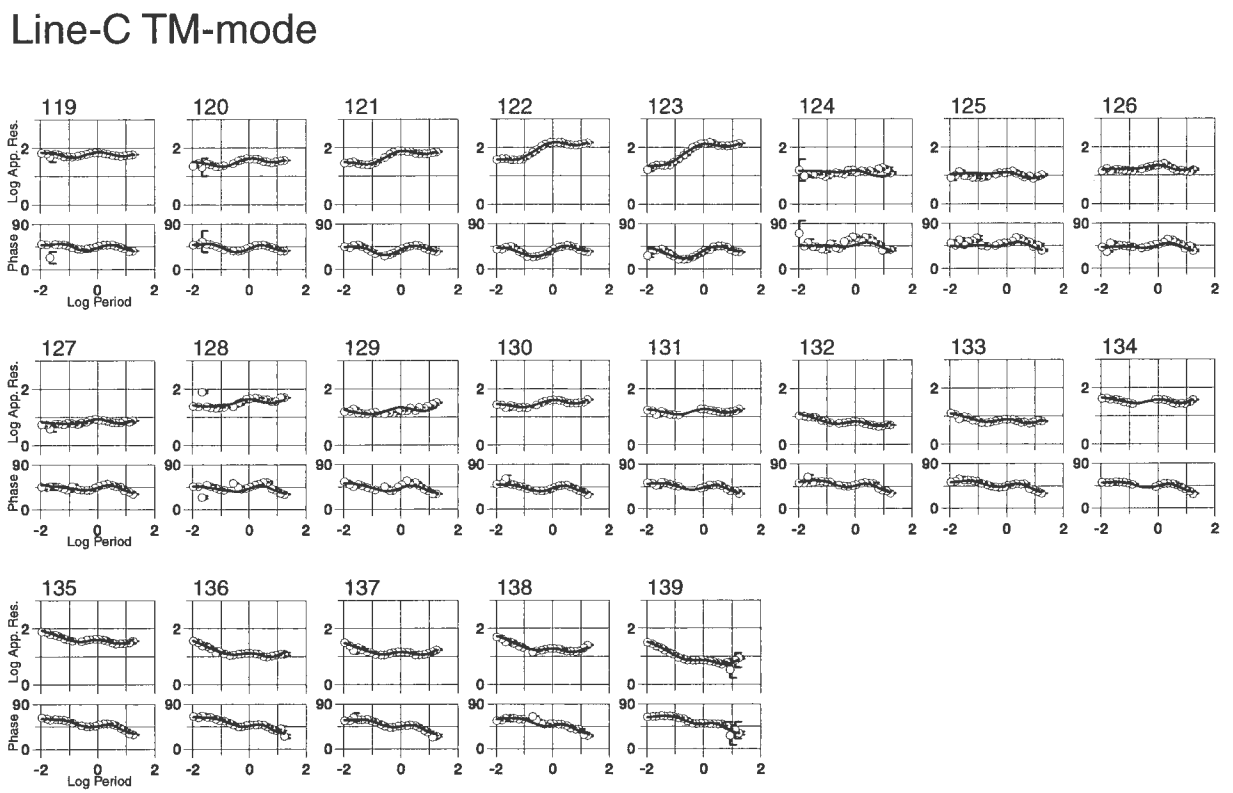
4.2　測線B～E

測線B～Eについて，TMモード・データの2次元インバージョンによって得られた比抵抗モデルを第4図に示す．これらの測線は葛根田川の谷を横切るように設定され，測点間隔は200 mである．見掛比抵抗及び位相はインピーダンスを90度（東西）の方向に回転させたものである．解析に用いた周波数は基本的におよそ0.05 Hzから100 Hzの22周波数である．測線Bの解析には測線2の西側4測点を加えた．最小の測定誤差を3%と仮定して各データに重みを与えている．測線Cの各測点の見掛比抵抗及び位相の測定値及び計算値を第5図に示す．



第4図　1998年の4測線について，TMモードの2次元解析によって得られた比抵抗モデル，(a)測線B，(b)測線C，(c)測線D，及び，(d)測線E．インピーダンスの回転は東西方向（90度）．測定誤差の最小値を3%として重み付きインバージョンを行った．

Fig. 4　Resistivity models obtained by 2-D inversion of TM-mode data on four lines surveyed in 1998, (a) Line-B, (b) Line-C, (c) Line-D and (d) Line-E. Impedances used were rotated to the east-west direction (90 degrees). For the weighted inversion, 3% noise floor was assumed.



第5図　測線Cの各測点における見掛比抵抗及び位相の測定値（白丸），及び，第4b図のモデルから計算される理論値（実線）．
Fig. 5　TM-mode apparent resistivities and phases on Line-C: Observed values (open circles) and theoretical ones calculated from the model in Figure 4b (solid lines).

比抵抗モデルの主な特徴として以下のことが挙げられる．

1）　測線の両端には，ごく表層に高比抵抗部が見られるが，それ以外の浅部には10 Ωmあるいはそれ以下の低比抵抗層が広がる．厚さは数百mから最大約1 kmである．

2）　その下には数百Ωmの厚い高比抵抗層が広がる．標高は海水準から−2 km程度であり，測線の西半分ほど高比抵抗で層厚も大きい．

3）　測線中央部の海水準−2〜−3 km以深には低比抵抗ゾーンが存在する．低比抵抗層の上面は葛根田川の谷付近（測線の中央部）で最も深く，測線の外側に行くにつれて浅くなる．

4）　さらに深部には高比抵抗層があり，測線の東西端で浅くなっている．

これらの特徴は四つの測線にほぼ共通のものであり，比抵抗構造はほぼ南北の走向を有していて，2次元解析によってもある程度の確かさで比抵抗構造を求めているものと判断される．

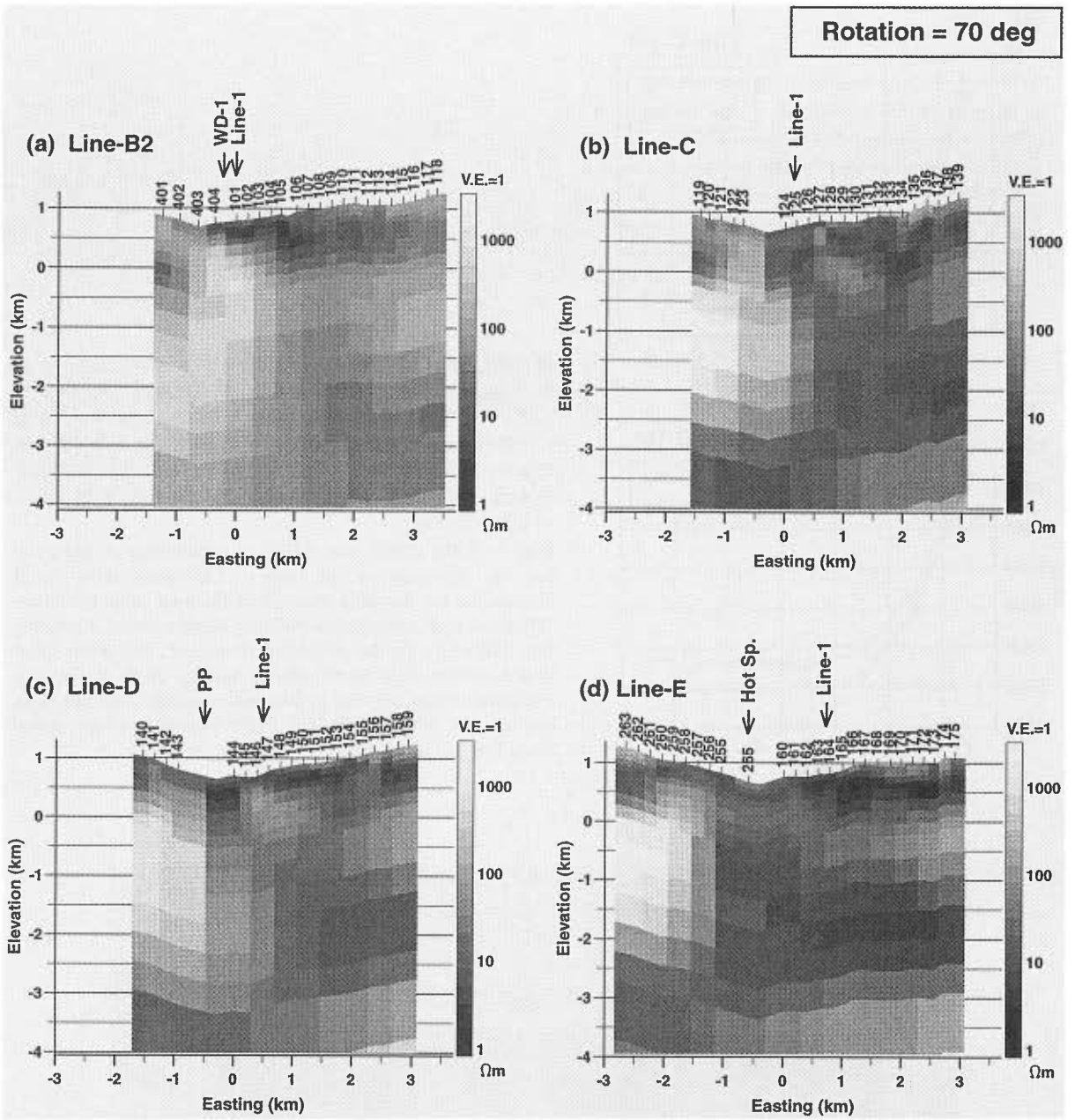
次に，比較のために，インピーダンスを測線方向に回転させたときのTMモードの見掛比抵抗及び位相をデータとし，2次元解析によって得られた比抵抗モデルを第6図に示す．回転方向は70度である．

浅部の低比抵抗層の分布は，東西方向のインピーダンスの比抵抗モデルとほぼ同様の分布を示す．しかし，中深度の高比抵抗層は水平方向の連続性が弱くなる．測線西側では顕著に高比抵抗を示し層厚も大きいが，東側では高比抵抗層は小さくなる．測線Eの中央部では高比抵抗層は途切れている．それに伴い，その下にある低比抵抗層も西側で深く，東側で浅くなる傾向にある．

このように，インピーダンスの回転方向によって得られる2次元モデルが変化することが分かる．測線Cの2通りのインバージョンについて，残差及びABIC（Uchida, 1993）の各反復における値を第7図に示す．両者を比較すると，東西方向に回転したインピーダンスの場合の方が，インバージョンにおける反復修正を安定に行え，収束に至っていることが分かる．測線方向に回転した場合には，反復によってモデル修正が進んでも，残差やABICが増加する傾向に転じ，測定データをうまく説明できる2次元モデルを作りにくくなっていることが分かる．したがって，東西方向に回転したインピーダンスの方が，実際の構造の走向に近い2次元解析が行えているものと推定される．

4.3　測線1〜3

測線1の2次元比抵抗モデルを第8図に示す．また，



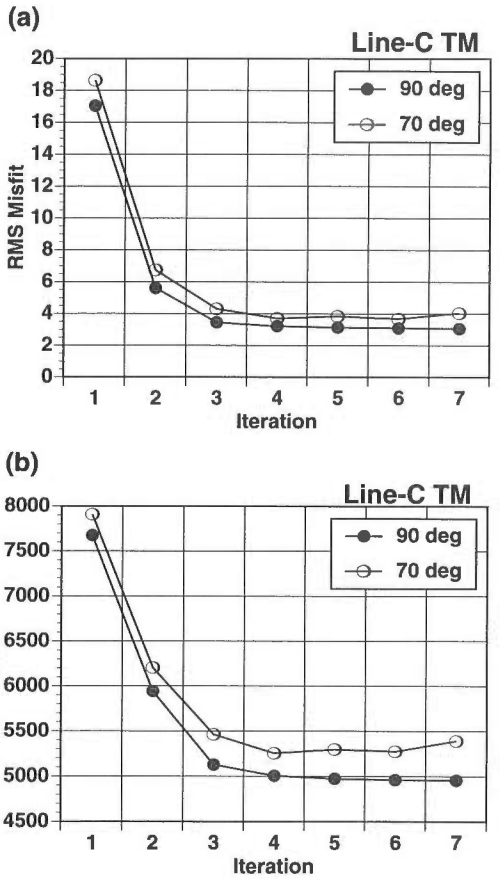
第6図　測線方向（70度）に回転させたインピーダンスを用いたTMモード2次元解析によって得られた比抵抗モデル，(a)測線B，(b)測線C，(c)測線D，及び，(d)測線E.

Fig. 6　Resistivity models obtained by 2-D inversion of TM-mode data which are rotated along the survey lines (70 degrees): (a) Line-B, (b) Line-C, (c) Line-D and (d) Line-E.

各測点の見掛比抵抗及び位相を第9図に示す．測線1は葛根田川沿いではなく，少し北東側の山麓を川にほぼ平行して設定されている．測点間隔は100 mであり，大部分の測点では測線方向の電場とそれに直行する磁場を測るスカラー測定が行われた．解析では，測線方向の見掛比抵抗と位相を用いて，TMモードのインバージョンを行った．用いた周波数は測点1～60が約0.01 Hz～80 Hzの14通り，測点522及び530は約0.05 Hz～80 Hzの12通りである．重み付きインバージョンにおける最小の測定誤差を5%と仮定した．

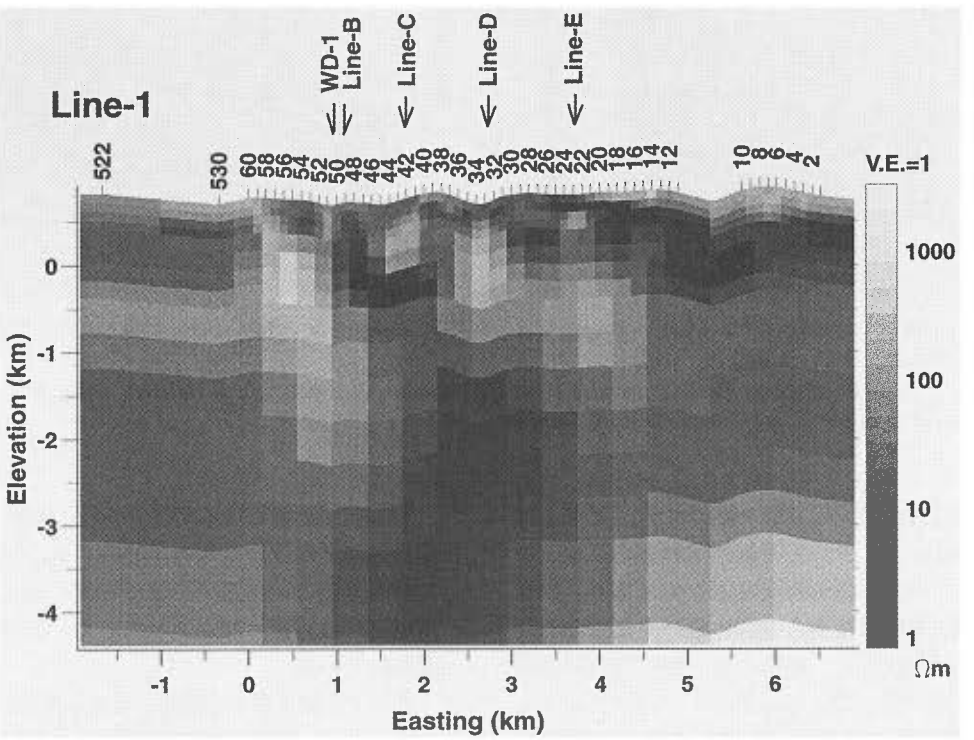
比抵抗構造の特徴は測線B～Eと共通する点が多い．浅部には顕著な低比抵抗層が分布する．この低比抵抗層は，測線中央部では層厚が小さく地表に露出するが，測線の南東側では非常に厚くなっていて，表層は高比抵抗層に覆われている．

その下の海水準～標高約－2 km付近には高比抵抗層が分布するが，測線中央部ではいくつかの高比抵抗異常の集合体として解析された．発電所近傍の測点は人工的ノイズの影響を受けデータの品質が悪い．測線B及びCと交わる付近に見られる局所的な低比抵抗部は，そのため



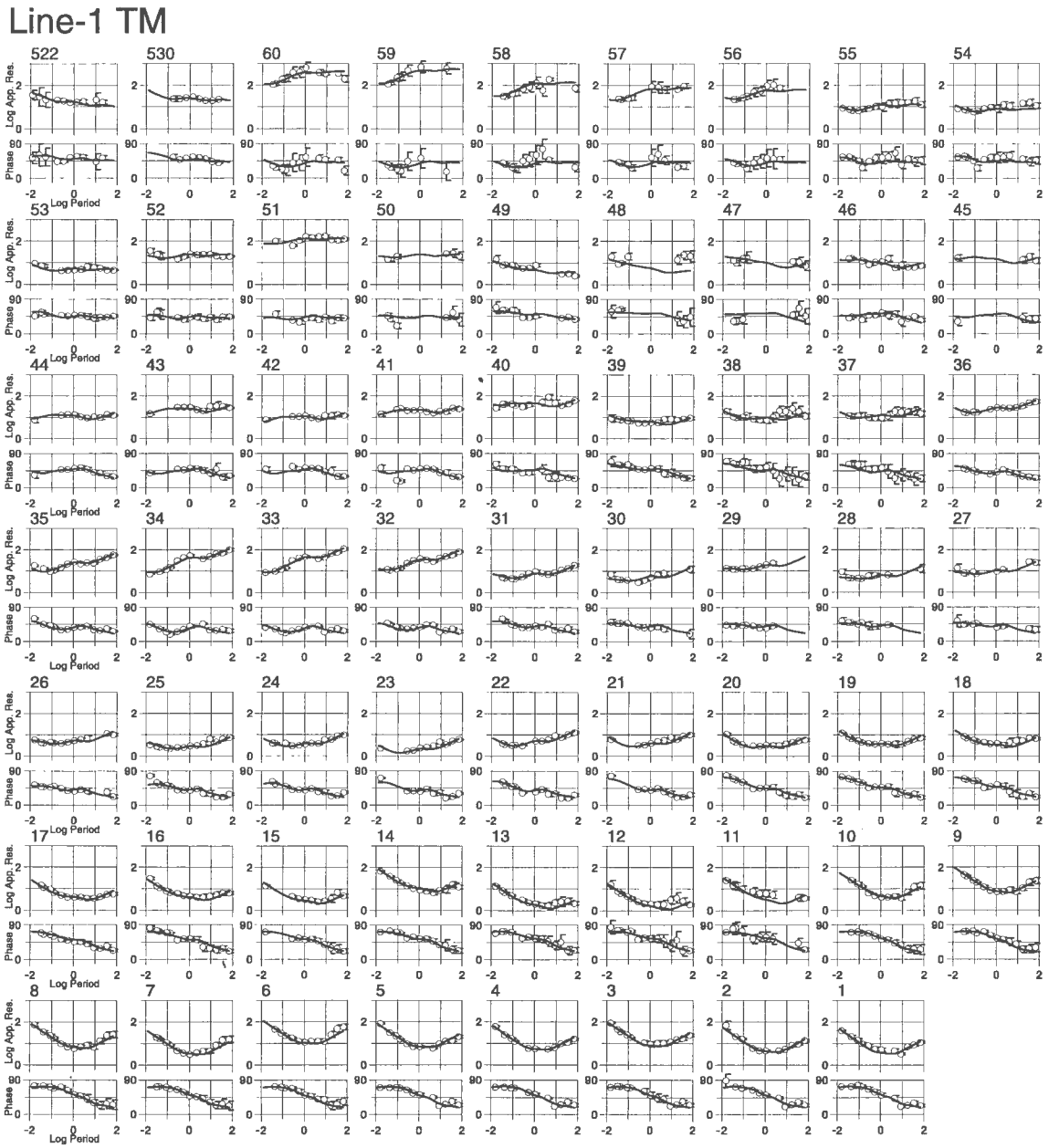
第7図　測線CのTMモード・インバージョンにおいて，反復ごとのrms残差とABICの変化．黒丸は東西方向のインピーダンスを用いた場合，白丸は測線方向のインピーダンスを用いた場合．rms残差は最小測定誤差を3%とした重み付きの値である．第4b図のモデルは反復7回目のもの，第6b図のモデルは，以降の残差が増加する傾向に転じたため，反復4回目のものを示した．

Fig. 7　RMS misfit and ABIC as a function of iteration for the inversion of the Line-C TM-mode data. Solid circles are for the data rotated to the east-west direction (90 deg.) and open circles indicate those rotated along the line (70 deg.). In the weighted inversion, 3% noise floor was assumed. The model shown in Fig. 4b is at the 7 th iteration, while the one in Fig. 6b is at the 4 th iteration because the RMS misfit and ABIC increase in later iterations for the latter case.



第8図　TMモードの2次元解析によって得られた測線1の比抵抗モデル．インピーダンスは測線方向（110度）に回転させたものを使用．測定誤差の最小値を5%として重み付きインバージョンを行った．

Fig. 8　Resistivity model of Line-1 obtained by 2-D inversion of TM-mode data that are rotated along the survey lines (110 degrees). In the weighted inversion, 5% noise floor was assumed.



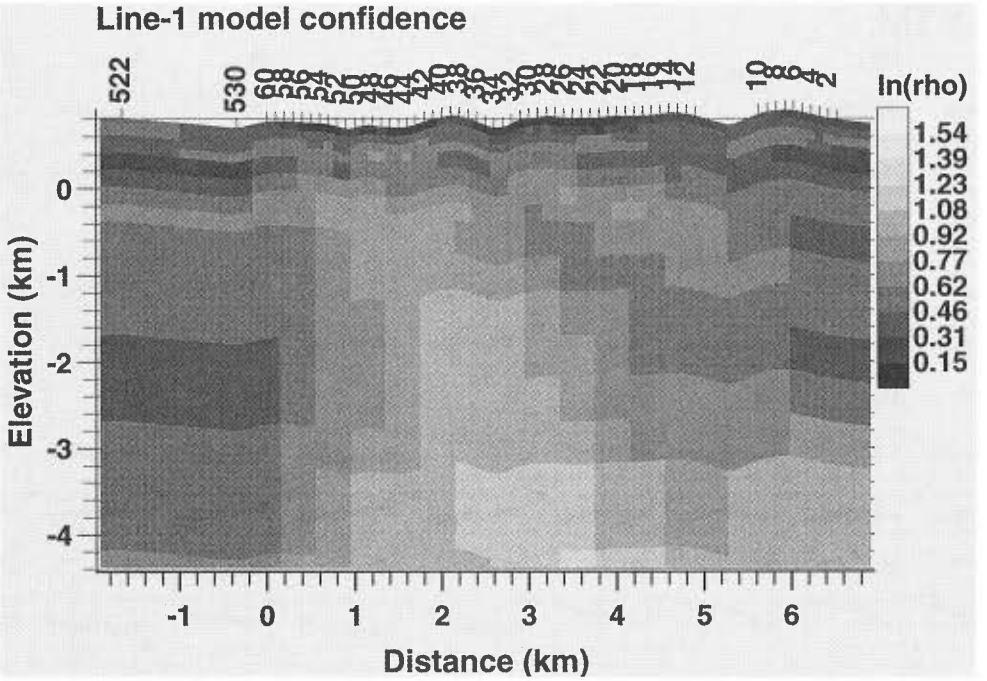
第9図　測線1の各測点における見掛比抵抗及び位相の測定値（白丸），及び，第8図のモデルから計算される理論値（実線）．
Fig. 9　TM-mode apparent resistivities and phases on Line-1： Observed values (open circles) and theoretical ones from the model shown in Figure 8 (solid lines).

に生じた偽像とも考えられる．

標高−2〜−4 kmでは低比抵抗層が分布し，さらにその下には測線全体を通じて高比抵抗層が存在する．低比抵抗層は測線中央部で非常に顕著な異常として解析された．モデルの各ブロックの比抵抗値がどの程度確かに求められているかを表す信頼区間を第10図に示す．浅い部分は測線を通して精度良く比抵抗値が決まっており，また，一般的に低比抵抗部のブロックは信頼性が高い．しかし，深くなるにつれて決定精度は悪くなり，測線1では，特に，測線中央部の深部で決定精度が良くないことが分かる．これは，この付近の測点において中間周波数帯のデータに欠測が多いことに起因している．したがって，深部の顕著な低比抵抗異常はデータから解析されたものであるが，その存在はそれほど確実ではないことにも注意する必要がある．

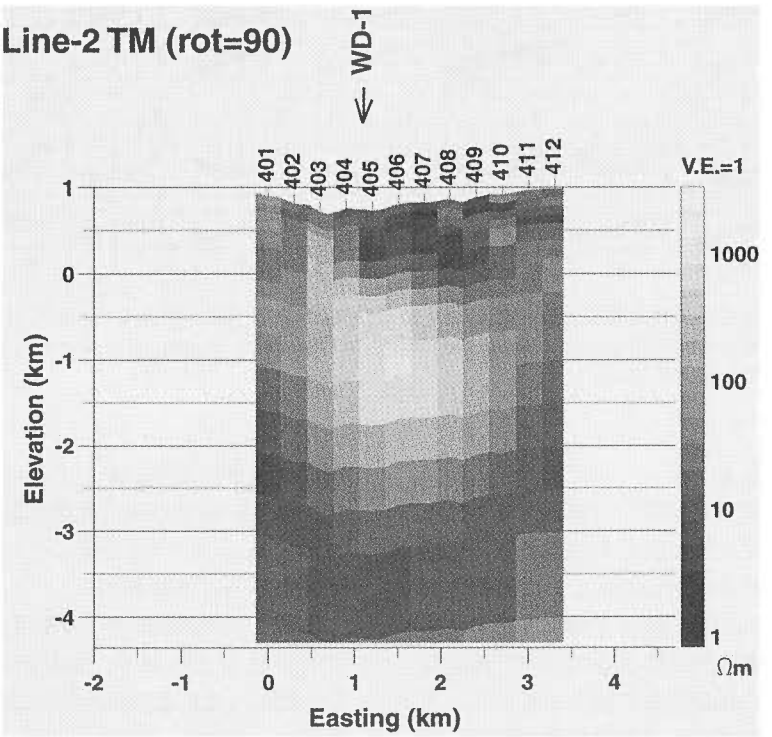
測線2の比抵抗モデルを第11図に，測線3の比抵抗モデルを第12図に示す．測点間隔は測線2が300 m，測線3は250 mである．東西方向に回転させたインピーダンスを用い，TMモードのインバージョンを行った．周波数は約0.05 Hz〜120 Hzの24通りである．

測線2は測線Bと近接している．用いた測定装置や測定時期は両者で異なるが，ほぼ同様の比抵抗モデルが得



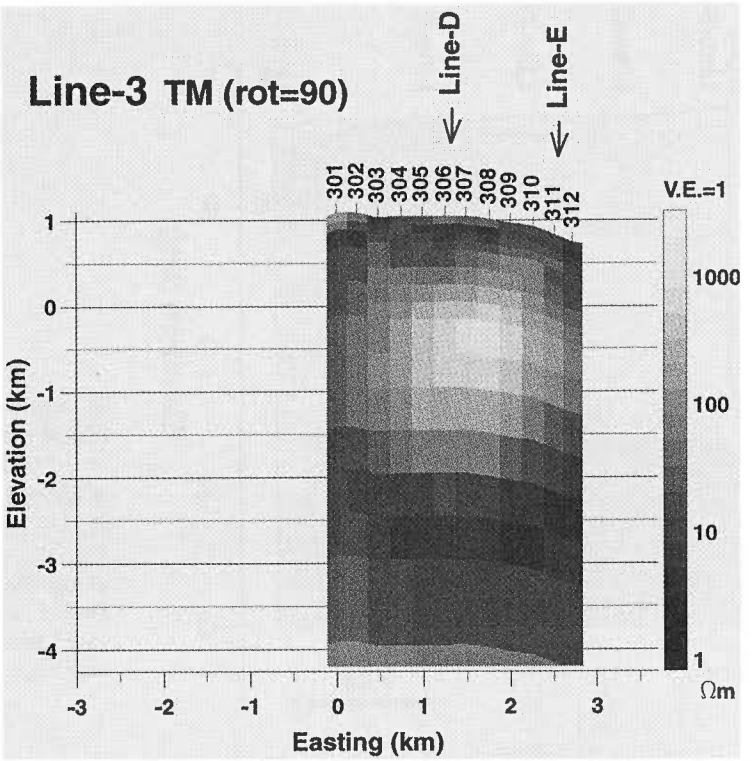
第10図　測線1の比抵抗モデル（第8図）において，各ブロックの比抵抗の信頼区間を標準偏差（自然対数領域）で表したもの．暗色のブロックほど信頼性高く比抵抗が求まっていることを意味する．

Fig. 10　Confidence limit of the estimated resistivities in the 2-D model of Line-1 (Fig. 8). Standard deviation of the parameter variance is shown in the natural logarithmic domain. Darker block indicates that its resistivity is better determined by the inversion.



第11図　TMモードの2次元解析によって得られた測線2の比抵抗モデル．インピーダンスは東西方向（90度）に回転させたものを使用．

Fig. 11　Resistivity model of Line-2 obtained by 2-D inversion of TM-mode data that are rotated to the east-west direction (90 degrees).



第12図　TMモードの2次元解析によって得られた測線3の比抵抗モデル．インピーダンスは東西方向（90度）に回転させたものを使用．

Fig. 12　Resistivity model of Line-3 obtained by 2-D inversion of TM-mode data which are rotated to the direction of 90 degrees.

られた．西側の4測点は両者で同じであるにもかかわらず深部の構造に少し相違が見られるのは，用いた周波数が異なるためと思われる．

測線3の比抵抗モデルは，浅部に薄い低比抵抗層，標高500 m～－2 kmに高比抵抗層があり，－2 km～－4 kmは低比抵抗層となっている．これは測線Dの西端の構造（第4図）と良く一致する．

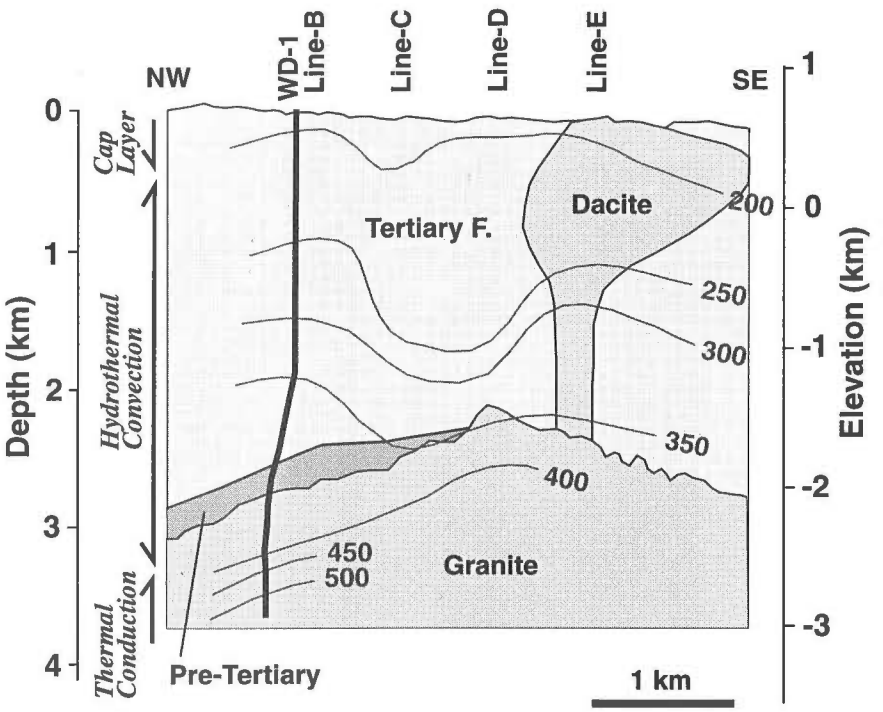
5．解　　釈

葛根田川に沿った断面における概略の地質構造を第13図に示す（Doi *et al.*, 1998）．山地部は第四紀の新しい火山噴出物によって覆われているが，葛根田川の標高では地表下浅部から新第三紀の地層（グリーンタフ層）が2 km以上の層厚で広く分布する．その下の一部には先第三紀の基盤岩類が分布している．第四紀には，まず鳥越の滝石英安山岩が貫入し（図では測線Eとの交点付近），その後，新期花崗岩が貫入したと推定される．

深部調査井WD-1aで深度2860 mに確認された第四紀花崗岩（葛根田花崗岩）は非常に高温であり，WD-1aの坑底付近（掘削深度3729 m）では摂氏500度以上の高温を記録した（例えば，Muraoka *et al.*, 1998）．WD-1aの坑底から採取された流体は非常に高濃度の塩分を含むことが分かっており，この新期花崗岩が葛根田地熱貯留層の熱源となっていると推定されている（Kasai *et al.*, 1998）．

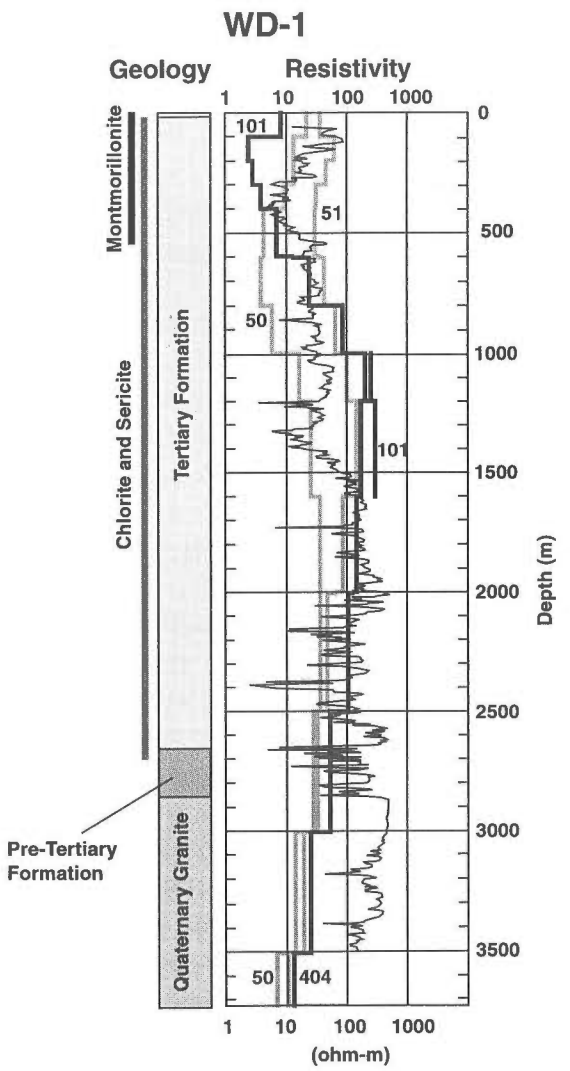
温度分布や粘土鉱物・変成鉱物の分布から考慮すると，以下の三つの領域に分けることできる．1）表層下数百mの深度までは貯留層の帽岩（キャップロック）となっている，2）深度およそ1 km～3 kmは熱水対流ゾーンとなっている，及び，3）花崗岩内部は熱伝導領域となっている．

MT法による比抵抗モデルを深部調査井WD-1aの検層データと比較する．第14図は，測線B及び測線1の比抵抗モデルのうち，WD-1aに最も近い測点下の比抵抗分布と電気検層を比較したものである．測点の位置は調査井とは一致せず，また，WD-1aは比抵抗が水平方向に急激に変化する場所に位置するため，モデルの整合性の比較は必ずしも容易ではない．深度1500 mまでの比抵抗分布を見ると，測線1の比抵抗（測点50及び51）は電気検層の値と近い値をとるが，測線B（及び測線2）の測点101及び404では深度1000～1500 mの区間で電気検層より大きくなる．深度1500 m～3000 mでは，両測線とも電気検層とほぼ一致した値となっている．花崗岩に入る深度2860 m以上では，比抵抗モデルは電気検層よりやや小さい値となる．



第13図　葛根田川に沿う断面の地質簡略図 (Doi *et al.* (1998) から作成). コンターは地層温度 (°C) を示す. 本断面の想定位置は測線1とは少し異なる.

Fig. 13　A simplified geology section along the valley (reproduced from Doi *et al.* (1998)). Contours indicate temperature distribution in degrees Celsius.



第14図　深部調査井 WD-1 における電気検層 (ロングノルマル, 細い実線) と, MT 法の2次元モデル (測線 B 及び測線1) の比較. 測線 B の測点 404 及び 101 の下の比抵抗は太い黒線で, 測線1の測点 50 及び 51 は太い灰色実線で示す. 地層の概略と粘土鉱物の出現区間も示す.

Fig. 14　Comparison of the resistivity logging data (long normal array, thin solid line) in WD-1 and resistivity models of Line-B (Site 404 and 101, thick black lines) and Line-1 (Site 50 and 51, thick gray lines). Zones where clay alteration minerals distribute are also shown.

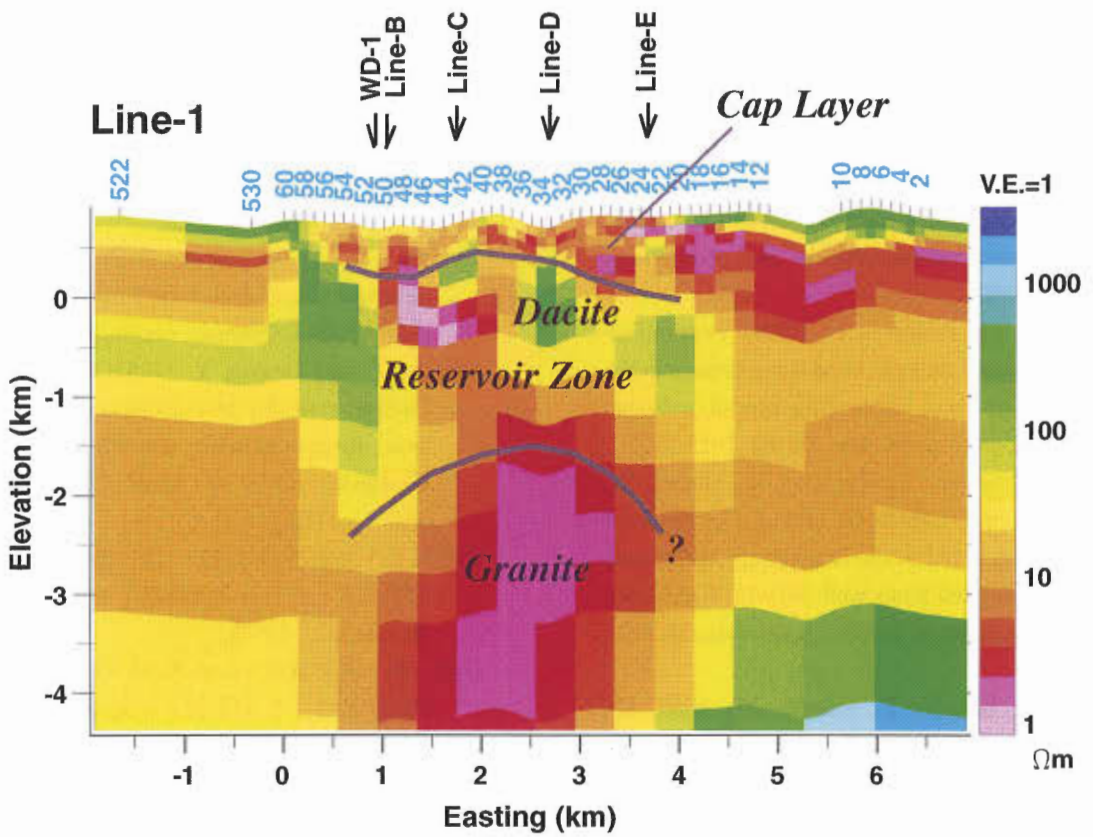
ノルマル電気検層によると，花崗岩の縁辺部は高比抵抗（約 500 Ωm）を示すが，中心部に行くにつれて比抵抗が小さくなり，WD-1a の深度 3500 m では 100 Ωm 付近まで小さくなる．WD-1a 井の坑底からは高塩分濃度の流体が採取されており，花崗岩の空隙率は小さいものの，花崗岩体の中心部に行くほど比抵抗が小さくなるものと推測できる．

測線 1 の比抵抗モデルを解釈すると，浅部の低比抵抗層は貯留層のキャップロックに相当し，モンモリロナイトなどの低温かつ膨潤性に富む粘土鉱物が多く含まれていることによるものと推測される（第 15 図）．特に測線中央部は顕著に低比抵抗である．標高−2 km より深いところに解析された低比抵抗層は，花崗岩内部の高温部に相当するものと思われる．その間に存在する高比抵抗層は活発な熱水貯留層に相当するものと思われる．しかし，貯留層付近や深部の比抵抗構造は非常に複雑であり，2 次元解析によって得られた比抵抗モデルの信頼性は十分ではない．また，発電所近傍の測点にはデータ品質の悪い測点があり，測定データに少しノイズが含まれただけで，解析によって得られる比抵抗モデルのパラメタは簡単に異なったものになる可能性がある．また，2 次元解析そのものに限界があり，複雑な地熱地域の比抵抗構造を表しきれていない可能性がある．

6．結　論

葛根田地熱地域の深部貯留層及び花崗岩周辺の比抵抗構造を明らかにするため，3 次元配置による MT 法探査が実施された．七つの測線における 2 次元解析により，貯留層構造を解釈する上で重要な比抵抗構造のイメージが得られた．例えば，浅部のキャップロックに相当する比較的薄い低比抵抗層（深度 0 m～約 500 m），比較的に高比抵抗の熱水対流ゾーン（標高 0 m～−2 km），及び，低比抵抗と推定される花崗岩中心部（深度 3 km 以上）等である．

しかし，2 次元比抵抗モデルではインピーダンスの回転方向を変化させたり，用いるインピーダンスのモードが異なると，少しずつ得られるモデルが変わってしまうこ



第 15 図　測線 1 の比抵抗モデルの解釈．花崗岩の上面境界は第 13 図の地質断面から拾ったもの．キャップロックの下限深度は低比抵抗の下限から推定した．

Fig. 15　Interpretation of the 2-D model of Line-1. Boundary of the granitic rock is from the geology section in Figure 13. Lower boundary of the cap layer is estimated from the deeper limits of shallow low-resistivity layer.

とが確認された．複雑な地質構造を有する地熱地域において，深部貯留層の構造を精度良く推定するには，品質の高いデータを取得する必要があり，また，実際の構造に合った解析の行える3次元解析手法の開発が急務である．

謝辞 本研究には，NEDOが葛根田地域において取得したMT法データ（全国地熱資源総合調査「秋田駒地域」及び深部地熱資源調査）を使用させていただいた．

文 献

Anderson, E., Jacobo, R. and Ussher, G. (1995) A geothermal reservoir revealed - magnetotellurics and data management techniques in a potent combination, *Proceedings World Geothermal Congress 1995*, 899-902.

Arnason, K. and Flovenz, O. G. (1992) Evaluation of physical methods in geothermal exploration of rifted volcanic crust, *Geothermal Reources Council Transactions,* **16**, 207-214.

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.

deGroot-Hedlin, C. and Constable, S. (1990) Occam's inversion to generate smooth two-dimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics,* **55**, 1613-1624.

Groom, R. W. and Bailey, R. C. (1989) Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion, *J. Geophys. Res.,* **94-B2**, 1913-1925.

Kasai, K., Sakagawa, Y., Komatsu, R., Sasaki, M., Akaku, K. and Uchida, T. (1998) The origin of hypersaline liquid in the Quaternary Kakkonda granite, sampled from well WD-1a, Kakkonda geothermal system, Japan, *Geothermics,* **27**, 631-645.

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 3729 m depth, *Geothermics,* **27**, 507-534.

Ogawa, Y. and Uchida, T. (1996) A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophysical Journal International,* **126**, 69-76.

Los Banos, C. E. F. (1997) 1-D interpretation of magnetotelluric data from southern Leyte geothermal project, Philippines, *United Nations University, Geothermal Training Programme Reports 1997,* 255-273.

Romo, J. M., Flores, C., Vega, R., Vazquez, R., Perez-Flores M. A., Gomez-Trevino, E., Esparza, F. J., Quijano, J. E. and Garcia, V. H. (1997) A closely-spaced magnetotelluric study of the Ahuachapan-Chipilapa geothermal field, El Salvador, *Geothermics,* **26**, 627-656.

Siripunvaraporn, W. and Egbert, G. (2000) An efficient data subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data, *Geophysics,* **65**, 791-803.

Smith, J. T. and Booker, J. R. (1991) Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data, *J. Geophys. Res.,* **96-B3**, 3905-3922.

内田利弘（1990）比抵抗構造から解釈される地熱貯留構造について－仙岩地熱地域を例にして，日本地熱学会誌，**12**，1-21.

Uchida, T. (1993) Smooth 2-D inversion for magnetotelluric data based on statistical criterion ABIC, *J. Geomag. Geoelectr.,* **45**, 841-858.

Uchida, T. and Ogawa, Y. (1993) Development of Fortran code for two-dimensional magnetotelluric inversion with smoothness constraint, *Geological Survey of Japan Open-File Report,* no.205, 115p.

内田利弘・光畑裕司（1995）澄川地熱地区におけるMT法データの2次元解析とその解釈，地調報告，no.282，17-49.

山根一修・高杉真司・Lee, K. H.・芦田 譲（1998）GRRI法によるMT法2次元インバージョン解析とその適用例，物理探査，**51**，141-153.

（受付：2000年2月14日；受理：2000年6月26日）

第 4 部

貯留層工学的研究と広域資源評価

PART IV

Reservoir engineering studies and regional resource assessments

地質調査所報告第 284 号，p.221-233，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

深部地熱系の貯留層評価

矢野雄策[1]・石戸経士[1]

Reservoir engineering study on deep geothermal systems

By

Yusaku YANO[1] and Tsuneo ISHIDO[1]

Abstract: Deep geothermal systems are characterized by high temperature and high pressure, which sometimes exceed those at the critical point of water. Physical properties of water such as viscosity and compressibility drastically change near the critical point. A numerical simulation study was done to characterize the behavior of deep geothermal systems. Pressure transients caused by production show characteristic behaviors. Production for 30 years from a reservoir at super-critical condition is possible, for high reservoir permeability cases. Economic production can be evaluated by the number of required production wells for a certain level of power generation. The economics depends largely on the reservoir kh value. If it is 10 darcy-meter or more, long-term economic production from reservoirs at 300°C～400°C is possible. If it is 1 darcy-meter, economic production is difficult, because the number of required wells rapidly increases in 10 years or less. In addition to the numerical simulation studies, reservoir engineering aspects of well WD-1 are summarized. At the final stage of the "Deep-seated Geothermal Resources Survey" project, pressure interference signals due to flow rate changes of deep production wells were obtained at well WD-1b. As a result of preliminary inversion analyses of the data, kh value of several darcy-meter was estimated for a part of the Kakkonda deep reservoir penetrated by WD-1b.

要　旨

深部地熱系は高温高圧が特徴であり，水の臨界点を超える場合がある．臨界点付近では粘性係数や圧縮率等の水の物性が大きく変化し，生産に伴う圧力遷移はそれに応じた特徴的な挙動を示す．貯留層浸透率が高ければ400°Cに達する超臨界状態の貯留層からの 30 年間の生産は可能である．長期生産時の経済性は一定出力を可能にする坑井の必要本数で評価される．この経済性は貯留層浸透率に大きく依存し，kh が 10 darcy-meter 以上あれば 300°C～400°Cの貯留層の長期経済的生産が可能である．kh が 1 darcy-meter 以下の場合には 10 年程度未満で必要坑井数が急激に増加するため，経済的生産は困難である．本稿では，以上の数値シミュレーションによる検討に加え，WD-1 井を用いた貯留層工学的調査についてこれまでの経緯をまとめている．深部地熱資源調査プロジェクトの最終段階で，深部生産井の流量調整に伴う圧力干渉信号が WD-1b 井で観測された．このデータについて予備的なインバージョン解析を行い，WD-1b 井周辺の深部貯留層の kh が数 darcy-meter であろうとの結果を得た．

1．はじめに

深部地熱資源は，浅部と比較して，より高温であるため，包蔵熱量としては国内において浅部地熱資源の約 2 倍と推定されている（宮崎ほか，1991）．探査，掘削の困難性により，実際の開発ターゲットとなっている部分は限られているが，技術開発によって開発可能資源量が増大することが期待される．深部では高温のため熱量は豊富に存在するが，流体の存在と流体の通路の透水性が特に問題となる．2000 m を超える深部ではもともと圧密によって平均的な粒子間孔隙は 1～2 %以下となっており，粒子間孔隙による透水性は極めて限られてくる．しかし，貫入岩周辺等では深部地殻の運動や応力変化による断裂系の発達が考えられ，そこでは断裂系による透水ゾーンの広がりの可能性がある．温度が非常に高い場合には地

[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ.）

Keywords: numerical simulation, super-critical condition, pressure transient, economy of production, well WD-1

層岩石のダクタイル化によって開口性の断裂が存在しにくいと考えられるが，ひずみ速度が大きければ非常に温度が高い場合でも開口性の断裂系が存在し得る．

現在，深部地熱系に関してその透水性の大きさや広がりについては，葛根田も含めて国内のいずれの箇所でも具体的な詳細は分かっていない．そこで，現時点で深部地熱系の貯留層評価では，非常に単純化したモデルを用いて，ある程度の透水性を持つ貯留層の広がりを仮定し，そこで坑井試験や生産・還元を行った場合に，貯留層がどのような圧力変化等の貯留層挙動を示すかを数値シミュレーションによって把握する基礎的な研究を行った．本稿はこのような目的でこれまで行ってきた深部地熱系の貯留層評価に関する研究成果の主要部分の紹介並びに未公表の研究成果について最新の知見を示すことを目的とする．なお，本研究で数値シミュレーションに用いた貯留層シミュレーターはSTAR (Pritchett, 1995)，坑井内流動シミュレーターはWELBOR (Pritchett, 1985) である．

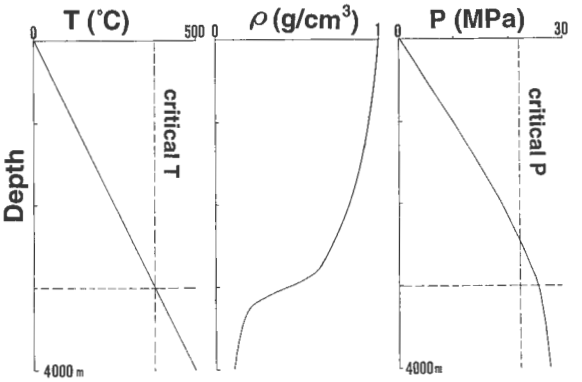
2. 臨界点を超える高温貯留層の噴気特性，圧力遷移特性

第1図 (Yano and Ishido, 1998) 左のように深度4000 mで500°Cに達する高い温度勾配を仮定する．この場合，温度は深度3000 mで375°Cと，ほぼ水の臨界点の温度 (374.15°C) に達する．地表面深度からの静水圧を考える場合，温度による水の密度変化も考慮する必要がある．第1図中央に示したこの温度分布に対応する水の密度は，臨界温度に達する深度の直上から急激に変化し，低下している．その結果として図の右に示した静水圧の圧力深度分布では深度3000 mでは既に水の臨界点の圧力 (22.12 MPa) を超えている．臨界圧力に達する深度より上の各深度で温度が飽和温度を超えていないので，この場合は浅部から深部へ液体（圧縮水）から気体（蒸気）への不連続な状態変化は起こらない．

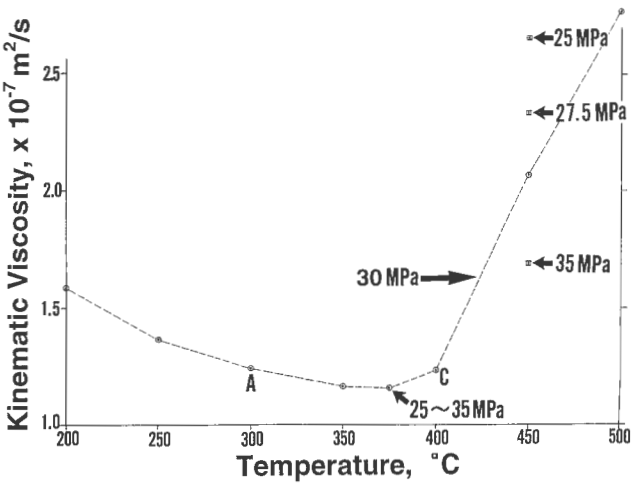
第1図でも見られるように，水の臨界点近傍では水の物性変化は極めて大きくなる（例えば，Cox and Pruess, 1990)．密度のみならず，第2図 (Yano and Ishido, 1998) における動粘度，第3図 (同) における圧縮率を見ても，臨界点付近から急激な変化が観察される．このように温度によって水の物性が非常に異なるため，深部貯留層から生産を行う時の単独井圧力遷移試験を仮定すると，貯留層温度によって圧力遷移挙動は大きく異なる．第4図 (同) は一様な初期温度を与えたラインソースモデルの単独井噴気試験における圧力遷移である．噴気試験における圧力変化は次式で与えられる．

$$\Delta P = m[\log_{10}t + \log_{10}(4k/\phi\mu cr^2) - 0.251 + 2s\log_{10}e] \quad (1)$$

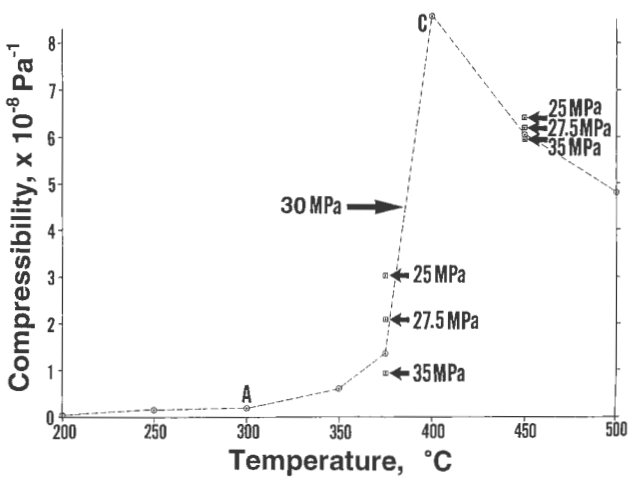
ここで ΔP は圧力変化量，m は片対数プロット図にお



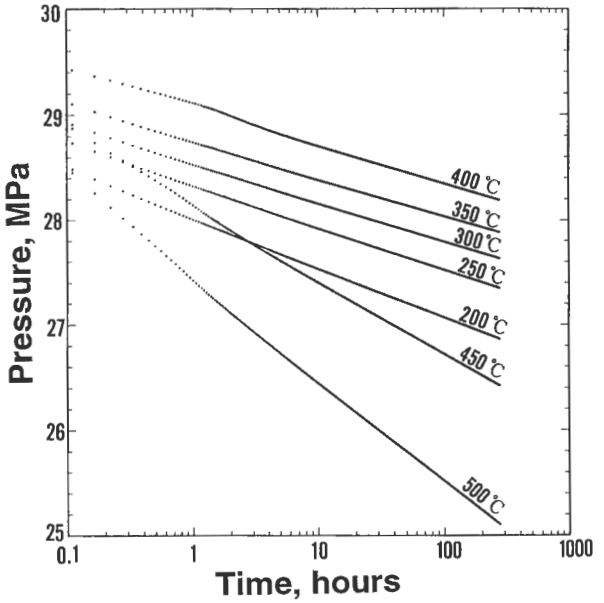
第1図　直線的温度プロファイルに対応する水の密度と圧力 (Yano and Ishido, 1998)．
Fig. 1　Water density and hydrostatic pressure corresponding to a conductive temperature profile (Yano and Ishido, 1998)



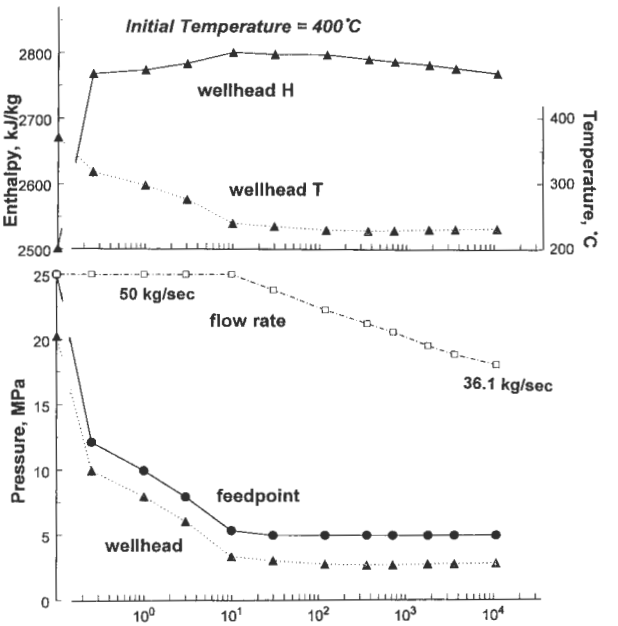
第2図　温度の関数としての水の動粘度 (Yano and Ishido, 1998)．
Fig. 2　Kinematic viscosity of water as a function of temperature (Yano and Ishido, 1998)．



第3図　温度の関数としての水の圧縮率 (Yano and Ishido, 1998)．
Fig. 3　Compressibility of water as a function of temperature (Yano and Ishido, 1998)．



第4図　初期温度の違いによる圧力ドローダウンの相違を示すシミュレーション結果（Yano and Ishido, 1998）.
Fig. 4　Simulated pressure drawdowns with different initial reservoir temperatures (Yano and Ishido, 1998).



第5図　貯留層初期温度400°Cの長期生産の場合のフィードポイント／坑口圧力，流量，坑口流動エンタルピー及び坑口温度の変化（Yano and Ishido, 1998）.
Fig. 5　Changes of feedpoint and wellhead pressures, flow rate, wellhead flowing enthalpy, and wellhead temperature in long-term production simulations for an initial temperature of 400°C (Yano and Ishido, 1998).

る勾配，tは時間，k，ϕ，μ，c，はそれぞれ浸透率，空隙率，流体の粘性係数，全圧縮率，rは坑井からの距離，sはスキンファクター，eは自然対数の底である．

第4図のような片対数グラフにおける圧力遷移の傾きmは

$$m = 2.303\,M\nu/4\,\pi kh \qquad (2)$$

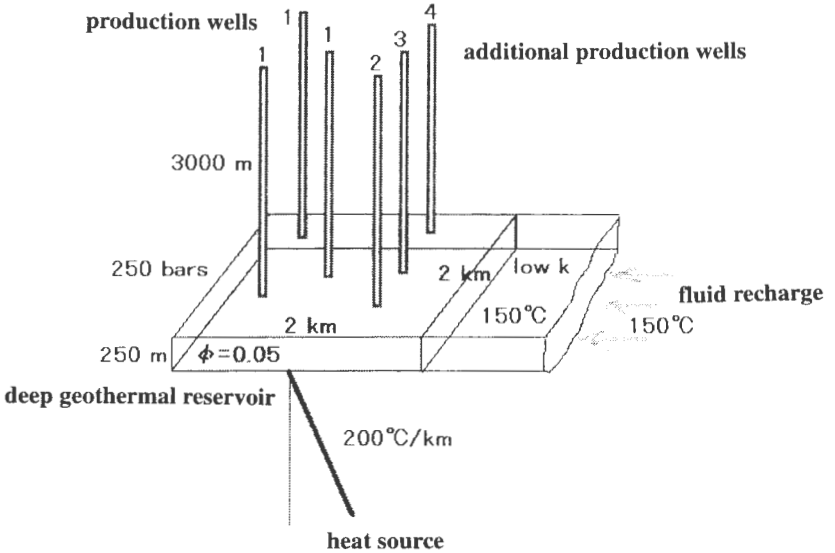
で与えられる．ここでMは質量流量，νは動粘度，hは貯留層の層厚である．温度200°Cから400°Cまでは第2図に見られるように水の動粘度は大きくは変化しないため，第4図に見られるようにこの間の圧力遷移の勾配はほとんど変化しない．一方この間，第3図のように水の圧縮率は高温になるにしたがって大きくなるため，圧力の絶対値は大きくなっている．そして，温度が400°Cを超えて500°Cまで高くなるにしたがって水の動粘度は急激に大きくなるため，圧力減少の勾配の絶対値は第4図の450°C，500°Cの圧力遷移に見られるように非常に大きくなる．

このように各温度に対応する圧力遷移を観察すると，少なくとも温度が400°Cまでは，高温になるにしたがって噴気による単独井試験での圧力減少が緩やかになるため，生産にとって有利な条件になる．400°Cを超えてさらに高温になると噴気による圧力低下が大きくなるため，流動と言う観点からは生産にとって不利な条件となる．

実際の生産においては坑井周辺の圧力低下による2相ゾーンや過熱蒸気の発生も考慮しておく必要がある．第5図（同）は3000 m深，400°Cの深部貯留層からの生産時の坑口の圧力・温度・エンタルピー・流量と坑底圧力の時間変化を示したものである．坑口の状態は坑井内流動シミュレーターに流量と坑井の大きさ等の条件，坑底の条件を与えて計算できる．図では10日目から流量を減少させているが，流量を50 kg/s一定で保とうとすると坑底圧が初期の25 MPaから12日間で5 MPa，41日間で1 MPaまで低下し，坑口圧もそれに応じて減少するため，さらに生産を続けようとすると坑口圧が大気圧まで減少して噴出が停止する．この初期の期間には坑井周辺の状態は当初の超臨界状態から過熱蒸気に遷移して，過熱蒸気に特徴的な高い動粘度が急激な圧力低下を引き起こす．

図のように流量を適当に減少させれば坑底圧を一定に維持可能で，長期間の生産が可能となる．この計算では11日以降は坑底圧を5 MPa一定に保っている．流量は徐々に落ちて，約30年間後には36.1 kg/sとなっている．生産期間中，坑井近傍の温度は相当低下するが，その周囲では岩石から水への熱の移動が起きるので，坑井に流入する流体のエンタルピーは30年間，高いレベルを維持できる．

貯留層の初期温度が375°Cの場合は流量50 kg/s一定で30年間の生産が可能である．この場合は2相ゾーンが坑井周辺に形成されるが，坑井に流入する流体の蒸気飽和度が0.5を超えることはなく，坑口のエンタルピーが急激に上昇してしまうことはない．



第6図　生産特性の感度解析に使用した深部貯留層の仮想モデル.
Fig. 6　Schematic view of the numerical model used in sensitivity studies of production behavior of a hypothetical deep reservoir.

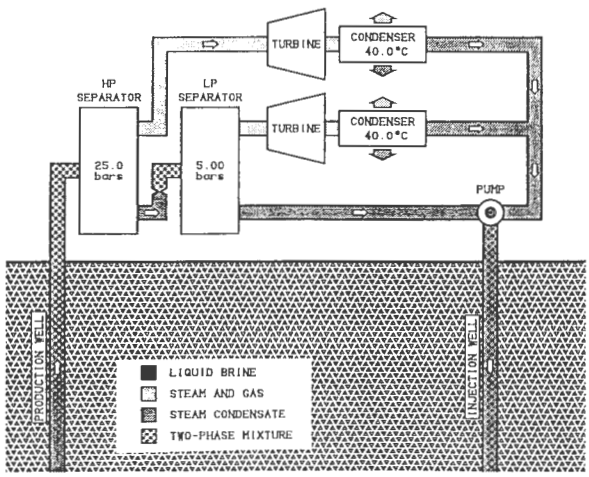
上記の計算は貯留層の kh が 10^{-12}m^3 の場合であるが，kh が一桁大きい場合には坑底圧，坑口圧の長期間の維持が可能であり，これらの計算から高温の深部貯留層が有望な貯留層であり得る kh の目安が推し量られる.

3. 深部貯留層開発の経済性

深部貯留層のパフォーマンスを検討するために第6図のような仮想モデルを用いて坑井ごとの予測シミュレーションを行った. 仮想モデルは，水平2次元で，厚さ250 m，広がり 2×2 km^2（グリッド分割は 20×20）である. 初期貯留層圧力は 250 bars であり，側方の低浸透性領域を通しての低温流体のリチャージ，上下の岩体からの伝導による熱供給が仮定されている. 貯留層領域の空隙率は 0.05，浸透率・層厚積（kh）は 1 darcy-meter（以下，d-m）と 10 d-m の2通りである.

生産予測シミュレーションは，前節の計算例と同じく貯留層シミュレータ STAR を用いて実施している. 生産井は，深度 3000 m で，坑口から深度 1500 m まで坑径 33 cm，これ以深，坑底まで 24 cm としている. 生産時の坑口圧はシングルフラッシュの場合は 10 bars，ダブルフラッシュの場合（第7図）は 30 bars としている.

発電効率は，シングルフラッシュ及びダブルフラッシュの低圧タービン（入り口圧 5 bars）については 1 kg/s の蒸気で 0.45 MWe，ダブルフラッシュの高圧タービン（入り口圧 25 bars）については 0.63 MWe としている. この設定は以下の考察に基づいて行った. タービンに入った蒸気は断熱膨張するが，この際，タービンブレードに対して次の機械的仕事をする.



第7図　ダブルフラッシュの場合の生産井から還元井までの流体の流れ.
Fig. 7　Fluid flow from a production well to a re-injection well for a double flash system.

$$dW = P\,dV \tag{3}$$

蒸気が入り口圧から凝縮器の圧力まで下がる間にタービンに与える仕事の総量を W としたとき，単位時間当たりの発電量 E は

$$E = M_v(We_t\ e_b\ e_g - L) \tag{4}$$

のように表せる. ここで，M_v は蒸気の単位時間当たりの質量流量，e_t，e_b，e_g はそれぞれタービン，軸受け部，発電機の効率，L は凝縮器・冷却塔まわりの所用電力である.

e_t は 0.8 程度，e_b，e_g は 1 にかなり近いと思われるが，ここでは入り口圧 5 bars の場合，毎時 80 ton の蒸気で 1 万 kWe 程度の実績があるので，この実績値から推定した．入り口圧 25 bars については，理論的に W が 5 bars の場合の何倍かを計算し，トータルの発電効率を推定した．

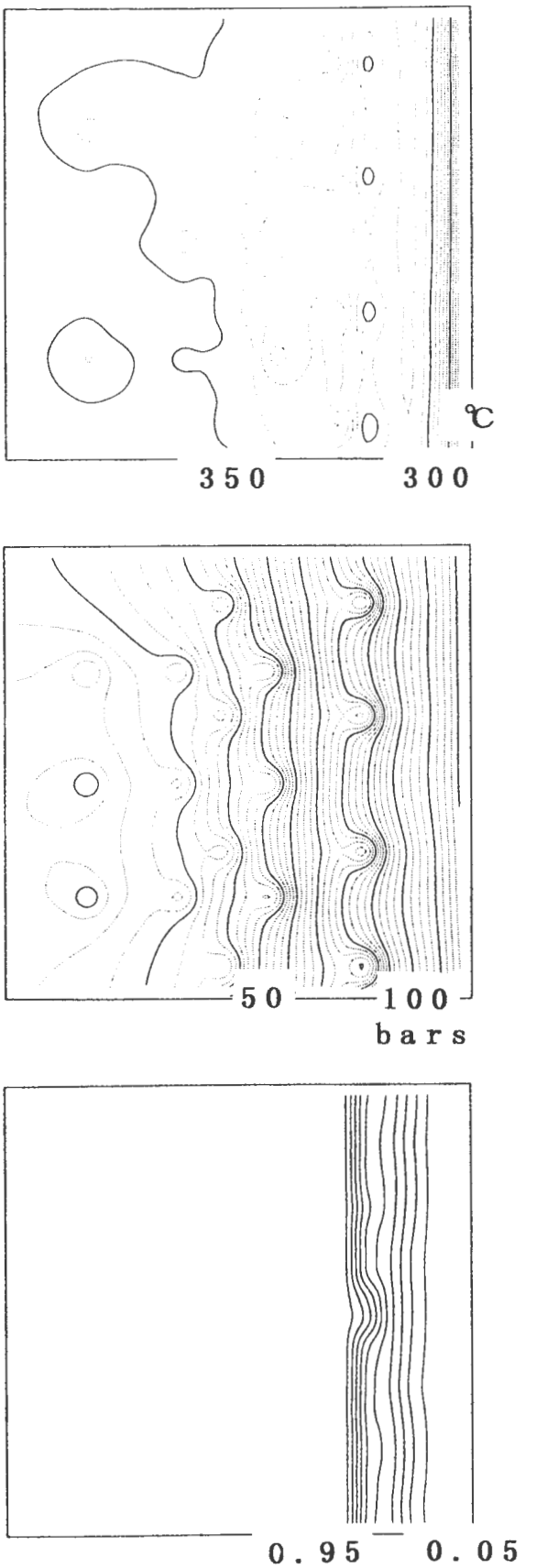
一連の計算では 50 MWe の出力を仮定している．3 本の生産井から出発し，必要に応じて追加井を加え（最大 14 本）必要蒸気量を確保する．貯留層圧力の減衰等で設定坑口圧での生産が不可能となった井戸は廃棄するため，生産井がトータルで 17 本となった時点以降では，“廃坑”及び個々の生産井流量の減衰に伴って出力は減少していく．

シミュレーションでは，井戸や坑井周辺のスケール，ケーシング損傷，酸性流体の影響等は考慮できないので，個々の生産井は，フィードポイントの温度（エンタルピー），圧力条件が十分であれば，いつまでも使用できると言う設定である．還元については，深部貯留層へ直接は戻さない場合を想定する．以下に示す大部分のケースでは，生産流体は初めのほぼ 10 年間は元々貯留層にあったものが主であるが，それ以降は周辺から供給された流体となる．

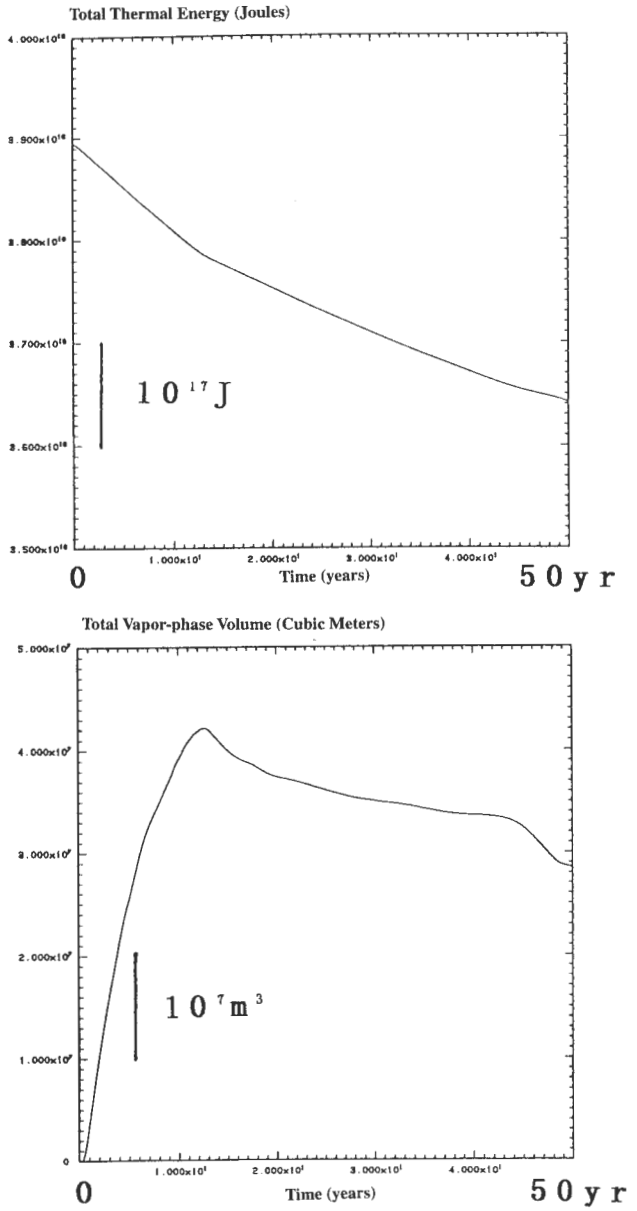
第 8 図は，あるケースでの発電開始後 15 年の時点での貯留層の温度，圧力，蒸気飽和度の分布である．このケースでは，圧力分布の低圧の目玉の数からも分かるように，この時点で当初の 3 本に加え 14 本すべての追加井が稼働している．また，貯留層内沸騰が進み，大部分の領域が蒸気単相の状態に近づいている．第 9 図には，貯留層（及び上下の岩体）の熱エネルギー並びに貯留層内に発生した蒸気量の経時変化を示す．約 13 年目までは，熱エネルギーの減少レートは 10^{16}J/yr 程度である．13 年目以降，減少が緩やかになっているのは，設定された 17 本の生産井で 50 MWe を維持できなくなり出力が小さくなったことを反映している．

第 10 図には，さまざまなケースについて，その時点までに掘削された生産井の数を当初の 3 本で割った値を示す．最大の 17 本に達した後，出力が減衰した場合には，この相対的な井戸累積本数に（50 MWe/その時点の出力）を掛けた値を示している．縦軸の値が小さいほどパフォーマンスが良いことになる．

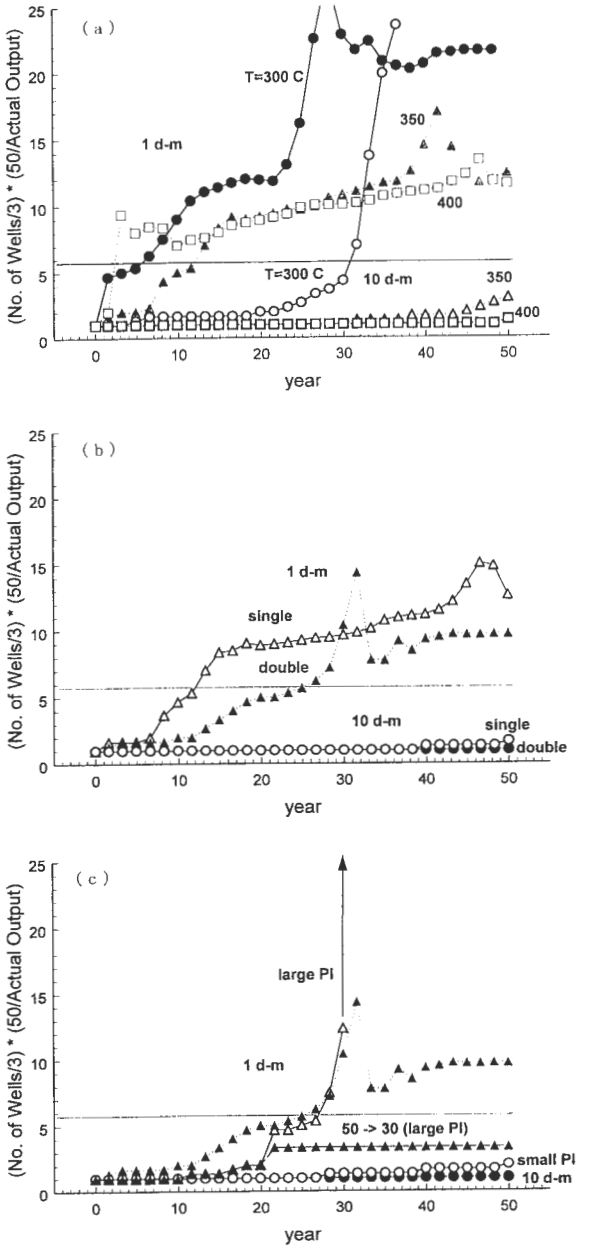
第 10 図(a)に示すケースはすべてシングルフラッシュであり，貯留層上下の岩体温度は貯留層温度に等しいとしている（第 6 図には下側の岩体部に 200°C/km の温度勾配が示されているが，このような温度勾配がない場合）．kh＝10 d-m，初期温度 350°C以上の場合には，当初の 3 本の生産井で 50 MWe の発電が 30 年以上可能と言う結果になっている．これに対し，kh＝1 d-m の場合は，発電開始 1 年目程度からかなりのペースで追加井を掘削する必要が出てくる．温度的には 300°Cと 400°Cに比べ 350°C の場合が最もパフォーマンスが良く 12 年目まで 50 MWe



第 8 図　発電開始 15 年後の貯留層内の温度，圧力，蒸気飽和度の分布．
Fig. 8　Distributions of temperature, pressure, and vapor saturation in a reservoir after 15 years of production.



第9図　貯留層中の熱エネルギーと蒸気量の経時変化.
Fig. 9　Changes in total thermal energy and total vapor-phase volume in a reservoir.



第10図　さまざまのケースについての深部貯留層のパフォーマンス. 生産井累積掘削数の相対値を示す. 横線で示す5.7以上では, 掘削数は設定した上限に達し出力が減衰している a), b), c) の図の詳細内容については本文中に記す.
Fig. 10　Economic performances of deep geothermal reservoirs with different parameters. The vertical axes indicate the relative numbers of total production wells drilled. In the regions above 5.7 on the vertical scale shown by the horizontal line, the numbers of wells have reached the maximum, and the actual output declines below 50 MWe. Differences of a), b) and c) are explained in the text.

を維持できている. kh=1 d-m の場合, 超臨界の 400°Cでは, 発電初期から生産井が最大の17本に達し 50 MWe を維持できなくなる. これは生産井まわりに過熱蒸気が発生して圧力が大幅に低下したことを反映している (前節の議論を参照).

第10図(b)は貯留層温度 350°C, 下側の岩体に第6図に示す大きな温度勾配を仮定した場合である. 高坑口圧の特長を生かしたダブルフラッシュ発電が効果的であるが, 特に kh=1 d-m の場合に顕著である. シングルフラッシュでは, 12年目で坑井数は最大の17本に達し, その後出力が減衰し, 50年目で 22 MWe となる. これに対しダブルフラッシュでは, 坑井数が最大数に達するのは25年目, 50年目での出力は 29 MWe である.

第10図(c)は貯留層温度 350°C, ダブルフラッシュの場合について, 生産井の生産指数 (PI) の影響を見た結果である. 貯留層の浸透率によって影響の仕方が異なり, kh=10 d-m のケースでは, PI を一桁小さくしても(これ

はスキンをs>0とすることに相当）大きくしても（s<0），それほど大きな違いはない．これに対し，kh＝1 d-mのケースでは，PIを一桁小さくすると，（図には示していないが）ごく初期から17本の生産井全部を投入しても50 MWeは無理で，40 MWeからなだらかに減衰して50年後の25 MWeに至る．PIを一桁大きくした場合は，初期の追加井掘削数が低く抑えられるが，21年目で坑井数が急激に増加し，さらに29年目で出力が急激にゼロに落ちる．（PIが大きいと，生産井周囲のかなりの範囲の圧力はフィードポイント圧力と同じ程度に低下している．このためフィードポイント圧力が噴出限界まで下がると，噴出量を絞ってもフィードポイント圧力がすぐに回復せず噴出停止にいたる．）この場合，掘削数が急に上がり始める前（20年目）に，出力を低く設定し直す（30 MWe）と，その後は追加井掘削をしなくても設定規模の発電が継続できる．

以上の“感度解析”から，深部貯留層のパフォーマンスは，浅部同様，貯留層の温度，透水性に大きく依存することが分かる．kh値が10 d-m以上であると，深部のみで期待される350℃以上の高温では，50年と言った長期にわたり必要坑井数が極めて少ない．地熱資源として非常に魅力的である．400℃と言った超臨界の高温で貯留層（割れ目）が発達しているか否か，これは今後の調査結果に待たなければならないが，kh値が1 d-m程度の比較的透水性の低い場合には，むしろ現実に発見されつつある350℃と言った“低め”の温度の方がパフォーマンスが良い．なお，実際の貯留層がここで示した1 d-mと10 d-mのパフォーマンスのどちらになるかは，当然ながらkhのみでなく他のパラメータ，貯留層のサイズや境界条件，発電規模等にもよる．

4．WD-1b井の貯留層工学的評価

地質調査所の解析・評価グループでは，プロジェクト立ち上げ時に，深部貯留層の実態解明のために，WD-1井を使った各種の貯留層工学的調査を提案した．以下，その後の展開と現時点での反省点を記し今後の参考としたい．また，プロジェクト最終段階の平成11年10月に，WD-1b井を観測井とした深部－深部間の圧力干渉データの取得に成功した．ここでは，最終委員会（平成11年12月）で示されたデータについて再解析を行った中間結果を記す．

4.1　これまでの調査を振り返って

平成7年10月からの2号機立ち上げ：深部貯留層の特性を把握するのに圧力干渉テストは有効な手法であり，2号機立ち上げ時はこの調査を実施するまたとない機会であった．できれば，平成7年の9月から数か月，WD-1a井において3000 m付近の微量逸水箇所を活かした圧力干渉測定を行えると良かったが実行されなかった．ケースごとに違うが，微量な逸水箇所でも遠方の能動井からの信号を捕らえる場合もあり，一考の価値はあったと思う．適宜，ストレーナーを挿入する等，圧力観測のための手段を迅速に講じられるよう，掘削・調査計画の立案段階から準備しておくべきであったのかもしれない．

平成9年7月のコメント（付録A参照）：平成8年のサイドトラック後，抑留事故があり，貯留層工学的調査についても計画の見直し等の議論があった．付録Aはこの時点で，WD-1b井浅部のケーシング損傷が修復された場合に，WD-1b井を使ってどのような調査が考えられるかを検討したものである．葛根田の深部貯留層が3節で述べた1 d-mのケースに近い場合には，運開後2-3年経過した時点での深部－深部間の圧力干渉信号取得は難しいであろうことを指摘している．なお，平成9年11月に実際にスキャブライナー工事が行われ浅部ケーシングの損傷箇所が修復された．この工事成功によりWD-1b井の浅部貯留層との“導通”は遮断され，その後，噴気テスト等が進められた．

平成10年7月のコメント（付録B参照）：WD-1b井噴気テストの現地検討，並びに坑井内二相流シミュレータを使った解析結果に基づいて，WD-1b井の噴気特性について以下のようなコメントを提出した．流量が少ないのは主として生産指数PIが小さいため，また坑口圧の低いのは地層内フラッシュと2600 m以深の堀管残留による障害のためと判断される．ただし，2600 m以深でより大きな逸水層に遭遇していた可能性もあり，抑留がなければ，全く違った結果になった可能性は否定できない．また，スキャブライナー工事の成功により，WD-1b井が深部貯留層の観測井として使用可能となり，この時点での深部貯留層の圧力が30-40気圧低下していることが明らかになった．

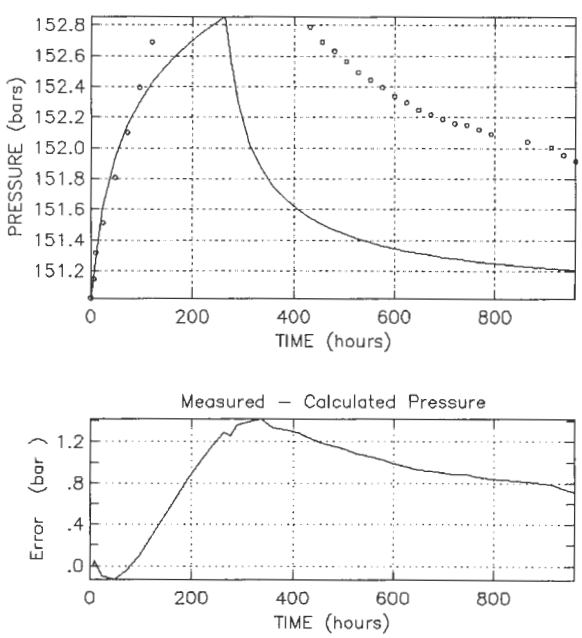
4.2　深部－深部間の圧力干渉信号の評価

WD-1b井のキャピラリーチューブ型圧力計による観測は，平成10年11月の噴気停止後のビルドアップ観測から始まり，平成11年11月中旬まで続けられた．ビルドアップの解析からkh～0.07 d-m，2号機定期点検時（平成11年10月）の干渉信号のタイプカーブマッチングからkh～10 d-mが得られている（NEDO平成10年度深部地熱資源調査報告書ドラフト）．このように，干渉テストから得られるkhが単独井テストに比べて一桁程度以上大きいことは地熱貯留層を対象とした圧力遷移試験においてしばしば見受けられる．これについては，干渉テストでは坑井間のフラクチャー網全体の透水性を観測しているのに対して，単独井テストではフラクチャー網のごく一部に相当する坑井周辺の透水性のみを観測していることが主な原因であると考えられる．

ここでは，平成11年10月の2号機定期点検時に取得

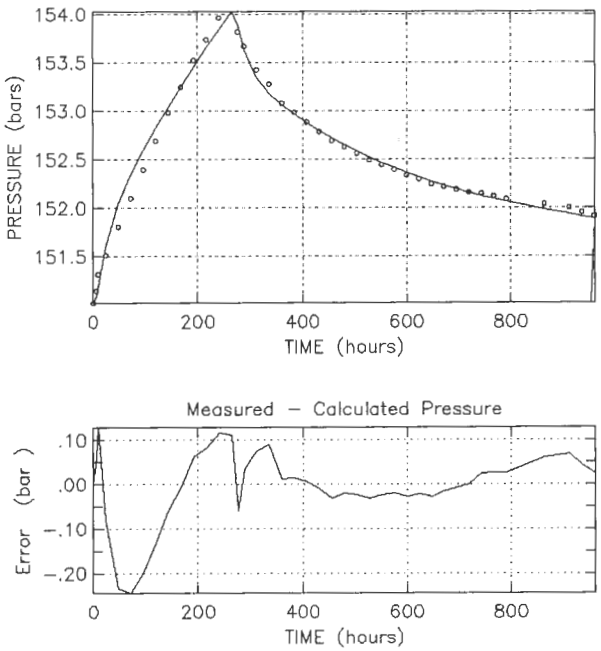
された圧力干渉データについて，圧力遷移インバージョン解析プログラム DIAGNS (McLaughlin *et al.*, 1995) を使った再解析の結果を報告する．第11図に示すのは，能動井として Well-19 のみを考慮した解析結果であり，マッチングに使用したデータは Well-19 の減量の行われた10月4日から Well-20 減量操作の行われた翌5日までの1日間のものである．ラインソース解によるマッチングで kh＝2.1 d-m，ϕCh＝9.1×10^{-8}m/Pa の解を得ている（これに対し，平成10年度報告書ドラフトにあるタイプカーブマッチングの結果は，kh＝9.7 d-m，ϕCh＝$2.2-3.4\times10^{-8}$m/Pa となっている．この違いはフィードポイント間の距離の取り方の違いやタイプカーブマッチングにおける任意性等に起因するものと思われる．）．

第11図で明らかなように，始めの1日のデータのみで得た解では，それ以降の圧力干渉データを説明できない．この原因としては，他の能動井，特に Well-20 の影響が大きいため，もしくは貯留層の不均質性が考えられる．第12図は Well-20 の減量（10月5日），増量（10月15日）の影響も考慮した場合の結果であるが，kh＝1.3 d-m，ϕCH＝1.0×10^{-7}m/Pa の値を得ている．第13図に示すのは，第12図に対応する kh と ϕCh の収束値付近での二乗誤差の分布である．このケースの標準偏差は 0.08 bar であり，観測圧力変化に比べて十分小さく，かなり良いフィッティングとなっている．



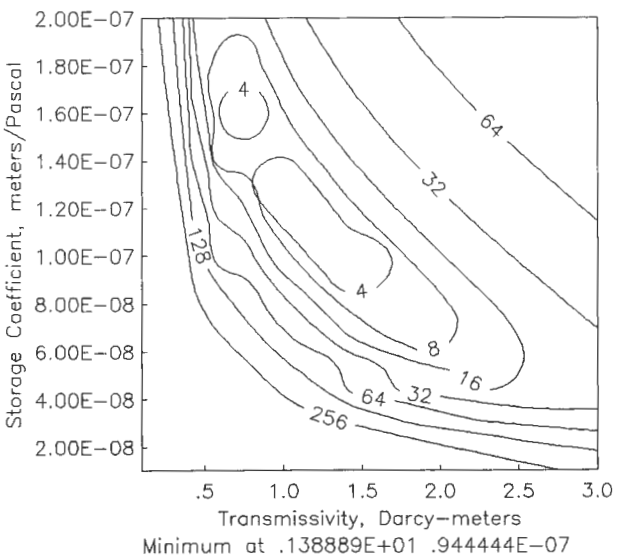
第11図　初期1日間のみをマッチングした WD-1b 圧力干渉データのインバージョン解析結果．能動井は Well-19 のみを考慮した．

Fig. 11　Inversion analysis of pressure interference data of well WD-1b. Only the data for the first 24 hours are used for the matching. Only Well-19 is used as the active well.



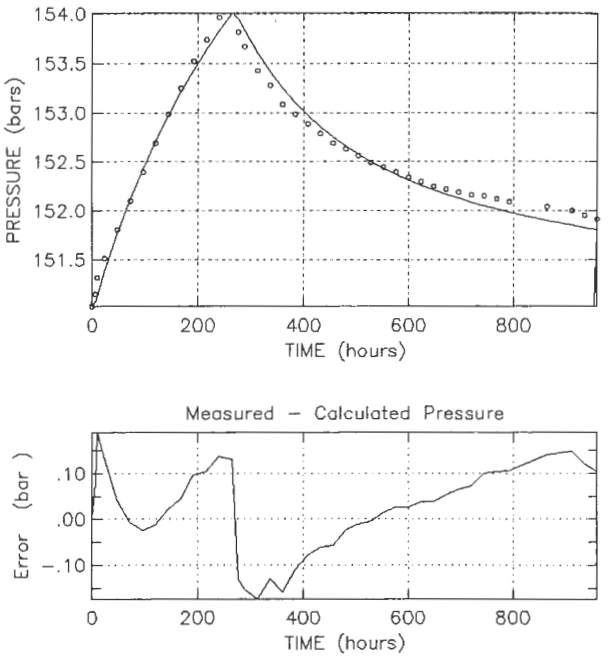
第12図　WD-1b 圧力干渉データのインバージョン解析結果．能動井は Well-19 及び Well-20 を考慮した．

Fig. 12　Inversion analysis of pressure interference data of well WD1-b. Well-11 and Well-20 are used as the active wells.

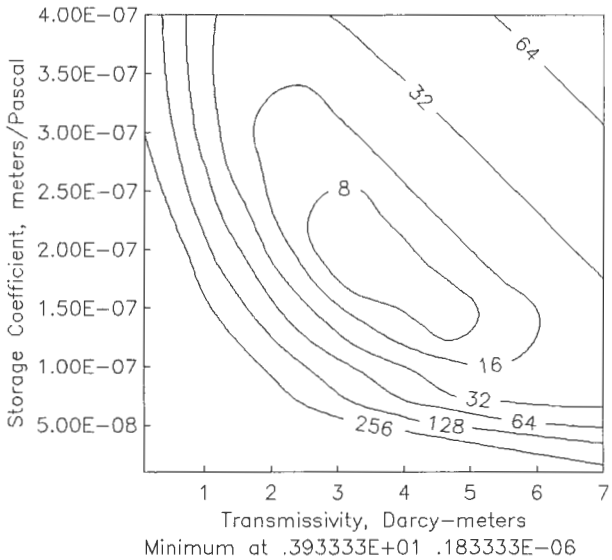


第13図　WD-1b 圧力干渉データのインバージョン解析（第12図）における正規化二乗誤差分布．

Fig. 13　Distribution of normalized squared error of the inversion analysis shown in Fig.12.



第14図　WD-1b圧力干渉データのインバージョン解析結果．能動井はWell-19のみで，不透水境界を仮定した．
Fig. 14　Inversion analysis of pressure interference data of well WD-1b. Only Well-19 is used as the active well. Two impermeable boundaries are assumed.



第15図　WD-1b圧力干渉データのインバージョン解析（第14図）における正規化二乗誤差分布．
Fig. 15　Distribution of normalized squared error of the inversion analysis shown in Fig.14.

第14図に示すのは，Well-20の影響を無視し，能動井としてはWell-19のみで二つの不透水境界の影響を考慮したモデルによるマッチングの結果である．kh＝3.4 d-m，ϕCh＝2.0×10^{-7}m/Pa，標準偏差＝0.10 bar（二乗誤差分布は第15図参照）を得ている．二つの不透水境界は互いに45°で交差し，その2等分線上にWD-1bとWell-19が並んでいると言う配置である．これはデータを片対数にプロットすると勾配が初期のものに比べ徐々に大きくなり8倍程度まで大きくなることから設定したものであるが，今回はその位置についての最適化までは図っていない．また，実際の貯留層でどのような配置になっているかについては，観測井が一本であるのでユニークには決められない．このモデルでは，Well-20との連結性を無視しているが，この仮定は微小地震分布，並びに平成10年7月のトレーサーテストの結果とは矛盾しない．このトレーサーテストでは，Well-91（WD-1b，Well-19とWell-20の中間付近の深部井）で注入したKIはWell-20で地層内流動22時間後に検出された（再湧出率1％）が，WD-1bでは検出されなかった．

以上の解析からkhは1から5 d-m程度が推定されるが，今回の解析では能動井の流量等は概数値を用いており，また地層内沸騰の影響等を無視しているので，確定的な結果とは言えない．大まかには，WD-1bとWell-19付近のkhは1 d-mより有意に大きいと言えるであろう．また，Well-20からの干渉信号が検出されていたとすると，広域的なkhとして1 d-m程度の値が得られる．3節の議論では，1 d-mの貯留層は多少経済性に劣ると言うことになっているが，これは発電規模や貯留層のサイズ，生産井間隔等によって変わる．葛根田深部貯留層の経済性は，自然状態モデリング並びにヒストリーマッチングによって3次元貯留層モデルを構築し，さまざまなシナリオについて将来挙動予測を行って検討すべき課題であろう．

謝辞　本研究を進めるに当たって，工業技術院ニューサンシャイン計画推進本部には研究予算の確保の面で，新エネルギー・産業技術総合開発機構には試資料の提供の面で多大なご援助を頂いた．地質調査所地殻熱部安川香澄主任研究官には本稿作成に際し，有益な助言を頂いた．ここに記して感謝の意を表したい．

文　献

Cox, B. L. and Pruess, K. (1990) Numerical experiments on convective heat transfer in water-saturated porous media at near-critical conditions. *Transport in Porous Media*, **5**, 299-323.

McLaughlin, K. L., Barker, T. G., Owusu, L. A. and Garg, S. K. (1995), "DIAGNS: An Interactive Workstation-based System for Well Test Data Diagnostics and Inversion," *Proc. World Geothermal Congress 95*, **4**, 2941-2944.

宮崎芳徳・津　宏治・浦井　稔・高倉伸一・大久保泰邦・小川克郎（1991）全国規模地熱資源評価

の研究．地調報告，no.275，17-43.
Pritchett, J. W. (1985) WELBOR: A computer program for calculating flow in a producing geothermal well. *SSS-R-85-7283,* S-Cubed, La Jolla.
Pritchett, J. W. (1995) "STAR: A Geothermal Reservoir Simulation System," *Proc. World Geothermal Congress 95,* **4**, 2959-2960.
Yano, Y. and Ishido, T. (1998) Numerical investigation of production behavior of deep geothermal reservoirs at super-critical conditions. *Geothermics,* **27**, 705-721.

(受付：2000年1月3日；受理：2000年6月26日)

付録A：WD-1井を用いた深部貯留層調査へのコメント（平成9年7月）

地質調査所　石戸経士

1．当初目標

1)　WD-1井の注水テスト，噴気テスト時のPTS検層，圧力遷移観測．

2)　深部貯留層での圧力干渉テスト（2号機運開時のWD-1井での圧力モニタリング）により，生産性評価のための基本データを取得する．

3)　浅部－深部間の圧力干渉テストにより，地熱系全体の生産性評価のためのデータを取得する．

2．現時点での目標再設定

1)　WD-1b，2342 m以浅の修復の後，注水テストにより，主フィードポイントの決定．また，噴気テストにより，これまでにデータがほとんど得られていない300-350°Cと言った高温条件での噴気特性についてデータ取得．圧力遷移を調べることで，深部生産井の評価を行う．

2)　2号機運開時と言う絶好のチャンスを逃してしまったが，現時点での可能性はあるか？　>3.で述べる

3)　WD-1bの噴気に伴う圧力変化を現在の浅部観測井で捕らえ，(噴気がかなりあれば) 3次元的な浸透率構造評価．

3．深部貯留層を対象とした圧力干渉テストの可能性

参照資料a：深部貯留層の生産特性についての貯留層工学的検討，地質調査所，平成9年7月（注：この資料は平成9年7月にNEDOに提出しているが，内容は本文の3節に加筆収録）

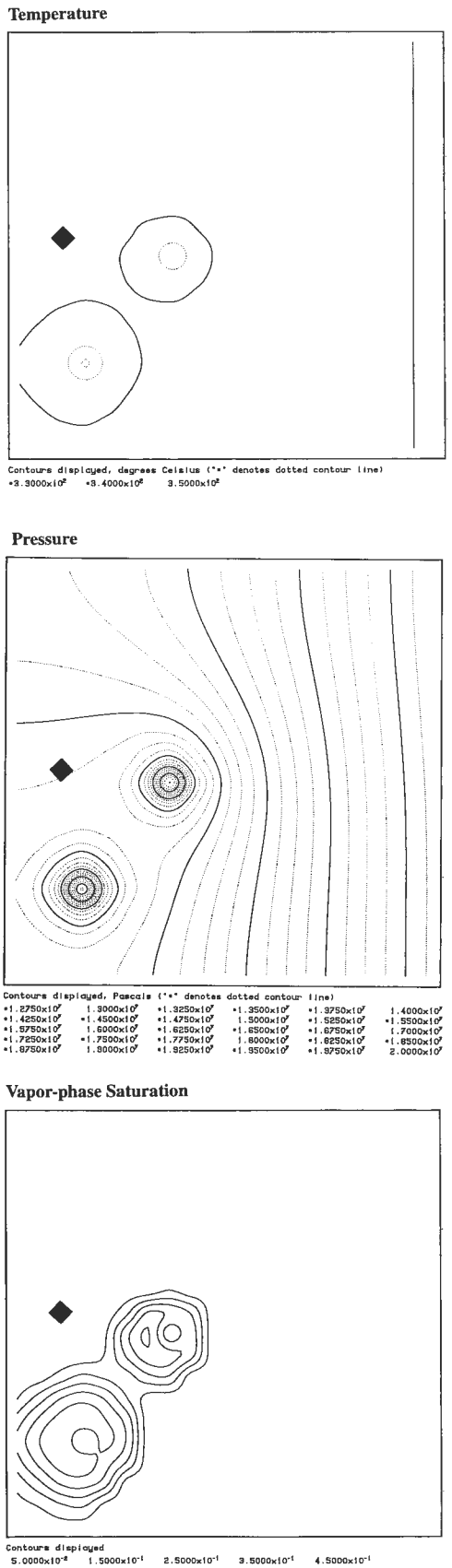
参照資料b：深部貯留層内の圧力挙動シミュレーション，日本重化学工業，平成9年4月15日WG資料

資料bのシミュレーション結果によると，深部生産井周辺では地層内沸騰が進行し，気－液二相ゾーンが発達しているため，二号機運開後1年以上を経過した現時点での圧力干渉テストは困難である．ここでは，資料aに述べた深部貯留層モデルに基づいて，この点を検討した．

資料aでは深部貯留層のkh値として，1 d-mと10 d-mの2通りの場合を仮定している．温度が350°Cであると，いずれのケースでも30 MWeの発電は長期間安定して継続できる．また，いずれのケースでも貯留層内で生産に起因する沸騰が発生する．10 d-mの場合は，10年程度経過してからであるが，1 d-mの場合は運開後半年の時点で既に生産井の周りにかなり広く二相ゾーンが発達する(350°C，1 d-mの場合について，50 MWeで発電を開始して1年後の貯留層内の温度，圧力，蒸気飽和度の分布を第A1図に示す)．運開後半年及び1年後に生産井を完全にシャットした場合，10 d-mでは圧力干渉信号は十分遠方まで伝搬するが，1 d-mの場合，1か月程度のシャットでは，ほとんど圧力変化は伝搬しない（第A2図参照)．

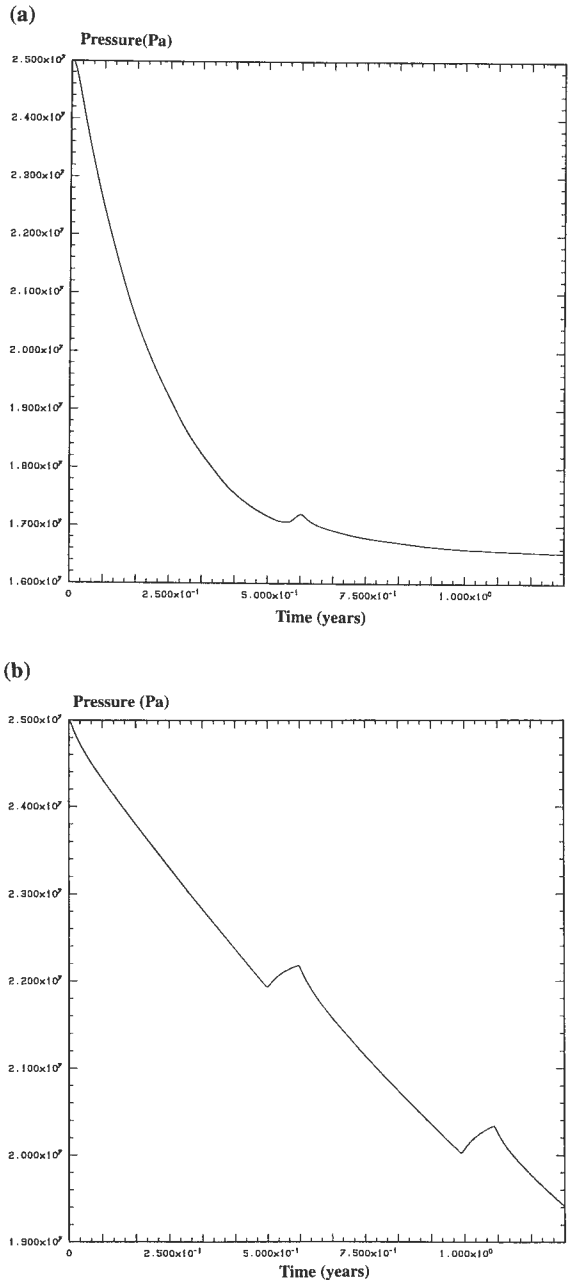
資料bではkhとして1 d-m以下を仮定している．今回，1 d-mのケースについては，資料bとほぼ同じ結果を得た．貯留層内沸騰が各生産井近傍の現象でなく，かなり広範囲にわたっているとすると（これは生産流体のエンタルピー経時変化からある程度，判断できる)，葛根田深部貯留層のkhは1 d-mに近いものと判断される．この場合，現時点で深部生産井とWD-1b間で圧力干渉テストを実施しても有効なデータを取得するのは困難と考えられる．

深部貯留層のkhが1 d-m以下の場合，あるいは浅部(周辺）との間の浸透性が1 d-m以下の場合，現時点での深部貯留層の圧力は初期圧から数十気圧，下がっていると予想される．この場合，現在のWD-1bが深部貯留層と導通があると，浅部のケーシングブレークから（浅部貯留層の）流体が流れ込んで，坑内を下降し，孔明管部(及び坑底）から深部へ逃げていると言った状況が考えられる．この点は，ケーシングブレークの補修を行う前にスピナー検層で調べることが可能である．また，新規の深部井を掘削した場合には，その時点での深部貯留層の圧力をきちんと調査する事が望ましい．



第 A1 図　発電開始 1 年後の貯留層内の温度，圧力，蒸気飽和度の分布．圧力観測井位置を◆で示す．同じケースの 15 年後の状態は本文第 8 図．

Fig. A1　Distributions of temperature, pressure, and vapor saturation in a reservoir after one year production. Location of the pressure observation well is shown by the symbol ◆. The conditions after 15 years of the same case are shown in Fig. 8.



第 A2 図　発電開始後，半年目と 1 年目にそれぞれ 1 か月の生産停止を仮定した場合の観測井における圧力遷移．(a) 1 d-m，(b) 10 d-m の場合．

Fig. A2　Pressure changes at the observation well for the cases with reservoir permeabilities of (a) 1 d-m and (b) 10 d-m. One-month production suspensions are assumed after half a year and one year of production.

付録B：WD-1井噴出試験についてのコメント（平成10年7月）

地質調査所　石戸経士

1．噴出試験結果の検討

1）　WD-1bの噴気状況について

7月2日時点の噴気状況は気液比が大きく，地層内フラッシュの発生していることを示している．また，これに加え，おそらく複数のフィードポイントが関与してサイクリックな噴気挙動を発生させているものと思われる．基本的に，坑内検層の行われた6月18日と同様な状態にあるものと考えられる．

スキャブライナー工事後に行われた注水時には，加圧の程度は不明である（50気圧程度であり，大きくとも80気圧を超えないと推測される）が，100 ton/hour程度の飲み込みがあった．これに対し，現状では，10 ton/hour程度の噴気でフィードポイント圧力は静止時の160-180気圧（静止圧については，ビルドアップ時に再確認する必要があるが）から280-300°Cに対応する飽和圧力：65-90気圧程度まで低下している．注水指数に比べ生産指数は1桁以上小さいことになるが，このような状況は，フィードポイント近傍のフラクチャー開口の温度・圧力依存性に関連して説明されるのかも知れない．

2）　シミュレーションによる検討

現状の噴気状況を理解するために，坑井内二相流シミュレータによる検討を行った．ここでは，フィードポイントは深度2700 mとし，流入した二相流体は残留堀管（外径5インチ）と8 1/2インチ裸孔の隙間を上昇するものとした．（現地での討論の結果から，このように仮定することも可能と判断．）第B1表に示すように，2700-2600 m間の有効口径は（何度かの試行錯誤の後）6 cmとし，摩擦係数を大きく設定している（6 cmより口径を小さくしていくと100 ton/hourの注水が難しくなる）．2600 m以浅は実際のケーシングプログラムによる．

第B2表に示すように，2700 mから277°Cの二相流体が3 kg/sec流入する場合，2700-2600 m間での圧力損失は40気圧と非常に大きく，2600 m以浅については6月18日の坑内検層による圧力・温度プロファイルをおおむね再現している．坑口圧4.1気圧で気液比は3.6対1である．

第B1表　WELBORによるシミュレーション：計算条件の例．
Table B1　An example of input conditions for a simulation by WELBOR.

```
The well length is subdivided into  540 intervals.
Conditions in well are to be reported every 20 integration intervals.
The Hughmark liquid holdup correlation is employed.
The effective formation thermal conductivity is 4.000 watts per meter per
degree Celsius.
Formation temperature/depth profile---
      Depth          Formation temperature
    (meters)           (degrees Celsius)
         .0                  100.0
      900.0                  200.0
    1700.0 or more           250.0
Well geometry description---
     Vertical depth  to feedpoint  is  2700.0 meters.
     Total length to the feedpoint is  2700.0 meters.
     Sec-    Vertical extent      Length    Deviation      Inside
     tion   from(m)    to(m)     (meters)   (degrees)   diameter(cm)
       1        .0    1200.0     1200.0        .0         22.000
       2     1200.0   2600.0     1400.0        .0         16.000
       3     2600.0   2700.0      100.0        .0          6.000
The pipe interior surface roughness varies as follows with depth along the
well course:
     Depth Along Well Course        Pipe Interior
        From          To          Surface Roughness
         .00 m     2600.00 m          .0000 mm
     2600.00 m     Infinity         10.0000 mm
The productivity index is infinite (flowing feedpoint pressure = reservoir
pressure).
The wellhead elevation is 0 m RSL, where atmospheric pressure is 1.01325
bars.
The reservoir pressure at the feedpoint depth is  61.50 bars.
The flowing enthalpy in the reservoir at the feedpoint depth is 2080.0 joules
per gram.
The discharge rate is 3.00 kilograms per second.
```

第B2表　WELBORによる計算結果の例
Table B2　An example of a calculated result for a simulation by WELBOR.

Depth (m)	Pressure (bars)	Temperature (C)	Flowing enthalpy (j/g)	Gas volume fraction	Flowing gas mass fraction	Liquid speed (m/s)	Gas speed (m/s)	Choke Mach number
2700.0	61.50	277.2	2080.0	.85177	.54961	4.27	21.61	.0561
2600.0	21.27	215.6	2076.2	.90932	.61426	5.34	67.17	.1629
2500.0	16.22	202.1	2088.1	.90138	.63465	.64	12.82	.0305
2400.0	15.24	199.1	2099.5	.91018	.64360	.68	13.68	.0324
2300.0	14.33	196.2	2111.6	.91832	.65282	.73	14.60	.0347
2200.0	13.47	193.3	2124.5	.92591	.66233	.78	15.59	.0371
2100.0	12.67	190.4	2138.1	.93290	.67208	.83	16.65	.0398
2000.0	11.92	187.7	2152.4	.93933	.68203	.89	17.80	.0422
1900.0	11.21	185.0	2167.4	.94527	.69221	.95	19.03	.0451
1800.0	10.55	182.3	2183.1	.95074	.70265	1.02	20.37	.0483
1700.0	9.92	179.5	2199.5	.95581	.71333	1.09	21.82	.0514
1600.0	9.32	176.9	2215.8	.96041	.72385	1.17	23.38	.0550
1500.0	8.74	174.2	2231.1	.96454	.73387	1.25	25.08	.0590
1400.0	8.19	171.4	2245.6	.96826	.74342	1.35	26.92	.0634
1300.0	7.66	168.6	2259.2	.97163	.75257	1.45	28.95	.0678
1200.0	7.14	165.8	2271.9	.97469	.76135	1.56	31.21	.0731
1100.0	6.83	164.0	2283.9	.97669	.76874	.87	17.33	.0406
1000.0	6.54	162.3	2294.5	.97847	.77543	.91	18.18	.0425
900.0	6.27	160.6	2304.0	.98005	.78153	.95	19.06	.0446
800.0	6.00	158.9	2311.8	.98143	.78669	1.00	19.96	.0465
700.0	5.75	157.2	2317.1	.98261	.79068	1.04	20.88	.0486
600.0	5.50	155.5	2320.1	.98362	.79354	1.09	21.82	.0509
500.0	5.26	153.8	2320.7	.98447	.79527	1.14	22.79	.0532
400.0	5.02	152.1	2319.0	.98521	.79591	1.19	23.80	.0557
300.0	4.79	150.2	2314.9	.98583	.79548	1.24	24.85	.0582
200.0	4.56	148.5	2308.5	.98636	.79405	1.30	25.95	.0608
100.0	4.34	146.6	2299.7	.98682	.79158	1.36	27.12	.0637
.0	4.11	144.7	2288.6	.98721	.78812	1.42	28.37	.0669

フィードポイント条件を固定して，流量を2 kg/secにすると，坑口圧10.7気圧，気液比1.3対1となる．これは調圧弁の開度を40％に変更した後の6月26日以降の挙動を定性的には説明する．

流量を3 kg/secから少しでも増やすと噴出は不可能となる．フィードポイント条件が変わらない限り，バルブを全開にしても流量は増加しない．

3)　仮想ケースの計算

以下，仮想的なケースについての計算結果を説明する．

まず，2600-2700 m間に何らの障害がなく，16 cmの口径である場合を想定する．流量が3 kg/secのとき，坑口圧は障害のある場合の4.1気圧に比べ16.1気圧となる．また，フィードポイント条件を固定した場合，最大15 kg/secの噴出が可能となる．ただし，流量が増えるとフィードポイント圧は低下するので，生産指数が現状より大きくならない限り，例え障害を取り除いても，このような流量増加の可能性は小さい．

現状で生産指数はかなり小さいが，仮にこれが十分大きく，フィードポイント圧がそれほど低下しないとすると，現状の坑井状態でも，かなりの噴気が期待される．流動時にフィードポイントが150気圧，300℃の単相状態であると，最大20 kg/secの噴出が可能である．90気圧，300℃のほぼ飽和状態では最大値は10 kg/sec程度であるが，蒸気混じりの流体になると，(2600-2700 m間での圧損が大きくなり）最大流量はさらに低下する．流入流体のエンタルピーが1500 J/gだと7 kg/sec，2080 J/gだと3 kg/sec（坑口圧は21気圧）となる．連続噴気の間に生産指数が改善されることが仮にあれば，このような状態になることも予想される．

2．WD-1bを用いた今後の観測

1)　スキャブライナー工事の成功により，WD-1bが深部貯留層の観測井として使えるようになった．生産指数が小さいことで噴気量は望めないが，深部流体の採取，トレーサーテストの実施が可能となった．また，特筆できるのは，今回“はじめて”深部圧力のモニターが可能となったことである．

2)　2号機運開後，浅部貯留層は約3気圧の低下であるが，WD-1bの平成10年5月の静止時検層から深部貯留層では30から40気圧の低下となっていることが明らかとなった．浅部から深部への流体リチャージが数100 ton/hour以下であるとすると，このような圧力差が維持されるには，両者の間に難透水ゾーンの存在することが必要である．(難透水ゾーンの厚さを100 m，断面積を1平方kmとすると，鉛直方向の浸透率は1 md以下となる．)

3)　深部貯留層では，2号機運開後，気液二相ゾーンが拡大している．以前コメントしたように深部―深部間の圧力干渉テストを実施するためのベストチャンスは逃したかもしれない（圧力干渉テストによって坑井間の浸透率や断裂構造を把握するのは困難かと思われる)．ただし，今後，長期の圧力モニターを実施することで，深部貯留層の全体的な（大局的な）構造を解明するためのデータが得られるものと期待される．

地質調査所報告第284号，p.235-248，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

地熱系におけるシリカの溶解・移動・沈殿

竹野直人[1]・石戸経士[1]・John W. Pritchett[2]

Dissolution, transportation, and precipitation of silica in geothermal systems

By

Naoto TAKENO[1], Tsuneo ISHIDO[1] and John W. PRITCHETT[2]

Abstract: Based on reaction kinetics, dissolution and precipitation of silica polymorphs were incorporated into a multi-purpose geothermal reservoir simulator, and reaction-transport of silica in geothermal systems was examined using 2- and 3-dimensional porous models. Zonings of amorphous silica, cristobalite, and quartz (simply called silica alteration zones hereafter) were reproduced in our simulation as observed in natural geothermal systems, and the following results were obtained. For the growth of large amorphous silica/cristobalite zone, high permeability for effective silica transport and small reaction surface to make equilibrium difficult to reach are required; Silica alteration zones grow in the discharge area, and silica dissolves in the recharge area. Vertical permeable zones like fractures are favorable for silica alteration zones which grow near the surface of the vertical zones. The temperature of cristobalite disappearance is reproduced in our simulation around 100°C as observed in natural geothermal systems. Large thermal input of heat source is favorable for the growth of silica alteration zones, and small thermal input causes disappearance of amorphous silica zone. These results stress the importance of amorphous silica precipitation for the assessment of potential geothermal resources. A high permeable vertical zone above the heat source causes disagreement of the loci of peak thermal input and peak subsurface temperature. Along this zone, downward temperature reversals are often observed as far as the locus of peak thermal input. There is a possibility of erroneous interpretation of the localization of heat source in the geothermal system. We should avoid this misinterpretation in the exploration of deep geothermal systems.

要　旨

汎用の地熱貯留層シミュレータにシリカ多形鉱物の溶解・沈殿を反応速度論的に扱う機能を付加し，地熱系におけるシリカの溶解・移動・沈殿について2次元及び3次元多孔質モデルで検討した．非晶質シリカ帯，クリストバライト帯，石英帯（シリカ変質帯とも呼ぶ）がほぼ天然において観察されるのと同じようにシミュレーションで再現され，次のようなことが明かとなった．非晶質シリカ帯及びクリストバライト帯の発達には，効率良くシリカが運ばれるための高浸透率と平衡に達しにくい小反応表面積が必要であり，シリカ変質帯は一般に熱水流出域に発達し，熱水流入域でシリカは溶解することが示された．フラクチャーのような鉛直な高透水性帯があるとその地表に通じる所にシリカ変質帯が発達し，クリストバライト帯の消失温度について一般に天然で認められている100°C付近がシミュレーションによっても再現された．熱源からの熱入力が大きいほどシリカ変質帯は発達し，小さいときは非晶質シリカ帯を欠く場合がある．これらの点から地熱ポテンシャリティーを評価する上での非晶質シリカ沈殿物の重要性が裏付けられた．また熱源上に高浸透率帯が存在する時は，熱入力のピークと温度ピークが一致せず，高浸透率帯に沿って熱源の直上付近まで温度の逆転がしばしば生じ，熱源の評価を誤らせる可能性があることが示された．このことは深部地熱系の探査において注意しなければならない点と言える．

1. はじめに

地熱探査においては，探査深度が深くなるにつれ，高温域に遭遇しやすくなる一方，空隙率は一般に地下深くに向って減少する傾向があるため（矢野ほか，1989），透

[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）
[2] Maxwell Technologies Inc., San Diego, CA., U.S.A.

Keywords: silica, precipitation, dissolution, kinetics, reaction-transport, geothermal system, numerical simulation, alteration

水性のある領域には遭遇しにくくなる．深部地熱系はこのようなディレンマを本質的に抱えている．したがって透水性についての理解を深めることはこのような問題を解決する一助となるであろう．透水性に大きな影響を及ぼす因子の一つとして岩石中の鉱物の溶解・沈殿が挙げられる．そこで本研究は，鉱物の溶解・沈殿が地熱系の中でどのように進むかについてシミュレーションによって明らかにすることを目的として始められた．

地熱系において一般に変質鉱物として扱われる鉱物数及び熱水中の化学種数は非常に多く，地熱系のような流動系で，これらすべてを扱うためには非現実的な多大な計算パワーが現状では必要とされる．そこで我々は扱う化学種をシリカに絞ることとした．その理由は，地熱においてシリカは次のように極めて重要な成分だからである．すなわち，シリカ鉱物は地熱地帯において変質鉱物，温泉に伴うシリカ沈殿物，坑井及び配管中のシリカスケールとして出現し，シリカ変質帯及びシリカ沈殿物は，有望地熱地の徴候とされるとともに，地層の透水性を低下させる要因でもある．石英の熱水への溶解度はシリカ温度計（Fournier，1966）として探査に利用されてもいる．

このように成分数が制約されていると言う点で本研究はどちらかと言うと基礎研究と言えるが，将来的な発展として次の二つの目標を視野に入れることができる．一つは一般に浸透率が低くなりがちな深部地熱系において，鉱物の溶解・沈殿と浸透率分布がどのような関係にあるかを明らかにし，探査の指針とすることを目指す貯留層探査的な目標，もう一つは変質鉱物を自然状態シミュレーションの拘束条件とすることで貯留層モデルの任意性を減らすことを目指す貯留層評価的な目標である．

シリカ変質帯の成因には，(1)シリカの沈殿による付加型と，(2)鉱物を構成する陽イオンが溶脱して，鉱物の骨格とも言うべきシリカフレームワークが残留した溶脱型が区別される（角，1968）．溶脱型シリカ変質帯は，地表付近の酸性変質帯に見られ，日本の地熱変質帯では付加型に比べて普遍的に認められる．本研究では，pH が中性付近でのシリカ多形鉱物の溶解・沈殿に反応速度を考慮したモデルを用いて比較的単純な地熱系について熱水対流シミュレーションを試みた．これは付加型のシリカ変質帯をモデル化したものであると言える．

反応・流動系におけるシリカ鉱物の溶解・沈殿を理論的に扱ったこれまでの研究には，平衡論に基づくものとして，石英についての1次元（Walder and Nur，1984；Lowell *et al.*，1993）または2次元流動モデル（矢野，1994）がある．また反応速度論に基づくものとして，非晶質シリカについての1次元流動モデル（Malate and O'Sullivan，1992），石英と非晶質シリカについての1次元流動モデル（Rimstidt and Barnes，1980；Wells and Ghiorso，1991），石英または非晶質シリカいずれかについての2次元流動モデル（Cathles，1983；White，1997）などがある．しかし複数種のシリカ多形鉱物の溶解・沈殿に反応速度論を適用して2次元以上の熱水対流系を論じた例はこれまでなく，本研究が新たに貢献する所である．本報告は，竹野ほか（1998a），Takeno *et al.*（1998b）及び Takeno *et al.*（2000）を基に地熱系におけるシリカの挙動をまとめたものである．上記竹野ほか（1998a）または Takeno *et al.*（1998b）がどちらかと言うと貯留層評価的な視点からまとめてあるので，本報告では貯留層探査的な視点に立ってまとめてみた．

2．シリカ鉱物の反応のモデル化

地熱地帯では上に述べたようにさまざまなシリカ鉱物が産出する．注意すべきことは，相平衡図上では，高温でしか産し得ないトリディマイトやクリストバライトが，天然の地熱地帯では低温で産することである．また，このような温度での非晶質シリカ，クリストバライトの溶解度は石英より大きく，化学平衡論的には，溶解度の最も小さい石英しか晶出し得ない．このように，地熱地帯におけるシリカ鉱物の産状は本質的に化学平衡論では説明できない．

そこで反応速度を考慮した溶解・沈殿を扱う必要がある．すなわち簡単のために主要な3種，非晶質シリカ，α-クリストバライト（以下単にクリストバライトと表記），α-石英（以下単に石英と表記）の溶解・沈殿を反応速度を考慮して熱水対流シミュレーションをすることにした．他の鉱物の影響は簡単のために無視したので，長石などのように石英よりも速い溶解速度を持つ鉱物の影響については，より複雑な系で検討する必要がある．

反応速度は，それぞれの鉱物が溶液との間で溶解または沈殿する速度を考慮した．換言すると，非晶質シリカ，クリストバライト，石英が固相のまま構造を変えて変化する反応速度は考慮せず，常に溶液を介した反応のみを扱うことにした．

化石化したシリカシンターの中には，球状の非晶質シリカの形態を保ったまま続成作用によって石英になっている例が知られている（赤羽ほか，1997）．これなどは，構造を変えて変化する反応が起こっているのかもしれない．また，珪質温泉沈殿物の中には，バイオミネラリゼーションとのかかわりが指摘されているものがある（赤羽ほか，1997；田崎，1995）．生体が，無機的に沈殿した球状シリカの集積場所に過ぎないのか，あるいは生体活動が積極的に反応速度にかかわっているのかについては必ずしも明らかではない（赤羽ほか，1997）．

また地熱水は多かれ少なかれ NaCl を主とする塩を含む．塩濃度は，シリカ鉱物の溶解度（Fournier，1983），溶解速度（Dove，1994），沈殿速度（Bohlmann *et al.*，1980）に影響を及ぼすことが知られている．今回のモデルでは，

この影響は無視したので，高塩濃度熱水への適用は制限される．このように我々の用いているモデルは，必ずしも万能ではなく，適用が制限される地質現象もあることに留意されたい．

シリカ鉱物が溶解すると空隙が大きくなり，沈殿すると空隙が小さくなる．このような空隙のサイズの変化は，岩石の浸透率，反応表面積，密度及び熱伝導率などに影響を及ぼす．我々は，単純化のために，空隙の変化は浸透率と反応表面積のみに影響を与えるものと仮定して次のようにシミュレーションを進めた．

ある時間刻みで熱水流動計算を行い，空間的な温度，圧力，熱水流動ベクトルの分布を定めると，次にそれを用いて，その時間のシリカ濃度及びシリカ鉱物の溶解・沈殿量の分布を化学反応計算によって定める．シリカ鉱物の溶解・沈殿量が求まると，それを用いて空隙率の変化を求めさらに浸透率及び反応表面積を求める．ここで求めた浸透率を用いて次の時間刻みの熱水流動計算を行い，その結果及び新たに定めた反応表面積を用いて化学反応計算を行う．このように熱水流動計算と化学反応計算を交互に繰り返してシミュレーションを進める．

化学反応を熱水流動計算に組み込む場合，ここに述べたようにそれぞれを独立にして解く方法のほかにこれらすべてを連立させて同時に解く方法もある．それぞれに一長一短があり，どちらが良いか意見の一致を見ていない（Mangold and Tsang, 1991）が，我々は熱水流動計算から化学反応計算の独立性を高めたコード RIGHTS を開発し今回の研究に用いた．RIGHTS は，単相の純水熱水流動計算コードである LIGHTS (Pritchett, 1985) を基に化学反応計算をパッーケージ形式で追加できるような拡張を施したコードであり，単相，ブシネスク近似，差分法，陽解法と言った LIGHTS の特徴を引き継いでいる．

3．化学パラメータ

シリカ鉱物は溶解度（Walther and Helgeson, 1977；Fournier, 1982；Rimstidt, 1997）及び溶解・沈殿速度（Rimstidt and Barnes, 1980；Brady and Walther, 1990；Renders *et al.*, 1995）の研究が最も多くなされた珪酸塩鉱物であると言える．これまでに多くの実験データがあるが，必ずしも一致した値を与えていない（藤本, 1991）．我々は3種類のシリカ鉱物，すなわち非晶質シリカ，クリストバライト，石英の熱水対流系における分布を，数値実験により調べる立場から，これらの鉱物間のデータの整合性を重視し，純水に対するシリカ鉱物の溶解・沈殿反応速度定数及び溶解度として Rimstidt らのもの（Rimstidt and Barnes, 1980）を用いることにした．しかしながら，低温の領域での石英の溶解度については，最近従来より大きい値が報告された（Rimstidt, 1997）．そこで，石英の溶解度についてはこの値を用い，石英の溶解速度定数を再評価した．

シリカ鉱物 $SiO_2(s)$ の水 $H_2O(l)$ への溶解・沈殿反応は次のような正逆方向の反応に表現される．

$$SiO_2(s)+2H_2O(l) \underset{k_-}{\overset{k_+}{\rightleftarrows}} H_4SiO_4(aq) \tag{1}$$

$H_4SiO_4(aq)$ は水溶液中のシリカの溶存化学種を表す．それぞれの反応速度は次のように表される．

$$\frac{\partial n_{H_4SiO_4}}{\partial t} = Ak_+ a_{SiO_2} a^2_{H_2O} \tag{2}$$

$$\frac{\partial n_{H_4SiO_4}}{\partial t} = -Ak_- a_{H_4SiO_4} \tag{3}$$

ここで，n：添字化学種のモル数，t：時間，A：反応表面積，k_+，k_-：それぞれ正逆方向への反応速度定数，a：添字化学種の活動度である．

正味の反応速度は次のようになる．

$$\frac{\partial n_{H_4SiO_4}}{\partial t} = A(k_+ a_{SiO_2} a^2_{H_2O} - k_- a_{H_4SiO_4}) \tag{4}$$

溶媒の質量 M を用いて書き換えると m を添字化学種の重量モル濃度として

$$\frac{\partial m_{H_4SiO_4}}{\partial t} = A/M(k_+ a_{SiO_2} a^2_{H_2O} - k_- a_{H_4SiO_4}) \tag{5}$$

詳細釣合の原理により平衡定数 K と反応速度定数には次の関係がある．

$$K = \frac{k_+}{k_-} \tag{6}$$

そこで溶解と沈殿の反応速度は次の式で表される．左辺は溶解で正，沈殿で負の値をとる．

$$\frac{\partial m_{H_4SiO_4}}{\partial t} = k_+ A/M\left(1-\frac{Q}{K}\right) \tag{7}$$

ただし

$$Q = m_{H_4SiO_4} \tag{8}$$

とし，シリカ鉱物及び水の活動度を1に，$H_4SiO_4(aq)$ の活動度係数を1とした．シリカ鉱物の溶解度 K は次のような絶対温度 T の式で与えられる．

石英（Rimstidt, 1997）

$$\log K = -1107.12/T - 0.0254 \tag{9}$$

α-クリストバライト（Rimstidt and Barnes, 1980）

$$\log K = -0.0321 - 988.2/T \tag{10}$$

非晶質シリカ（Rimstidt and Barnes, 1980）

$$\log K = 0.3380 - 7.889\times10^{-4}T - 840.1/T \tag{11}$$

反応速度定数 k_+ 及び k_- は次のような絶対温度 T の式で与えられる（Rimstidt and Barnes, 1980）．石英の溶

解速度定数は再評価したものである.

$$\log k_{-}(\text{all phases}) = -0.707-2598/T \quad (12)$$

$$\log k_{+}(\text{qtz}) = -0.7324-3705.12/T \quad (13)$$

$$\log k_{+}(\alpha\text{-crist.}) = -0.739-3586/T \quad (14)$$

$$\log k_{+}(\text{am. silica}) = -0.369-7.890\times10^{-4}T-3438/T \quad (15)$$

今回の数値実験が対象とするような350°C以下では圧力依存性が小さいので,以上の定数は気液飽和曲線上を仮定して温度のみの関数としてかまわない.

4. 支配方程式と解法

その他の支配方程式として質量保存,エネルギー保存,運動量保存(ダルシー則)を用い,岩石と熱水の間には常に熱的平衡を仮定した.これらの式を次に簡単に示す.

質量保存(流体)

$$\frac{\partial(\phi\rho_f)}{\partial t} + \nabla\cdot(\phi\rho_f\vec{u}_f) = M_{fss} \quad (16)$$

質量保存(シリカ)

$$\frac{\partial(\phi\rho_f c)}{\partial t} + \nabla\cdot(\phi\rho_f c\vec{u}_f) = M_{sss} \quad (17)$$

エネルギー保存

$$\frac{\partial}{\partial t}[(1-\phi)\rho_r E_r+\phi\rho_f E_f]+\nabla\cdot(\phi\rho_f E_f\vec{u}_f) = \nabla\cdot(\bar{K}\nabla T)+E_{ss} \quad (18)$$

運動量保存

$$\phi\rho_f\vec{u}_f = \frac{k}{\nu_f}(\rho_f\vec{g}-\nabla P) \quad (19)$$

M_{fss} は流体質量のソース・シンクで,坑井からの生産還元による流体の単位時間当りの流出流入量である.M_{sss} はシリカのソース・シンクで,坑井からの生産・還元で単位時間当たりに流体と供に運び去られたり運び込まれるシリカの量とシリカ鉱物の単位時間当たりの溶解・沈殿によるシリカの変化量の合計である.E_{ss} はエネルギーのソース・シンクで,坑井からの生産還元で単位時間当りに流体とともに運び去られたり運び込まれるエネルギー及びエネルギーソース(熱源)から単位時間当りに供給されるエネルギーの合計である.その他の記号については第1表を参照されたい.

浸透率は粒径や空隙率などの関数としてさまざまな経験式や理論式が知られている(Domenico and Schwartz, 1990).今回の計算には水力学的モデルに基づく式として良く知られるKozeny-Carman式より導かれる次の式を用いたが,熱水流動シミュレーションの結果は右辺の次数の変化にあまり鋭敏ではないとされている(Yano, 1994).

$$\frac{\text{current permeability}}{\text{initial permeability}} = \left(\frac{\text{current porosity}}{\text{initial porosity}}\right)^3 \quad (20)$$

反応表面積については,初期のモデル(竹野ほか, 1998)では,各シリカ多形鉱物に一律に同じ面積を最初に与えて,空隙率の変化に応じて次の関係を仮定した.

$$\frac{\text{current area}}{\text{initial area}} = \left(\frac{\text{current porosity}}{\text{initial porosity}}\right)^{0.5} \quad (21)$$

これを本報では定面積モデルと呼ぶことにする.

なお,初期条件として岩石中に初めから含まれている鉱物(この場合石英)を初生鉱物と呼び,シミュレーションを始めてから熱水から沈殿した鉱物を2次鉱物と呼んでいる.注意してほしいのは,石英には初生のものと2次のものがあることである.

さて,定面積モデルに対して一方では,次のような新しいモデルも提案している(Takeno *et al.*, 1998).その原理は次のとおりである.1) 岩石中の初生鉱物は,不飽和ならば空隙の表面を通して,溶液に溶解する.2) 2次鉱物は飽和に達すると空隙の表面に溶液から沈殿し,空隙の表面を覆い,不飽和になれば再溶解する.沈殿の時は,全反応表面積 A は i 種シリカ鉱物の沈殿速度の比に応じた面積 A_i に分配される.3) 空隙の壁に沈殿した

第1表 記号一覧.
Table 1 List of symbols.

E_f	Fluid internal energy per unit mass	c	Silica concentration
E_r	Rock internal energy per unit mass	$\vec{g}$	Gravity acceleration
E_{ss}	Energy source/sink rate	k	Rock permeability
$\bar{K}$	Bulk effective thermal conductivity	$\vec{u}_f$	Fluid velocity
M_{fss}	Fluid mass source/sink rate	ν_f	Fluid kinematic viscosity
M_{sss}	Silica mass source/sink rate	ρ_f	Fluid density
P	Fluid pressure	ρ_r	Rock density
T	Temperature (same for fluid and rock)	ϕ	Rock porosity

2次鉱物は岩石中の初生鉱物の溶解を妨げる．しかしながら，極微量の難溶性鉱物が空隙の全表面を極めて薄いフィルムとなって沈着すると直ちに岩石中の易溶性の鉱物の溶解が完全に遮断されてしまうのは，空隙表面の粗さと実際には非一様であろう鉱物の沈着を考慮すると現実的でないと考えられる．そこで，我々は $F^*(0<F^*<<1)$ と言うパラメータを導入し，全表面積を2次シリカ鉱物の沈殿した A_p と岩石（初生鉱物と不活性鉱物からなる）が露出している残りの A_f に仮想的に分割した上で次のような関係を課した．

$$F = \frac{V_p}{F^*(V_p+V_l)} \tag{22}$$

$$G = \frac{A_f}{A} \tag{23}$$

したがって

$$A_f = GA \tag{24}$$

$$A_p = (1-G)A \tag{25}$$

$$G = (1-F)^2 \quad for\ F<1 \tag{26}$$

$$= 0 \quad for\ F>1 \tag{27}$$

V_p は2次シリカ鉱物により占められる体積，V_l は溶液により占められる体積である．2次シリカ鉱物の溶解の時は，A_i はシリカ鉱物の体積比で A_p を分配する．初生鉱物の溶解の時は A_i はシリカ鉱物と不活性鉱物の体積比で A_f を分配する．以上のモデルをここでは分配面積モデルと呼ぶことにする．

シミュレーションコード RIGHTS は以上の式を Boussinesq 近似で有限差分法を用いて陽解法で解く．この計算では，鉱物の消失出現と言う不連続な現象を扱っているので，時間刻みを大きく取れない制約がある．したがって陰解法を用いるメリットはあまりなく，一ステップ当たりの計算量が少ない陽解法で，時間刻みを細かくして解くこととした．また計算に伴う数値的な拡散を極力押さえるため“second-order donor-cell” scheme（Pritchett, 1985）と呼ばれるアルゴリズムを用いた．

5．地熱系モデルの概要

地熱系のモデルとして単純なものから複雑なものへかけて次の3モデルを検討した．

モデル1　幅2 km，深さ2 kmの2次元多孔質モデルで全領域に同じ物性値を与える．溶解・沈殿反応については定面積モデルを採用．

モデル2　幅2 km，深さ2 kmの2次元多孔質モデルでキャップロックなどの地熱貯留構造を持つ．溶解・沈殿反応は分配面積モデルを採用．

モデル3　幅2 km，奥行き2 km，深さ2 kmの3次元多孔質モデルでキャップロックなどの地熱貯留構造を持つ．溶解・沈殿反応は分配面積モデルを採用．

モデル1は20×20で，モデル2は80×80で，モデル3は20×20×20で均等にグリッド化した．いずれも上面は，1 barで開放しており，10°Cの純水が自由に出入りするものとする．それ以外の面はすべて，断熱で非透水性であるものとする．地表における大気への放射及び伝導による冷却はヒートシンクとして扱われ，単位面積当たり $8\times(T-10)$ W/m² とした．ヒートソースとして熱入力 H W/m² を底面のグリッドに単位面積当たり

$$H = 2\times10^{-2}(350-T)\left(1-\sqrt{(\frac{i}{i_{max}})^2+(\frac{j}{j_{max}})^2}\right) \tag{28}$$

となるように与えた．ただし H が負となる時は0とする．i, j は底面のメッシュ番号で，i_{max}, j_{max} はメッシュ数である．ただし2次元の場合は j/j_{max} を0とする．いずれも T は摂氏温度である．岩石は重量比で20%石英を含み，残りの部分は反応に関与しないものとし，初期状態の空隙は10°Cの純水により満たされているものとした．また岩石と水との間の熱平衡は常に成り立つものと仮定し，計算はモデル1で100,000年まで，その他は50,000年まで進めた．すべてのモデルの全グリッドに共通する物性として密度（grain density）：2,500 kg/m³，熱容量：1,000 J/kg/deg，熱伝導率：2.0 W/m/deg を与えた．これらの値は，地熱地帯に産する岩石の物性値として普通のものである．

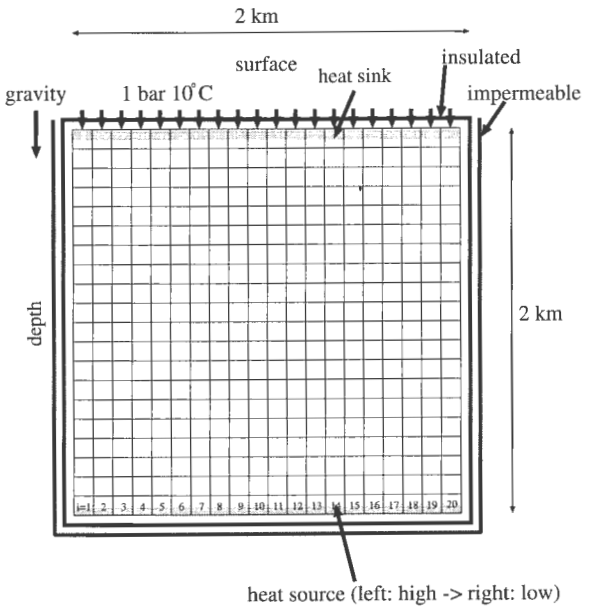
それ以外のパラメータ（空隙率，浸透率と反応表面積）は各地熱系モデル及びグリッドごとに異なり，次に項を改めて記す．

なお，空隙の表面積のうち反応表面積の占める割合が石英の質量比20%に等しいとすると，反応表面積1.0 m²/m³は比表面積5.0 m²/m³に対応する．この場合空隙の代表的サイズは，空隙率/比表面積＝0.01 mとなる．また流体1 kg当たりの表面積は $A/M=0.1$ m²/kg となる．反応表面積が10及び100 m²/m³の場合は空隙のサイズはそれぞれ0.001m，0.0001m，A/M はそれぞれ1m²/kg，10 m²/kg となる．

6．モデル1の結果と考察

竹野ほか（1998a）では第1図の断面を持つ地熱系で空隙率5%で他のパラメータ，すなわち初期状態の浸透率（等方性を仮定），初期状態の反応表面積，分散長を変えてみた（第2表）結果について検討した（第2図）．

竹野ほか（1998a）は予察的に試みたモデル1の結果を次のようにまとめた．熱水が流動するにつれ温度が上がる領域，すなわち熱水流入域では，溶解による石英の減少域が最も温度の高いところを起点にして，対流の上流に向けて時間とともに発達していく．熱水が流動するに



第1図　モデル1における地熱系の形状と諸条件.
竹野ほか (1998a) を一部改変.
Fig. 1 Geometry and conditions for the geothermal model 1.
Partly modified from Takeno *et al.* (1998a).

第2表　モデル1におけるシミュレーションでの物性値の割当て.
Table 2 Parameter sets for numerical simulation in model 1.

run	permeability (m^2)	reaction surface area (m^2/m^3)	dispersion length (m)
2s-4	5.0×10^{-15}	1.0	0
2s-2	1.0×10^{-15}	1.0	0
2s-1	5.0×10^{-16}	1.0	0
3s-2	5.0×10^{-15}	10.0	0
3s-3	5.0×10^{-15}	100.0	0
3s-1	5.0×10^{-15}	1.0	10

つれ温度が下がる領域，すなわち熱水流出域では，石英の沈殿域が深部の最も温度の高いところを起点にして，垂直に上昇する熱水流動の下流すなわち地表に向けて時間とともに発達する．熱水の上昇流が地表に達すると，非晶質シリカ，クリストバライト，石英の沈殿帯が水平に発達する．非晶質シリカ帯が最も狭い分布を示し，クリストバライト帯が，一部これに重なるとともに縁辺部で深部に垂れ下がっている．石英沈殿帯はこれらの下部に発達し，全体としてマッシュルーム型になる．

これまで概念的 (Giggenbach, 1984；Shikazono, 1988) あるいは簡単なシミュレーション (Takeno, 1989) により指摘されてきた熱水流入域から熱水流出域へのシリカの輸送が空間的に明瞭に認められることを示した．

浸透率が小さくなる (第2図Aの系列) かあるいは反応表面積が大きくなる (第2図Bの系列) と非晶質シリカが出現しなくなることを示した．また，反応表面積の変化が，深部より浅部の変質帯分布パターンにより大きな影響を与えている (第2図Bの系列) ことを示し，この原因として，深部では高温であるため既に反応速度が十分大きく，反応表面積の影響が効きにくいためであるとした．

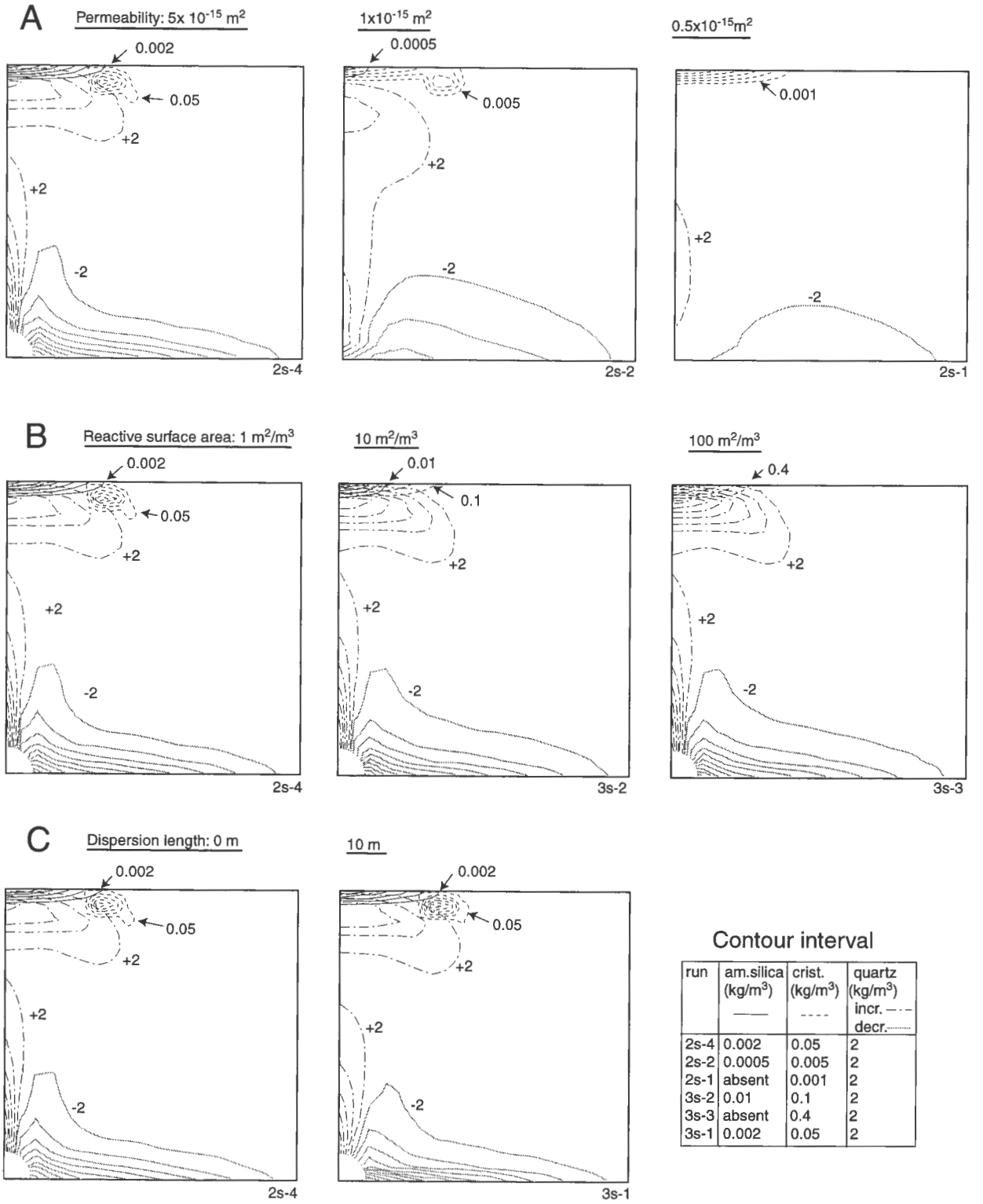
また分散の影響が小さい (第2図Cの系列) ことを示し，これ以降の数値実験において分散長を0とした．

7. モデル2の結果と考察

モデル2においてTakeno *et al.* (1998b) は，鉛直方向の高浸透ゾーンでフラクチャーを表現するとともにキャップロック及び貯留層と言った地熱構造要素を持つモデルを論じた (第3図)．このモデルでのグリッドの刻みが細かいのは，地表近くの浅所でのシリカ変質帯の発達過程を細かく見るためである．予察的な計算で，計算結果がF^*に対して鋭敏でないことが判明したので，F^*は0.01に固定した (後述のモデル3でも同様)．これは，初生鉱物として岩石に含まれているシリカ鉱物がこれらの中で最も難溶性である石英であるためである．計算結果を第4図及び，一部の拡大を第5図に示す．この場合シリカ鉱物の沈殿は，フラクチャーを想定した高浸透率ゾーンを中心に発達していることが認められ，浸透率，反応表面積とシリカ変質帯との関係についてモデル1と同様な関係が確認された．さらに，クリストバライトの消失がほぼ100°C以下で起こることを示し，活地熱地帯で従来から観察されていながらも化学平衡論では説明のつかないクリストバライトの消失温度 (林, 1972；Hayashi, 1973；Browne, 1978；金原・大久保, 1978) を十分説明し得ることを強調した．また，新たに導入した分配面積モデルでは定面積モデルに比べて，再溶解反応が遅めになることを示し，この原因として，体積に比例して反応表面積を分配するこの方法では再溶解鉱物が微量になると実際よりも反応表面積が小さくなりすぎるためではないかと推定した．ただし，この影響は2次鉱物が微小量 (1×10^{-14}kg/m^3 のオーダーかそれ以下) になった時にあらわれるので計算結果を大きく左右することはないことが確認されている．

8. モデル3の結果と考察

Takeno *et al.* (2000) は，モデル2と同様にキャップロック，鉛直方向の高浸透率ゾーン (フラクチャー) 及び貯留層から構成される地熱系を3次元モデル (第6図)



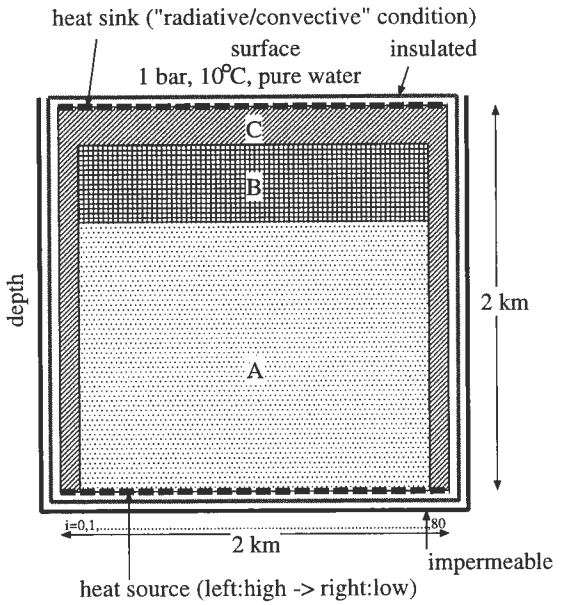
run	am.silica (kg/m³) ———	crist. (kg/m³) ----	quartz (kg/m³) incr. — - — decr. ·····
2s-4	0.002	0.05	2
2s-2	0.0005	0.005	2
2s-1	absent	0.001	2
3s-2	0.01	0.1	2
3s-3	absent	0.4	2
3s-1	0.002	0.05	2

第2図　モデル1における物性値を変えた時の100,000年後の地熱系の比較．

A：浸透率を変えた場合．B：反応表面積を変えた場合．C：分散長を変えた場合．非晶質シリカ（am. silica）とクリストバライト（crist.）のコンター間隔はシミュレーション番号（第2表）により異なり，石英のコンターは初期値からの増減（incr./decr.）を示す．図中のコンターに添えられた数字はコンター値である．コンターが過密な左下隅はコンターを表現していない．竹野ほか（1998a）を一部改変．

Fig. 2　Comparison of geothermal systems after 100,000 years, with different parameters in model 1.

A: Permeability, B: Reaction surface area and C: Dispersion length. Note that contour intervals of amorphous silica (am. silica) and cristobalite (crist.) depend on the simulation number, and that decrease (decr.) or increase (incr.) from the initial content of quartz is contoured. Numbers along the contours in the figure indicate contour values. Drawing of contours is omitted in the lower left corner due to too many contour lines. Partly modified from Takeno *et al.* (1998a).

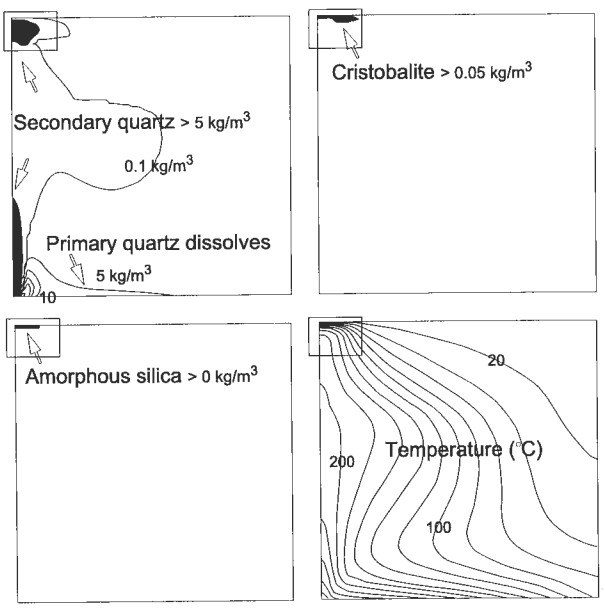


第3図　モデル2の地熱構造と物性値の割当て(空隙率/浸透率/表面積).

A: 貯留層 ($0.05/5\times10^{-15}$m^2/100 m^2/m^3). B: キャップロック ($0.01/1\times10^{-15}$m^2/10 m^2/m^3). C: 垂直な浸透ゾーン(フラクチャー)と表層の低浸透ゾーン ($0.05/1\times10^{-14}$m^2/10 m^2/m^3). Takeno *et al.* (1998b) を一部改変.

Fig. 3 Geothermal structure and rock properties in model 2.

A: reservoir ($0.05/5\times10^{-15}$m^2/100 m^2/m^3). B: cap rock ($0.01/1\times10^{-15}$m^2/10 m^2/m^3). C: two vertical fractures and shallow horizontal permeable formation ($0.05/1\times10^{-14}$m^2/10 m^2/m^3). Partly modified from Takeno *et al.* (1998b).

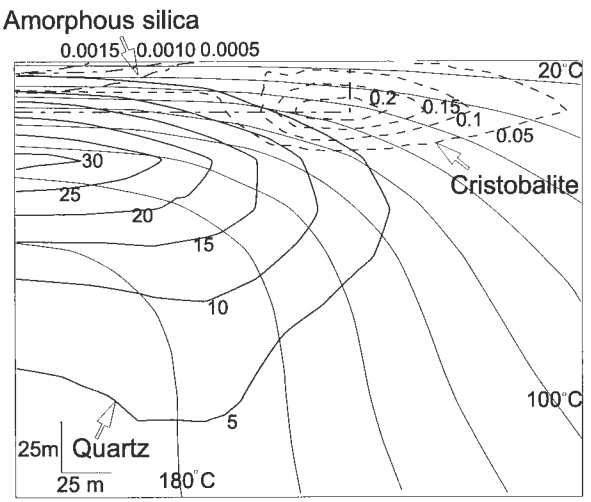


第4図　モデル2による50,000年後のシリカ鉱物の沈殿・溶解と温度分布.

石英, クリストバライト, 非晶質シリカの沈殿の著しい部分に陰を付けた. 溶解した石英量をコンター (kg/m^3) で示す. 四角い箱で囲った部分を第5図に拡大して示す. Takeno *et al.* (1998b) による.

Fig. 4 Precipitation/dissolution of silica minerals and temperature distribution after 50,000 years in model 2.

Areas with significant precipitation of quartz, cristobalite, and amorphous silica are shaded or enclosed. The amount of quartz dissolved is contoured in kg/m^3. Boxed areas are enlarged in Fig. 5. After Takeno *et al.* (1998b).

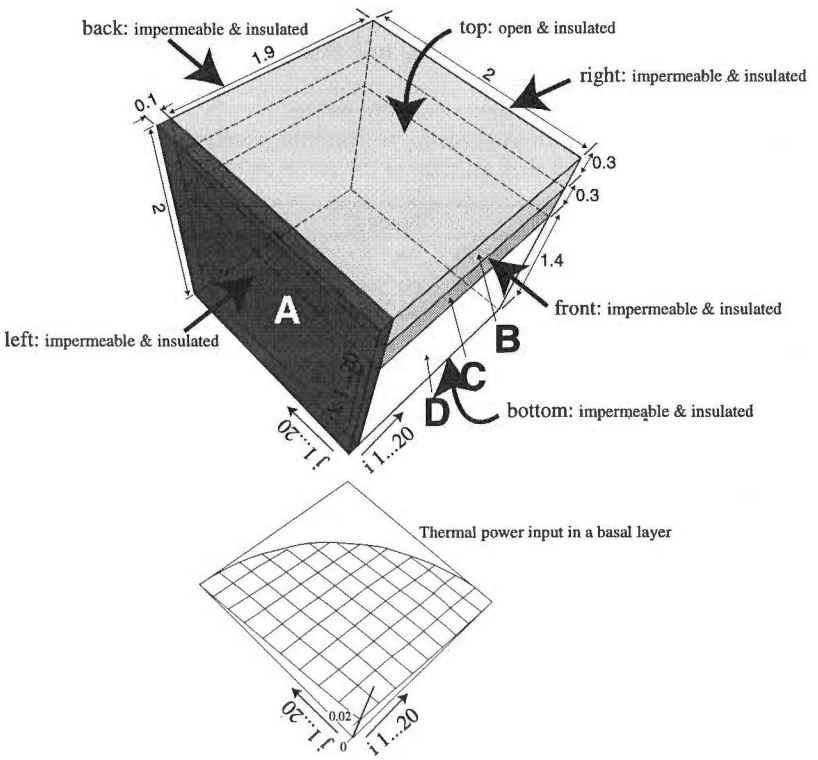


第5図　第4図の囲み部分の拡大.

細線：温度 (°C), 太線：石英沈殿量 (kg/m^3), 破線：クリストバライト沈殿量 (kg/m^3), 鎖線：非晶質シリカ沈殿量 (kg/m^3). Takeno *et al.* (1998b) による.

Fig. 5 Boxed areas in Fig. 4 are enlarged.

Thin line: temperature (°C), thick line: quartz precipitation (kg/m^3), broken line: cristobalite precipitation (kg/m^3), chain line: amorphous silica precipitation (kg/m^3). After Takeno *et al.* (1998b).



第6図　数値シミュレーションモデル3のための地熱系の形状と構造．
単位は km．下図は（28）式の熱入力係数の底面での分布を係数値を高さにとって立体的に示した．最高値は i=0，j=0 での 0.02 W/m²/K である．Takeno *et al.*（2000）を一部改変．
Fig. 6　Geometry and structure of model 3 for numerical simulation.
Unit in km. Lower part plots the distribution of thermal input coefficients of the equation (28) in a basal layer for a vertical axis. The maximum value is 0.02 W/m²/K at i=0 and j=0. Partly modified from Takeno *et al.* (2000).

で検討した．グリッドの刻みが再び20であるのは計算時間を考慮したためである．グリッドをつなげてAからDまでのブロックを作り，岩石物性を第3表に示すように与えた．50,000年後の状態を第7図及び第8図に，系の熱エネルギーと岩石中の2次シリカ鉱物の最高分布密度を第4表に示す．このモデルの場合も，非晶質シリカ帯は鉛直な高浸透率帯が地表に会して熱水が流出する所とその周辺に出現し，この帯はほぼクリストバライト帯と一致している．2次石英の沈殿は，熱水の上昇流帯と一致し，マッシュルームパターンとなっている．次にパラメータごとに項目を分けて結果を検討する．

(1)　浸透率の効果

実験11-0，11-1，11-2（第7図）から，高浸透帯に隣接する地層の浸透率の影響を見ることができる．この地層の浸透性が高いほど，非晶質シリカとクリストバライト帯の幅は広がり，その最高鉱物分布密度は高くなるが，全系の熱エネルギーは減少することが認められる．このことから熱エネルギーとシリカが高浸透帯を通じて効率良く輸送されていることが示される．

(2)　キャップロックの効果

実験11-4と11-5（第8図Ⅰ）の結果は，低浸透率の貯留層上にあるキャップロックの位置（それぞれB及びC）はシリカ変質帯の分布及び熱エネルギーに対してあまり影響を与えないことを示している．

(3)　キャップロック上の地層の効果

実験11-3と11-9（第8図Ⅱ）の結果は高浸透率ブロックB（11-9の場合）中でクリストバライト帯が大きくなっているが，その他の結果はパラメータにあまり依存しないことを示す．

(4)　貯留層の浸透率の効果

また貯留層Dが低浸透率の11-4/11-5実験（第8図Ⅰ）と高浸透率の11-3/11-9実験（第8図Ⅱ）を比べると，非晶質シリカ帯とクリストバライト帯は後者においてより発達しているが，熱エネルギーと2次石英帯には顕著な差が認められない．このように高浸透率貯留層ではシリカと熱が効率良く輸送される結果，系の熱エネルギーは減少しシリカ変質帯は発達し，特に非晶質シリカ帯とクリストバライト帯の発達に大きな影響を及ぼしていることが分かる．

(5)　熱源の効果

実験11-7，11-5，11-8（第8図Ⅲ）は熱源の大きさがこの順で小さくなる．その結果，強力な熱源は大きな熱

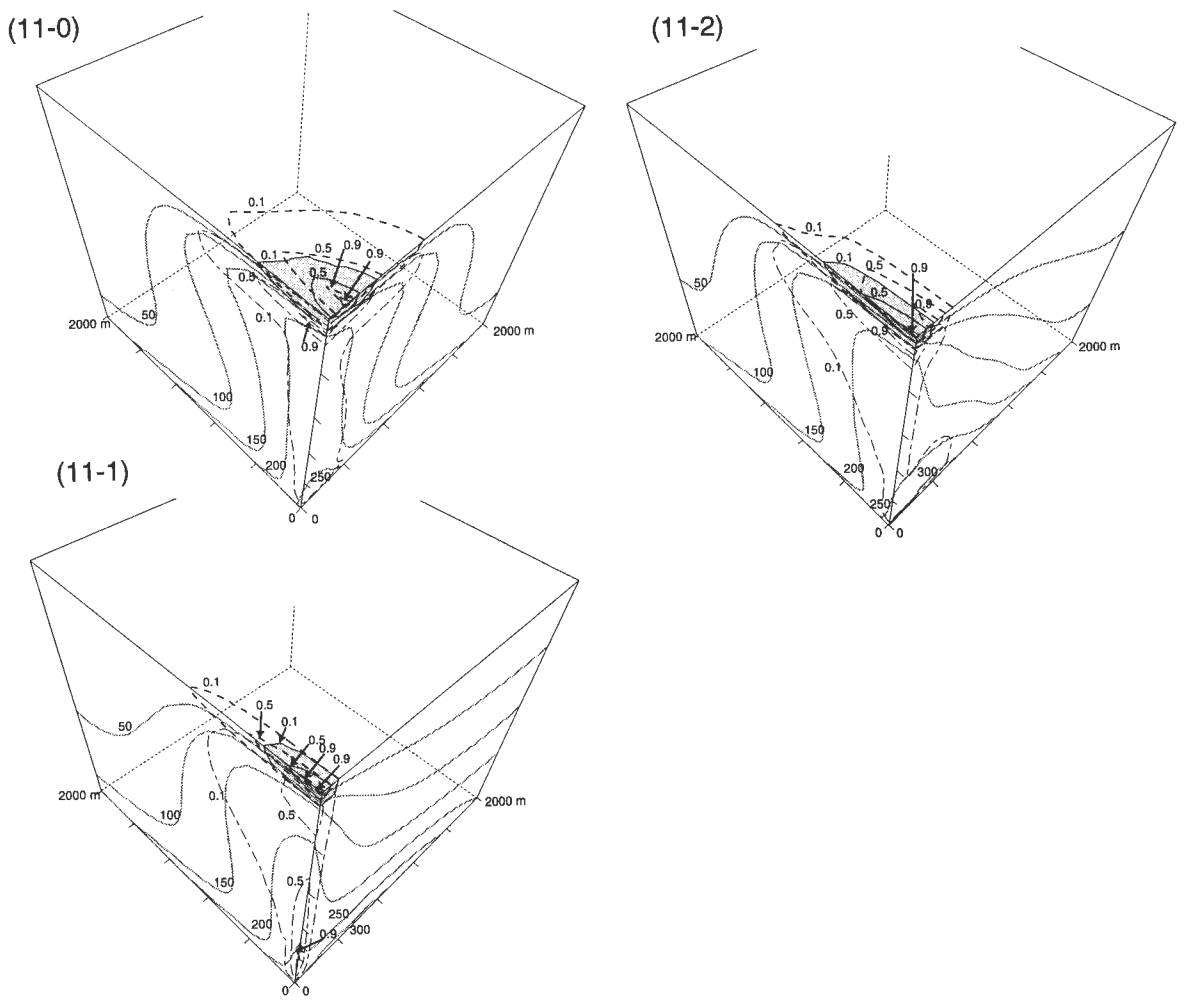
第3表　モデル3で各ブロックに割当てる岩石物性値と熱源.

岩石物性値は '/' で区切られた空隙率/浸透率 (等方性) m^2/ 表面積 m^2/m^3 で示される. 矢印はその左側と同じ値であることを示す.

Table 3　Rock properties of the block and heat source in model 3.

Rock properties of each block are shown as porosity/permeability (isotropic)m^2/reaction surface area m^2/m^3 separated by '/'. An arrow indicates that an item is the same as its left.

run	block A	block B	block C	block D	heat source
11-0	0.05/1e-14/10	0.05/5e-15/100	→	→	eq.(28)
11-1	0.05/1e-14/10	0.05/1e-16/100	→	→	eq.(28)
11-2	0.05/1e-14/10	0.05/1e-15/100	→	→	eq.(28)
11-3	0.05/1e-14/10	0.01/1e-17/10	0.05/1e-15/100	→	eq.(28)
11-4	0.05/1e-14/10	0.01/1e-17/10	0.05/1e-16/100	→	eq.(28)
11-5	0.05/1e-14/10	0.05/1e-16/100	0.01/1e-17/10	0.05/1e-16/100	eq.(28)
11-7	(all blocks same	as 11-5		)	2 x eq.(28)
11-8	(all blocks same	as 11-5		)	0.5 x eq.(28)
11-9	0.05/1e-14/10	0.05/1e-15/100	0.01/1e-17/10	0.05/1e-15/100	eq.(28)
11-10	0.05/1e-13/10	0.05/1e-15/100	0.01/1e-18/10	0.05/1e-15/100	eq.(28)

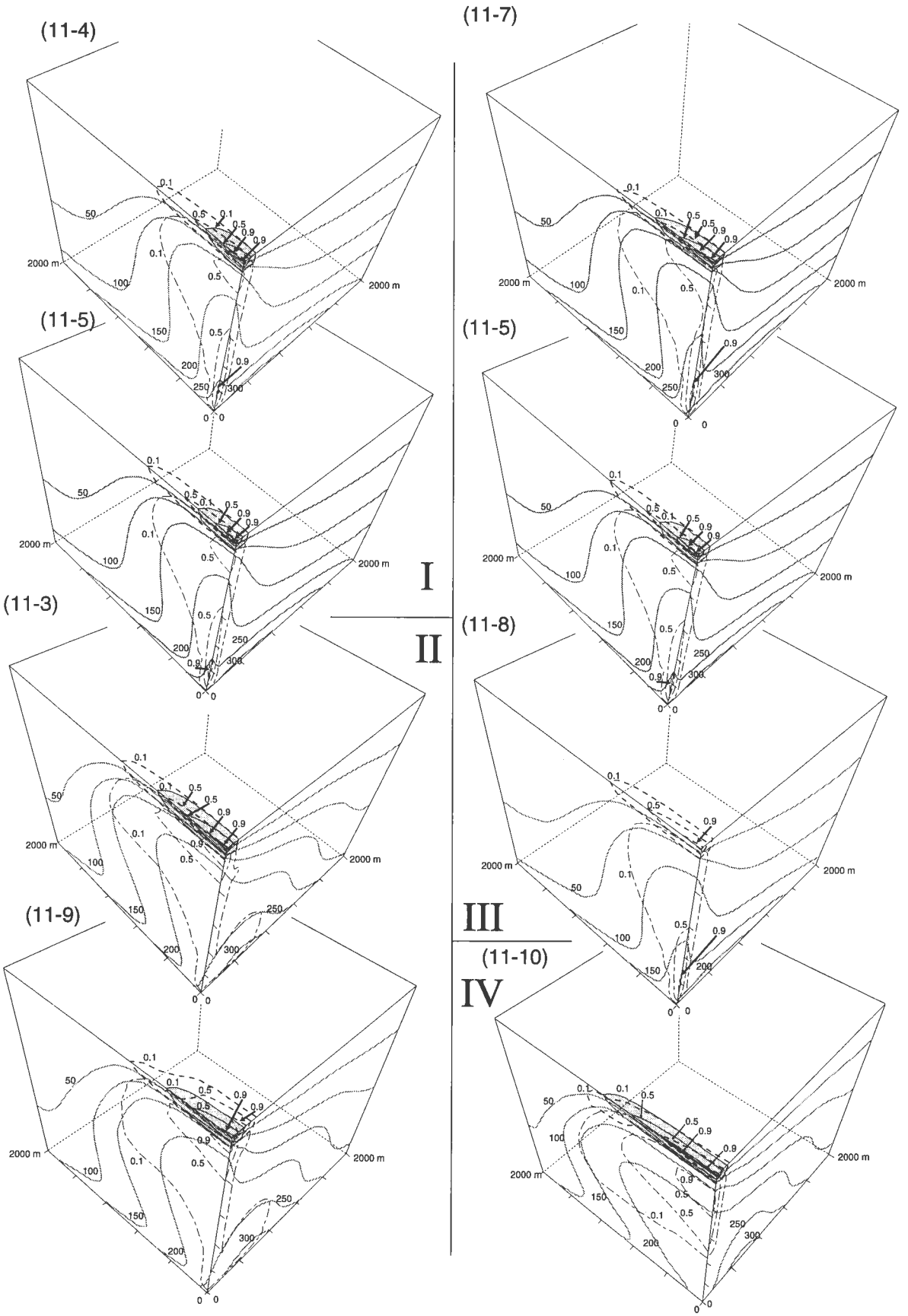


第7図　モデル3実験11-0から11-2の結果.

細線： 非晶質シリカ, 破線： クリストバライト, 鎖線： 石英. 数字は各鉱物の岩石中の最高分布密度に対する比を表す. 最高分布密度が 10%以上の非晶質シリカに影を付けた. 太線： 温度 (°C). Takeno *et al.* (2000) を一部改変.

Fig. 7　Experimental results of run 11-0 to 11-2.

Thin line: amorphous silica, broken line: cristobalite, chain line: quartz, number indicates fraction of the maximum density of each mineral. Shaded areas indicate amorphous silica with density greater than 10% of its maximum. Thick line: temperature (°C). Partly modified from Takeno *et al.* (2000).



第 8 図　モデル 3 実験 11-3 から 11-10 の結果.
線パターンの使い方等は第 7 図と同じ. Takeno *et al.* (2000) を一部改変.

Fig. 8　Experimental results of run 11-3 to 11-10.
The line patterns are the same as Fig. 7. Partly modified from Takeno *et al.* (2000).

第4表　モデル3の実験結果の要約.

50,000年後の全系の熱エネルギー(J)と岩石中のシリカ鉱物の最高分布密度 (kg/m³) を示す.

Table 4　Summary of the experimental results.

Total thermal energy of the geothermal system (J), and maximum density (kg/m³) of silica minerals after 50,000 years.

run	thermal energy	amorphous silica	cristobalite	quartz
11-0	1.1E+18	0.065	1.7	26
11-1	2.1E+18	0.0019	0.11	16
11-2	1.7E+18	0.016	0.37	21
11-3	2.0E+18	0.0078	0.18	17
11-4	2.1E+18	0.0014	0.10	16
11-5	2.1E+18	0.0015	0.10	16
11-7	2.4E+18*	0.0090	0.19	22
11-8	1.8E+18**	0	0.04	10
11-9	2.1E+18	0.0073	0.21	16
11-10	2.1E+18	0.0023	0.47	52

* Heat source is doubled.

** Heat source is halved.

エネルギーの放出とシリカ変質帯の発達を促し，逆に弱い熱源は非晶質シリカ帯を出現させない．このようにシリカ変質帯の発達は地熱系への熱入力に依存していることが示される．

(6) 高浸透率帯の効果

実験11-10は，高浸透率帯Aの浸透率をさらに大きくした場合である (第8図IV)．シリカ変質帯がフラクチャー帯A上に発達する点は変わりないが，注目すべき点はこのように，熱源の上を横切って高浸透率帯が存在すると，熱入力がピークとなるブロックでさえもあまり温度が上がらず，ブロックAに沿っては，温度コンターがほとんどの地点で逆転してしまうことである．また貯留層深部の温度分布は，熱入力がピークとなる所よりずれた所で高くなっていることが分かる．

9. ま と め

2次元多孔質媒体に一律に物性パラメータを与えるモデル1によりシリカ変質帯の発達には，効率良くシリカが運ばれるための高浸透率と平衡に達しにくい小反応表面積が必要であること，及びシリカ変質帯は流出域 (discharge area) に発達し，流入域ではシリカは溶解すると言った一般的な性質が示された．

また地熱貯留構造を与えたモデル2では，フラクチャー帯の上にシリカ変質帯が発達することが示されるとともに，変質鉱物温度計としてのシリカ鉱物の利用に洞察を与えるクリストバライト帯の温度分布が示された．

3次元モデルにおいてシリカ変質帯はフラクチャー帯上に発達することが一層明解に示されるとともに，地表部において周囲が高浸透率であればシリカ変質帯の発達は広がり，低浸透率であればほとんどフラクチャー帯に限定されることが示された．3次元モデルでは系の全熱エネルギーについても評価を行い，シリカが輸送されやすい条件では熱エネルギーも系から輸送されやすく，系の全熱エネルギーは減少することが示された．熱源からの熱入力が大きいほどシリカ変質帯は発達し，小さいときは非晶質シリカ帯を欠く場合がある．また貯留層が高浸透率である場合，非晶質シリカ帯及びクリストバライト帯が発達することが示された．これらの点から地熱のポテンシャリティーを評価する上でのシリカ鉱物の重要性が裏付けられた．また熱源上に高浸透率帯が存在する時は，熱入力のピークと温度ピークの分布が一致せず，高浸透率帯に沿って熱源の直上付近まで温度の逆転がしばしば生じ，熱源の評価を誤らせる可能性があることが示された．熱源の部分を深部地熱系と考えることができるならば，このことは深部地熱系の探査において注意しなければならない点を示していると言える．

謝辞　ニューサンシャイン計画推進本部には研究推進上さまざまな便宜を図っていただきました．ここに記して謝意を表します．

文　献

赤羽久忠・安田郁子・宮島　宏・後藤克己・朴木英治 (1997) 温泉水中での珪華の形成．地質雑，**103**，154-162.

Bohlmann, E. G., Mesmer, R. E. and Berlinski, P. (1980) Kinetics of silica deposition from simulated geothermal brines. *Soc. Petrol. Engineers Jour.*, **20**, 239-248.

Brady, P. V. and Walther, J. V. (1990) Kinetics of quartz dissolution at low temperatures. *Chem. Geol.*, **82**, 253-264.

Browne, P. R. L. (1978) Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **6**, 229-250.

Cathles, L. M. (1983) An analysis of the hydrothermal system responsible for massive sulfide deposition in the Hokuroku basin of Japan. Econ. *Geol. Monograph*, **5**, 439-487.

Domenico, P. A. and Schwartz, W. F. (1990) *Physical and Chemical Hydrogeology*, 824p., John Wiley & Sons, New York, p.76.

Dove, P. M. (1994) The dissolution kinetics of quartz in sodium chloride solutions at 25° to 300°C, *Am. Jour. Sci.*, **294**, 665-712.

Fournier, R. O. (1982) An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900°C at pressures up to 10,000 bars. *Geochim. Cosmo-*

chim. Acta, **46**, 1969-1973.

Fournier, R. O. (1983) A method of calculating quartz solubilities in aqueous sodium chloride solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **47**, 579-586.

Fournier, R. O. and Rowe, J. J. (1966) Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *Am. Jour. Sci.,* **246**, 685-697.

藤本光一郎（1991）珪酸塩鉱物の水溶液中への溶解の速度と機構－鉱物-水溶液界面の性質とその役割－. 鉱山地質, **41**, 163-172.

Giggenbach, W. F. (1984) Mass transfer in hydrothermal alteration system—a conceptual approach. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **48**, 2693-2711.

林　正雄（1972）大岳地熱帯における熱水変質作用－とくにその変質作用の分類について－. 地熱, **9**, 40-48.

Hayashi, M. (1973) Hydrothermal alteration in the Otake geotnermal area, Kyushu. *Jour. Japan Geotherm. Energy Assoc.,* **10**, 9-46.

金原啓司・大久保太治（1978）鹿児島県薩南地区地熱調査井（SA-1号）に見られる岩石の熱水変質. 岩鉱, **73**, 125-136.

Lowell, R. P., Cappellen, P. V. and Germanovich, L. N. (1993) Silica precipitation in fractures and the evolution of permeability in hydrothermal upflow zones. *Science,* **260**, 192-194.

Malate, R. C. M. and O'Sullivan, M. J. (1992) Mathematical modeling of silica deposition in a porous medium. *Geothermics,* **21**, 377-400.

Mangold, D. C. and Tsang, C. (1991) A summary of subsurface hydrological and hydrochemical models. *Reviews of Geophysics,* **29**, 51-79.

Pritchett J. W. (1985) THE LIGHTS CODE: A three-dimensional single-phase-liquid Bussinesq simulator for geothermal reservoirs and underground heat-storage systems. Thecnical report *SSS-R-85-7285,* 88p., S-Cubed.

Renders, P. J. N., Gammons, C. H. and Barnes, H. L. (1995) Precipitaion and dissolution rate constants for cristobalite from 150 to 300°C. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **59**, 77-85.

Rimstidt, J. D. (1997) Quartz solubility at low temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **61**, 2553-2558.

Rimstidt, J. D. and Barnes, H. L. (1980) The kinetics of silica-water reactions. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **44**, 1683-1699.

Shikazono, N. (1988) Hydrothermal alteration associated with epithermal vein-type deposits in Japan: a review. *Mining Geol. Spec. Issue,* **12**, 47-55.

角　清愛（1968）活地熱地の熱水変質. 日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱山地質学会連合学術講演会シンポジウム「グリーンタフ地域の変質」予稿集, 35-46.

Takeno, N. (1989) The effect of temperature gradient on the interaction between geothermal water and rock—an approach by numerical simulation. *Mining Geol.,* **39**, 295-304.

竹野直人・石戸経士・Pritchett, J. W.（1998a）地熱系におけるシリカ変質帯の発達の数値シミュレーション－速度論的反応－流動モデルによる予察的研究. 鉱物雑, **27**, 157-166.

Takeno, N., Ishido, T. and Pritchett, J. W. (1998b) Alteration zonation of silica minerals in a geothermal system-a numerical simulation based on reaction-transport model. *Proceedings 20th New Zealand Geothermal Workshop,* 259-264.

Takeno, N., Ishido, T. and Pritchett, J. W. (2000) Dissolution, transport and precipitation of silica in geothermal system. *Proceedings World Geothermal Congress 2000,* Beppu and Morioka, 2943-2948.

田崎和江（1995）間欠泉バイオマット中のバイオミネラリゼーションの電子顕微鏡観察. 地質雑, **101**, 304-314.

Walder, J. and Nur, A. (1984) Porosity reduction and crustal pore pressure development. *Jour. Geophys. Res., B,* **89**, 11539-11548.

Walther, J. V. and Helgeson, H. C. (1977) Calculation of the thermodynamic properties of aqueous silica and the solubility of quartz and its polymorphs at high pressures and temperatures. *Am. Jour. Sci.,* **277**, 1315-1351.

Wells, J. T. and Ghiorso, M. R. (1991) Coupled fluid flow and reaction in mid-ocean ridge hydrothermal systems: the behavior of silica. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **55**, 2467-2481.

White, S. P. (1997) Modeling the dissolution and precipitation of quartz in a deep geothermal system. *Proceedings 19th New Zealand Geothermal Workshop,* 93-98.

矢野雄策（1994）熱水対流系の発達過程におけるシリカの溶解・沈殿による浸透率変化（演旨）. 日本地熱学会誌, **16**, 218.

矢野雄策・須田芳郎・玉生志郎 (1989) 日本の地熱調査における坑井データ その1 コア測定データ－物性，地質層序，年代，化学組成－．地調報告，no.271，832p.

(受付：1999年9月30日；受理：2000年6月26日)

地質調査所報告第284号，p.249-259，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

地熱資源図の編集

高橋正明[1]・野田徹郎[2]・玉生志郎[1]・阪口圭一[1]・駒澤正夫[3]・村田泰章[4]

Compilation of geothermal resources map

By

Masaaki TAKAHASHI[1], Tetsuro NODA[2], Shiro TAMANYU[1],
Keiichi SAKAGUCHI[1], Masao KOMAZAWA[3] and Yasuaki MURATA[4]

Abstract: Geothermal resources maps of Akita, Niigata and Kyushu areas were published on a 1：500,000 scale for understanding an outline of geothermal resource areas in relation to geology, gravity (Bouguer anomaly) and geochemistry. This paper summarized the outline of the compiled contents of the maps.

Geology was classified into ten units of Neogene to Quaternary rocks and two units of pre-Neogene basement rocks. Geological base maps mainly follow the digitized Akita and Niigata neotectonic maps on a 1：500,000 scale and third edition geological map of Japan of and CD-ROM version on a 1：1,000,000 scale. Active faults, major tectonic lines, anticlinal axes, synclinal axes, active volcanoes, calderas younger than 2 Ma, acidic hydrothermal alteration zones and Bouguer anomalies were also described.

Hot and mineral springs were classified and plotted by water temperature, pH, chemical concentrations (total dissolved matter) and major anion compositions. Also, fumarolic areas and steam wells were shown by maximum temperature. Geothermal exploration wells were shown by maximum well temperature and well condition. The name, locality, flow rate, temperature, chemical compositions and chemical classifications of representative hot and mineral springs, fumaroles, geothermal wells are listed in a catalogue with calculated geochemical temperatures.

Geothermal resource fields were categorized into four types by distribution of active volcanoes, high temperature (higher than 42°C) hot springs and Quaternary sedimentary basins, and subclassified into three ranks by measured and calculated geochemical temperatures of hot springs. The name of geothermal resource fields are listed in a catalogue.

要　旨

地熱資源の賦存地域と，地質構造，重力構造及び温泉等地表地熱徴候の地理的分布，温泉泉質との関連を明瞭に表示することを目的として，50万分の1地熱資源図シリーズを刊行している．本報告では，その編集内容の概要を取りまとめた．

地質データの編集では，新第三系から第四紀について10地質区分，先新第三系について2地質区分を設けた．ベースマップとなる地質図には，新潟及び秋田地熱資源図では50万分の1活構造図「新潟」及び「秋田」を，九州地熱資源図では数値化された100万分の1地質図を用いた．活断層，主要構造線，背斜軸，向斜軸，活火山，2 Ma以降のカルデラ，酸性熱水変質地帯の分布及びブーゲー異常図も同時に示した．

温泉と鉱泉は水温，pH，総溶存物質濃度及び陰イオン組成，噴気は最高温度，地熱井は観測された最高温度と噴出状態を用いて分類して表示した．各温泉，鉱泉，噴気及び地熱井について，名称，位置，湧出量，温度，化学組成（ガス組成含む），泉質分類及び地化学温度を一覧表に掲載した．

地熱有望地域は，活火山，42°C以上の温泉及び第四紀の堆積盆の分布に基づいて四つに区分した．各地熱資源有望地域を，温泉の水温，酸性熱水変質地帯の範囲及び

[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）
[2] 地震地質部（Earthquake Research Department, GSJ）
[3] 地殻物理部（Geophysics Department, GSJ）
[4] 地質情報センター（Geological Information Center, GSJ）

Keywords: geothermal resources map, Quaternary volcano, deep-seated hot water system in sedimentary basin, hot spring, fumarole, geothermal well

地化学温度計に基づいて三つのランクに分類した．地熱有望地域の名称を各区分ごとに一覧表に掲載した．

1. はじめに

地質調査所では，サンシャイン計画「国土地熱資源評価技術に関する研究」の「広域規模資源評価の研究」，「全国地熱資源総合調査に伴うデータの解析・評価」の「広域地熱系モデルの解析・評価の研究」及びニューサンシャイン計画「深部地熱資源調査の解析・評価」の「深部地熱系の資源量評価」の一環として，国及び新エネルギー・産業技術開発機構が実施してきた「全国地熱基礎調査」，「地熱開発精密調査」，「地熱開発基礎調査」，「全国地熱資源総合調査（第2次及び第3次）」，「地熱開発促進調査」，「発電用地熱開発環境調査」，「地熱探査等検証調査」等の調査地域（例えば，日本地熱調査会（1999）を参照）を含む北海道西部－東北地方及び九州地域において地熱資源図の編集を実施し，縮尺50万分の1規模の地熱資源図シリーズとして刊行している（高橋ほか，1993，1996；阪口ほか，2000）．

地熱資源図は本来地熱資源賦存地域の分布を地図上に示したものであるが，地熱資源賦存地域の概念そのものが変化したり（角，1979），その探査方法が変化，進展したりする（小川，1986）ことを考えると，地熱資源賦存地域のみを表示するよりは，地熱資源賦存地域であると認定するに至った経緯・情報（いわゆる地熱の3要素）を地図上に盛り込んだ方が使い勝手が良いことになる．50万分の1以上の大きな縮尺になると詳細な熱源，流体流動（噴気や温泉），貯留構造に関する情報を盛り込むことも可能となる．そのため，本地熱資源図シリーズでは，地熱資源の賦存地域と地質構造，重力構造及び温泉等地表地熱徴候の地理的分布，温泉泉質との関連をできるだけ明瞭に表示することを目標とした．本報告では，本地熱資源図シリーズで表示している地質，重力，地化学及び地熱資源賦存地域に関するデータの編集方針について紹介する．

なお，本地熱資源図の編集過程では，地理情報システムによるコンピュータ・マッピング手法を用いた．また印刷過程も，地質構造，重力（ブーゲー異常）の等高線など一部を除き，数値ファイルからレーザープロッタによりフィルムを作成し，印刷の墨版及び三原色別のマスク版とする自動製版を行った．また，すべての温泉地化学データはパソコンで扱える形式で数値化した．

2. 地質データの編集について

地質データの編集では，地熱貯留層の構造すなわち基盤岩，貯留層相当層，熱源等の要素を明瞭に表示することを目的として12の地質区分を設けた．第1図(a)に新潟及び秋田地熱資源図で用いた地質凡例を，第1図(b)に九州地熱資源図で用いた地質凡例を，それぞれ示す．ベースマップとなる地質図は，新潟地熱資源図及び秋田地熱資源図では同じ図画で出版，数値化されていた50万分の1活構造図「新潟」（加藤ほか，1984）及び「秋田」（山崎ほか，1983）を用い，その後の研究の成果に基づく修正を加えた．九州地熱資源図では，対応する50万分の1活構造図「福岡」（山崎ほか，1985）及び「鹿児島」（山崎ほか，1984）の出版後に，火山岩についての多量の放射年代測定が行われ，地熱資源の賦存状況の評価に大きく関連する火山岩の年代論が前進し，また火山岩以外の地質情報も更新されたことから，それらの知見に基づいて編纂，数値化された100万分の1地質図（地質調査所，1995）を用い，その後の研究の成果に基づく修正を加えた（詳細は阪口（2000）を参照）．第1表に本資源図で用いた地質時代区分と50万分の1活構造図及び100万分の1地質図に用いられている時代区分との関係を示す．地熱資源図編集では活構造図を地質ベースマップとしたために，活構造図と地熱資源図の時代区分はおおむね一致している．100万分の1地質図との大きな違いは，100万分の1地質図での［更新世前期（Q1），後期中新世後期－鮮新世（N3），中期中新世－後期中新世前期（N2）］と言う区分を［後期鮮新世－前期更新世（N3後半－Q1），後期中新世－前期鮮新世（N2後半－N3前半）］と変更したことである．

高温地熱系の熱源として期待される更新世中期以降の火山岩については，以下のようにして明瞭に表示するようにした．

1） 活火山を示す記号を表示した．

2） 活構造図では一括されていた流紋岩質及びデイサイト質大規模火砕流堆積物と溶岩を別の凡例とした．大規模な熱源が期待され，貯留構造も規制すると考えられる陥没カルデラは約2 Ma以降のものを表示した（第2図）．

活断層，先新第三系中の主要構造線などの地質構造は50万分の1活構造図をベースマップとした．第2図に主要構造線等地質構造の凡例を，活火山，カルデラ，重力等の凡例と併せて示す．また第2表に本資源図で用いた地質構造区分と50万分の1活構造図に用いられている区分との関係を示す．

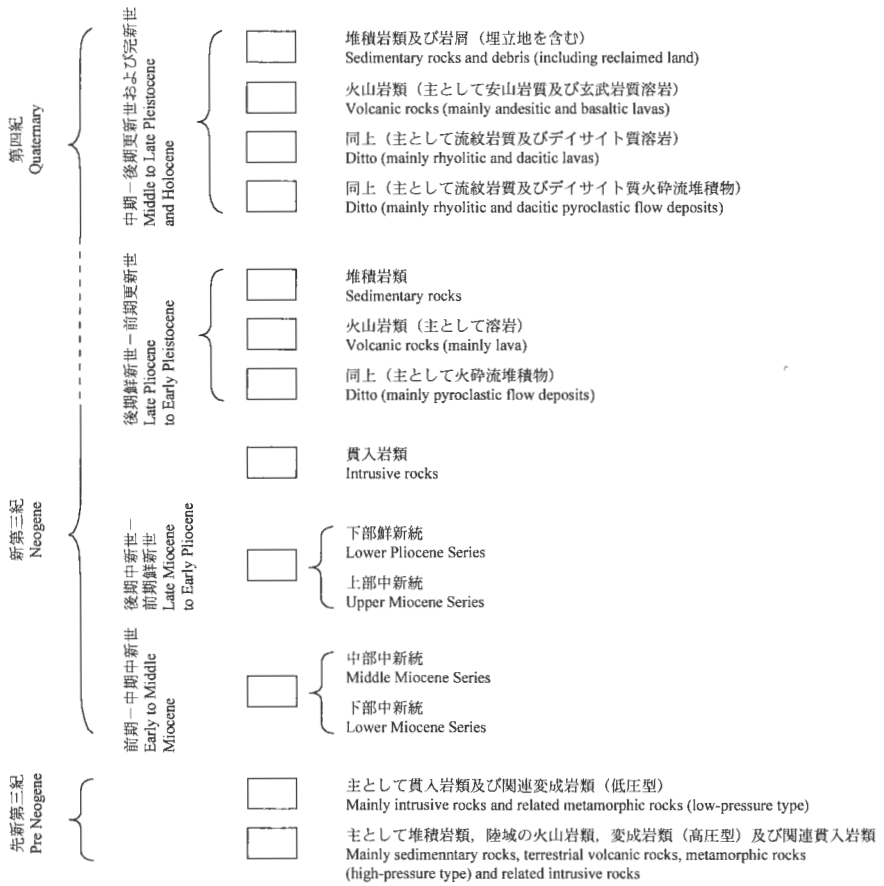
3. 重力データの編集について

3.1 重力データの編集と地熱資源図

重力データから推定される密度構造は，地表地質だけでは把握できない深部の構造，特に地表下数km程度の広域構造をある程度反映しているので，地熱資源の把握には極めて有効と考えられる．例えば，カルデラ構造の垂直方向の広がりや形状，地熱構造と関連を持つ断裂・断層構造の規模や伸張性などを推定することができる．



第１図(a)　新潟及び秋田地熱資源図の地質凡例.
Fig. 1(a)　Legend of geologic units for Niigata and Akita geothermal resources maps.



第１図(b)　九州地熱資源図の地質凡例.
Fig. 1(b)　Legend of geologic units for Kyushu geothermal resources map.

第1表　地熱資源図と100万分の1地質図の地質区分対比.
Table 1　Correlation table of geologic units between the geothermal resources maps and the 1:1,000,000 geological map (GSJ, 1995).

時代		地層凡例名	100万分の1地質図（地質調査所, 1995）での年代区分
第四紀	中期－後期更新世及び完新世	堆積岩類及び岩屑	Q_2, Q_3, H
		火山岩類（主として安山岩質及び玄武岩質溶岩）	
		同　上（主として流紋岩質及びデイサイト質溶岩）	
		同　上（主として流紋岩質及びデイサイト質火砕流堆積物）	
	後期鮮新世－前期更新世	堆積岩類	N_3の一部, Q1
		火山岩類（主として溶岩）	
		同　上（主として火砕流堆積物）	
新第三紀		貫入岩類	N_1, N_2
	後期中新世－前期鮮新世	下部鮮新統	N_2の一部, N_3の一部
		上部中新統	
	前期－中期中新世	中部中新統	N_1, N_2の一部
		下部中新統	
先新第三紀		主として迸入岩類及び関連変成岩類（低圧型）	PG_4以前
		主として堆積岩類，陸域の火山岩類，変成岩類（高圧型）及び関連貫入岩類	

紫線　更新世後期－完新世の断層（変位の方向は省略，破線は推定部分）（新潟・秋田地熱資源図）
Fault in Upper Pleistocene to Holocene (Sence of displacement is omitted. Broken where inferred.)

紫線　活断層（主として第四紀後期に活動したもの）（同上）（九州地熱資源図）
Active fault (mainly active in late Quaternary) (ditto)

黒線　新第三系および下部更新統の断層（破線は推定部分）
Fault in Neogene and Lower Pleistocene (broken where inferred)

黒線　先新第三系の主要構造線
Major tectonic line in Pre-Neogene basement

赤線　第四紀後期層の背斜軸（長さ5km以下のものは省略）
Anticlinal axis in late Quaternary strata (Axis shorter than 5km is omitted)

赤線　第四紀後期層の向斜軸（同上）
Synclinal axis in late Quaternary strata (ditto)

青線　新第三系および下部更新統の背斜軸（同上）
Anticlinal axis in Neogene and Lower Pleistocene (ditto)

青線　新第三系および下部更新統の向斜軸（同上）
Synclinal axis in Neogene and Lower Pleistocene (ditto)

（赤）　酸性熱水変質帯
Acidic hydrothermal alteration zone

（赤）　活火山
Active volcano

赤線　カルデラ（約2 Ma以降）
Caldera younger than ca. 2 Ma

60　赤紫線　等重力線（正規重力式19XXに基づくブーゲー異常）
仮定密度＝2.X g/cm^3，線間隔＝5 milligals
Gravity contour (Bouguer anomalies based on the Normal Gravity Fomula 19XX)
Assumed density = 2.X g/cm^3, Contour interval = 5 milligals

H　（赤紫）　高重力域
Area of heigher gravity

L　（赤紫）　低重力域
Area of lower gravity

（赤）　地熱発電所（秋田地熱資源図）
Geothermal power plant

（黒）　地熱発電所（九州地熱資源図）
Geothermal power plant

第2図　地熱資源図の地質構造，活火山，カルデラ及び重力の凡例.
Fig. 2　Legend of geotectonic units, active volcanoes, calderas and gravity for the geothermal resources maps.

第2表　地熱資源図と50万分の1活構造図（加藤ほか，1984；山崎ほか，1983，1984，1985）の地質構造区分対比．
Table 2　Correlation table of geotectonic units between the geothermal resources maps and neotectonic maps of a 1:500,000 scale (Kato *et al.*, 1984; Yamasaki *et al.*, 1983, 1984, 1985).

50万分の1活構造図	地熱資源図
地震断層	活断層（主として第四紀後期に活動したもの）
活断層（主として第四紀後期に活動したもの）	（変位の方向は省略）
第四紀前期に活動したおもな断層	同　左
新第三系及び下部更新統の断層	同　左
先新第三系の主要構造線	同　左
第四紀後期層の背斜軸	同　左（長さ5km以下のものは省略）
第四紀後期層の向斜軸	同　左（同　上）
新第三系及び下部更新統の背斜軸	同　左（同　上）
新第三系及び下部更新統の向斜軸	同　左（同　上）
第四紀後期の撓曲	省　略
第四紀後期層の傾動方向	省　略

3.2　秋田地域の重力編集

編集面積は約48,000 km²，編集に用いた重力データの総数は約56,000点である．今回の編集域で北上山地域を除いた地域は，駒澤ほか（1987）による全国重力図（縮尺：1/100万）で公表されており，今回もその資料を踏襲した．北上山地については地質調査所の重力基本図の研究で測定された重力データ（森尻ほか，1995）を編集した．また，本地域の重力異常の詳細やデータ・ソースについての記載については，秋田地域重力図（広島ほか，1991）と山形地域重力図（広島ほか，1992）に縮尺1/20万，コンター間隔1 mgalとして公表されており参照されたい．

測定重力値は国土地理院の閲覧資料に基づき日本重力基準網1975（JGSN75）（鈴木，1976）に準拠させて決定した．なお，North-American重力計とWordon重力計による既存データからの絶対重力値への変換は，新エネルギー総合開発機構（1982a）と新エネルギー・産業技術総合開発機構（1990a）の一次式による結果を利用した．

3.3　九州地域の重力編集

編集面積は約64,000 km²，編集に用いた重力データの総数は約26,500点である．今回の編集域は，駒澤・鎌田（1985）による北九州地域の広域重力図，駒澤ほか（1987）による全国重力図（縮尺：1/100万），駒澤ほか（1999）による日本重力図に公表されており，今回もその資料を踏襲した．また，本地域の重力異常の詳細やデータ・ソースについては，日本重力図（駒澤ほか，1999）に記載されているので，ここでは記載を略す．

測定重力値は「秋田地域地熱資源図」と同じく国土地理院の閲覧資料に基づき日本重力基準網1975（JGSN 75）（鈴木，1976）に準拠させて決定した．なお，North-American重力計とWordon重力計による既存データの絶対重力値への変換は，新エネルギー総合開発機構（1982b，1983a，1983b）と新エネルギー・産業技術総合開発機構（1989，1990b）による結果をそのまま用いた．

3.4　データ処理

データ処理の概要は以下のとおりである．地形補正については，地形を球面効果によるゆがみを考慮した仮想扇形の集合体で近似する方法（駒澤，1988）で実施した．60 km以遠の超遠方域による影響は，数10 kmスケールの重力異常に対し長波長のトレンドとしてバイアスを生ずるだけなので，ここでは地形補正の範囲は60 kmまでとした．なお，極近傍域（0 m～500 m）と近傍域（500 m～4 km）については，建設省国土地理院が作成した標高に関する国土数値情報KS-110の250 mメッシュデータ（実際には7.5″×11.25″の格子）と，海域については海上保安庁水路部の海図を読み取ったものを用いて計算した．また，中間域（4～16 km）と遠方域（16～60 km）については，各々1 km（30″×45″）と4 km（2′×3′）のメッシュデータを用いて地形補正計算を行い効率化を図った．なお，極近傍域の補正量の大きいもの（2 mgal程度）については透明の扇形補正板（レーダー・チャート）を地形図に合わせて地形値（36点）を読み補正値の精度向上を図った．ブーゲー補正については従来行われていた無限平板による方法では地形の急峻な所で不適切な補正値となるので，地形補正と同じく弧長60 kmの球殻（球帽）

による方法（駒澤，1988）を用いた．そうすることにより地形効果が厳密に除去でき，独立峰や尾根部の見掛けの低重力異常がなくなり地質構造を忠実に反映する重力図になる．

第3図に，地表での広域的な平均密度と考えられる仮定密度2.3 g/cm³のブーゲー異常図を示す．投影法は国土地理院発行の縮尺1/50万の地方図（東北及び西南日本）と同じ正角割円錐図法とした．図化には水平方向の1次微分と2次微分が滑らかに連続するよう重み付きの二次曲面を局所領域にフィッティングさせる方法によってグリッド値を計算し，コンタリングを行った．測点分布やグリッド間隔によって抽出される地下情報の分解能は規制されるが，ここではグリッド間隔をx-座標，y-座標とも500 mとし，情報の抽出向上のためコンター間隔は5 mgalとした．

4．地化学データの編集について

4.1 地化学データの収集について

温泉・噴気等地表地熱徴候地（以下，温泉・噴気地）及び地熱関連の坑井（以下，地熱井）の地理的な分布に関するデータ，及び温泉・噴気地及び地熱井から放出される温泉水，噴気ガス，地熱井熱水及び地熱井ガスの温度，産状，深度，化学組成（ガス組成，同位体組成を含む）等の地化学データは，(1)学術雑誌，(2)地質調査所，新エネルギー・産業技術総合開発機構，国立公衆衛生院，各県の衛生研究所等，国・県の地熱・温泉関連研究機関の報告書，(3)温泉，旅行，行楽関係雑誌，(4)県・市町村の温泉担当部署所有の未公表データ，(5)温泉所有者，地熱・温泉開発業者等所有の未公表データなどに分散して存在している．主要地熱地域の(2)，(4)，(5)に関連するデータを収集したものに比留川ほか（1977，1981）があり，昭和48年から57年頃に日本各地の(4)に関連するデータ収集も行われている（地質調査所所蔵データ）が，(1)〜(5)全般に関連するデータを網羅的に収集したデータ集・報告書は公表されていない．温泉・噴気地及び地熱関連坑井の地熱資源図上への表示，地熱資源図説明書の一覧表作成の基礎データとするため，以下の注意点を踏まえながら地化学データの収集を行った．

1） 温泉・噴気地の抽出は，全国温泉利用状況一覧（塚本，1982）に，地質調査所が最近の資料・情報により追加あるいは削除した「温泉一覧」及び金原（1992）によった．また(3)に関連する雑誌（例えば，野口，1997）も必要に応じて参照データとして用いた．(4)に関連するデータは，各市町村役場温泉担当部署（主に東北地方）に直接電話あるいは手紙による問い合わせを行い，取得可能な場合データの収集を行った．地熱井の抽出は，(a)地熱発電所調査井，生産井，(b)国による地熱エネルギー開発調査及び地熱技術の研究開発，及び(c)企業による地熱開発・調査にかかわるすべての坑井を対象とした（日本地熱調査会（1999）を参照）．

2） 収集する地化学データは原則として水地化学データベース（茂野ほか，1986）の項目及びCs，Rb，Hg等の微量・特殊成分としたが，文献中の一覧表に掲載されているデータのみならず，文中に記載されている項目も細大漏らさず収録した．収集した地化学データは，温泉・噴気地ごとにまとめ，一覧表を作成した．

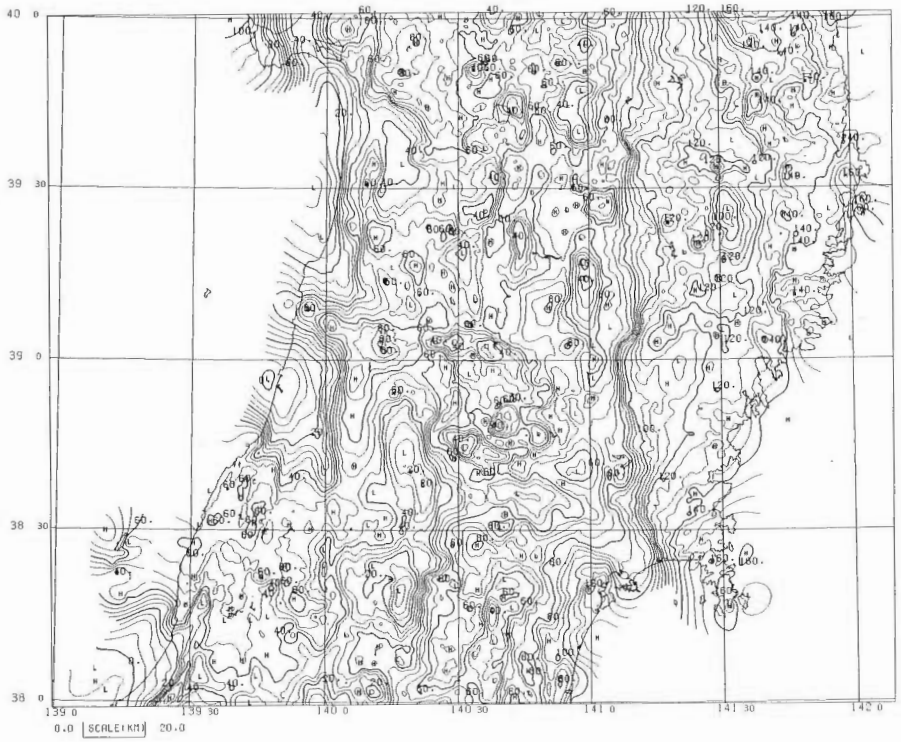
3） 一覧表には，収集した地化学データ及び出典文献名を掲載するのみならず，(i)泉質分類が可能な温泉については環境庁自然保護局（1978）による鉱泉分析法指針（改訂）に従った泉質分類などの温泉泉質に関する情報，(ii)収集したデータが1969年以前のものであることを識別するためのマークの記入，(iii)論文に記載されたデータが他の文献からの引用である場合，一覧表に出典を明示して原データが検索可能であるようにするなどの温泉文献に関する情報，及び(iv)温泉所在地に関する情報を掲載した．

4） 3-(iv)に関連して，詳細な温泉源泉の位置を2.5万分の1地形図上に，温泉・噴気地の概略位置（温泉源泉のインデックス図）を20万分の1地勢図上に，それぞれプロットした．ただし多くの地化学データでは温泉・噴気地名のみが記載され，温泉・噴気の源泉名まで掲載されている文献はわずかである．

4.2 地化学データの編集について

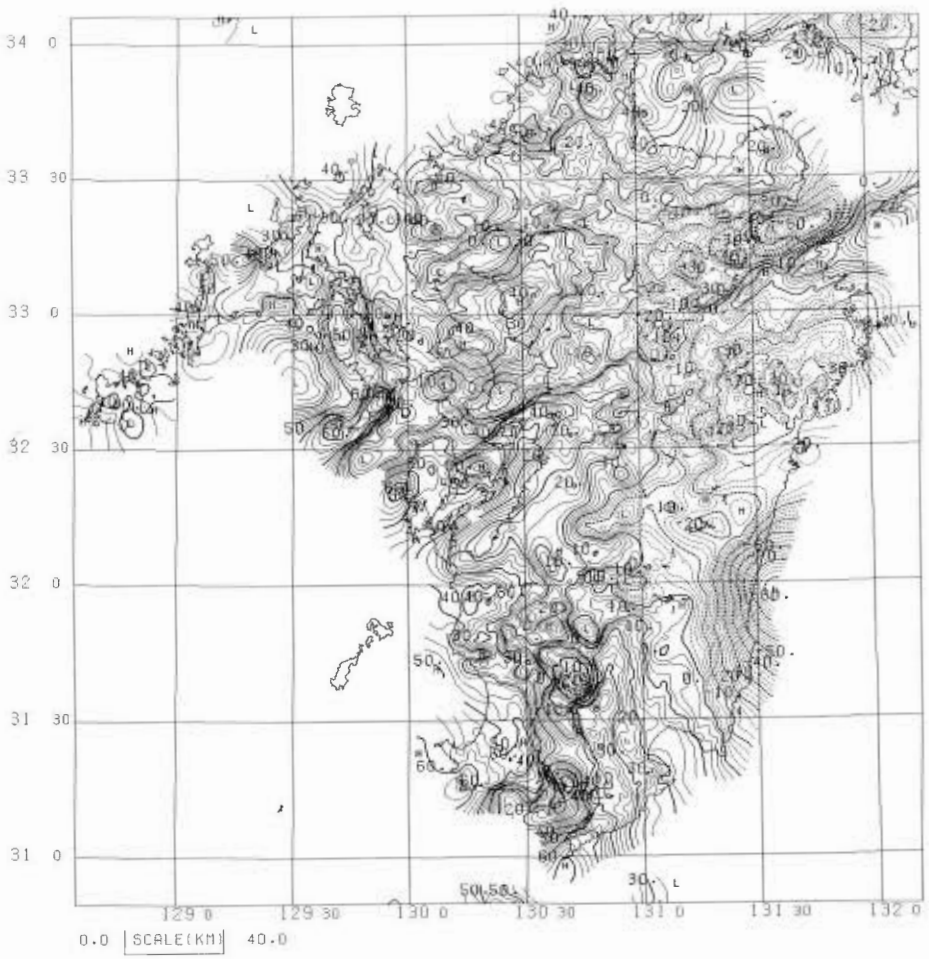
地熱資源図に表示し，一覧表に掲載した温泉データは，4.1で収集した大量の地化学データから各温泉地について1箇所抽出した「代表的源泉」の地化学データである．温泉データは，温泉番号，源泉所在地，水温，pH，総濃度（厳密には，Na^+，K^+，Ca^{2+}，Mg^{2+}，Cl^-，HCO_3^-，SO_4^{2-}及びSiO_2の合量）及び化学組成分類を地熱資源図上に表示した．地熱資源図への温泉データの表示方法を第4図に示す．一覧表に掲載したのは，温泉番号，温泉地名，代表的源泉名，源泉所在地，参考文献，産状，深度（坑井の場合），湧出量（坑井の場合揚湯量），泉温，pH，化学組成（Na^+，K^+，Ca^{2+}，Mg^{2+}，Cl^-，HCO_3^-，SO_4^{2-}及びSiO_2），濃度表示（mg/kg，mg/lの区別），地化学温度，泉質分類，起源水（九州地熱資源図に採用）の各項目である．各項目の掲載に関する詳細は，高橋ほか（1993，1996）及び阪口ほか（2000）に述べられている．

九州地熱資源図の範囲には，地熱井に該当しない坑井の掘削により温泉は得られないが蒸気が得られる場合が存在する．これは以下に述べる噴気地でも地熱井でもないが温泉法上の温泉に該当する（阪口ほか，2000）．そのため九州地熱資源図では蒸気井データの項目を追加した（第4図）．地熱資源図上には，蒸気井番号，所在地，最高温度及び噴出形態のみを表示した．一覧表に掲載したのは，蒸気井番号，蒸気井名，所在地，蒸気温度，水蒸



第3図(a)　50万分の1 秋田地域の重力異常図（ブーゲー異常，仮定密度 $\rho=2.3\,g/cm^3$，コンター間隔：5 mgal)．H：重力異常値極大域，L：重力異常値極小域．

Fig. 3(a) Gravity anomaly map of the Akita area on a 1:500,000 scale (Bouguer anomalies, Assumed density $r=2.3\,g/cm^3$, Contour interval: 5 mgal). H: high gravity anomaly, L: low gravity anomaly.



第3図(b)　50万分の1 九州地域の重力異常図（ブーゲー異常，仮定密度 $\rho=2.3\,g/cm^3$，コンター間隔：5 mgal)．H：重力異常値極大域，L：重力異常値極小域．

Fig. 3(b) Gravity anomaly map of the Kushu district on a 1:500,000 scale (Bouguer anomalies, Assumed density $r=2.3\,g/cm^3$, Contour interval: 5 mgal). H: high gravity anomaly, L: low gravity anomaly.

温泉（Hot spring）

泉温 （Water temperature）

- ≧ 90℃
- 90℃～60℃
- 60℃～42℃
- ＜42℃
- 不明（No data）

総溶存物質濃度 （Total dissolved matter）

- ≧ 10000ppm
- ＜10000ppm
- 不明（No data）

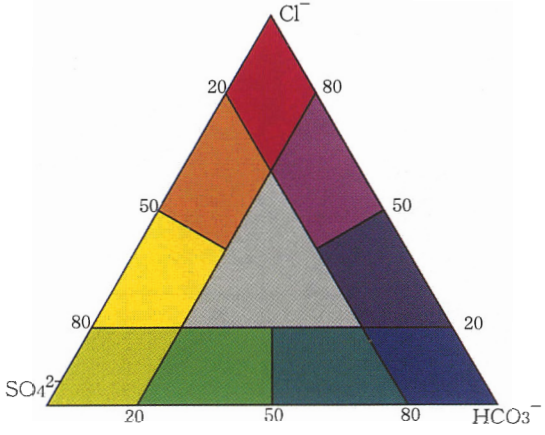
pH

- ≧ 8.5
- 8.5～3.0
- ≦ 3.0
- 不明（No data）

蒸気井（Steam well）
（九州地熱資源図）

- ≧ 100℃
- ＜100℃

泉質 （Chemical characteristics of hot spring）



白然噴気（Fumarole）

- ≧ 100℃
- ＜100℃

地熱井（Geothermal well）

噴出形態 ＼ 坑井温度	坑井最高温度	
	≧ 100℃	＜100℃
蒸気・熱水共存	⊗	
蒸気のみ	⊕	
熱水のみ	Y	Y
非噴出及び噴出形態不明	Y	Y

地熱資源賦存地域（Geothermal resource area）

- 第四紀火山に関連した地熱資源賦存地域（ランクA，ランクB，ランクC）
  Geothermal resources related to Quaternary volcanoes (Rank A, Rank B, Rank C)
- 深層熱水資源賦存地域
  Deep-seated hot water resources in late Neogene to Quaternary sedimentary basin
- 第四紀火山に関連しない地熱資源賦存地域（タイプA）（ランクA，ランクB，ランクC）
  Geothermal resources not related to Quaternary volcanoes (type A) (Rank A, Rank B, Rank C)
- 第四紀火山に関連しない地熱資源賦存地域（タイプB）（ランクA，ランクB，ランクC）
  Geothermal resources not related to Quaternary volcanoes (type B) (Rank A, Rank B, Rank C)

第 4 図　地熱資源図の温泉，噴気地，地熱井及び地熱資源賦存地域の凡例．
Fig. 4　Legends of hot springs, fumaroles, geothermal wells and geothermal resource areas for the geothermal resources maps.

気量（vol%），ガス化学組成（CO_2，H_2S，Rgas の量比）及び参考文献である．

噴気地及び地熱井は特定の範囲に集中して存在していることが多く，50 万分の 1 規模の地熱資源図にそのすべてを表示することは困難である．そのため噴気地及び地熱井は一覧表に掲載することに重点を置き，地熱資源図上では噴気地については噴気地番号，所在地及び最高噴気温度，地熱井については地熱井番号，所在地，最高温度及び噴出形態のみを表示することとした．地熱資源図への噴気地データ及び地熱井データの表示方法を第 4 図に示す．一覧表に掲載したのは，噴気地データは，噴気地番号，噴気地名，所在地，噴気温度を，地熱井データは，地熱井番号，地熱井名（九州地熱資源図では代表的地熱井名），所在地，坑井深度，最高温度（温度観測深度），調査名，熱水流量，熱水温度，pH，化学組成，地化学温度，泉質分類（九州地熱資源図に採用），起源水（九州地熱資源図に採用），蒸気流量，ガス化学組成及び参考文献の各項目である．新潟及び秋田地熱資源図では公表されている化学分析値すべてを掲載することを目標としたが，九州地熱資源図ではその数が膨大であるので代表的な分析値を掲載するにとどめている．

地熱資源図上に表示された温泉，蒸気井，噴気地，地熱井の番号の表示は，一覧表に掲載した化学分析値などを検索する上で極めて重要である．番号の表示順序は，(1)新潟地熱資源図では，各県ごとに温泉地相互の関連性，関係を考慮しつつ原則として北から南に並べ，(2)秋田地熱資源図では，各県ごとに温泉地相互の関連性，位置関係を優先的に考慮し，各郡・市の沿革も参考にして並べ，(3)九州地熱資源図では，各県ごとに市町村 JIS-code の順，市町村が同じ場合は郵便番号の順，郵便番号が同じ場合は緯度の順（北から南の順）に並べた．

5．地熱資源賦存地域の編集について

地熱資源賦存地域は，「第四紀火山に関連した地熱資源賦存地域」，「深層熱水資源賦存地域」及び「第四紀火山に関連しない地熱資源賦存地域」に区分した．区分の方法は 300 万分の 1 地熱資源賦存地域図（山口ほか，1992）に準拠している．「第四紀火山に関連した地熱資源賦存地域」は，「火成岩関与型地熱系“火山性”（igneous-related geothermal system）」（宮崎ほか，1991）に，「深層熱水資源賦存地域」は同様に「広域伝導型熱水卓越系（regional conductive hot water system），地圧水型（geopressured system）と深層熱水（Deep-seated hot water system in sedimentary basin）を含む」（宮崎ほか，1991）に，それぞれ対応している．「第四紀火山に関連しない地熱資源賦存地域」と言う区分を設けたのは，現状では“火山性”とも“深層熱水”とも言い切れない地熱資源を収容するためのものである．各地熱資源賦存地域の定義は以下のとおりである．

1)　第四紀火山に関連した地熱資源（火山性地熱資源）賦存地域は，第四紀更新世中期以降の火山岩類の分布域（大規模火砕流堆積物の分布域を除く）及びその周囲 5 km の地域で，42°C以上の温泉が 1 箇所以上存在する地域とする．火山岩類の基盤が先新第三紀結晶質岩で構成されている場合は，火山岩類の分布域のみを本資源分布域とする．

2)　深層熱水資源賦存地域は，原則として第四紀後期更新世以降の堆積物の分布域で，42°C以上の温泉が 1 箇所以上分布する地域とする．地質図，重力異常図から堆積盆の形状，構造を推定する．「原則として」を付加するのは，例えば近傍に非常に有名な温泉地が存在するなど，人為的な事情により温泉開発などが行われていない深層熱水資源分布域も存在する可能性があるからである．

3)　第四紀火山に関連しない地熱資源（未区分地熱資源）賦存地域は，火山性地熱資源，深層熱水資源両分布域以外で，42°C以上の温泉が 1 箇所以上存在する場所の周囲半径 5 km 以内とする．この区分にはさまざまなタイプの地熱資源が含まれていると考えられる．(1)黒部，飯豊，山陰（例えば，三朝）など花崗岩分布域の温泉，(2)松之山温泉（地圧水型？），(3)グリーンタフ型・化石海水型温泉，(4)有馬型温泉，(5)白浜，湯の峰など紀伊半島の高温温泉，(6)常磐湯本温泉周辺などがその例である．地熱資源図では，第四紀火山に関連しない地熱資源（未区分地熱資源）賦存地域を以下の基準で二つに分けている．

(a)　第四紀更新世中期以降の火山岩類の分布域（大規模火砕流堆積物の分布域を除く）の周囲 15 km の地域（火山の噴火中心からおよそ半径 20 km の範囲）の東縁を結ぶ，ほぼ南北に連なる火山フロントに平行な線の西側の地域を，第四紀火山に関連しない地熱資源賦存地域（タイプ A）とする．九州地熱資源図では，中期更新世以降の火山に対応する火山フロントより西側または火山フロントの東側 20 km 以内に位置する地熱資源賦存地域を，タイプ A とするように定義が若干変更されている（阪口ほか，2000）．

(b)　第四紀更新世中期以降の火山岩類の分布域（大規模火砕流堆積物の分布域を除く）の周囲 15 km の地域（火山の噴火中心からおよそ半径 20 km の範囲）の東縁を結ぶ，ほぼ南北に連なる火山フロントに平行な線の東側の地域を，第四紀火山に関連しない地熱資源賦存地域（タイプ B）とする．九州地熱資源図では，中期更新世以降の火山に対応する火山フロントより 20 km 以上東側に位置する地熱資源賦存地域を，タイプ B とするように定義が若干変更されている（阪口ほか，2000）．各地熱資源賦存地域は，90°C以上の温泉（九州地熱資源図では，「地熱流体が得られる地点」に変更）が 1 箇所以上存在するか，70°C以上の温泉及び 1 km^2 以上の変質帯が存在する地域をランク A，ランク A 以外の地域で地化学温度が 150°C

以上の地域をランクB，それ以外の地域をランクCと区分する．地熱資源図への各地熱資源の表示方法を第4図に示した．

2に示した“深層熱水資源賦存地域”は重力異常などの情報により比較的容易に定めることができる．また，石油，天然ガス，ヨウ素などの資源が深層熱水資源と関連して分布している関係上，地質，地化学に関する情報も豊富である．

一方1に示した“第四紀火山に関連する地熱資源賦存地域”は，「火成岩関与型地熱系“火山性”(igneous-related geothermal system)」(宮崎ほか，1991)に対応する概念であるが，igneous activity (火成活動；magmatism) は，火山活動 (volcanic activity，volcanism) と深成活動 (plutonism) からなる概念であるため (地学団体研究会，1996)，3に含まれる(1)花崗岩分布域の温泉，(4)有馬型温泉，あるいは(5)紀伊半島の高温温泉などとの区別が不明瞭である．また火山活動には噴気作用，温泉作用が含まれるが，例えば葛根田花崗岩まで含めた葛根田地熱系は，火山活動の範疇を超えている可能性が考えられる．“第四紀火山に関連する地熱資源賦存地域”を的確に区分 (把握) するには，地質，地化学，地球物理の情報を総動員して，「(火成活動と言う意味での) 第四紀火山」との関係について解明していく必要があると考えられる．

6. おわりに

地熱資源の賦存地域と，地質構造，重力構造及び温泉等地表地熱徴候の地理的分布，温泉泉質との関連をできるだけ明瞭に表示することを目標として，北海道西部－東北地方及び九州地域において地熱資源図の編集を実施し，縮尺50万分の1規模の地熱資源図シリーズとして刊行している．これまでに新潟，秋田及び九州地熱資源図を刊行し，青森及び札幌地熱資源図を編集中である．

地質データの編集では，地熱貯留層の構造すなわち基盤岩，貯留層相当層，熱源等の要素を明瞭に表示することを目的として，新第三系から第四紀について10の地質区分，先新第三系について二つの地質区分を設けた．ベースマップとなる地質図は，新潟地熱資源図及び秋田地熱資源図では同じ図画で出版，数値化されていた50万分の1活構造図「新潟」及び「秋田」を，九州地熱資源図では数値化された100万分の1地質図をそれぞれ用い，その後の研究の成果に基づく修正を加えた．地質構造 (活断層，主要構造線，背斜軸，向斜軸)，活火山，2 Ma以降のカルデラ，酸性熱水変質地帯の分布及びブーゲー異常図 (仮定密度2.3 g/cm^3，コンター間隔5 mgal) も同時に示した．

温泉と鉱泉は水温，pH，総溶存物質濃度及び陰イオン組成で，噴気は最高温度で，地熱井は観測された最高温度と噴出状態で，それぞれ分類して表示した．各温泉，鉱泉，噴気及び地熱井について，名称，位置，湧出量，温度，化学組成 (ガス組成含む)，泉質分類及び地化学温度を一覧表に掲載した．

地熱有望地域は，活火山，90°C以上の温泉及び第四紀の堆積盆の分布から，「第四紀火山に関連した地熱資源賦存地域」，「深層熱水資源賦存地域」，「第四紀火山に関連しない地熱資源賦存地域 (タイプA)」及び「第四紀火山に関連しない地熱資源賦存地域 (タイプB)」の四つに区分した．各地熱資源有望地域を，温泉の水温，酸性熱水変質地帯の範囲及び地化学温度計に基づいて三つのランクに分類した．地熱有望地域の名称を各区分ごとに一覧表に掲載した．

謝辞 本地熱資源図シリーズの編集，刊行に当たって，角 清愛博士，田中啓策博士及び山口 靖博士には本地熱資源図シリーズの基本計画などについて終始有益な助言を頂いた．地熱技術開発株式会社，三菱マテリアル資源開発株式会社 (大手開発株式会社)，及び西日本技術開発株式会社の方々には，地熱資源図の各種基図作成及び温泉・噴気地データの収集をしていただいた．株式会社パスコの方々には，地熱資源図の数値化及び印刷原版の一部作成をしていただいた．温泉データの収集では，各県及び各市町村役場温泉担当部署の方々，及び各温泉所有者の方々のお手を煩わせた．地震予知に関する地質学・地球化学的研究グループの方々には50万分の1活構造図数値ファイルの使用に，100万分1日本地質図編纂の研究グループの方々には100万分の1日本地質図数値ファイルの使用に，それぞれ快諾を頂いた．長谷川功地質情報センター情報解析室長には数値データ編集についての技術的な助言を頂いた．金原啓司地殻熱部長 (現統括研究調査官) には終始有益な批評・助言を頂いている．以上の方々に深甚なる謝意を表したい．

文 献

地学団体研究会編 (1996) 新版地学事典，平凡社，東京，1443p.

地質調査所 (1995) 100万分の1日本地質図，第3版 CD-ROM版，数値地質図G-1.

広島俊男・駒澤正夫・須田芳郎・村田泰章・中塚 正 (1991) 秋田地域重力図 (ブーゲー異常図)．重力基本図，no.2，地質調査所.

広島俊男・駒澤正夫・大熊茂雄・中塚 正・三品正明・斉藤和夫・岡本國徳 (1992) 山形地域重力図 (ブーゲー異常図)．重力基本図，no.3，地質調査所.

比留川貴・安藤直行・角 清愛 (1977) 日本の主要地熱地域の熱水の化学組成．地調報告，no.257，

934p.
比留川貴・安藤直行・角　清愛（1981）日本の主要地熱地域の熱水の化学組成，その2．地調報告，no.262，404p.
環境庁自然保護局（監修）（1978）鉱泉分析法指針（改訂）．75p.
加藤碩一・粟田泰夫・下川浩一（1984）50万分の1活構造図「新潟」．地質調査所.
金原啓司（1992）日本温泉・鉱泉分布図及び一覧．地質調査所，394p.
駒澤正夫（1988）仮想扇形地形による重力地形補正法．測地学会誌，**34**，11-23.
駒澤正夫・鎌田浩毅（1985）豊肥地域の重力基盤構造．地調報告，no.264，305-333.
駒澤正夫・広島俊男・大久保泰邦・須田芳朗・中井順二（1987）100万分の1全国重力図（ブーゲー異常図）．新エネルギー総合開発機構.
駒澤正夫・広島俊男・石原丈実・村田泰章・山崎俊嗣・上嶋正人・牧野雅彦・森尻理恵・志知龍一・岸本清行・木川栄一（1999）100万分の1「日本重力図」．地質調査所.
宮崎芳徳・津　宏治・浦井　稔・高倉伸一・大久保泰邦・小川克郎（1991）全国規模地熱資源評価の研究．地調報告，no.275，17-43.
森尻理恵・駒澤正夫・広島俊男・牧野雅彦・村田泰章・中塚　正（1995）北上山地地域の重力異常について．地調月報，**46**，383-418.
日本地熱調査会（1999）わが国の地熱発電の動向．1999年版．94p.
野口冬人（1997）全国温泉大辞典．旅行読売出版社，東京，986p.
小川克郎（1986）日本の地熱資源の評価．地質ニュース，no.377，8-17.
阪口圭一・野田徹郎・高橋正明・駒澤正夫（2000）50万分の1九州地熱資源図及び同説明書．特殊地質図（31-3），地質調査所，88p.
茂野　博・野田徹郎・比留川貴・角　清愛・花岡尚之（1986）水地球科学データベースシステム．地調報告，no.265，271-330.
新エネルギー総合開発機構（1982a）第1次全国地熱総合調査－東北地域　重力調査報告書.
新エネルギー総合開発機構（1982b）第1次全国地熱総合調査－南九州地域　重力調査報告書.
新エネルギー総合開発機構（1983a）第1次全国地熱総合調査－南薩地域　重力調査報告書.
新エネルギー総合開発機構（1983b）第1次全国地熱総合調査－北九州地域　重力調査報告書.
新エネルギー・産業技術総合開発機構（1989）第3次全国地熱総合調査－鶴見岳地域　重力調査報告書.
新エネルギー・産業技術総合開発機構（1990a）第3次全国地熱総合調査－秋田駒ヶ岳地域　重力調査報告書.
新エネルギー・産業技術総合開発機構（1990b）第3次全国地熱総合調査－阿蘇地域　重力調査報告書.
鈴木弘道（1976）国際重力基準網1971と日本重力基準網1975．測地学会誌，**22**，112-129.
角　清愛（1979）日本の地熱資源評価．地質ニュース，no.295，1-9.
高橋正明・山口　靖・野田徹郎・駒澤正夫・村田泰章・玉生志郎（1993）50万分の1新潟地熱資源図及び同説明書．特殊地質図（31-1），地質調査所，116p.
高橋正明・駒澤正夫・村田泰章・玉生志郎（1996）50万分の1秋田地熱資源図及び同説明書．特殊地質図（31-2），地質調査所，162p.
塚本忠之（1982）昭和55年度全国温泉利用状況一覧．温泉工学会誌，**16**，1-65.
山口　靖・金原啓司・玉生志郎・角　清愛・田中啓策（1992）日本地熱資源図．日本地質アトラス（第2版），朝倉書店.
山崎晴雄・粟田泰夫・下川浩一・衣笠善博（1983）50万分の1活構造図「秋田」．地質調査所.
山崎晴雄・粟田泰夫・下川浩一・衣笠善博（1984）50万分の1活構造図「鹿児島」．地質調査所.
山崎晴雄・粟田泰夫・下川浩一・衣笠善博（1985）50万分の1活構造図「福岡」．地質調査所.

（受付：1999年10月20日；受理：2000年6月26日）

地質調査所報告第284号，p.261-276，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

東北日本の深部地熱資源有望地域－地熱資源図に基づいて－

玉生志郎[1]・高橋正明[1]・村田泰章[2]・駒澤正夫[3]・金原啓司[4]・川村政和[5]・山口文春[6]

Promising areas of deep-seated geothermal resources in Northeast Japan －Based on the geothermal resource map－

By

Shiro TAMANYU[1], Masaaki TAKAHASHI[1], Yasuaki MURATA[2], Masao KOMAZAWA[3], Keiji KIMBARA[4], Masayori KAWAMURA[5] and Humiharu YAMAGUCHI[6]

Abstract: Geothermal resources map of the Tohoku volcanic arc was compiled on a 1:1,000,000 scale for understanding an outline of the geothermal resources area and geothermal heat source based on geology and geochemistry. The map was digitally synthesized by computer software "ARC INFO" from the 1:500,000 scale geothermal resources maps of Niigata, Akita, Aomori and Sapporo. The compiled map indicates some features on the distribution pattern of geothermal resources areas. In addition, it is very useful to extract the deep-seated geothermal resource areas related to Quaternary granite, by comparison with the hot spring heat discharge map, geothermal gradient map, depth of gravity basement and fractional P wave velocity perturbation. The exploration survey in and around Kakkonda clarified that Quaternary granite-related deep geothermal resources areas are expected in Quaternary volcanic terrain with high temperature hot springs and fumaroles, broad subsurface high temperature zones, shallow gravity basement zones, broad upheaval zones, shallow cut-off depth of seismicity and low-velocity zones of P-wave. Based on these criteria, deep-seated geothermal systems are expected at Sengan, Kurikoma-Narugo and Bandai-Adatara areas. Yuzawa-Ogachi field in Kurikoma-Narugo is the best field to verify the granite-related deep-seated geothermal system because exploration data have been accumulated and suggests the extensive high temperature zone.

要　旨

地熱資源の分布状況を把握するために，50万分の1「新潟地熱資源図」，「秋田地熱資源図」，「青森地熱資源図」，「札幌地熱資源図」をディジタイズして，コンピュータ・ソフトウェア"ARC INFO"を用いて100万分の1「東北日本の地熱資源図」を編集した．この図面を既存の温泉放熱量分布図，地温勾配図，重力基盤深度図，P波速度減衰分布図と比較検討することで，葛根田地熱地域で実証されたような新期花崗岩に伴う深部地熱系が，どのような地域に期待できるのか検討を試みた．その結果，以下のような特徴を持つ地域に賦存が期待できることが明らかとなった．

1)　第四紀火山近傍で，高温温泉・噴気の分布集中域．
2)　広域的な高温異常域かつ地温勾配の高異常域．
3)　重力基盤深度が浅く，かつ広域的な隆起域．
4)　地殻内地震震源下限が浅く，P波速度減衰が認められる活火山集合域．

このような地域として，仙岩，栗駒－鳴子，磐梯－安達太良地域を挙げることができる．栗駒－鳴子の湯沢・雄勝地域では，既に坑井掘削による地熱調査が進められ，仙岩地域に次ぐ広域な高温域が確認されつつある．それゆえ，葛根田タイプの新期花崗岩に伴う深部地熱系を検証するには，最も適した調査地域と考えられる．

1．はじめに

地質調査所は地熱資源評価図の作成の研究成果として，

[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）
[2] 地質情報センター（Geological Information Center, GSJ）
[3] 地殻物理部（Geophysics Department, GSJ）
[4] 統括研究調査官（General Research Counselor, GSJ）
[5] 地質調査所所付主任研究官（Senior Researcher, GSJ）
[6] 元(株)パスコ（former PASCO Co. Ltd.）

Keywords: geothermal field, Quaternary granite, geothermal resource map, resource assessment, Northeast Japan

第1表　地熱資源図において数値化されたデータ一覧.
Table 1　The list of digitized data, their coverage names and forms for the geothermal resources maps.

	Category	Coverage code	Data form	remarks
1	Geologic Boundary	neo***	polygon	/
2	Folding Axes	fld***	line	cf. faults in Niigata area
3	Faults	flt***	line	/
4	Geotherm. Resources Area	ybo***p	polygon	doughnut-like
5	Geotherm. Resources Area	ybo***l	line	outer line of area
6	Hot Spring	hot***	point	/
7	Geotherm. Surveyed Area	idx***	line	/
8	Caldera	cal***	line	/
9	Active Volcano	vol***	point	with fumarole and wells
10	Acid Hydrothermal Alt. Area	alt***	polygon	/

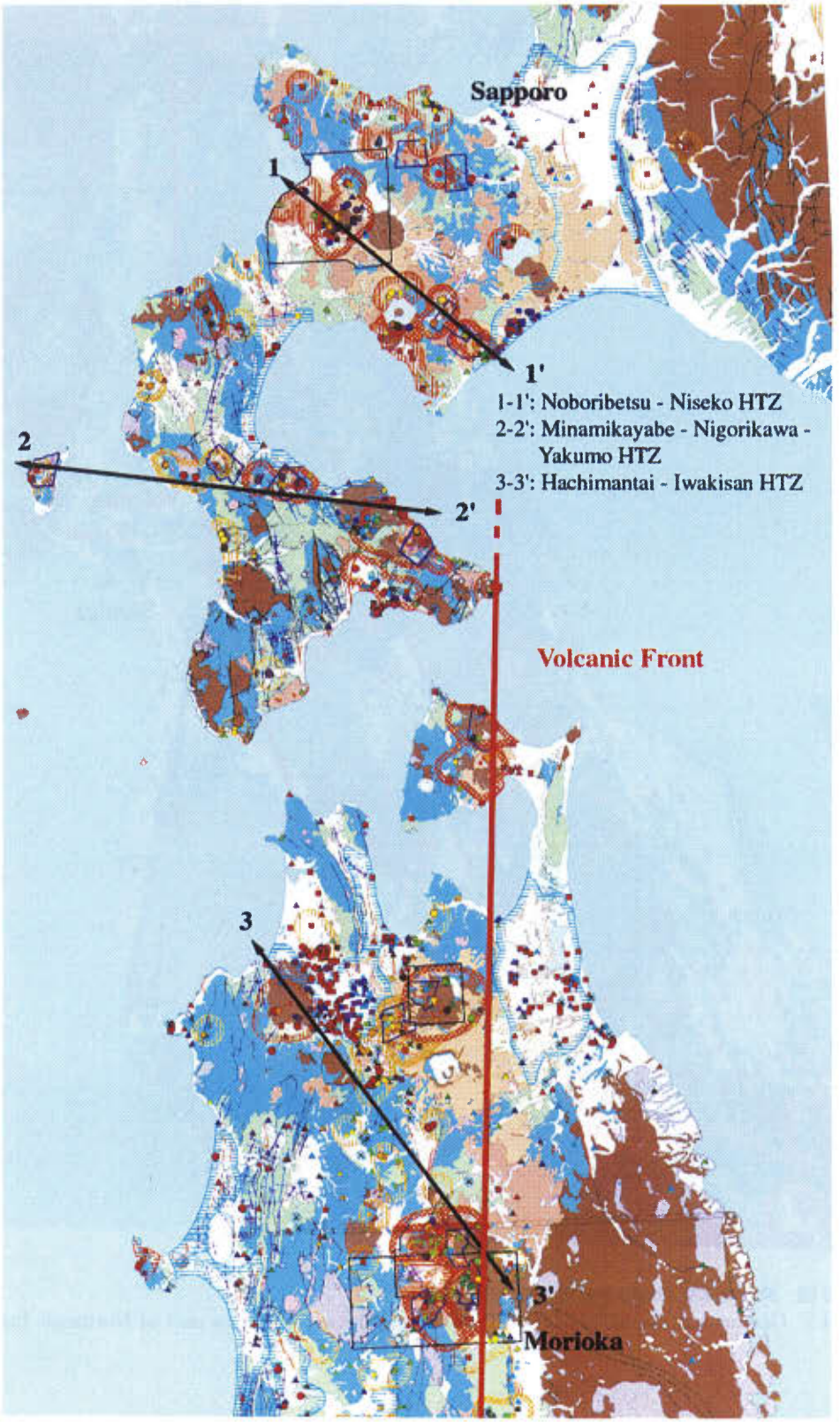
1992年に縮尺300万分の1「日本地熱資源図」(山口ほか, 1992)を出版するとともに, 1993年には縮尺50万分の1「新潟」(高橋ほか, 1993)を, 次いで1996年には縮尺50万分の1「秋田」(高橋ほか, 1996)を, 2000年には縮尺50万分の1「九州」(阪口ほか, 2000a)を出版した. 今後, 縮尺50万分の1「青森」,「札幌」を順次, 出版していく予定である. これらの地熱資源図の編集作業の経緯並びに編集基準は, 高橋ほか (2000) に詳述されている.

上記の資源図作成のために数値化されたデータは, 第1表に示すとおりである. 地質基図の地質界はポリゴン形式で, 褶曲と断層はライン形式で数値化した. 温泉と活火山の位置はポイント形式で, 地熱調査地域とカルデラはライン形式で, そして酸性熱水変質帯はポリゴン形式で数値化した. 有望地域はドーナツ状になるものはポリゴン形式で, 外周のみの場合はライン形式で数値化した. それぞれの属性には, それぞれのカバレッジ名称が付けられた. これらのデータは既にすべてコンピュータソフトウェア"ARC/INFO"でデジタイズされ, 静電プロッターでカラー図面として出力できる状態である. また, 4地域(「新潟」,「秋田」,「青森」,「札幌」)をつなげて, 縮尺100万分の1, 及び200万分の1東北日本地熱資源図が作られて, 現在CD-ROM暫定版として保管されている(第1.1図, 第1.2図, 第1.3図). これらは現在, 内部研究資料として利用されている. また, 阪口ほか (2000b) は100万分の1「日本地質図」(地質調査所, 1992)を地質基図として,「東北・九州地熱資源図」ポスター及びCD-ROMを暫定的作成した. これらの図面に温泉・噴気地, 地熱地域がほとんど取り込まれ, 地熱資源の賦存地域と地質構造及び温泉(地理的分布, 化学成分)との関連が明瞭に表示できるようになっている(Tamanyu *et al.*, 1996b).

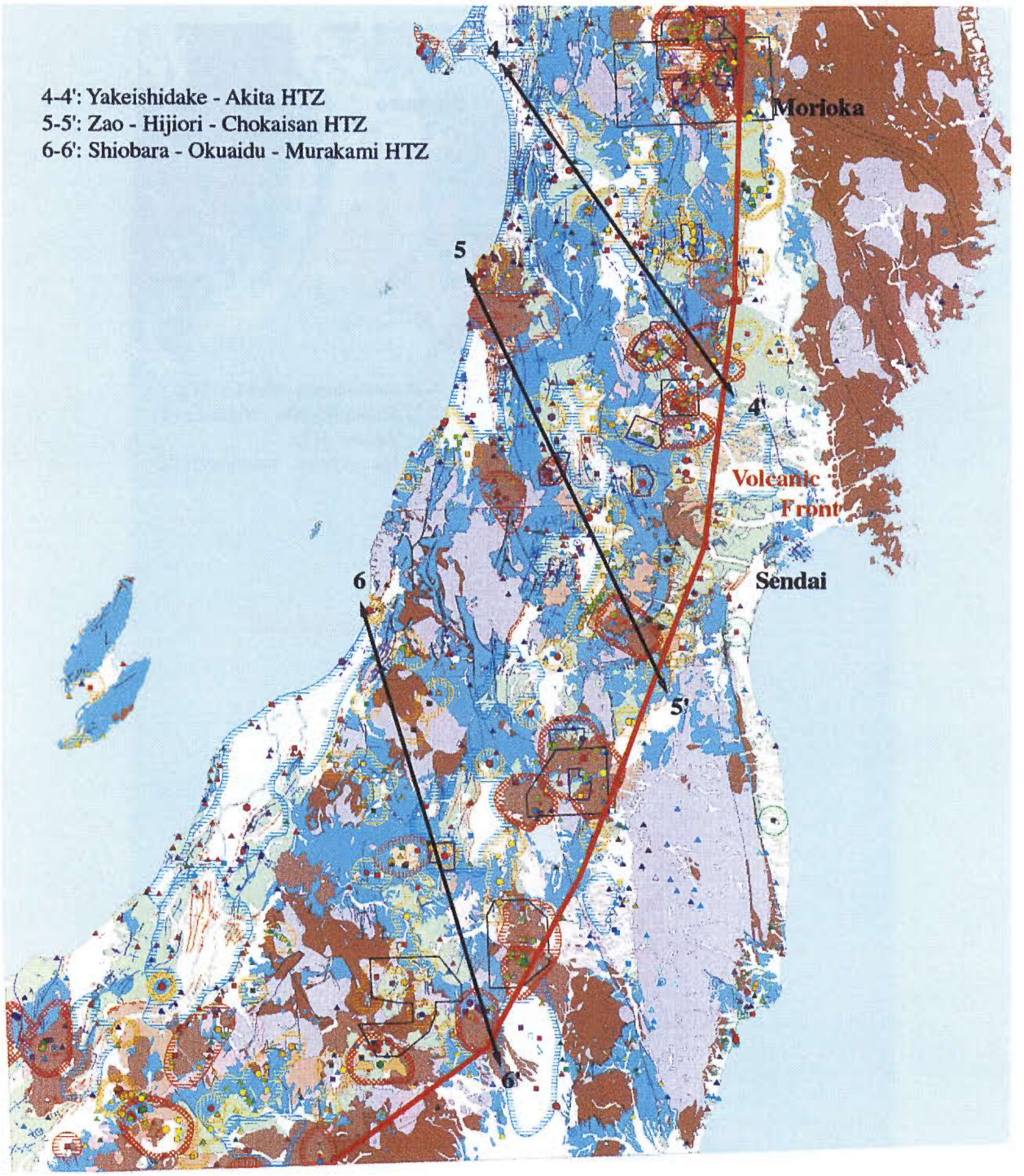
地熱データの収集・編集は北海道立地下資源調査所でも進められ, その一環として北海道地熱・温泉ボーリング井のデータが収集され(北海道立地下資源調査所, 1991, 1996), 60万分の1北海道地温勾配図(北海道立地下資源調査所, 1995)が作成された. また, 地質調査所でも, 坑井温度データに基づいて300万分の1日本列島地温勾配図(矢野ほか, 1999)が出版された.

新エネルギー・産業技術開発機構(以降, NEDOと略記)は各種地熱調査の一環として, 仙岩地域で地熱探査技術等検証調査(昭和55～63年)を, また葛根田地域で深部地熱資源調査(平成4～9年)をそれぞれ実施した. 仙岩地域とは, 秋田県仙北郡から岩手県岩手郡にまたがって分布する地熱地域で, 北部の八幡平地熱地域のみならず, 南部の葛根田や乳頭地区を含む広域な地熱地域に対して命名されたものである. これらの調査では多くの坑井掘削と各種地質・地化学・物理探査が実施され, 地下の温度構造や透水構造がかなり明らかにされた. 地熱探査技術等検証調査の一環として掘削された, 地下地熱構造の検証井SN-7D(2486 m深度)では, 澄川地域の第三紀花崗岩体最上部付近から161 t/hの蒸気生産が確認された(西ほか, 1989; NEDO, 1990). また, この結果を受けて立案・実施された深部地熱資源調査では, 葛根田地域で地熱調査井WD-1(深度3729 m)が掘削された. その結果, 坑底の葛根田花崗岩で500℃を超えること, 深度3100 m以深で熱水系は発達せず熱伝導域であること, そして葛根田花崗岩の上面付近で, 多くの場合, 深部地熱貯留層が発達することが確認された(例えば, Muraoka *et al.*, 1998).

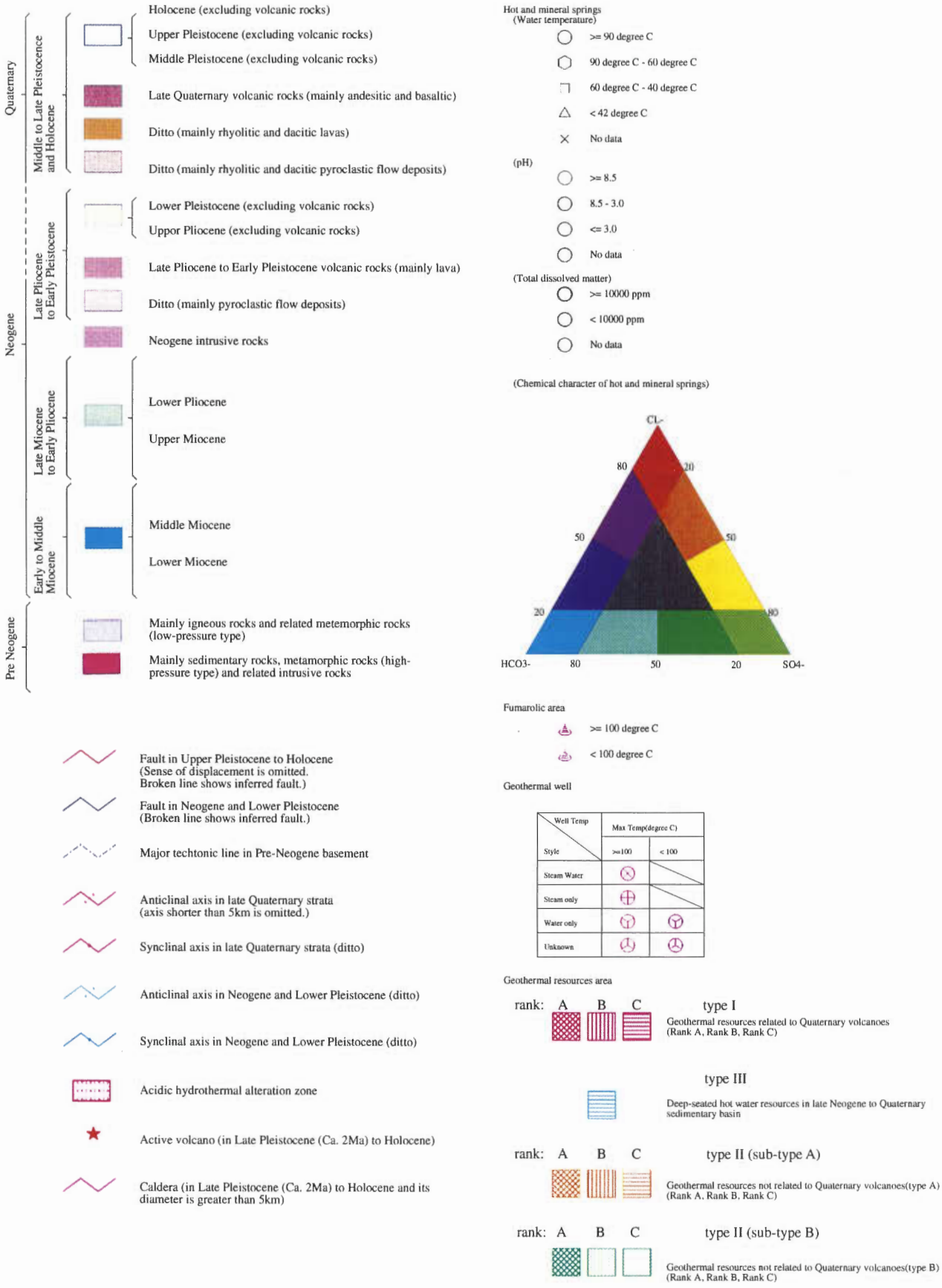
そこで葛根田地熱地域で実証された新期花崗岩に伴う深部地熱系が, 東北日本のどのような地域に期待できるのか, 上述した東北日本の地熱資源図を基に, 既存データ, 具体的には温泉放熱量分布図, 地温勾配図, 重力基盤深度図, P波速度分布図と比較しながら検討した. その結果を, ここに報告する.



第 1.1 図　東北日本弧の地熱資源図（東北日本北部）.
Fig. 1.1　Geothermal resources map of Tohoku volcanic arc (northern part of Northeast Japan).



第 1.2 図　東北日本弧の地熱資源図（東北日本南部）.
Fig. 1.2　Geothermal resources map of Tohoku volcanic arc (southern part of Northeast Japan).



第 1.3 図　東北日本弧の地熱資源図の凡例.

Fig. 1.3　Legend of the geothermal resources map of Tohoku volcanic arc.

2. 東北日本の地熱資源図

2.1 地質原図

地質原図の作成は地調の50万分の1地質図画の「新潟」,「秋田」,「青森」,「札幌」の範囲内を対象として,既存資料を基にして地質編図の編集を行った.その編集にかかわる基本方針は次の3点である.

1) 50万分の1活構造図「新潟」(加藤ほか, 1984),「秋田」(山崎ほか, 1983),「青森」(山崎ほか, 1986),「札幌」(寒川ほか, 1984)を基とする.

2) 地質構造としては,断層及び褶曲の分布を示す.ただし,地震断層を含む活断層や断層・活褶曲軸・褶曲軸については,原則として長さ5km以上,間隔1km以上のものを対象とする.

3) 編図には地層分布のほかに,酸性熱水変質帯・活火山・カルデラ等の位置を明示する.

編集に際しては,50万分の1活構造図のほか,20万分の1「地質図幅」や5万分の1「地質図幅」等を参照し,地質対比や地質境界の検討を行った.その結果生じた主な変更点及び編集方針は以下のとおりである.

1) 鮮新世～更新世の火山層序

関東・東北地方の鮮新世～更新世の層序区分を考える場合,鮮新統最上部(約2Maあるいは松山反転期開始時－1.8Ma)を下部更新統(1.8-1.0Ma)と一体化させて扱った方が層序区分しやすい(地質調査所環境地質部地震地質課, 1983;高橋ほか, 1993).それゆえ,東北地方中・北部,北海道南西部でも,この考え方を踏襲した.

2) 新第三紀貫入岩

新第三紀貫入岩については中規模のものまで記入したが,同時期の岩床状のものについては地層に含めて一括した.

3) 酸性熱水変質帯・活火山及びカルデラ等の分布

酸性熱水変質帯は金原・阪口(1989)及びNEDO各種地熱調査報告書に,また活火山の分布は小野ほか(1981)に基づいた.カルデラについては,小野ほか(1981)のうち,直径5km以上で鮮新世後期(約2Ma)以降のものに限定した.

4) 温泉・噴気地及び地熱井

範囲内に存在する温泉・噴気地・地熱井を対象として,それぞれ以下のデータを収集・整理した.

(温泉)

温泉地データ:温泉番号・温泉地名・都市名・町村名・代表的泉源・文献番号

温泉孔データ:産状・深度・湧出量・泉温・pH

温泉成分データ:Na, K, Ca, Mg, Cl, SO_4, HCO_3, SiO_2, 総濃度, 泉質

(噴気地)

噴気地データ:噴気地番号・都市名・町村名・地区名・噴気地名

噴気データ:試料採取年月日・文献番号・噴気温度

噴気成分データ:H_2O, CO_2, H_2S, SO_2, HCl, Rgas

(地熱井)

坑井データ:地熱井番号・都市名・町村名・地区名・地熱井名・文献名・深度・最高温度・最高温度深度

熱水化学成分データ:熱水量・pH・Na, K, Ca, Mg, Cl, SO_2, HCO_3, SiO_2

蒸気化学成分データ:蒸気量・水／ガス比・CO_2, H_2S, Rgas

2.2 地熱資源図

地熱資源図は,地質基図を基にして地熱資源賦存地域の区分と抽出を行ったものである.高橋ほか(1993)は地熱資源賦存地域の抽出基準を第2図のように示している.地熱資源賦存地域は,第四紀火山,温泉(>42°C),第四紀堆積盆の分布から,三タイプ(第四紀火山に関連した地熱資源賦存地域,深層熱水資源賦存地域,第四紀火山に関連しない地熱資源賦存地域)に分類された.第四紀火山に関連した地熱資源賦存地域は,第四紀更新世中期以降の火山岩の分布域(大規模火砕流堆積物の分布域を除く)及びその周囲5kmの地域として抽出した.深層熱水資源賦存地域は第三紀後半～第四紀の堆積盆の分布域として抽出した.第四紀火山に関連しない地熱資源賦存地域は,上記二タイプ以外の地域で,温泉の周囲5kmの範囲として抽出した.第四紀火山に関連しない地熱資源賦存地域は,火山フロントのおおよそ15km東方の南北線を境に,西側をサブタイプA,東側をサブタイプBと細分した.また,深層熱水資源以外の二タイプの賦存地域は,熱ポテンシャルを評価するために,以下のような基準でそれぞれランクA, B, Cに細分された.

ランクA地域:90°C以上の温泉が1箇所以上分布するか,70°C以上の地表地熱兆候及び1km²以上の大規模変質帯が存在する地域.

ランクB地域:ランクA以外の地域で,地化学温度が150°C以上の地域

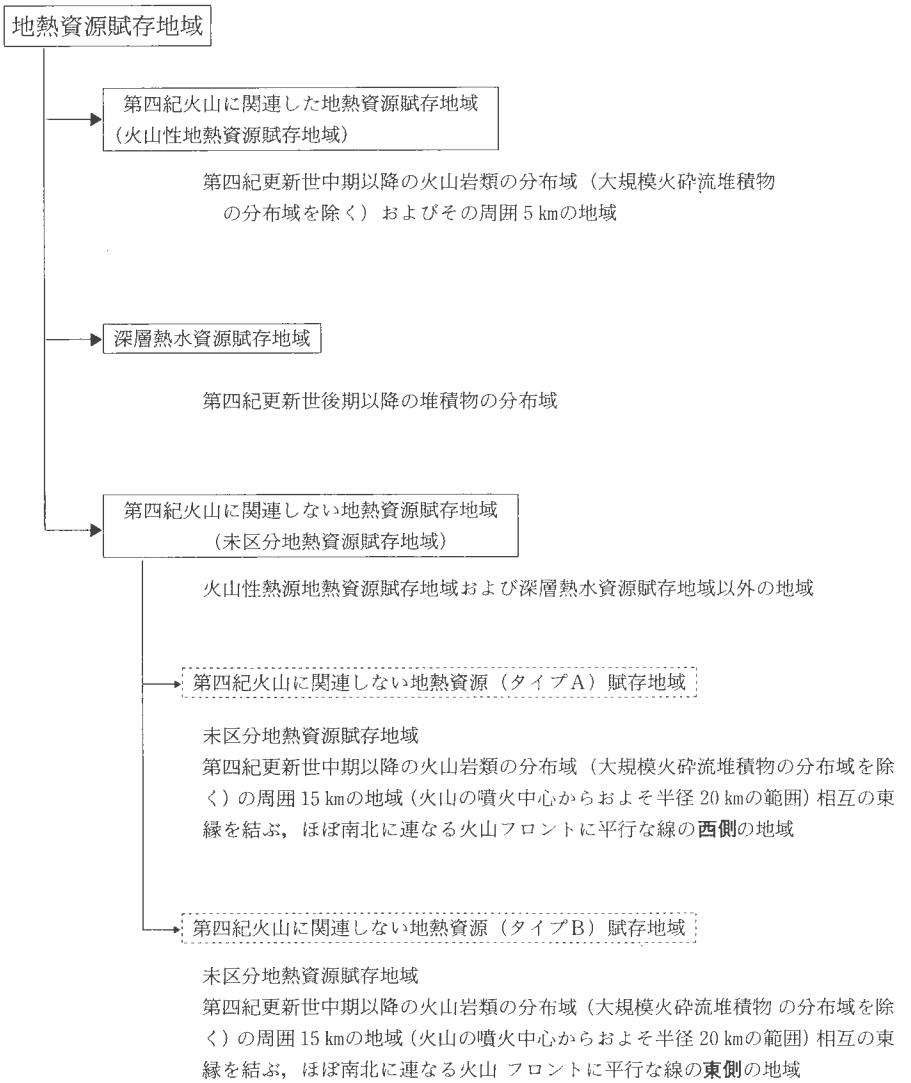
ランクC地域:ランクA以外の地域で,地化学温度が150°C未満の地域

このような基準で,50万分の1「新潟」,「秋田」,「青森」,「札幌」で,地熱資源賦存地域の抽出とタイプ分けがなされている.

50万分の1地熱資源図「新潟」,「秋田」,「青森」,「札幌」をつなげて,縮尺100万分の1の東北日本地熱資源図を作成した(第1.1図, 1.2図, 1.3図).これらの図面を用いて,地熱資源賦存状況を検討した.その結果,資源分布に関して以下のようなことが明かとなった.

1) 東北日本の脊梁山脈沿いには,第四紀火山に関連した地熱資源賦存地域が多数分布する.

2) 東北日本の脊梁山脈の背弧側には,第四紀火山に



第2図　地熱資源賦存地域の分類と定義（高橋ほか，1993）．
Fig. 2　Classification and definition of geothermal resources areas (Takahashi, *et al.*, 1993).

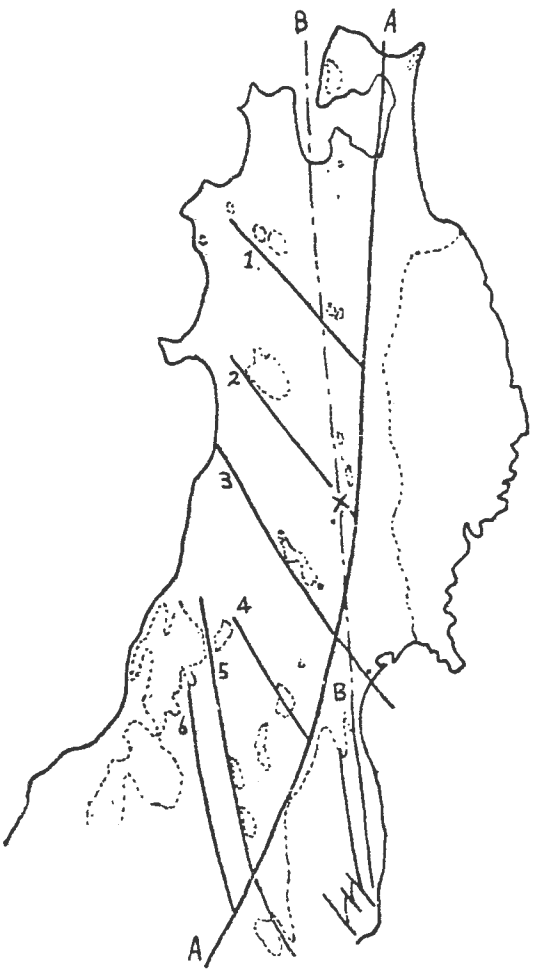
関連しない地熱資源賦存地域が，いくつか認められる．

3)　東北日本の内陸盆地や日本海沿岸には広く深層熱水資源賦存地域が分布している．

4)　東北日本の脊梁山脈の前弧側には，一部の例外を除いて地熱資源賦存地域は存在しない．

また，この地熱資源図に基づいて，Tamanyu *et al.* (1996) は東北日本弧を北西－南東方向に横断する六つの高温帯を提案している．北から1) 登別－ニセコ高温帯（登別－豊羽－ニセコ高温帯を改名），2) 南茅部－濁川－八雲高温帯，3) 八幡平－岩木山高温帯，4) 焼石岳－秋田高温帯，5) 蔵王－肘折－鳥海山高温帯，6) 塩原－奥会津－村上高温帯である．これらの高温帯は，第四紀火山に関連した地熱資源賦存地域及び第四紀火山に関連しない地域のランクA及びBに該当する地域を含む地帯である．言わば，90°C以上の温泉及び地化学温度が150°C以上の温泉を含む地域である．

北海道南西部では，多くの高温部は1) 登別－ニセコ高温帯，2) 南茅部－濁川－八雲高温帯に集中している．そのため，この二帯は明瞭である．一方，本州の四帯は，あまり明瞭ではない．それは火山フロントの西側（背弧側）に，高温域が多数広範囲に分布しているためである．しかしながら，本州の四帯は基盤の構造線との対応性が認められる．北村（1963）は東北地方のグリーンタフ地域全体にわたって点在する基盤岩類の分布と，これを覆う第三系の構造図を検討し，六つのNW～SE性の基盤構造が伏在していることを推定している（第3図）．3) 八幡平－岩木山高温帯は尾太－盛岡構造線に，4) 焼石岳－秋田高温帯は八郎潟－一関構造線，5) 蔵王－肘折－鳥海山高温帯は西川－宝沢構造線に，6) 塩原－奥会津－村上高温帯は小国－会津若松構造線に，それぞれ対比される．ただし，6) 塩原－奥会津－村上高温帯は小国－会津若松構造線より約20 km程，西側にずれている．北村（1963）



第3図　東北日本の基盤構造線図（北村，1963）．
1．尾太－盛岡構造線，2．八郎潟－一関構造線，3．本荘－仙台構造線，4．西川－宝沢構造線，5．大井沢－上戸構造線，6．小国－会津若松構造線．
Fig. 3　Map showing the tectonic lines of pre-Tertiary basement in Northeast Japan (Kitamura, 1963).
1, Oppu - Morioka Tectonic Line; 2, Hachirogata - Ichinoseki Tectonic Line; 3, Honjo - Sendai Tectonic Line; 4, Nishikawa-Takarazawa Tectonic Line; 5, Oo-izawa-Jougo Tectonic Line; 6, Oguni-Aiduwakamatsu Tectonic Line.

の本荘－仙台構造線に沿っては脊梁山脈付近で鳴子，鬼首，湯沢・雄勝の高温域が分布するものの，その南東延長上や北西延長上に高温域が分布しないので，高温帯としては選定されていない．また，大井川－上戸構造線に沿っても，磐梯山や小野川の高温域が存在するが，北方に連続しないので，高温帯としては選定されていない．高温帯は地熱資源賦存地域の定義から考えると，10 km 以上の幅を持つものなので，大局的には見れば高温帯と基盤の構造線は良く一致していると言える．

北村（1963）は上述した構造線で境されるそれぞれのブロックは，南西側で上昇し，北東側で沈降する廻転運動をしていると考えた．これは先第三系基盤岩が相対的に浅くなる地域で，高温帯が生じていることになる．それゆえ，高温帯の成因として二通り考えられる．一つは構造線に沿う天水の深部循環であり，もう一つは先第三系基盤岩類の高熱伝導率に起因する高温によって，その上位の第三系・第四系内に熱水対流系が誘発されたとする考えである．

3．深部地熱有望地域の推定

葛根田地域を含む仙岩地域全域での広域地熱調査「地熱探査技術等検証調査」（NEDO，1990）及び葛根田地域での「深部地熱資源調査」（NEDO，1999）により，新期花崗岩に伴うような深部地熱系が，どのような地域に期待できるか明らかにされつつある．それらを以下に列挙する．

1)　地表地熱兆候が顕著な地域である．地表地熱兆候の活潑な地域は，第四紀火山，噴気，温泉の分布図を基に，選定することができる．東北日本全体の定量的な判断を行う上で，温泉放熱量分布図（角，1980）は有効なデータである．

2)　地下温度が広範に高温異常域となっている（玉生ほか，1996a）．地下の高温異常域は，坑井データに基づく地下温度分布図から抽出可能である．そのようなデータが得られている地域は限られている．しかしながら，東北日本全体の定量的な判断を行う上で，データ密度の粗密はあるものの，地温勾配図（矢野ほか，1999）は有効なデータである．

3)　広域的な高重力異常域である（玉生，1994）．高重力異常は密度の大きい先第三系基盤岩が浅いことを意味する．第四紀火山分布域並びにその周辺域においては，一般的に重力基盤深度が浅い所が高温異常域となる場合が多い．それは熱水対流系の起きやすい第三系・第四系と起きにくい先第三系を比較すると，後者の方が地温勾配が高くなるためである．それゆえ，地下温度データを補完する意味で，重力基盤深度を用いることができる．東北日本全体の定量的な判断を行う上で，重力基盤標高図（駒澤，準備中）は有効なデータである．

4)　地下深部に伏在する新期花崗岩熱源の分布を，地表から直接予測するのは，一般に困難である．しかしながら，微小地震の震源分布の下限域や比抵抗分布などから，ある程度予想することは可能である．葛根田地域では新期花崗岩上面の約 500 m 上方に微小地震震源分布の下限域が存在する（Tosha *et al.*, 1998）．また，花崗岩の存在を示唆する弱い低比抵抗分布が存在する（内田ほか，2000）．Doi *et al.*（1998）は葛根田花崗岩の分布範囲を比抵抗分布から推定している．東北日本全体の定量的な判断を行う上で，東北日本の P 波速度減衰分布図（長谷川・趙，1991；Zhao *et al.*, 1992）は有効なデータである．

5)　坑井調査により，新期花崗岩による接触変成帯が確認されている（加藤ほか，1993）．他の地域で掘削されたボーリング・コアで，このような接触変成帯があるか否か調査することは，有効な手法である．

4.　地熱資源有望域と他のデータとの比較・検討

地熱資源図においてランクAとして抽出された地熱資源賦存地域を，ここでは地熱資源有望域と呼ぶこととする．このような有望域がどのような場所に分布しているかは，大変興味深い研究課題である．そこで，地熱資源の賦存と密接に関連する温泉放熱量分布図，地温勾配コンター図，重力基盤図，P波速度分布図を基図にして，地熱資源有望域がどのような場所に分布しているか，比較・検討を試みた．

4.1　地熱資源有望域と温泉放熱量との相関（第4図）

全国を約100 km^{2}ブロックごとに分割した平均温泉放熱量が計算され，日本温泉放熱量分布図として印刷・出版されている（角，1980）．この図面と地熱資源図とを比較・検討すると，以下のようなことが指摘できる．

1)　平均温泉放熱量が10^2mWm^{-2}（2.4 HFU相当）以上となるブロックの多くは，地熱資源図の第四紀火山に関連した地熱賦存地域（ランクA）に含まれる（例外：磐城，越後湯沢；これらは湧出量は大きいが，泉温は低い）．ただし，その賦存地域（ランクA）内には10^2mWm^{-2}（2.4 HFU相当）以下のブロックも多数含まれている．

2)　第四紀火山に関連しない地熱賦存地域（ランクA）では，平均温泉放熱量が10^2mWm^{-2}（2.4 HFU相当）以下である（例外：湯田中）．

3)　温泉放熱量は，泉温よりも湧出量に大きく影響される．一方，地熱賦存地域は最高温度や地化学温度から推定される温度に基づいて抽出されている．それゆえ，地熱資源有望域と温泉放熱量との相関はそれほど高くはならない．

4)　ただし，大局的には温泉放熱量の高いブロックは，第四紀火山に関連した高温域に多いと言える．

4.2　地熱資源有望域と地温勾配との相関（第5図）

全国の300 m深以上の坑井約2000本の温度検層データによって，日本列島地温勾配図が作成されている（矢野ほか，1999；田中ほか，1999）．この図面と地熱資源図を比較・検討すると，以下のようなことが指摘できる．

1)　地熱資源図の第四紀火山に関連した地熱賦存地域（ランクA）の多くは，地温勾配が100°C/km以上と高異常域となっている．ただし，蔵王，磐梯－吾妻では，地温勾配の最も高い地域が地熱賦存地域の東部ないし東方に偏在している．これは熱水の側方流動のためと思われる．

2)　火山フロントの西側では，地温勾配が50°C/km以上の地域が広範に分布している．これは，地熱資源図で第四紀火山に関連しない地熱賦存地域（ランクB，C）が多数分布していることと調和的である．日本海側の温海，鶴岡では，例外的に地温勾配が高く，100°C/kmに達している．

3)　火山フロントの東側の第四紀火山に関連しない地熱賦存地域（サブタイプB）の磐城地域では，地温勾配は低い．これは湧出量は多いものの，泉温が低いためである．

4)　深層熱水賦存地域は一般に地温勾配が低い．ただし，弘前平野は地温勾配が80°C/km以上と例外的に高い．

4.3　地熱資源有望域と重力基盤との相関（第6図）

東北日本の重力基盤標高図が作成されている（駒澤，準備中）．この図面と地熱資源図を比較･検討すると，以下のようなことが指摘できる．

1)　地熱資源図の第四紀火山に関連した地熱賦存地域（ランクA）の多くは，重力基盤の浅い地域に分布している．ただし，重力基盤が浅くても，地熱賦存地域となっていない地域も多い．

2)　地熱資源図の第四紀火山に関連しない地熱賦存地域（ランクA，B，C）の多くは，重力基盤の深い部分に分布している．深層熱水賦存地域と区分し難い地域もある．

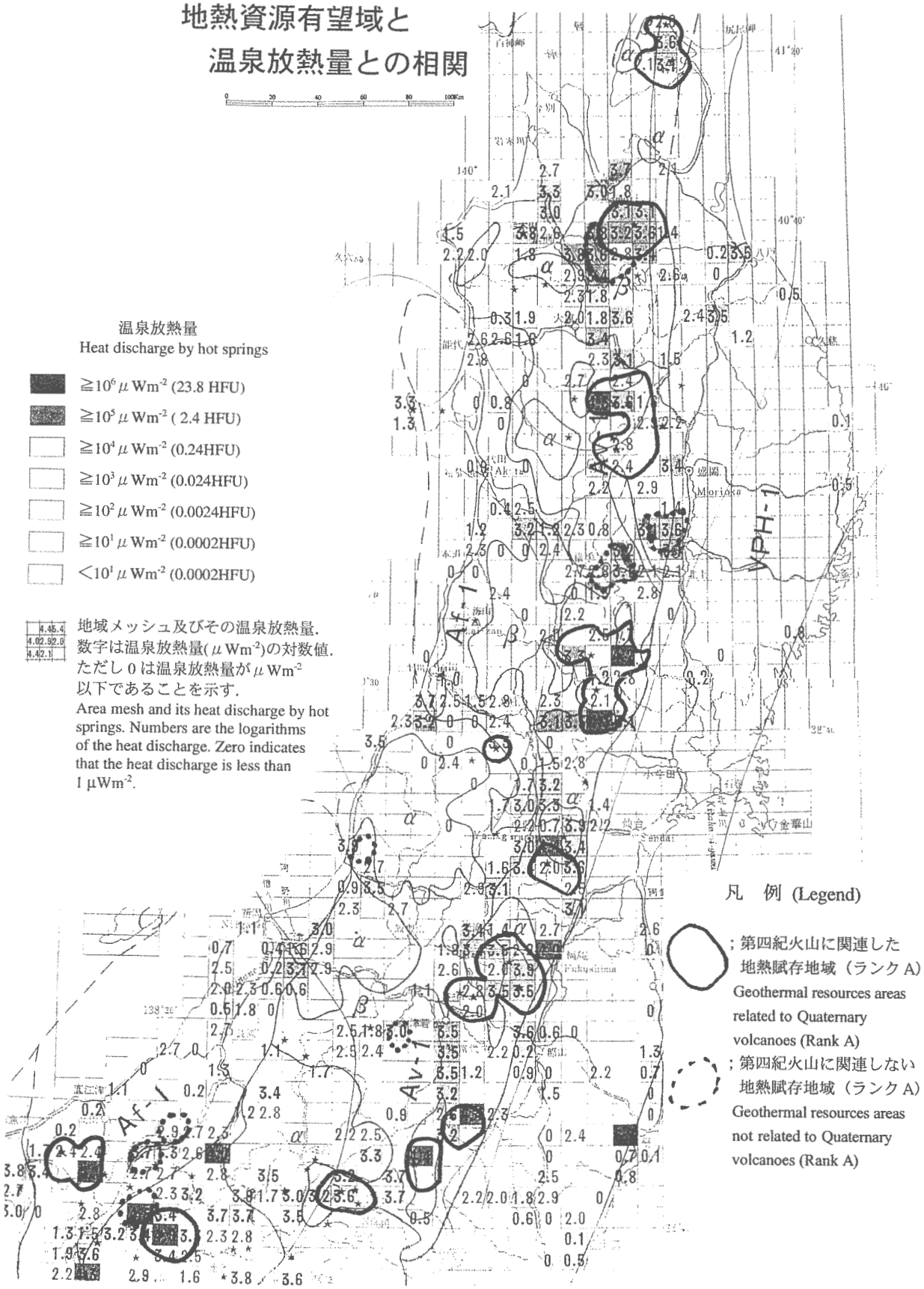
3)　深層熱水賦存地域は，重力基盤の深い，平野部の温泉分布域である．

4)　重力基盤と温泉放熱量との間には，大局的な相関が認められる．温泉放熱量の高いブロックほど重力基盤は浅く，温泉放熱量の低いブロックほど重力基盤は深くなる．

4.4　地熱資源有望域とP波速度分布との相関（第7図，第8図）

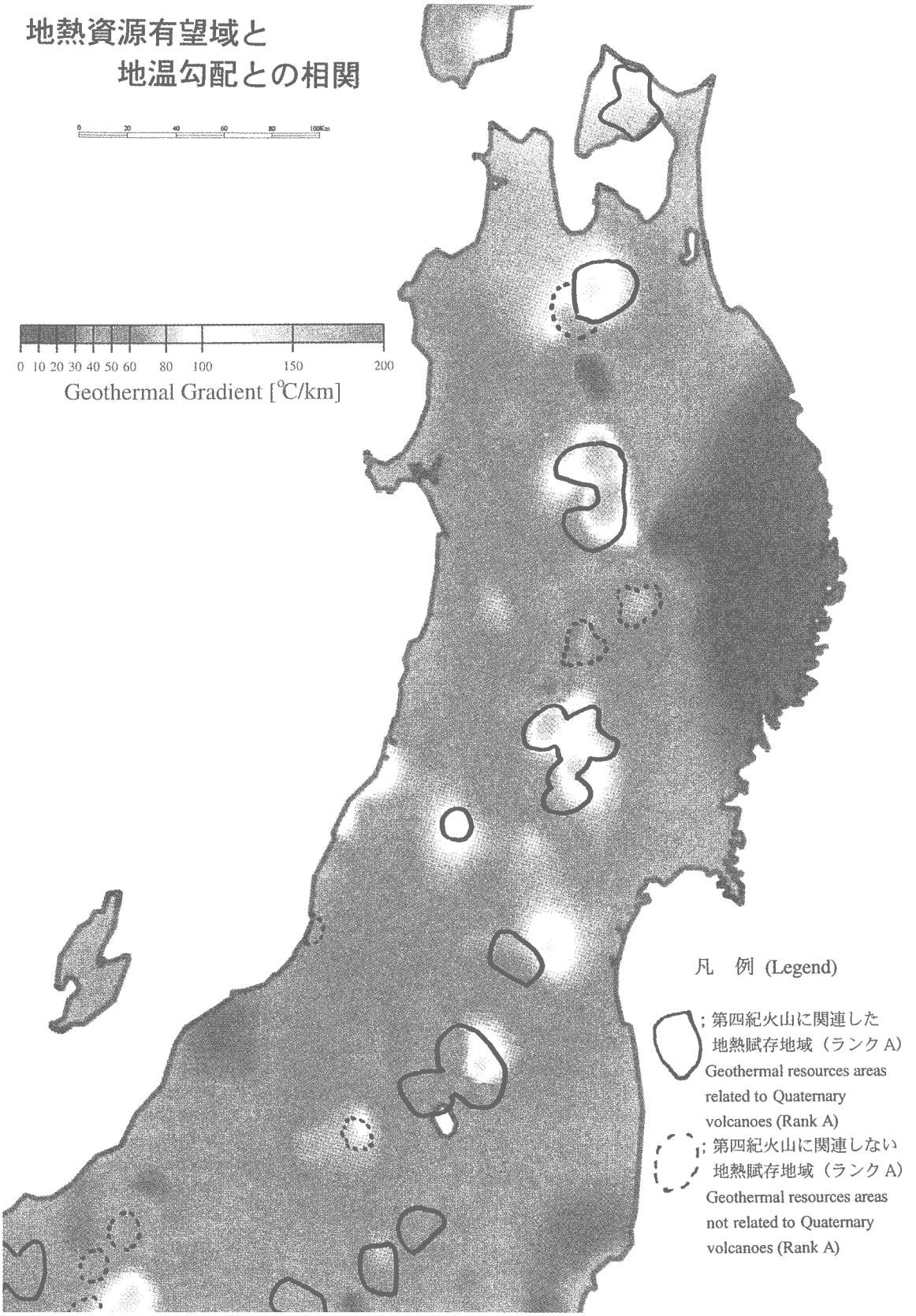
東北日本の深度40 kmのP波速度減衰分布図（長谷川・趙，1991），東北日本の深度10 kmのP波速度減衰分布図（Zhao *et al.*, 1992）及び上部マントルの部分溶融域の分布図（佐藤･長谷川，1996）が作成されている．深度10 km及び深度40 kmのP波速度減衰分布図と地熱資源図をそれぞれ比較・検討すると，以下のようなことが指摘できる．

1)　上部地殻下限付近の深度10 kmのP波速度減衰分布図と地熱資源図を比較・検討すると，地熱資源図の第四紀火山に関連した地熱賦存地域（ランクA）のうち，いくつかの活火山が集合している仙岩，栗駒－鳴子，磐梯－安達太良では，P波速度減衰が認められる．しかし，八甲田，蔵王，那須，塩原，肘折のような単独の活火山分布域では，P波速度減衰が認められない．一方，深層熱



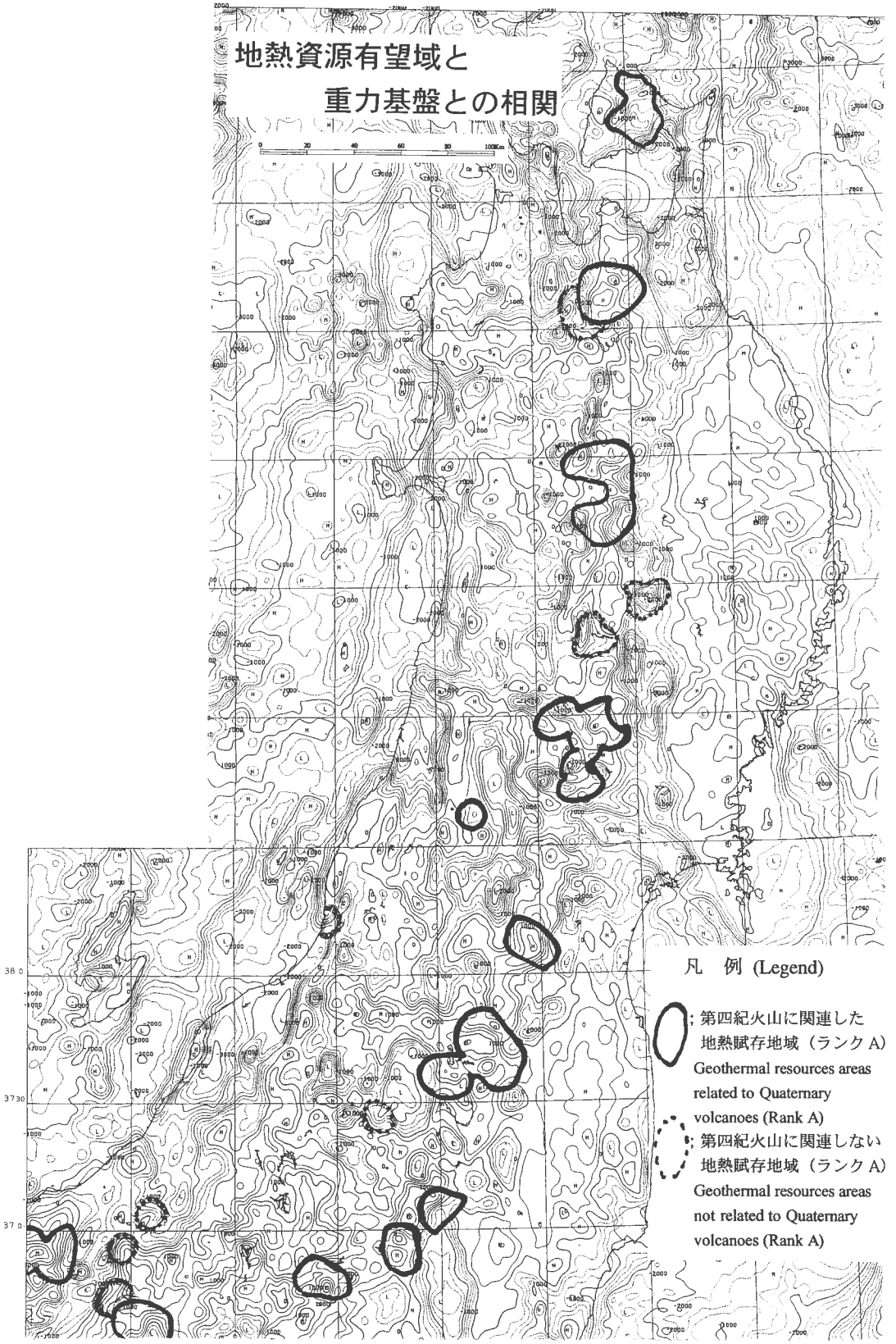
第4図　地熱資源有望域と温泉放熱量との相関.
日本温泉放熱量分布図（角，1980）を基図として用いた.

Fig. 4　Correlation of distribution maps between geothermal resources areas and hot spring heat discharge.
The map is based on the distribution map of heat discharge by hot springs in Japan (Sumi, 1980).



第 5 図　地熱資源有望域と地温勾配との相関.
　日本列島地温勾配図（矢野ほか，1999）を基図として用いた.

Fig. 5　Correlation of distribution maps between geothermal resources areas and geothermal gradient.
　The map is based on the geothermal gradient map of Japan (Yano *et al.*, 1999).

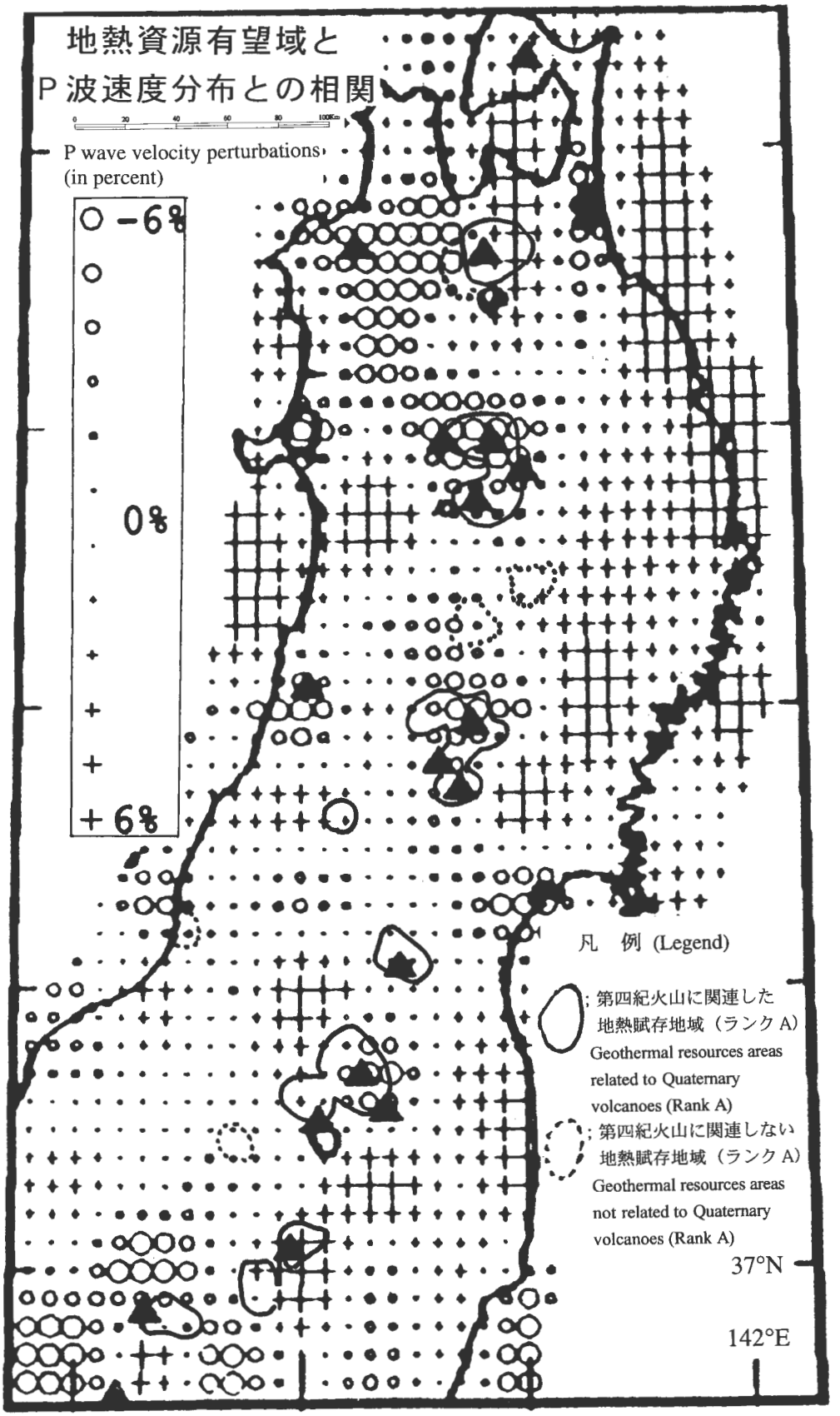


第6図　地熱資源有望域と重力基盤図との相関.

東北日本重力基盤標高図（海抜標高）（駒澤，準備中）を基図として用いた．$\Delta\rho=0.5\,g/cm^3$，コンター間隔：250 m，上部密度：2.0-2.2 g/cm³，下部密度：2.5-2.7 g/cm³.

Fig. 6　Correlation of distribution maps between geothermal resources areas and depths of gravity basement .

The map is based on the distribution map of gravity basement depths in Northeast Japan (Komazawa, in preparation). $\Delta\rho=0.5\,g/cm^3$, contour interval: 250 m, density of upper layer: 2.0-2.2 g/cm³, density of lower layer: 2.5-2.7 g/cm³.

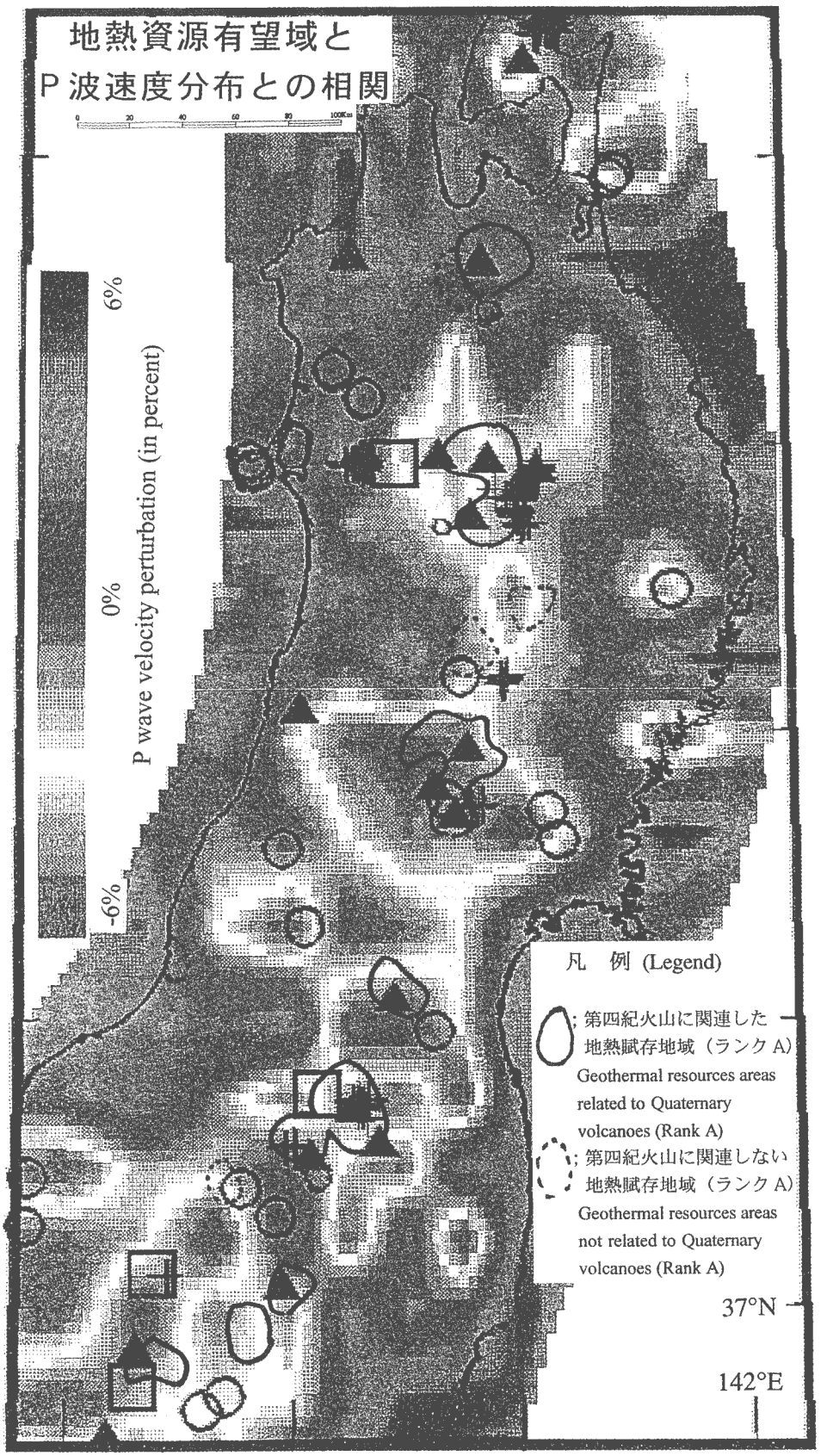


第7図：地熱資源有望域とP波速度分布（深度10 km）との相関．

深度10 kmのP波速度減衰分布（百分率）（Zhao, *et al.*, 1992）を基図として用いた．黒三角印は活火山の位置を示す．

Fig. 7　Correlation of distribution maps between geothermal resources areas and P wave velocity map (10 km depth).

The map is based on the distribution map of fractional P wave velocity perturbations (Zhao, *et al.*, 1992). Solid triangles denote the locations of active volcanoes.



第8図 地熱資源有望域とP波速度分布（深度40 km）との相関.

深度10 kmのP波速度減衰分布（百分率）（長谷川・趙, 1991）を基図として用いた. 黒三角印, +印, 四角印, 丸印はそれぞれ活火山, 低周波微小地震, S波の反射面, *M6* 以上あるいは被害を与えた地震の位置を示す.

Fig. 8 Correlation of distribution maps between geothermal resources areas and P wave velocity map (40 km depth).

The map is based on the distribution map of fractional P wave velocity perturbation (in %) at a depth of 40 km. Solid triangles, crosses, squares and circles denote the locations of active volcanoes, deep low-frequency microearthquakes, distinct S-wave reflectors in the mid-crust and large crustal earthquakes, respectively.

水賦存地域では，ほとんどすべての地域でP波速度の減衰が認められる．

2)　モホ面付近の深度40 kmのP波速度減衰分布図（長谷川ほか，1991）と地熱資源図を比較・検討すると，地熱資源図の第四紀火山に関連した地熱賦存地域（ランクA）はP波速度の減衰地域に良く対応している（八甲田は例外）．これは，上部マントルの部分溶融域に，ほぼ対応する（佐藤・長谷川，1996）．

3)　上記の1)，2)から，深度40 kmでのP波速度減衰がモホ面付近でのマグマ溜りの存在を示唆するのに対して，深度10 kmでのP波速度減衰は，マグマではなく水の存在を示唆して可能性が考えられる．

4)　長谷川ほか（1991）は，地殻内地震の震源分布の下限が脊梁山脈の第四紀火山群の下部で浅くなり，その震源分布の下限は脆性－延性境界に相当するとしている．そして，趙ほか（1999）は，その震源分布の下限を350-400°Cの等温線に対比している．この温度は，仙岩地熱地域の葛根田地区で確認された380°C（例えば，Muraoka *et al.*, 1998）と近似した値となっている．

5．深部地熱資源の有望地域

葛根田地熱地域で実証されたような新期花崗岩に伴う深部地熱系が，どのような地域に期待できるのか，東北日本の地熱資源図を基に，既存データ，特に温泉放熱量分布図，地下温度分布図，重力基盤深度図，P波速度分布図と比較して，検討した．その結果，以下のような特徴を持つ地域に賦存が期待できることが明らかとなった．

1)　第四紀火山近傍で，高温温泉・噴気の分布集中域．

2)　広域的な高温異常域．

3)　重力基盤が浅く，かつ広域的に広がる隆起域．

4)　地殻内地震震源下限が浅く，かつP波速度減衰が生じているような，活火山の集合域．

このような地域として，仙岩，栗駒－鳴子，磐梯－安達太良を挙げることができる．栗駒－鳴子の湯沢・雄勝地域では，既に坑井掘削による地熱調査が進められ，仙岩地域に次ぐ広域な高温域が確認されつつある．それゆえ，葛根田タイプの新期花崗岩に伴う深部地熱系を発見するには，最も適した調査地域と考えられる．

謝辞　(元)地質調査所の角　清愛，田中啓策の両氏には，資源図作成に当たり多大な協力を頂いた．地殻物理部の駒澤正夫氏には，未公表の重力図を提供していただいた．北海道地質研究所の松波武雄氏には，北海道道南の温泉データを教えていただいた．地殻物理部の大久保泰邦氏には原稿を査読して，貴重なコメントを頂いた．地殻熱部の阪口圭一氏には種々議論していただいた．地殻熱部の茂野　博氏には研究グループ長として本報告の取りまとめにご尽力を頂いた．以上の方々に深く感謝の意を表する．また，本研究は通商産業省工業技術院ニューサンシャイン計画の一環として実施されたものである．

文　献

地質調査所（1992）100万分の1日本地質図　第3版．

地質調査所環境地質部地震地質課（1983）50万分の1活構造図シリーズについて．地調月報，**34**，27-37．

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.

長谷川昭・趙　大鵬（1991）口絵写真解説　東北日本の3次元P波速度構造と震源分布．火山，**36**，333-334．

長谷川昭・趙　大鵬・山本　明・堀内茂木（1991）地震波からみた東北日本の火山の深部構造と内陸地震の発生機構．火山，**36**，197-210．

北海道立地下資源調査所（1991）北海道地熱・温泉ボーリング井データ集～1990．北海道立地下資源調査所，205p．

北海道立地下資源調査所（1995）60万分の1北海道地温勾配図及び同説明．北海道立地下資源調査所，44p．

北海道立地下資源調査所（1996）北海道地熱・温泉ボーリング井データ集　1991～1995．北海道立地下資源調査所，82p．

加藤碵一・粟田泰夫・下川浩一（1984）50万分の1活構造図「新潟」．地質調査所．

加藤　修・土井宣夫・村松容一（1993）岩手県葛根田地熱地域における新期花崗岩類と地熱貯留層．日本地熱学会誌，**15**，41-57．

金原啓司・阪口圭一（1989）日本の主要地熱地域の地質と温泉・変質帯分布．地調報告，no.270，482p．

北村　信（1963）グリーンタフ地域における第三紀構造運動．化石，no.5，123-137．

駒澤正夫（準備中）東北日本重力基盤標高図（海抜標高）．

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 3729 m depth, Kakkonda, Japan. *Geothermics*, **27**, 507

-534.
西　祐司・三村利光・阿部昭夫・高木慎一郎・玉生志郎・野田徹郎 (1989) 地熱探査技術検査等調査－仙岩地域 N61-SN7 D 坑，坑井調査．地熱エネルギー，**14**，2-26.
小野晃司・曽屋龍典・三村弘二 (1981) 日本の火山 (第2版)．200万分の1地質編集図，no.11，地質調査所.
阪口圭一・野田徹郎・高橋正明・駒澤正夫 (2000a) 50万分の1九州地熱資源図及び同説明書．特殊地質図 (31-3)，地質調査所，88p.
阪口圭一・高橋正明・玉生志郎・野田徹郎 (地熱資源図研究グループ) (2000b)「東北・九州地熱資源図」ポスター及び CD-ROM．地質調査所研究資料集，no.359.
寒川　旭・衣笠善博・垣見俊弘 (1984) 50万分の1活構造図「札幌」．地質調査所.
佐藤博樹・長谷川昭 (1996) 東北日本上部マントルの部分溶融域のマッピング－島弧におけるマグマの上昇－．火山，**41**，115-125.
新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1990) 地熱探査技術等検証調査　深部探査技術総合解析報告書．438p.
新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1999) 平成9年度地熱探査技術等検証調査　深部地熱資源調査　報告書．858p.
角　清愛 (1980) 日本温泉放熱量分布図．200万分の1地質編集図，no.21，地質調査所.
高橋正明・駒澤正夫・村田泰章・玉生志郎 (1996) 50万分の1秋田地熱資源図及び同説明書．特殊地質図 (31-2)，地質調査所，162p.
高橋正明・野田徹郎・玉生志郎・阪口圭一・駒澤正夫・村田泰章 (2000) 地熱資源図の編集．地調報告，no.284，249-259.
高橋正明・山口　靖・野田徹郎・駒澤正夫・村田泰章・玉生志郎 (1993) 50万分の1新潟地熱資源図及び同説明書．特殊地質図 (31-1)，地質調査所，116p.
玉生志郎 (1994) 地熱系モデリングから見たマグマ溜り　－豊肥・仙岩・栗駒地熱地域を例にして－．地質学論集，no.43，141-155.
玉生志郎・野村拳一・吉沢正夫 (1996a) 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.
Tamanyu, S., Takahashi, M., Murata, Y., Kimbara, K., Kawamura, M. and Yamaguchi, H. (1996b) Geothermal resources map of the Tohoku volcanic arc, northeast Japan. *Geothermal Resources Council Transactions*, **20**, 401-405.
田中明子・矢野雄策・笹田政克・大久保泰邦・梅田浩司・中司　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.
Tosha, T., Sugihara, M. and Nishi, Y. (1998) Revised hypocenter solutions for microearthquakes in the Kakkonda geothermal field, Japan. *Geothermics*, **27**, 553-571.
内田利弘・小川康雄・高倉伸一・光畑裕司 (2000) MT 法による葛根田地熱地域の貯留層構造の探査．地調報告，no.284，207-220.
山口　靖・金原啓司・玉生志郎・角　清愛・田中啓策 (1992) 日本地熱資源図．日本地質アトラス (第2版)，朝倉書店.
山崎晴雄・粟田泰夫・加藤碵一・衣笠善博 (1986) 50万分の1活構造図「青森」．地質調査所.
山崎晴雄・粟田泰夫・下川浩一・衣笠善博 (1983) 50万分の1活構造図「秋田」．地質調査所.
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・中司　昇 (1999) 日本列島地温勾配図 (1：3,000,000)．地質調査所.
Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S. (1992) Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeast Japan. *Jour. Geophy. Res.*, **97**, 19909-19928.
趙　大鵬・中島淳一・長谷川昭 (1999) 東北地方の3次元地震波速度構造と地震・火山活動．月刊地球，号外 no.27，14-21.

(受付：1999年9月27日；受理：2000年6月26日)

地質調査所報告第284号，p.277-312，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

仙岩地域の地熱資源評価

玉生志郎[1]

Resource assessment of geothermal energy in the Sengan area

By

Shiro TAMANYU[1]

Abstract: Subsurface temperature and fluid flow vector were first calculated on the basis of borehole temperature logging data in the whole Sengan area, then re-calculated in the southern part of the Sengan area using additional borehole data. These data are useful for geothermal resource assessment. Subsurface temperature contour maps were drawn for the whole Sengan area, based on the calculation of the relaxation method, and indicated that high temperature zone (HTZ) forms a shape of an eastward convex horseshoe expanding from Hachimantai to Matsukawa and Kakkonda. The total area is over 250°C at −2 km above sea level (asl) and reaches 390 km². The amount of geothermal resources calculated by the volumetric method is 1200 MWe×30 years for a shallow reservoir in Tertiary formations, and 7900 MWe×30 years for a deep reservoir in pre-Tertiary basement shallower than −3 km asl. These values are predominant in Japan, and equivalent to the values of world class geothermal areas such as the Geysers and Larderello. The extensive high temperature zone suggests the existence of underlain big plutons in the whole area. The deep drill hole, WD-1a recorded the highest temperature exceeding 500°C in Quaternary granite at −3 km asl at Kakkonda, and proved a vast heat potential for the present geothermal system. The vector map of subsurface fluid flow indicates quick fluid supply to the shallow reservoir, while slow supply to the deep reservoir. Water mass balance was roughly estimated by comparison between infiltrated precipitation and production water mass from the Kakkonda power station. The result suggests that fluid supply to the geothermal system from a surrounding catchment area is not enough for further exploitation in Kakkonda. Efficient water recycling system should be designed.

要　旨

葛根田地域を含む仙岩地域全体の地熱資源評価を行うことを目的に，仙岩地域全体の地下温度構造と流体流動ベクトルを計算した．また葛根田周辺の追加井を用いて仙岩地域南部の地下温度構造を再計算するとともに，流体流動ベクトルを再計算した．地下温度は，浅部の坑井温度を基に緩和法を用いて地下深部の温度分布を計算した．その結果，仙岩地域では海抜 −2 km 準で250°C以上となる高温域が，八幡平から松川・葛根田まで東向きの馬蹄形状に広がり，その面積が390 km²となることが判明した．また，容積法で資源量を試算すると，浅部地熱資源（重力基盤の上位）は約120万 kWe×30年，深部地熱資源（重力基盤の下位で，海抜 −3 km 準まで）は約790万 kWe×30年であった．これらの値は，同様の方法で算定した日本の他の地熱地域の資源量より卓越していて，世界を代表する地熱地域の資源量に匹敵するものである．このような広範な高温異常域の存在は，地下における広大なプルトンの伏在を強く示唆している．一方，地下温度分布から推定される流体流動ベクトルは，浅部対流系とカップリングした緩慢な深部低速流体流動が，葛根田，松川，澄川，乳頭地域などの地熱地域で生じていることを示している．これは集水域全体から深部地熱貯留層への水供給が緩慢であることを示唆するものである．葛根田地域での WD-1a (3729 m) 地熱井掘削の結果，先第三系基盤岩及び新期花崗岩中の深部地熱資源は，500°C以上の高温で熱資源としては十分であることが判明した．一方，熱抽出に必要な水に不足している高温岩体であることも判明した．葛根田地熱地域での地熱貯留層への水供給量は，集水域の面積とそこでの年間降水量とから推定

[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）

Keywords: geothermal resource assessment, subsurface temperature, fluid flow, recharge, Sengan area, Kakkonda field, pluton, Quaternary granite

できる．それによれば，葛根田地熱貯留層への水供給は，熱供給に比べるとかなり制約条件になっていると判断される．そのため，今後の開発においては貯留層への水供給効率をいかにして上げるかが重要な鍵になると思われる．

1．はじめに

仙岩地域とは，秋田県仙北郡から岩手県岩手郡にまたがって位置する八幡平地熱地域に対して，南部の葛根田，乳頭地区までをも包含する，より“広域的”な地熱調査域として，新たに与えられた名称である（地質調査所，1989）．地熱探査技術等検証調査「仙岩地域」が実施された調査範囲は，秋田県北秋田郡・仙北郡・鹿角市及び岩手県二戸郡・岩手郡にまたがる北緯39°47′-40°01′，東経140°41′-141°01′の範囲にある(NEDO，1989)．

仙岩地域の資源評価を，仙岩地域全域（葛根田地域を含む）と葛根田地域（仙岩地域南部）との二段階に分けて実施した．まず仙岩地域全体の地下温度構造と地下流体流動を，53本の坑井温度検層データを用いて検討した．この計算結果に基づいて仙岩地域全域の資源量を評価した．次いで坑井データの少なかった葛根田及びその周辺域に21本の坑井データを追加して，葛根田を中心とする仙岩地域南部の地下温度構造と地下流体流動を再検討した．これに基づいて葛根田地域の資源評価を行った．

地下温度と流体流動の解析方法は第4，5章に記述した．仙岩地域全体の資源評価は第6章に記述した．葛根田地域の資源評価は第7章に記述した．

本地域における地熱資源評価としては，以下のような研究がなされている．Matsubayashi (1989) により坑井温度検層データに基づく熱流量が算定されている．また，松林は地質調査所（1989）の報告書の中で，仙岩地域の暫定的な資源量評価を行っている．それは以下のようなものである．仙岩地域を5 km×5 kmのブロックに分けて，地下3 kmまでの熱量積算値を計算し，総資源量が9×10^{18}cal以上となる5ブロックを抽出した．そして，それらの5ブロック内で150°Cより高温部を対象に，平均的な回収率（電力への変換効率を含む）を0.02と仮定して仮想的電気出力を求めた（第1図）．得られた結果は3900 MWe×30年であった．

また，NEDO (1991) は仙岩地域南部に相当する松川－葛根田－乳頭地域で，全国地熱資源総合調査（第3次）広域熱水流動系調査「秋田駒地域」を実施した．その結果，地熱有望地区を，評価A，B，Cにランク分けして抽出した（第2図）．評価基準は泉温，噴気，酸性変質帯，重力基盤深度，重力急傾斜度帯，貯留構造面積，新期火山，熱源からの距離，坑井温度，温泉塩素イオン濃度，温泉湧出量，土壌水銀濃度，地化学温度アニオン・インデックス，集水域，貯留層温度などのパラメーターである．有望地区は，これらの評価得点総計から判断された．

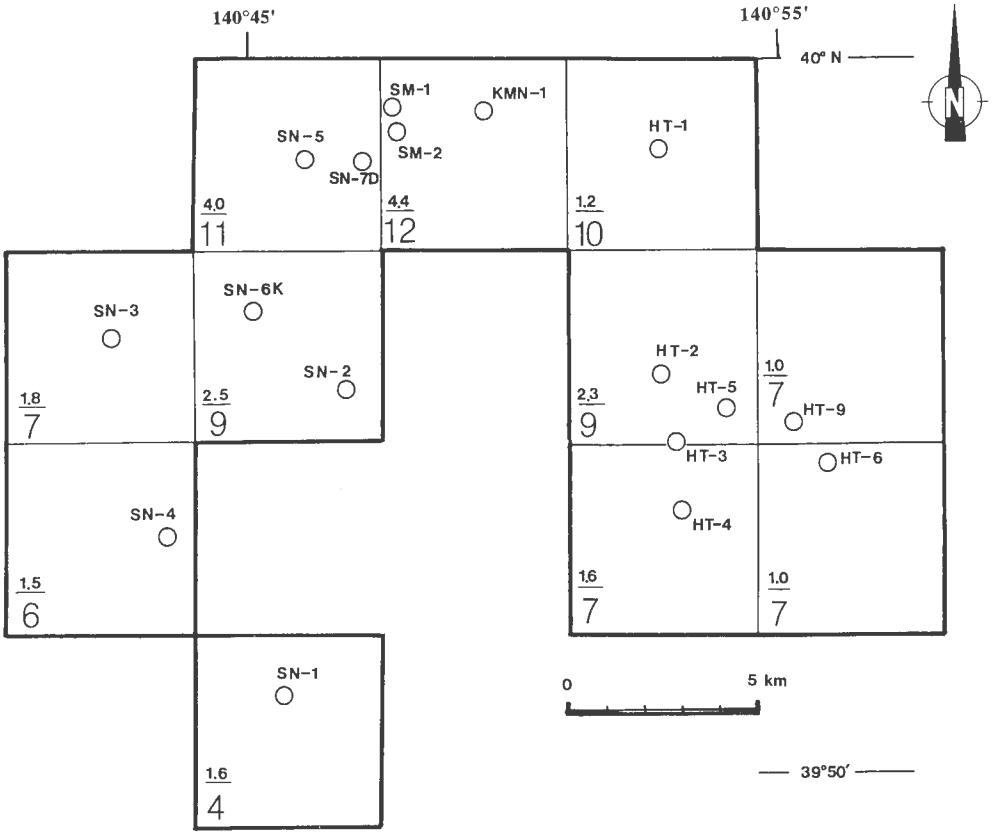
Tamanyu (1991) は，乳頭地熱地域から葛根田地熱地域を通り岩手山に至る断面線に沿って，地質断面と地下温度断面を作成した（第3図）．この結果，地下温度の高温異常域は，最も若い第四紀火山活動域（現在から50万年前まで）のみならず，50万年から100万年前の火山活動域に広がっていることを明らかにした．そして，両方の火山活動域は重力基盤深度の浅い地域に対応することを指摘した．また，仙岩地域全体に認められる広範な高温異常域は，葛根田地域で確認されたようなストック状の新期花崗岩の下位に，大規模なプルトンが伏在しているためと推定した．

山口ほか（1992）は300万分の1日本地熱資源図の中で，また高橋ほか（1996）は50万分の1秋田地熱資源図の中で，仙岩地域の地熱資源賦存地域を，大沼・澄川（秋田焼山）地域（ランクA），藤七（八幡平）地域（ランクA），小和瀬地域（ランクC），松川・葛根田（岩手山）地域（ランクA），乳頭（秋田駒ヶ岳）地域（ランクA）に区分した．火山性地熱資源賦存地域は，第四紀中期更新世以降の火山岩類の分布域（大規模火砕流堆積物の分布域を除く）及びその周囲5 kmの地域で，42°C以上の温泉が1箇所以上分布する地域として定義された．ここで，ランクAとしたのは90°C以上の温泉が1箇所以上分布するか，70°C以上の地表地熱兆候及び1 km²以上の大規模変質帯が存在する地域である．ランクCは，ランクA以外で，地化学温度計で150°C以下の温泉しかない地域である．この結果，仙岩地域では，小和瀬地域を除くほとんどすべての地域が，火山性地熱資源賦存地域（ランクA）に含まれることとなった．

また，NEDOは平成4年から9年にかけて葛根田地域において深部地熱資源調査を実施した．その調査の一環として，深部地熱調査井WD-1a（深度3729 m）が掘削された．その結果，坑底の葛根田花崗岩で500°Cを超えること，深度3100 m（約380°C）以深で熱水系は発達せず熱伝導域であること，そして葛根田花崗岩の上面付近で，多くの場合，深部地熱貯留層が発達することが確認された（例えば，Muraoka *et al.*, 1998）．

2．研究対象地域（仙岩地域）の地質概説

仙岩地域では地質図幅調査のほか，古くは鉱物資源開発，最近では地熱資源開発のため，種々の地質調査がなされてきた．ここでは主な図幅調査のみを紹介する．5万分の1地質図幅としては，「八幡平」（河野・上村，1964），「森吉山」（大沢・角，1957），「田沢湖」（大沢・角，1958），「雫石」（須藤・石井，1987）が出版されている．特殊地質図としては10万分の1仙岩地熱地域地質図（仙岩地熱地域地質図編集グループ，1985）及び5万分の1仙岩地域中心部地熱地質図（須藤，1992）が出版されている．



第1図　仙岩地域の5 km×5 kmブロックごとの地層の保有総熱量（地質調査所，1989）．

各ブロックの左下隅の大きな数字は深度3000 mまでの熱量積算値（10^{18}cal単位）であり，その上に下線を付けて小文字で示した数字は同じ単位で実際に坑井が到達した深度（例えばSN-1坑では2000 m）までの熱量積算値を表す．坑井名の掘削年度は省略されている．坑井番号は第1表に示すとおりである．

Fig. 1　Total stored heat in formations grid on 5 km×5 km blocks in Sengan area (Geological Survey of Japan, 1989).

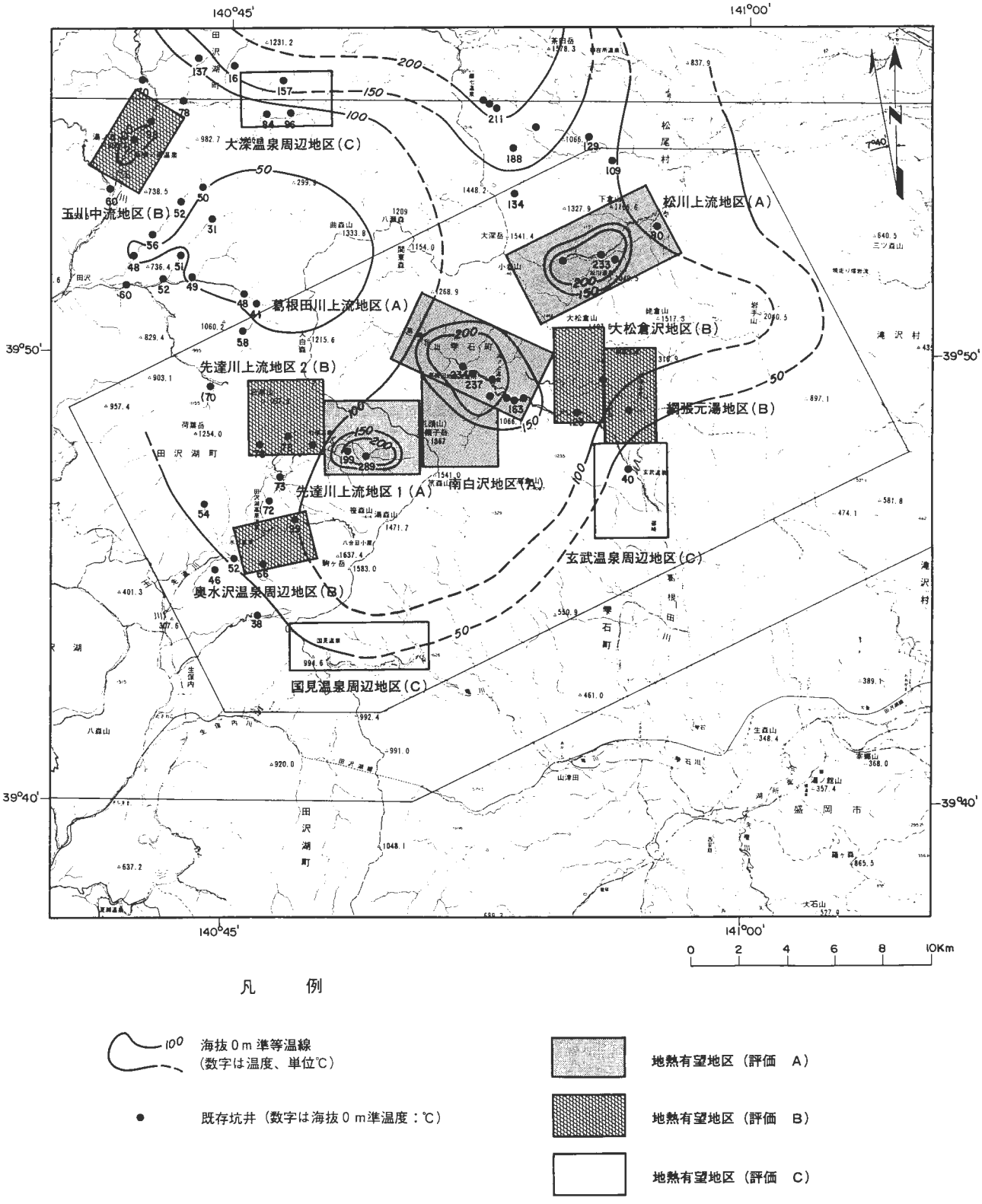
The large letters at lower left corners in blocks mean integrated values of heat stored shallower than 3 km depth (units: 10^{18}cal), and the underlined small figures mean integrated values of heat stored to the depths to which drill holes actually reached. The fiscal year of drilling is omitted from the borehole name, and the borehole number is shown in Table 1.

仙岩地域の地質概要は以下のとおりである（NEDO, 1989）．本地域の地質層序は下位より中生代の堆積岩，花崗閃緑岩類，新生代新第三紀の中新統（山津田層・滝ノ上温泉層・高石沢層・小沢層・玉川層），鮮新世～更新世の玉川溶結凝灰岩類（石仮戸沢層・樫内層・小和瀬川凝灰岩）及び第四紀更新世～完新世の新期火山噴出物（荷葉岳・高倉山・曲崎山・大深岳・八幡平・茶臼岳・大松倉山・栂森・秋田焼山の火山噴出物）よりなる．本地域は，第三系及び先第三系の分布状況から，南北方向に伸長する瀬の沢隆起帯，高森隆起帯，花輪沈降帯及び平舘・雫石沈降帯が認識されている．これらは，第三紀後半以降の隆起・沈降によって形成されたと考えられている．

調査地域内には温泉・噴気帯が多く，玉川，後生掛，大沼，蒸ノ湯，藤七，草ノ湯，安比，松川，網張，滝ノ上，乳頭などの温泉群が分布している．また，北部には大沼地熱発電所（9.5 MWe），澄川地熱発電所（50 MWe）が，南東部には松川地熱発電所（23.5 MWe），葛根田地熱発電所（1号機，2号機合わせて80 MWe）が稼働している．

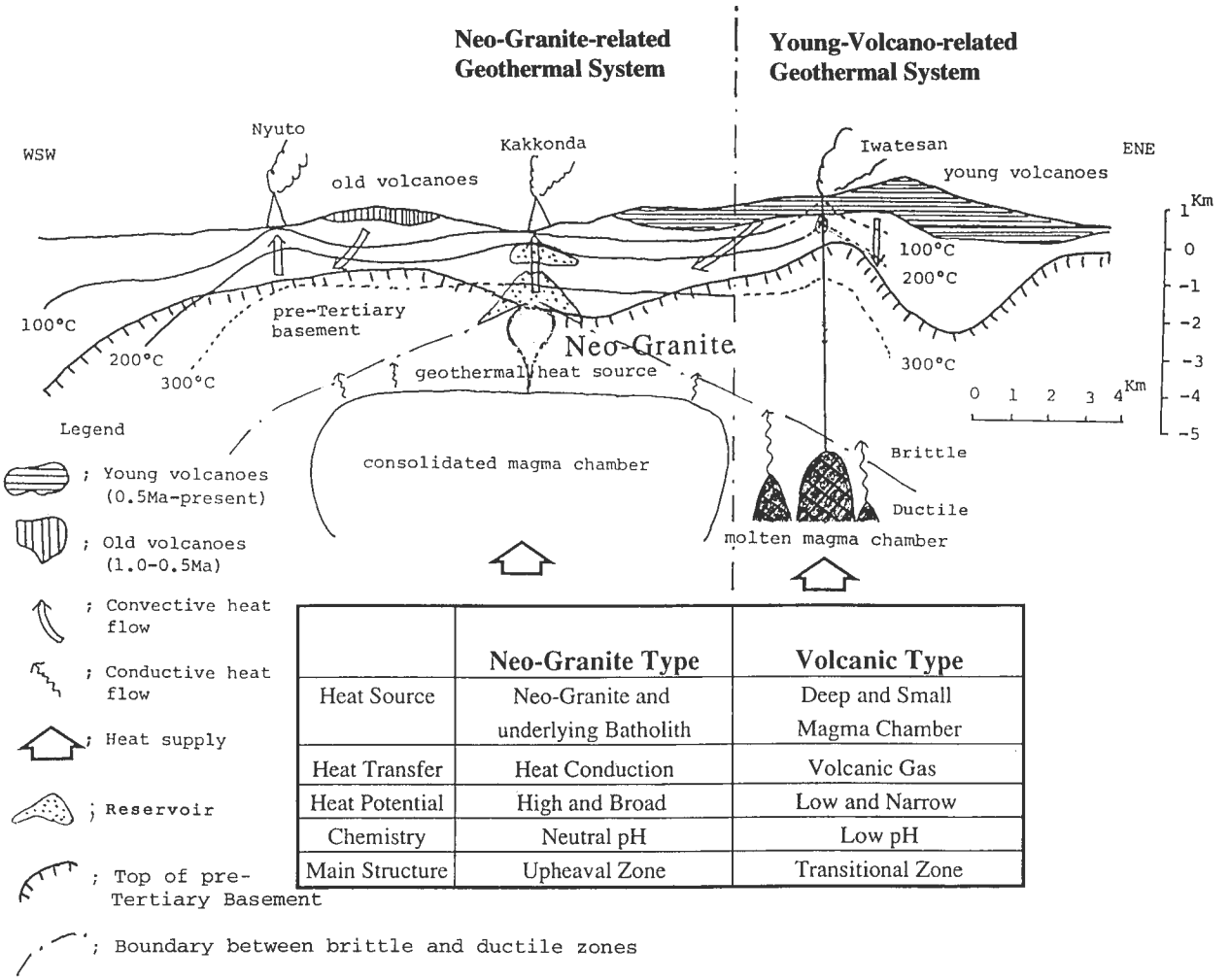
3．使用データ

使用したデータは，昭和63年度地熱探査技術等検証調査「仙岩地域地熱構造相関解析」（NEDO, 1989）で作成された標高別温度分布（0 m, −500 m, −1000 m, −2000 m）のディジタイズデータ，地形標高格子点データ及び坑井別温度データである．標高別温度分布データは250 m間隔のグリッドデータである．坑井別温度データは標高10 m間隔のポイントデータである．仙岩地域では53坑井に関する温度データを用いた（第1表）．この表で示したタイプの“0”と“1”はそれぞれ熱伝導タイプ，熱水対流タイプを意味する特性値である．また，熱水対流タイプは坑井温度曲線のタイプから，上昇流型，下降流型に区分できる．上昇流型とは地下温度上昇率が浅部で大き



第２図 秋田駒地域の地熱有望地区（NEDO，1991）．
秋田駒地域はNEDOの全国地熱資源総合調査（第三次）が実施された一調査地域で，仙岩地域の南部に相当する．

Fig. 2 Promising geothermal fields in Akitakoma area (NEDO, 1991).
Akitakoma area is one of the field for Nationwide Geothermal Resources Survey Project (phase III) by NEDO, and corresponds to the southern part of the Sengan area.



	Neo-Granite Type	Volcanic Type
Heat Source	Neo-Granite and underlying Batholith	Deep and Small Magma Chamber
Heat Transfer	Heat Conduction	Volcanic Gas
Heat Potential	High and Broad	Low and Narrow
Chemistry	Neutral pH	Low pH
Main Structure	Upheaval Zone	Transitional Zone

第3図　仙岩地域南部の地熱熱源モデル（(Tamanyu, 1991）に一部加筆）.
Fig. 3　Geothermal heat source model for the southern part of the Sengan area (Tamanyu, 1991, partly revised).

く深部になるほど小さくなるものを指し，一方，下降流型とは上昇流型とは逆に，地下温度上昇率が浅部で小さく深部になるほど大きくなるものを指す（小川・金原，1983）．使用した坑井の位置図は第4図に，またそれぞれの坑井の温度プロファイルは第5図に示すとおりである．これらの坑井の詳細なコア測定データ（物性，地質層序，年代，化学組成）は矢野ほか（1989）に，また詳細な検層データ及び地質柱状図データは須田・矢野（1991）に記述されている．そして，それらは「日本の地熱調査における坑井データ」の一部として数値データベース化されている．

4．緩和法による地下温度推定法

地下温度の推定は玉生ほか（1995）で記述した方法で実施した（第6図）．その方法を以下に簡単に述べる．まず坑井温度データから，標高0，−500，−1000 mの各レベルの温度分布平面図を作成する（第7図）．その際，坑井地点が調査地域内で偏在しているため，各レベルについて手作業で作成された温度コンターをデジタイザーでトレースしたもの（NEDO，1989）を用いた．このコンターをUTM座標系の250 m格子点に変換した．次いで，坑井の温度分布から熱伝導タイプか熱対流タイプか判別し，それに基づいて標高−5000 mまで延長することにより標高−5000 mの温度を仮定した（第8図）．標高−5000 m準の温度を坑井データから仮定できない計算領域周辺部の格子に対しては，マニュアル・コンタリングで外挿した．地表温度（10°Cと設定）と上記の標高−5000 m準の仮定温度を一次式で補間し，すべての格子点の温度を仮定した．玉生ほか（1995）では地表温度を12°Cと設定したが，ここではすべて10°Cとして計算した．

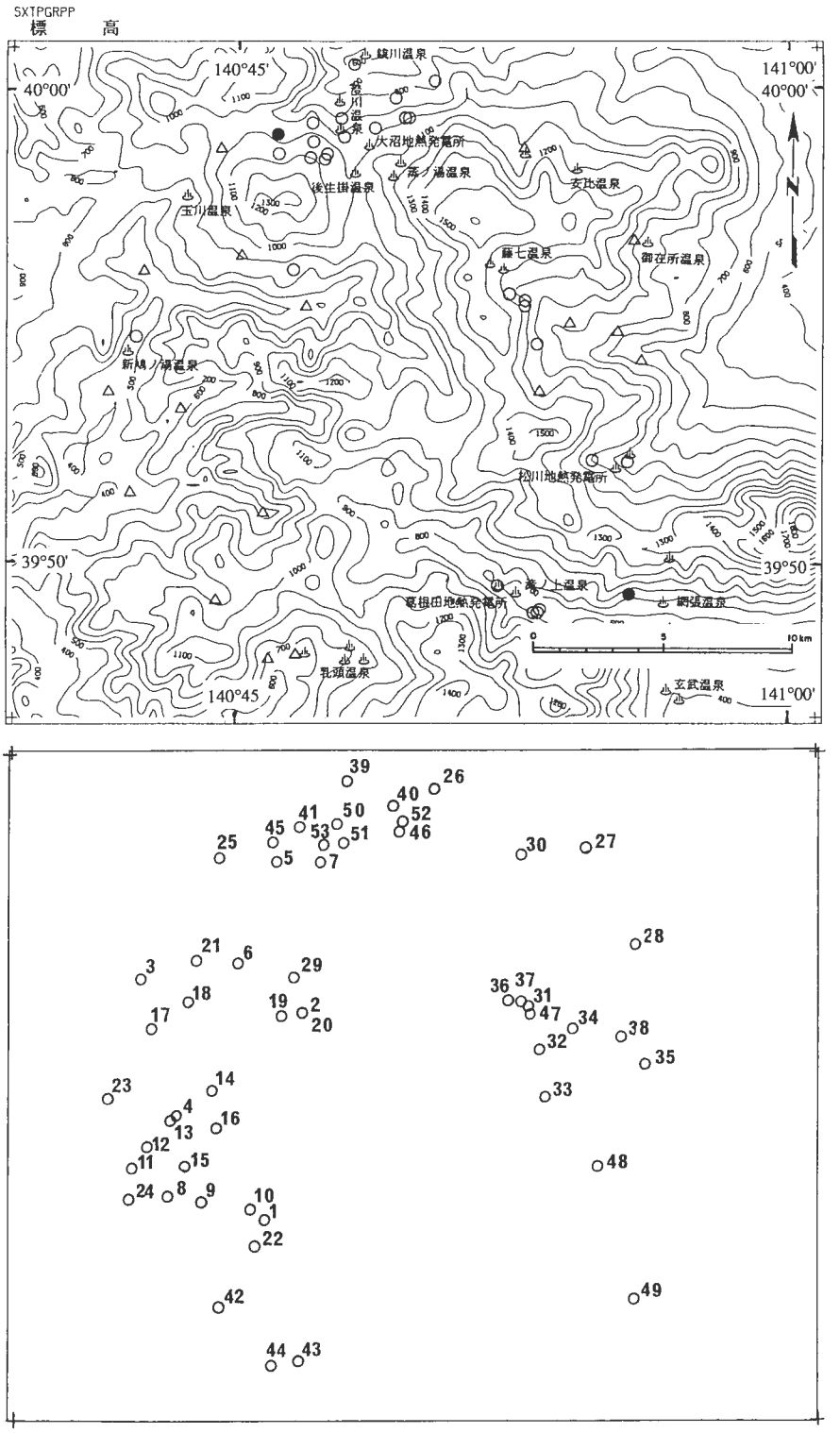
地表温度と標高−5000 m準の格子点温度，さらに標高0，−500，−1000 mの各レベルの温度を固定して第一次の緩和法計算を実施した．途中結果を出力し，各坑井につ

第1表 データ解析に用いた坑井一覧表.
Table 1 List of boreholes used for data analysis.

坑井番号	坑井名	タイプ	緯度			経度			標高	掘削深度
			度	分	秒	度	分	秒	(mSL)	(m)
1	N57-SN-1	0	39	51	6	140	45	51	570	2002
2	N58-SN-2	0	39	55	34	140	46	43	560	1501
3	N58-SN-3	0	39	56	11	140	42	28	490	1505
4	N58-SN-4	0	39	53	19	140	43	27	485	1507
5	N59-SN-5	1	39	58	34	140	46	5	1040	1700
6	N59-SN-6K	1	39	56	27	140	45	5	900	1501
7	N61-SN-7D	1	39	58	36	140	47	14	1085	2486
8	N56-H-1	0	39	51	37	140	43	11	430	250
9	N56-H-2	0	39	51	30	140	44	7	485	250
10	N56-H-3	0	39	51	20	140	45	28	525	250
11	N56-H-4	0	39	52	10	140	42	15	414	250
12	N56-H-5	0	39	52	37	140	42	43	430	201
13	N56-H-6	0	39	53	15	140	43	26	483	250
14	N56-H-7	0	39	53	48	140	44	23	605	200
15	N56-H-8	0	39	52	14	140	43	40	473	201
16	N57-H-9	0	39	53	0	140	44	31	520	201
17	N57-H-10	1	39	55	5	140	42	47	440	251
18	N56-H-11	0	39	55	39	140	43	46	478	201
19	N56-H-12	0	39	55	23	140	46	13	559	200
20	N56-H-13	0	39	55	24	140	46	48	572	200
21	N57-H-14	0	39	56	32	140	44	0	820	201
22	N57-H-15	0	39	50	35	140	45	33	670	250
23	N57-H-16	0	39	53	37	140	41	37	405	401
24	N57-H-17	0	39	51	31	140	42	12	403	403
25	N60-H-18	0	39	58	40	140	44	34	935	400
26	N60-H-19	1	40	0	7	140	50	19	735	402
27	N60-H-20	1	39	58	54	140	46	53	1000	400
28	N60-H-21	0	39	56	51	140	55	45	1005	401
29	N60-H-22	1	39	56	9	140	46	33	841	802
30	N55-HT-1	0	39	58	43	140	52	35	1120	802
31	N55-HT-2	1	39	55	35	140	52	43	1250	1201
32	N55-HT-3	1	39	54	41	140	53	7	1152	1500
33	N55-HT-4	0	39	53	41	140	53	18	1160	1351
34	N55-HT-5	1	39	55	5	140	54	1	1015	507
35	N55-HT-6	0	39	54	21	140	56	1	740	1002
36	N56-HT-7	1	39	55	40	140	52	24	1235	703
37	N56-HT-8	0	39	55	38	140	52	39	1225	404
38	N56-HT-9	0	39	54	57	140	55	24	873	1002
39	50-HM-1	1	40	0	18	140	48	0	570	501
40	50-HM-2	1	39	59	45	140	49	13	850	501
41	50-HM-3	1	39	59	15	140	46	59	985	500
42	51-HM-1	0	39	49	16	140	44	39	869	501
43	51-HM-2	0	39	48	8	140	46	43	660	701
44	51-HM-3	0	39	48	2	140	45	59	680	805
45	Y-1T	1	39	58	57	140	46	0	1010	502
46	50-500-1	1	39	59	14	140	49	23	980	500
47	51-500-27	1	39	55	27	140	52	51	1240	274
48	52-500-11	1	39	52	14	140	54	44	990	500
49	52-500-43	1	39	49	31	140	55	46	870	397
50	52E-SM-1	1	39	59	21	140	47	45	757	1002
51	52E-SM-2	1	39	58	58	140	47	50	897	1001
52	54E-KMN-1	1	39	59	26	140	49	29	1010	1502
53	N61-KY-2	1	39	58	51	140	47	22	1015	1704

いての計算結果と実測データを比較検討し，標高－5000 mまで推定した部分が実測温度と滑らかに接続するか否か検討した．否の場合はその坑井の標高－5000 m準の仮定値を修正し，再度，緩和法の計算を実施した．すべての坑井に関して，標高－5000 mまで滑らかに外挿できた時点で第一次緩和法の計算を終了した．

第一次緩和法の計算で得られた格子点温度データのうち，実測温度データのある格子点を実測データと置き換えて，第二次緩和法の計算を実施した．この場合，地表温度，標高－5000 m準の格子点温度及び実測データと置換した格子点のみを固定して第二次緩和法の計算を行った．温度が平衡状態に達して変化が生じなくなった時点で，第二次の緩和法の計算を終了した．第一次緩和法は大局的な温度分布を効率的に計算するために，また第二

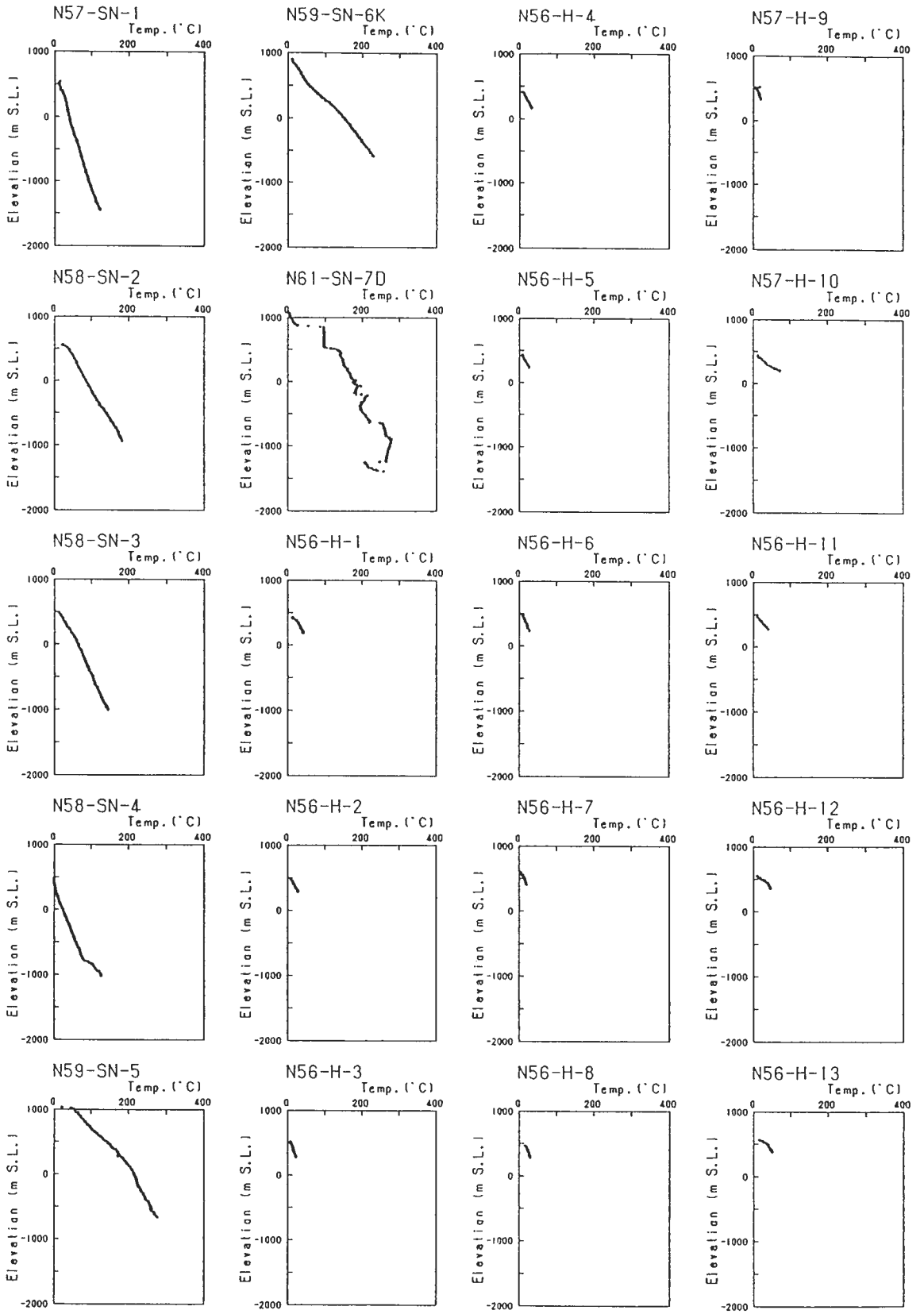


第4図　仙岩地域の地形図（上図）と坑井位置図（下図）．

解析範囲の四隅は＋印でマークしてある．第7図，第10図も同様の解析範囲である．上図は等高線による地形図である．白丸は上昇流型，黒丸は下降流型，三角は熱伝導タイプを示す．下図は坑井位置図である．坑井名は第1表に示すとおりである．

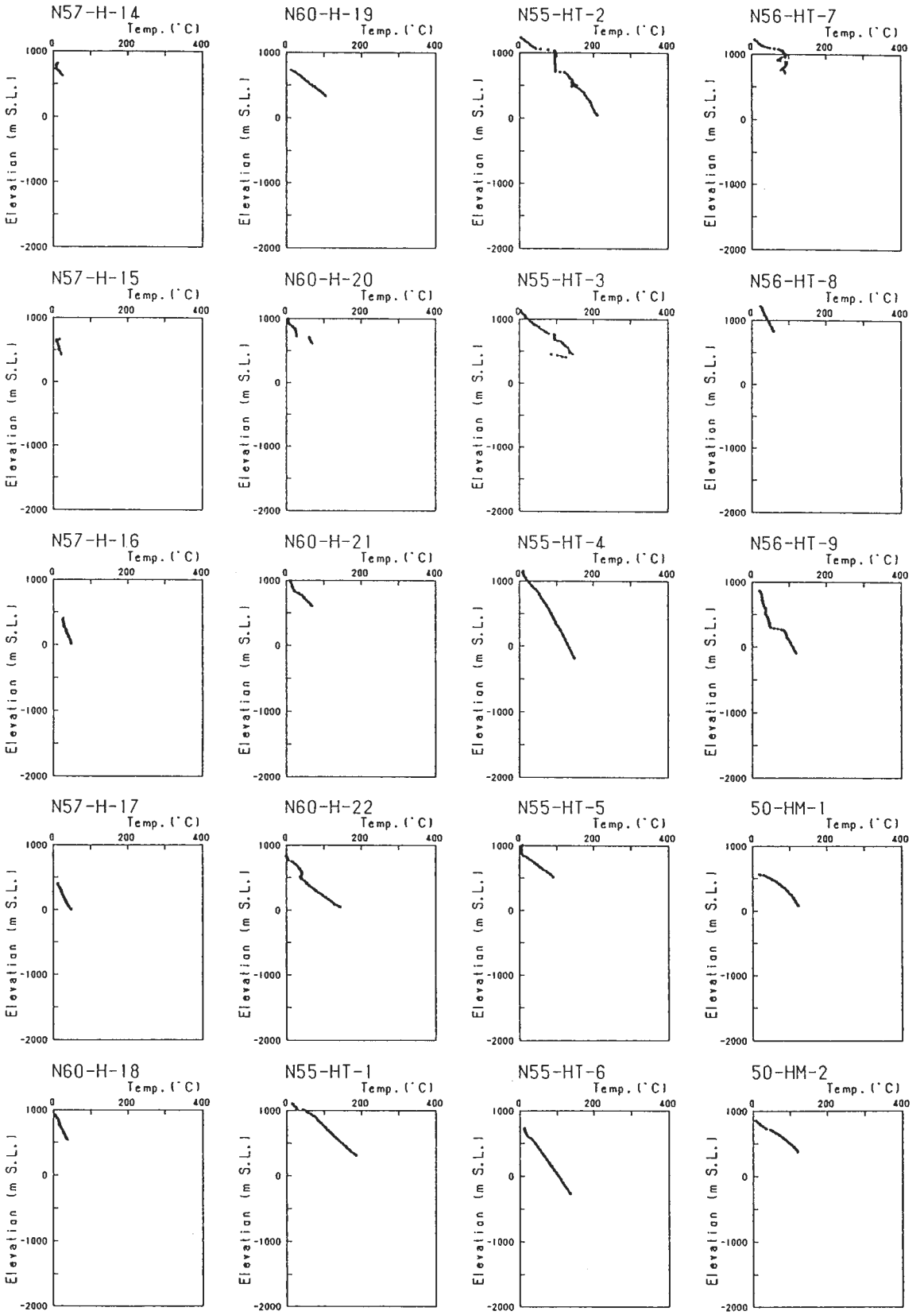
Fig. 4　Topographic map (upper figure) and location map for boreholes (lower figure) in the Sengan area.

The four corners of the analysed area are marked by the ＋symbol. The analysed areas in Figs. 7 and 10 are the same as shown in this figure. Upper figure is the contour map, and lower figure is the location map for boreholes. The open circle denotes up flow, close circle down flow and triangle conductive temperature profiles in upper figure. The number in the lower map corresponds to the borehole number in Table 1.



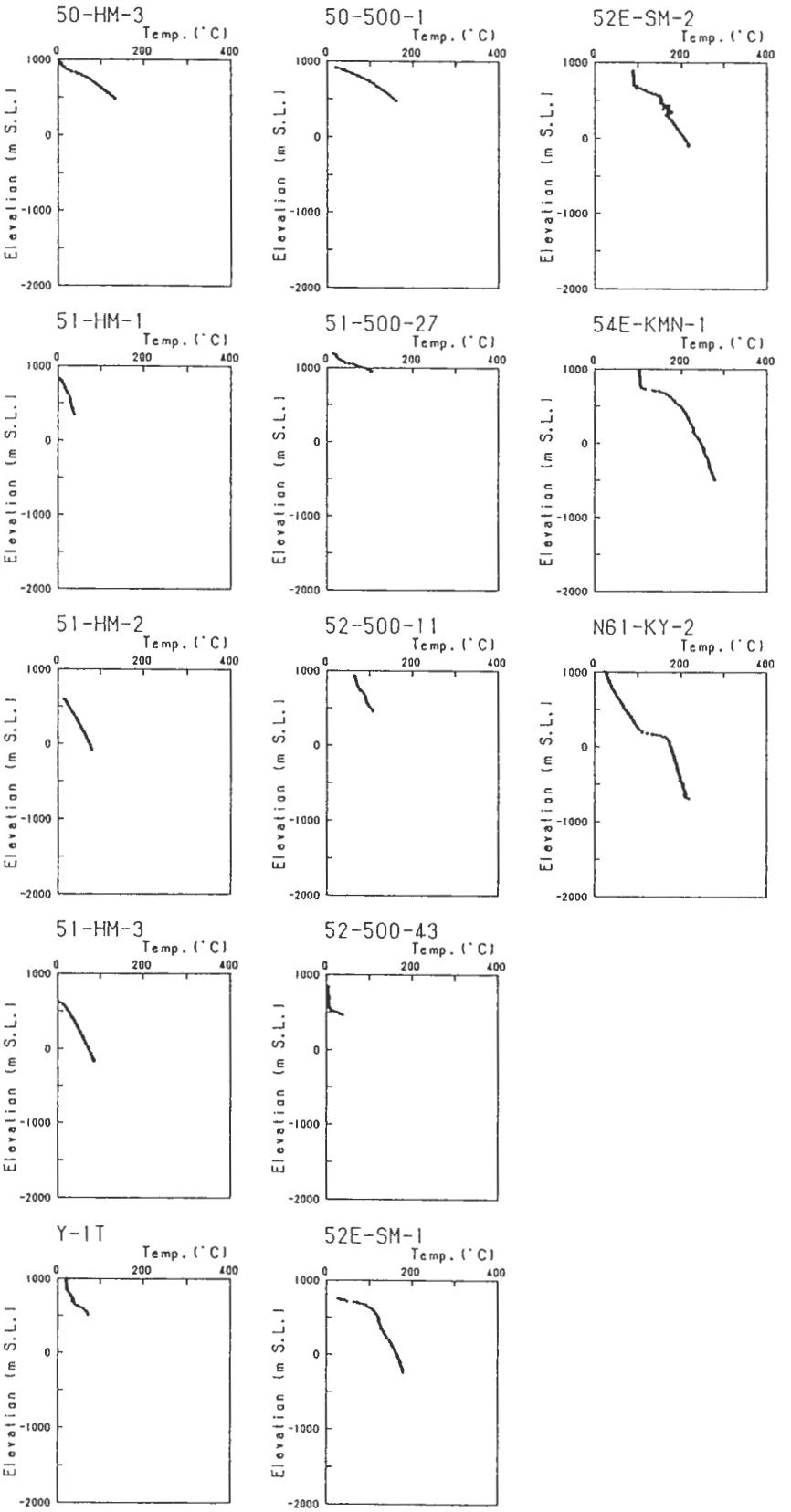
第5図a 仙岩地域の温度検層図（多くはST＝120時間）（その1）.
坑井番号は第1表に示すとおり.

Fig. 5a Measured temperature profiles for boreholes in the Sengan area (standing time is mostly 120 hours)(part 1).
The borehole numbers are shown in Table 1.



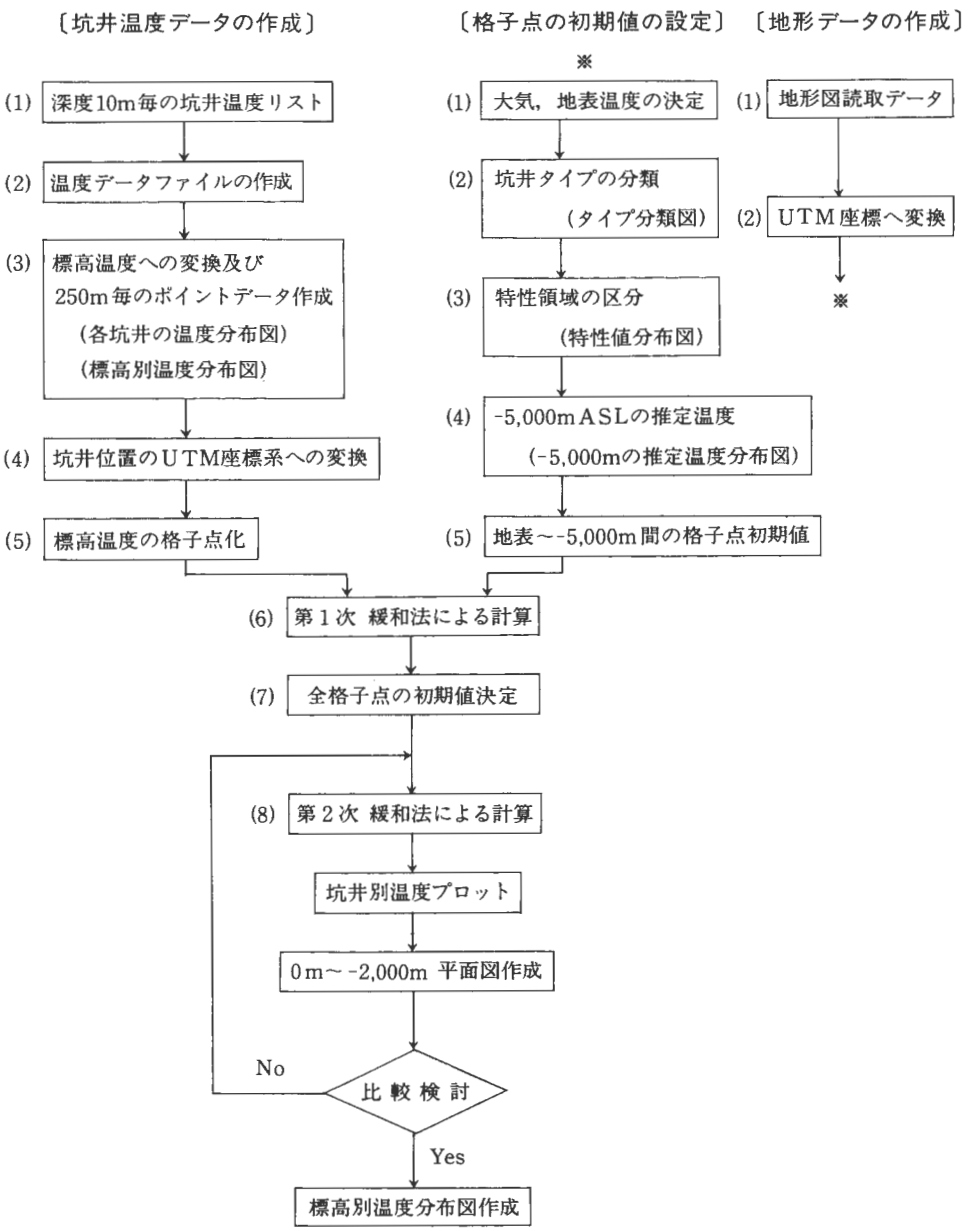
第5図b　仙岩地域の温度検層図（多くはST＝120時間）（その2）.
坑井番号は第1表に示すとおり.

Fig. 5b Measured temperature profiles for each borehole in the Sengan area (standing time is mostly 120 hours)(part 2).
The borehole numbers are shown in Table 1.



第5図c 仙岩地域の温度検層図(多くはST=120時間)(その3).
坑井番号は第1表に示すとおり.

Fig. 5c Measured temperature profiles for each borehole in the Sengan area (standing time is mostly 120 hours)(part 3).
The borehole numbers are shown in Table 1.

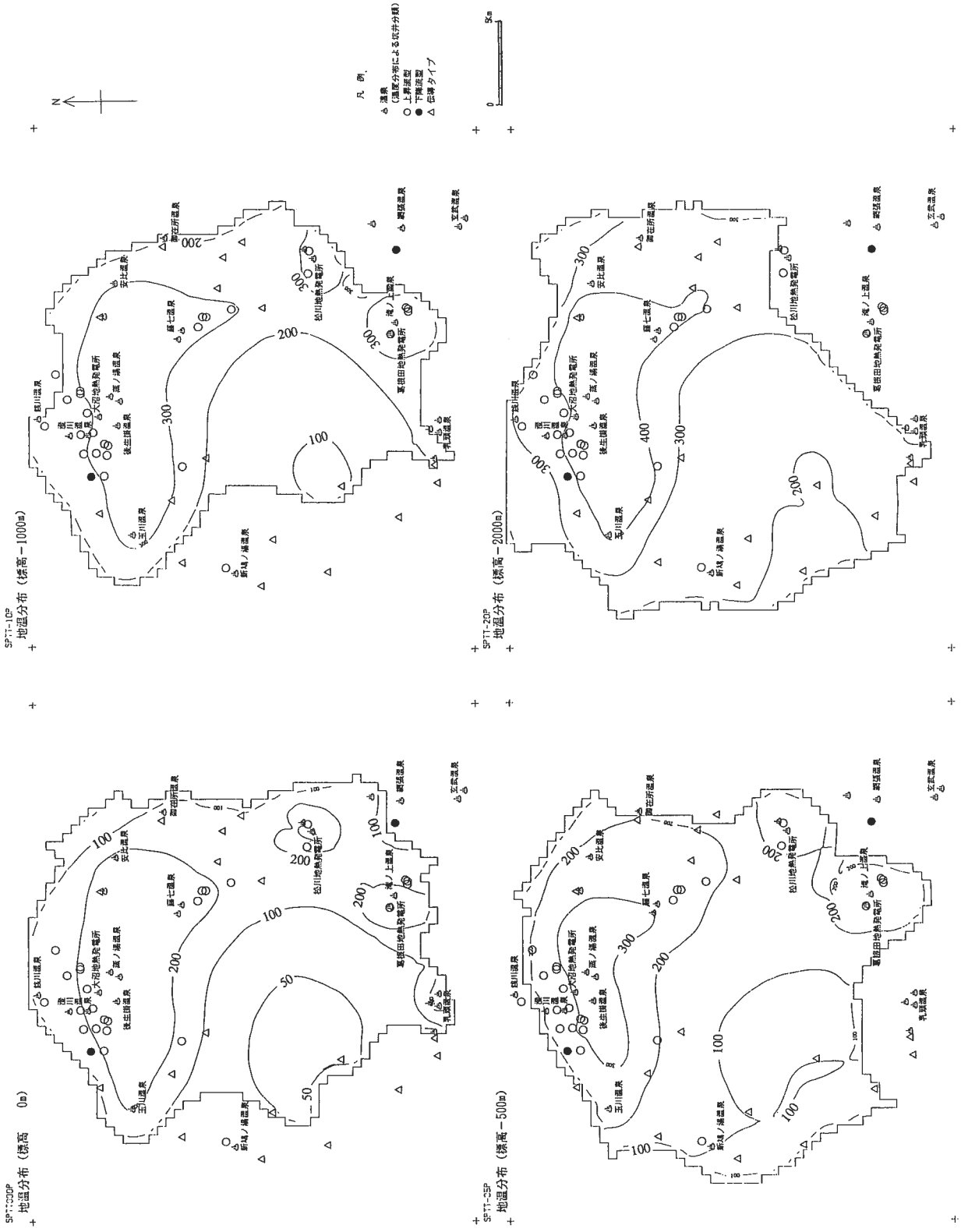


第6図　緩和法による地下温度分布図作成の手順.
Fig. 6　Processing flowchart for distribution maps of subsurface temperature calculated by the relaxation method.

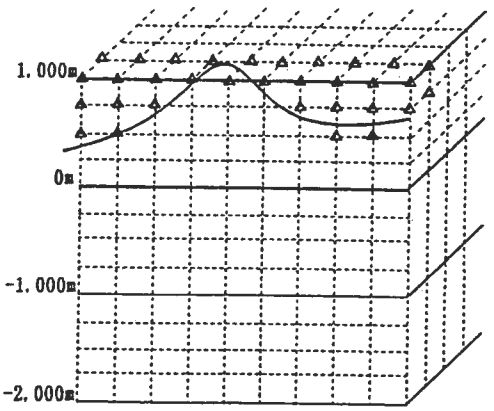
次緩和法は実測データを十分反映させるために，それぞれ実施した．第二次緩和法で得られた坑井の温度プロファイルは，第9図に示すとおりである．

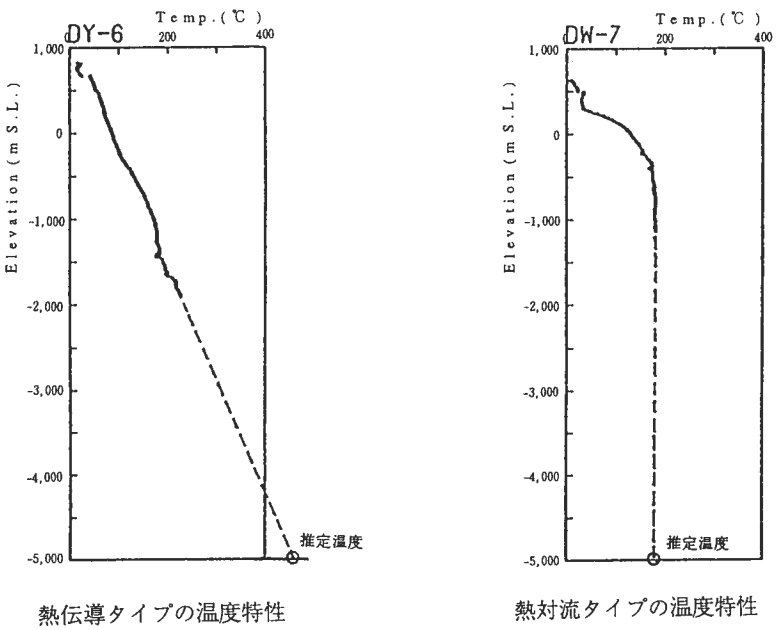
緩和法による地下温度分布推定法の有効性と内在する問題点について，玉生ほか（1995）は豊肥地域を例にして以下のように総括している．「本手法で地域全体のおおよその温度分布を推定することができる．ただし，熱水対流の発達している地域では緩和法の基本則である熱伝導の仮定が成り立たないこともあり，推定温度にかなりの誤差が生ずる可能性がある．また，用いた坑井が十分な掘削長に達していない場合や，坑井位置が偏在している場合は，深部や坑井から離れた場所ではその推定温度の精度は相対的に低いと思われる」．

今回は実測値に基づく標高別温度分布図と第二次緩和法による標高別温度分布図（第10図）を比較して，緩和法による推定地下温度分布の精度と有効性について検討した．その結果を以下に記述する．本地域では中央部のアクセスの困難な地域以外は，押しなべて坑井データがかなりの密度で存在する．実測値による標高別温度分布図と第二次緩和法による標高別温度分布図とを比較してみる



第7図　仙岩地域の坑井温度実測値による標高別温度分布図.
Fig. 7　Temperature distribution maps at four levels based on borehole temperature logging data in the Sengan area.





熱伝導タイプの温度特性　　熱対流タイプの温度特性

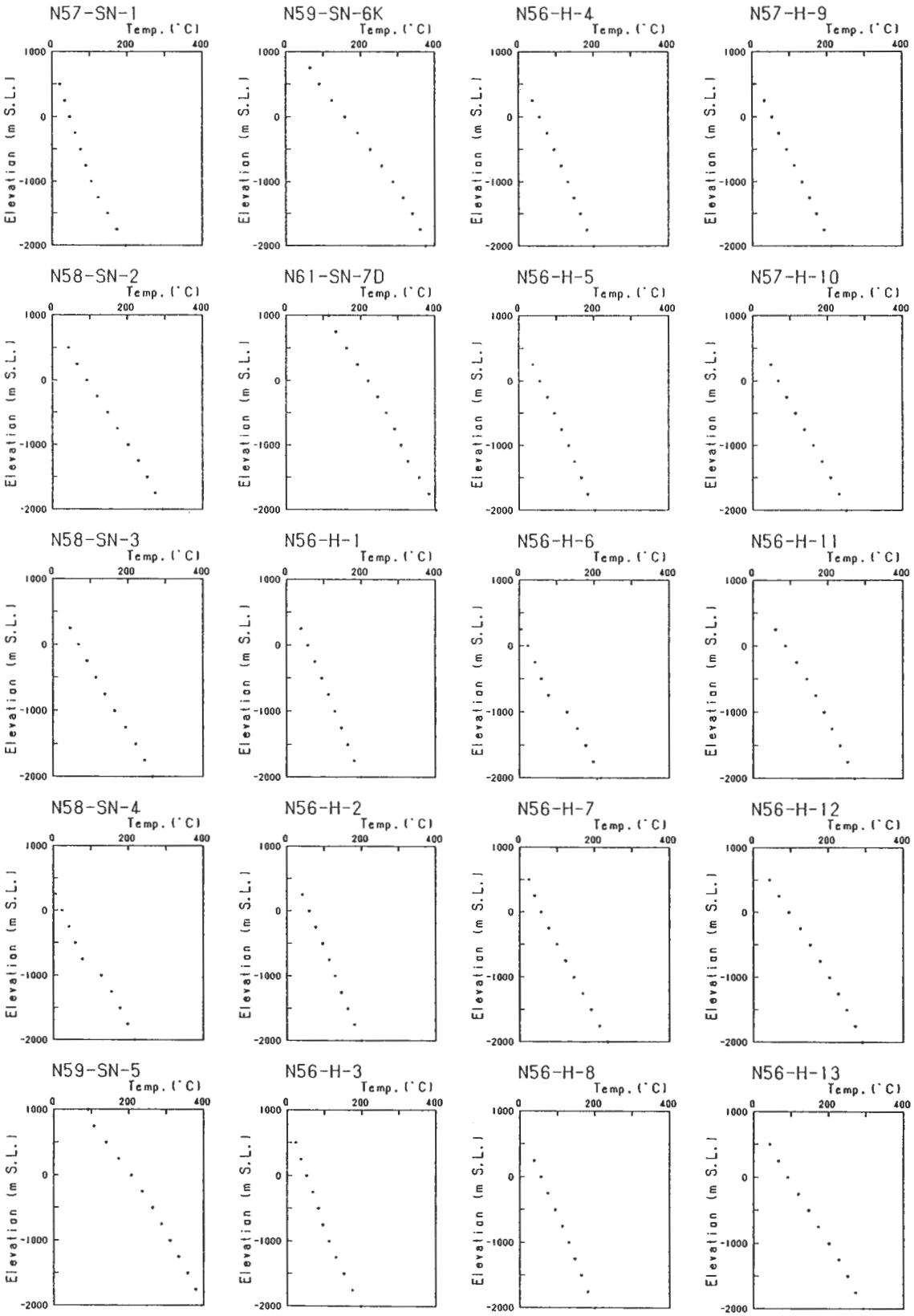
第8図　解析範囲の格子点分割と－5000 m準温度の推定法（玉生ほか，1995）．
上図；地表温度を固定した格子点（△印）．曲線は地表面を表す．
下図；熱伝導タイプと熱対流タイプの温度特性．

Fig. 8　Grid for analysed field and estimation method for the temperature at -5000 m level (Tamanyu, *et al.*, 1995).
Upper: Grid points at fixed surface temperature (mark △). A curved line denotes the surface.
Lower: Characteristics of temperature profiles for thermal conductive and convective types.

と，4レベルとも良く一致している．ただし，標高－500 m準での玉川温泉から藤七温泉にかけての高温域は，実測値による標高別温度分布図では300°C以上となっているのに対し，第二次緩和法では250°C以上となっている．これは，この地域における多くの坑井温度曲線が上昇流型を示し，深部の温度上昇率を推定する際に実測値による方法では第二次緩和法による方法よりかなり大きく見積もっているためと思われる．また本地域の中央部は，坑井データが少ないため一般的には誤差が大きいと予想される．しかしながら，ここは玉川カルデラ地域に相当し，その地下温度はN 57-SN-1の温度曲線に代表されるような地下温度勾配の小さい伝導域であるため（例えば，玉生，1994a），予想温度はそれほど精度が悪いとは思われない．

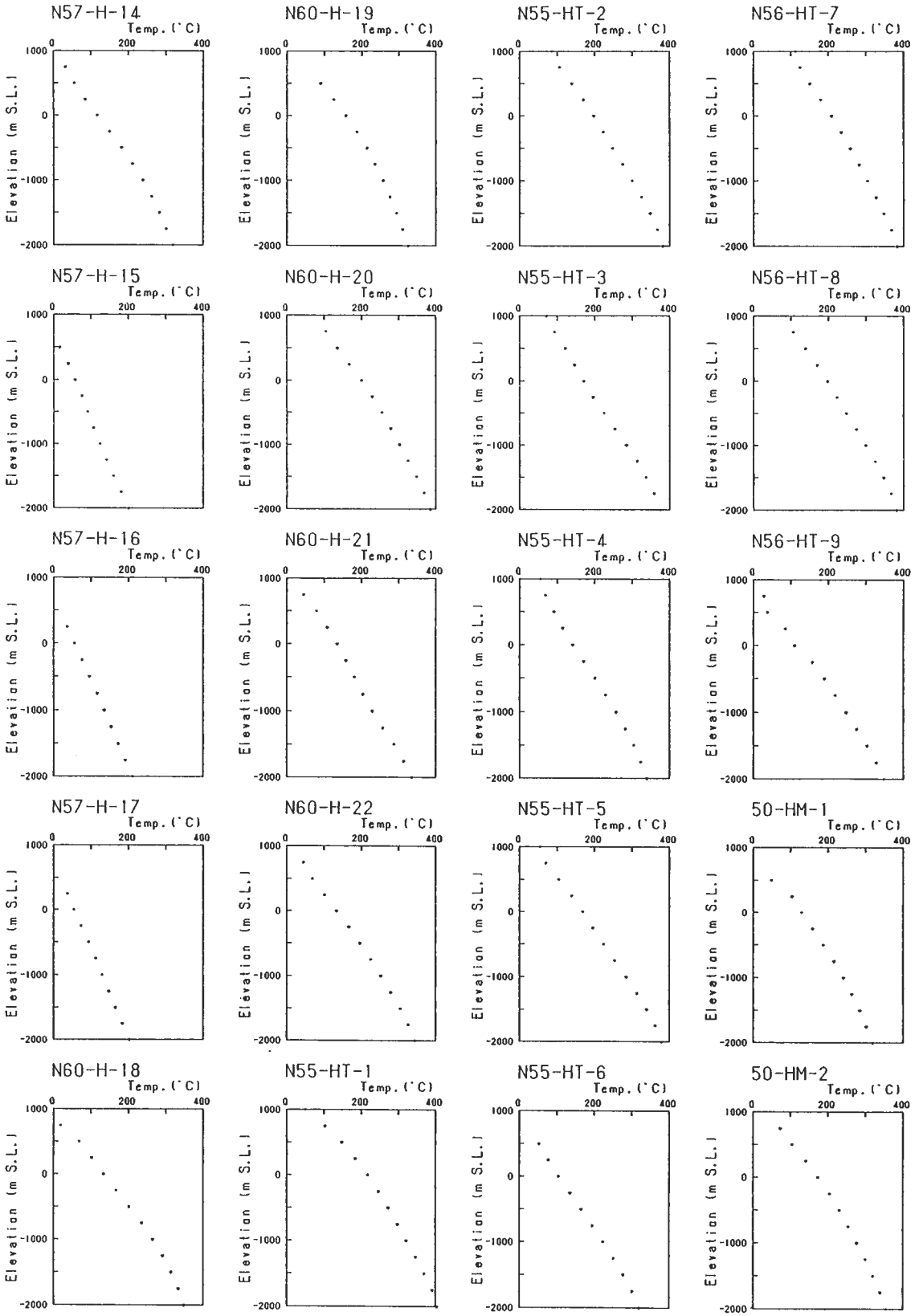
5．地下温度分布より推定した流体流動ベクトル

地下温度分布が明らかにされた地域では，その地下温度分布と地層分布から，流体流動シミュレータを用いて流体流動を推定することができる（山石ほか，1987）．仙岩地域を対象に地下温度分布に基づく広域的な熱水流動



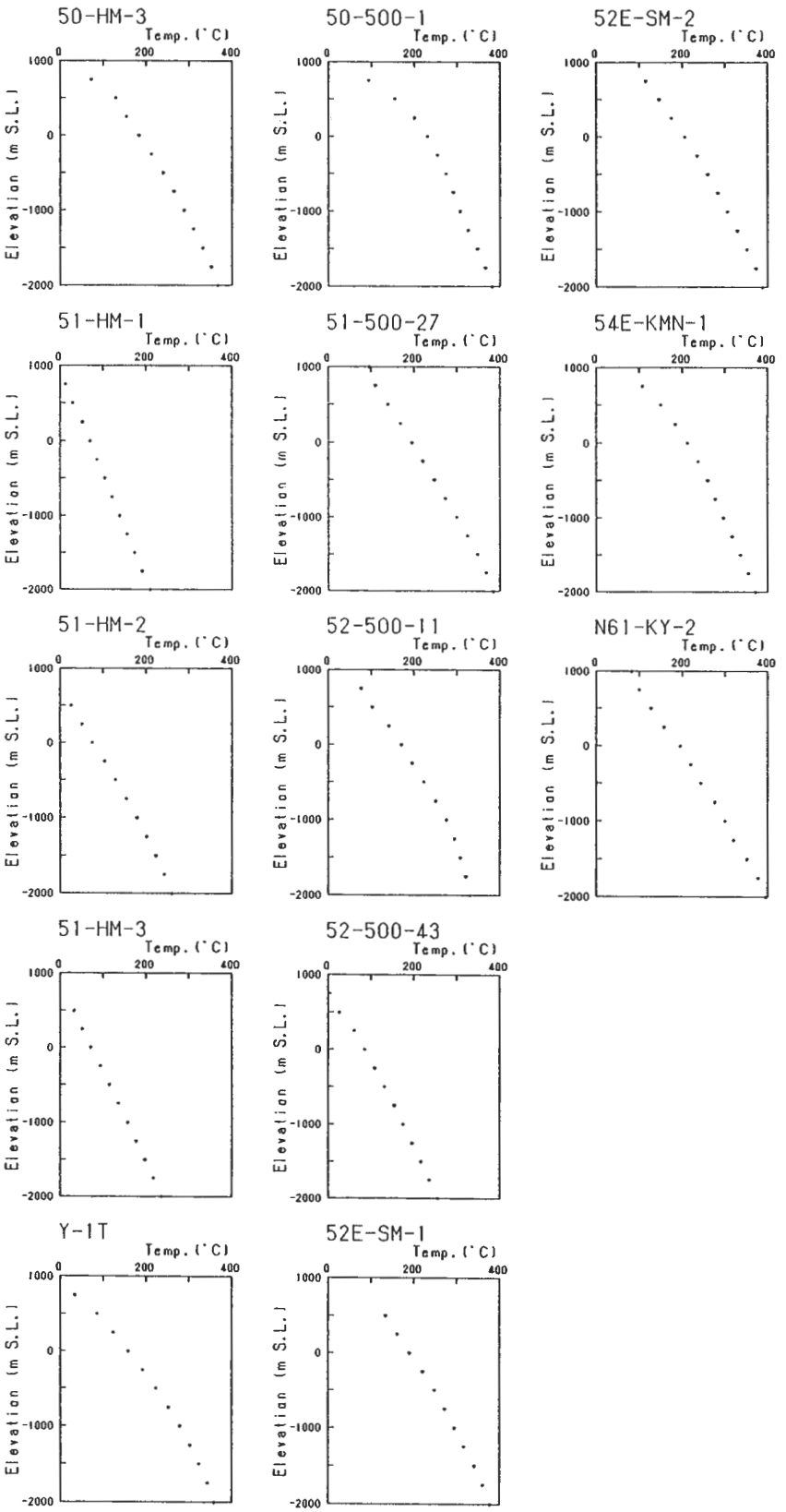
第9図a　緩和法により得られた仙岩地域全域の坑井温度プロファイル.
坑井番号は第1表に示すとおり.

Fig. 9a　Borehole temperature profiles calculated by the relaxation method in the whole Sengan area.
The borehole numbers are shown in Table 1.



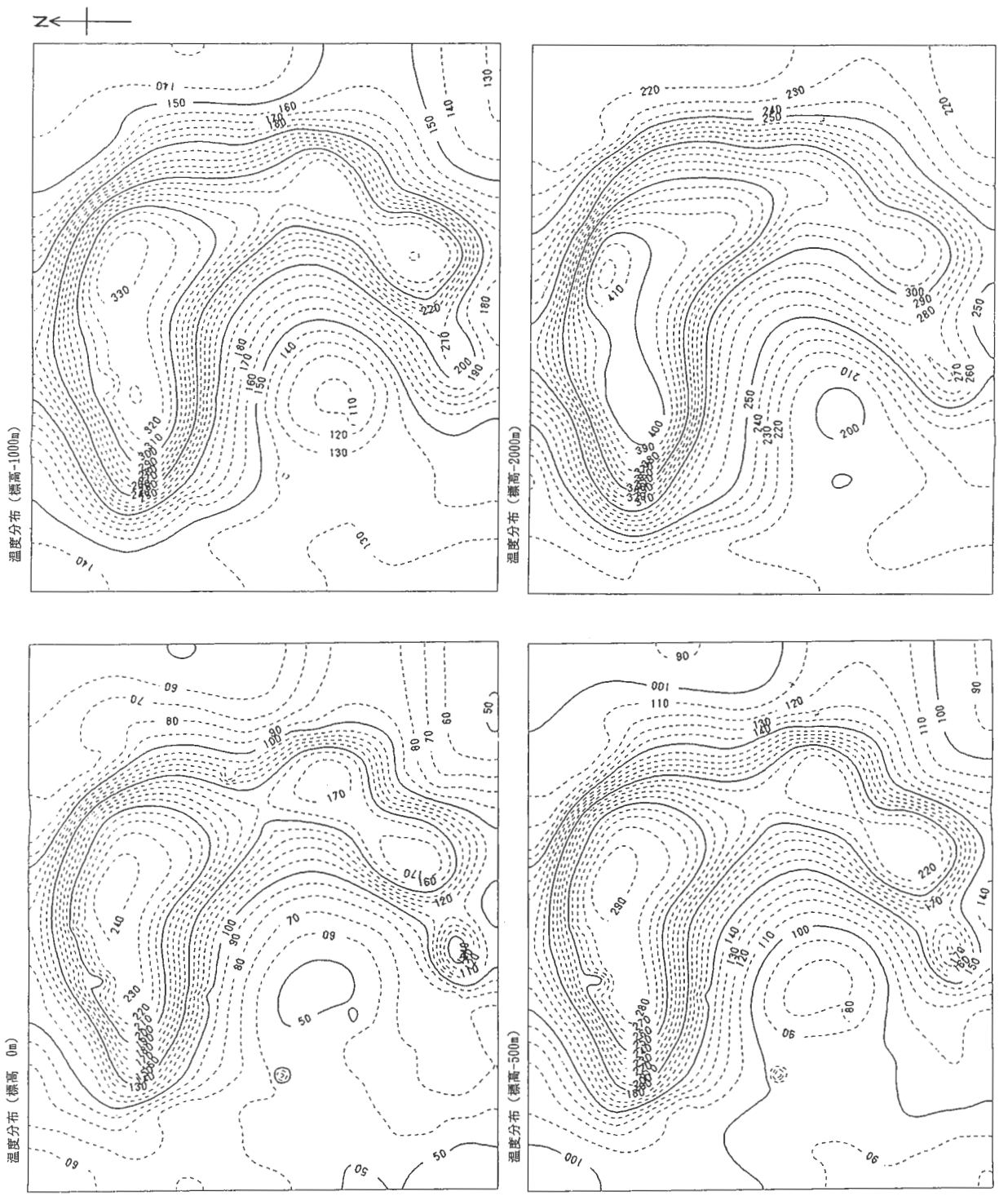
第9図b　緩和法により得られた仙岩地域全域の坑井温度プロファイル．
坑井番号は第1表に示すとおり．

Fig. 9b　Borehole temperature profiles calculated by the relaxation method in the whole Sengan area. The borehole numbers are shown in Table 1.



第9図c　緩和法により得られた仙岩地域全域の坑井温度プロファイル.
坑井番号は第1表に示すとおり.

Fig. 9c　Borehole temperature profiles calculated by the relaxation method in the whole Sengan area.
The borehole numbers are shown in Table 1.



第10図　緩和法により得られた仙岩地域全域の標高別温度分布図.
Fig. 10　Temperature distribution maps at four levels based on the relaxation method in the whole Sengan area.

の定量的モデル化を試みた．地下の流体流動ベクトル算定に当たっては，地下の透水層，帽岩，基盤岩にそれぞれ，ある固有の浸透率を与えた．

5.1 地熱流体流動シミュレータ

本研究に用いたシミュレータは，日鉱探開(株)が開発したもので，多孔質媒質中の流体の挙動を三次元的にシミュレートするものであり，流体の圧力，流量，流速，温度などの空間的・時間的変化をシミュレートすることができる．このシミュレータの基礎方程式は質量保存則，ダルシーの法則及びエネルギー保存則に基づいている．空間領域の離散化はIFD (Integral Finite Difference) 法で，時間領域の離散化は完全陰解法でそれぞれ行っている．非線形方程式の線形化はニュートン・ラプソン法で行っている．本シミュレータは，シミュレーションモデルに基づいて作成した各種入力データファイル及び各種システム制御パラメーターを入力して，初期タイムレベルから指定されたタイムステップで終了タイムレベルまで，各タイムレベルの圧力及び比エンタルピーを計算するシステムである．このシステムは改良されて，フラクチャーを含む地熱貯留層についても扱える二層流体シミュレータとなっている．山石ほか (1987) はこのシステムにおけるシミュレーション手法 (空間領域の離散化，時間領域の離散化，線形化，離散方程式) と数値シミュレーションの適応例を報告している．

5.2 データ処理及び流動ベクトルの作成

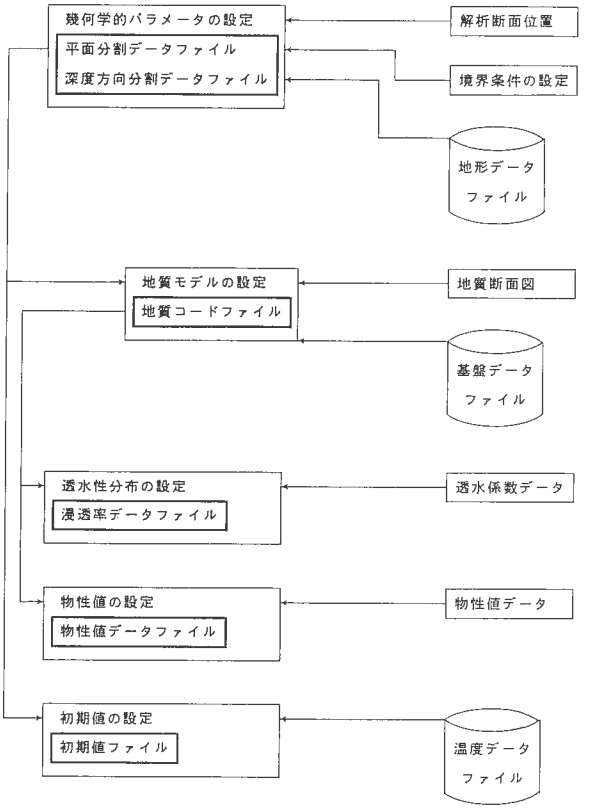
流動ベクトルを作成するためには，まず最初にシミュレーションモデルを作成し，次いでシミュレータを用いて地熱流体流動シミュレーションを行い，最後に流動ベクトルの計算と図化を行う．その具体的な手順を以下に説明する．

5.2.1 シミュレーションモデルの作成

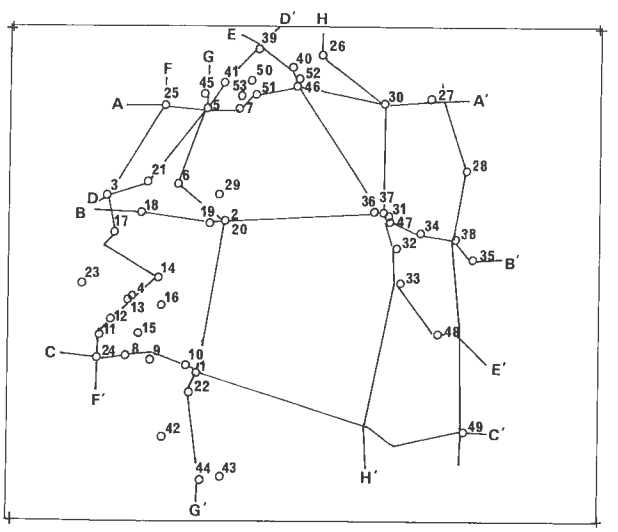
シミュレーションモデル作成の概略図を第11図に示す．

1) 幾何学的パラメーターの設定

幾何学的パラメーターは，解析断面位置，境界条件及び地形データファイルから，平面分割データファイル及び深度方向分割データファイルを作成することにより，設定する．シミュレーションモデルの平面的分割は，解析断面の範囲 (平面要素番号I=1−L) については，250 m間隔に分割した．シミュレーションモデルとしては，解析断面の両側にさらに4 km延長した領域 (I=L+1〜L+5, I=L+6〜L+10) を設定した．なお，解析断面図が屈曲している場合，断面線に沿って領域を分割し，屈曲はないものとした．深度方向は海抜−5000 mまでを解析対象範囲とした．要素間隔は，地表から海抜−2000 mについては100 mであり，海抜−2000 m以下は段階的に大きく設定した．最頂部要素は，該当する領域の標高となるよ



第11図 地熱流体流動シミュレーションモデル作成の概要．
Fig. 11 Outline for simulation modeling of geothermal fluid flow.



第12図 仙岩地域の流体流動ベクトル解析の断面位置図．
四隅の＋印は，第4図と同じ．断面解析した8断面のうち，C-C′断面の解析結果のみを第13，14，15，16図に示す．
Fig. 12 Location map of cross sections for fluid flow vector analysis in the Sengan area.
The positions of symbol + at the four corners correspond to those of Fig. 4. Eight cross sections were analyzed for fluid flow vector, and the result for only C-C′ line is shown in Figures 13, 14, 15 and 16.

うに要素間隔を設定した．境界条件において，初期値を固定する面については，厚さ0の要素を設定している．解析断面位置は第12図に示すとおりである．

2) 地質モデルの設定

地質モデルは，地質断面図を基に，シミュレーションモデルの全要素に対して地質コードを割り付けることにより設定する．地質コードとしては，透水層，帽岩，基盤（374℃以下）及び基盤（374℃以上）を基本的に設定した（第2表）．設定した地質コード及び地質コードの割り付け図は第13図に示した．

第2表　仙岩地域及び葛根田地域の断面線の地質コード一覧表．
Table 2　List of geologic codes allocated for meshes along cross sections in the Sengan area and Kakkonda field.

地質コード	地　　質	浸透率（m²）	空隙率
1	透水層	1.0×10^{-15}	0.15
2	基盤（374℃以下）	1.0×10^{-17}	0.03
3	基盤（374℃以上）	1.0×10^{-19}	0.03
4	帽岩	1.0×10^{-17}	0.15

3) 透水性分布の設定

透水性分布は，地質コードに対し，浸透率を付与することにより設定した．その具体的な値は，従来の貯留層シミュレーションで用いられた値を参考にして，透水層の浸透率を$10^{-15}m^2$に，基盤（374℃以下）及び帽岩の浸透率を$10^{-17}m^2$にそれぞれ設定した．基盤（374℃以上）については，他の領域の流体の流動に影響を及ぼさないように，十分小さい浸透率である$10^{-19}m^2$を設定した．設定した浸透率は，地質コード一覧表（第2表）に示すとおりである．

4) 物性値の設定

浸透率以外の物性値として，空隙率，密度，比熱及び熱伝導率を各要素に付与する．ただし，本シミュレーションでは，比エンタルピー計算をスキップしているため，空隙率以外の物性値は，シミュレーションに関与しない．これらの物性値は，浸透率と同様に，地質コードごとに設定される．設定した空隙率は，地質コード一覧表（第2表）に示すとおりである．

5) 初期値の設定

初期値（圧力及び温度）のうち温度については，玉生ほか（1995）の緩和法で作成された250 m間隔の三次元格子点データを用いた．なお，設定した初期温度は，シミュレーションにおいて固定される．初期圧力は，静水圧に設定した．設定した温度は，温度分布図（第14図）に示すとおりである．

6) 境界条件の設定

頂面は，圧力を1気圧，温度を10℃に固定した．側面及び底面は，閉境界とした．ただし，側面は解析断面位置に対して両側を4 km延長した．

5.2.2 地熱流体流動シミュレーション

シミュレーションは，作成された入力データファイルを，前述の地熱流体流動シミュレータに入力することにより，実施される．シミュレーションの最終タイムレベルは，計算が十分平衡に達することを留意して設定した．なお，本シミュレーションでは温度を固定するため，シミュレーション機能のうち比エンタルピーの計算ルーチンをスキップさせて行った．ただし，流体の物性などの温度依存にかかわる物理量は，所定のルーチンどおり計算を行っている．

シミュレーションでは圧力が算出される．流体の流動を把握するためには，圧力に重力項を加味したポテンシャルが適切である．海抜－50 mレベルを基準面としたポテンシャル（Φ）の分布は下記の第(1)式で計算され，その計算結果は第15図に示すとおりである．

$$\Phi = P - \Sigma\rho\cdot\vec{g}\cdot\vec{h} \qquad (1)$$

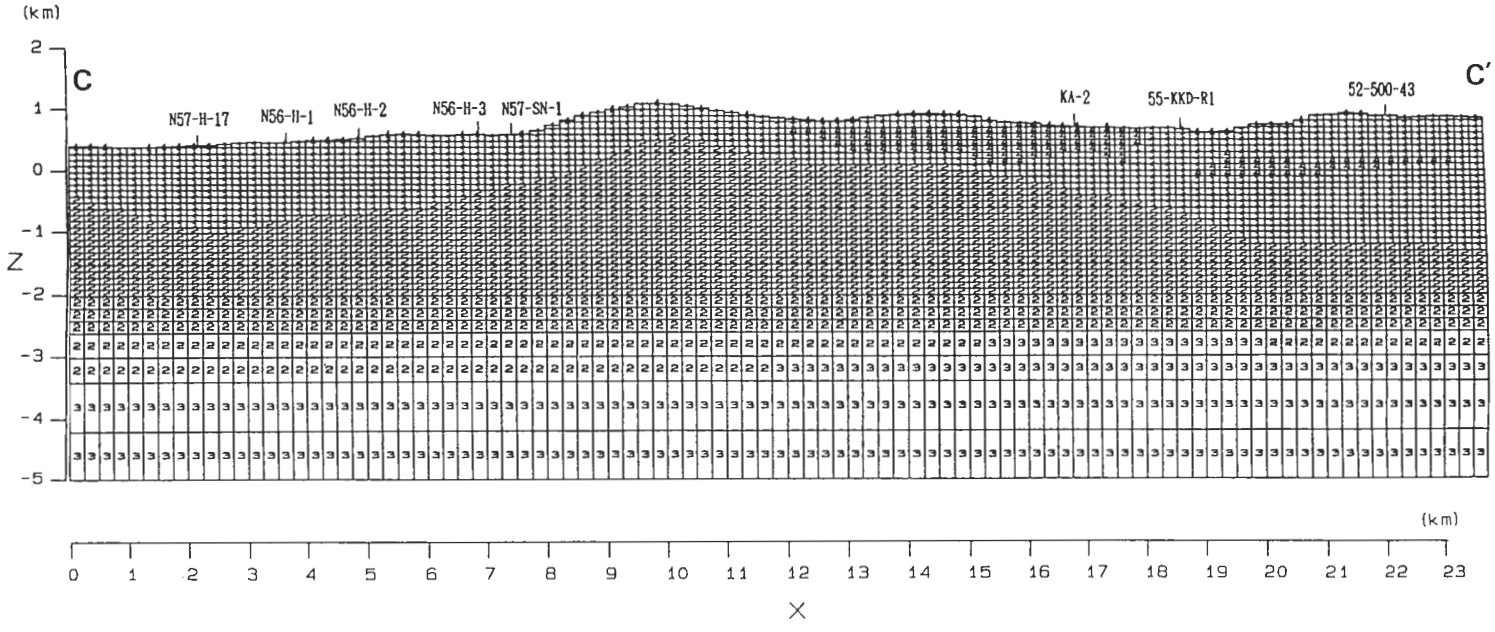
ただし，P：圧力（Pa）
ρ：流体の密度（kg/m^3）
$\vec{g}$：重力加速度ベクトル（m/s^2）
$\vec{h}$：海水準－50 mレベルからの位置ベクトル(m)

5.2.3 流動ベクトルの計算及び図化

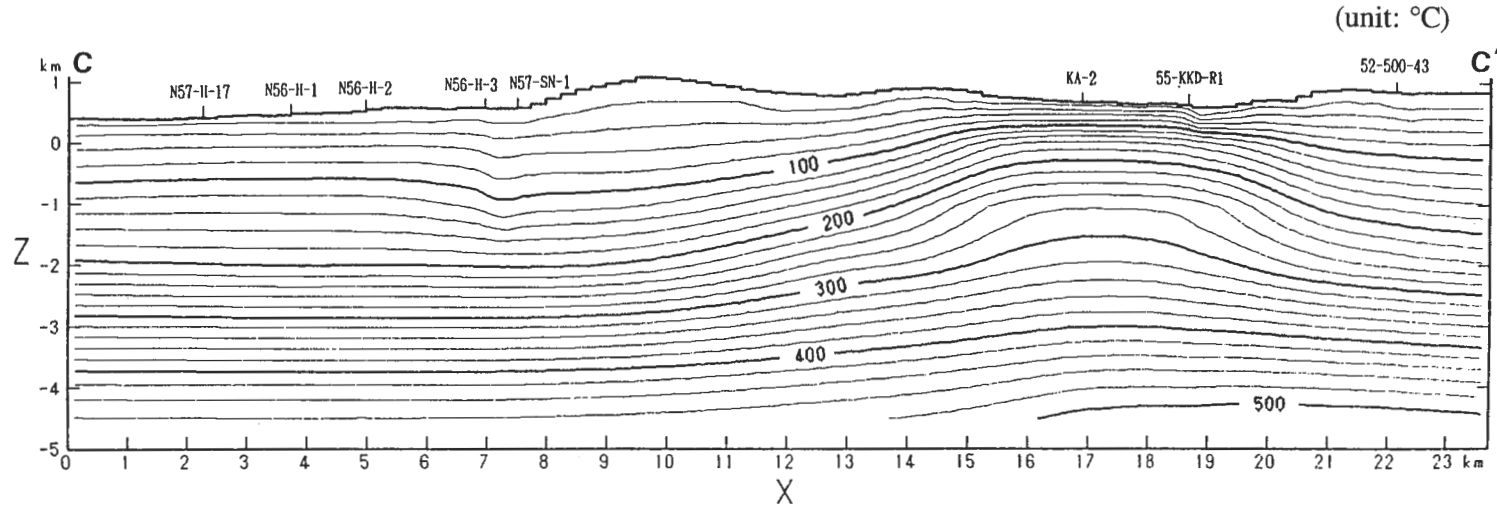
シミュレーション結果から質量流束（$\vec{F}$）を計算し，このベクトルの図化を行った（第16図）．境界面n1における質量流束は，下記の第(2)式で計算される．表示は流出ベクトル（$\vec{F}<0$）の方を採用した．なお，相対する方向のベクトル（180°方向の異なるベクトル）が存在する場合，すべての方向のベクトルを表示した．なお，地質コードが基盤（374℃以上）となっている要素は，質量流束ベクトルの表示において除外した．

$$\vec{F} = -k_{n1}(kr\cdot\rho/\mu)_{n1}\cdot\{(P_1-P_n)/d_{n1}-\rho_{n1}\cdot\vec{g}\} \qquad (2)$$

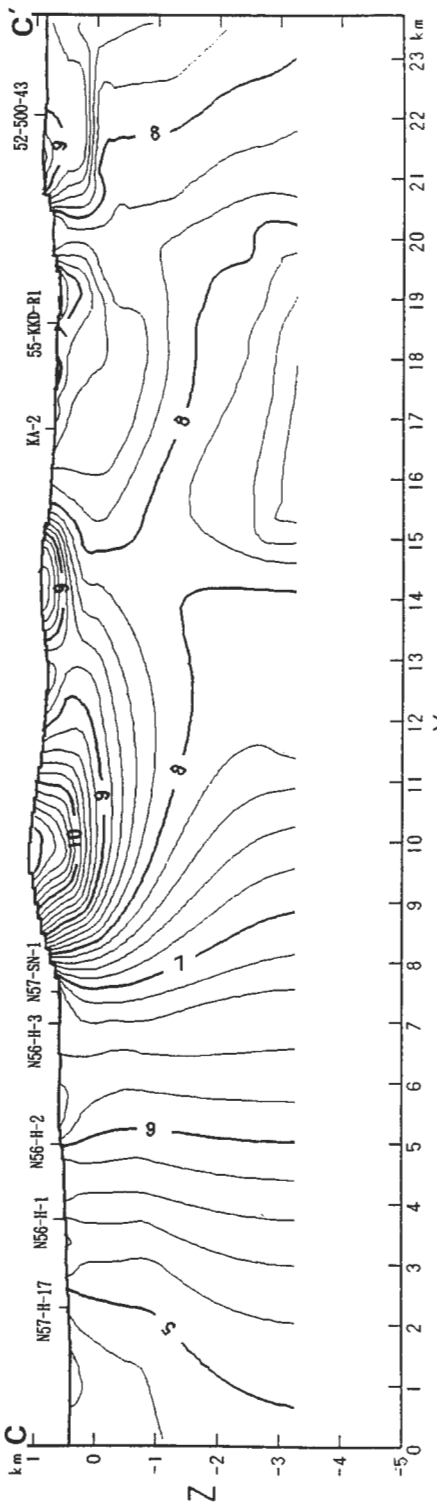
ただし，
$_{n1}$：nlの境界面を示す添字
$\vec{F}$：質量流束($kg/s/m^2$)
k：絶対浸透率（m^2）（単一流体が孔隙を移動するときの流れやすさ）
kr：相対浸透率（二相以上の流体が共存する場合の，それぞれの流体の浸透率と絶対浸透率との比）
μ：流体の静粘性係数（Pa･s）
d：要素間距離（m）



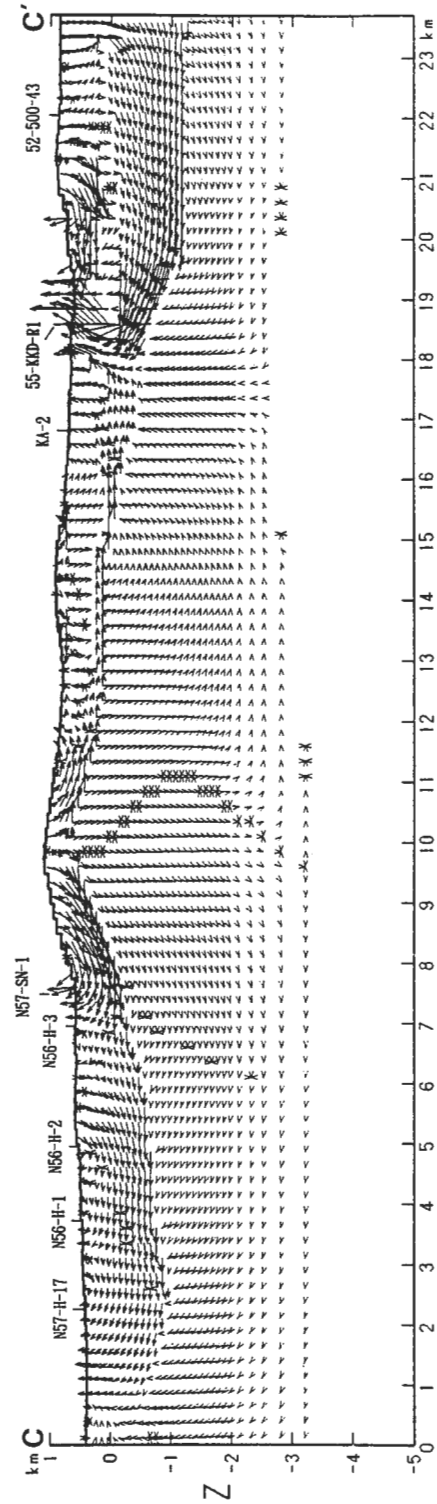
第13図　地質コード割り付け図（仙岩地域C-C′断面）．　メッシュ内の数字は第2表の地質コードに相当する．
Fig. 13　The map showing the geologic codes allocated for all meshes (C-C′ cross section in the Sengan area)
The figures in meshes correspond to the geologic codes in Table 2.



第14図　温度分布図（仙岩地域C-C′断面）．
Fig. 14　Temperature distribution map (C-C′ cross section in the Sengan area).



第15図　流体圧力ポテンシャル分布図（仙岩地域C–C′断面）．
Fig. 15　Distribution map of fluid pressure potential (C–C′ cross section in the Sengan area).



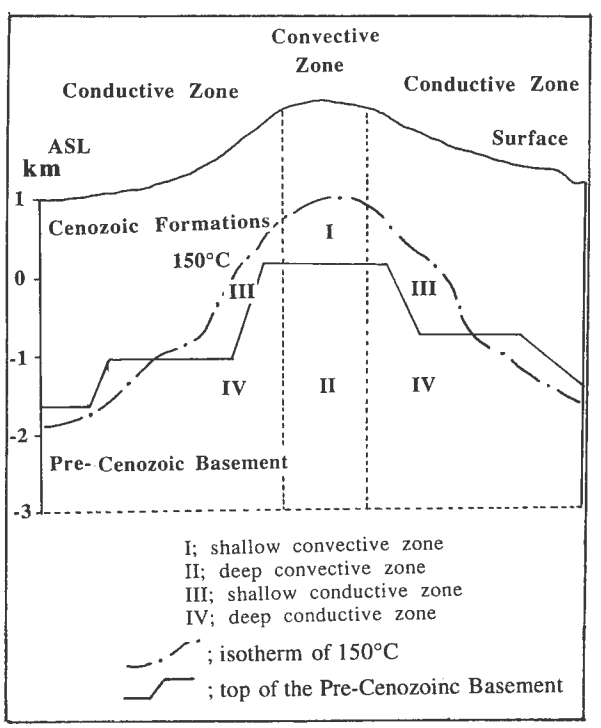
第16図　流体流動ベクトル分布図（仙岩地域C–C′断面）．
Fig. 16　Distribution map of fluid flow vectors (C–C′ cross section in the Sengan area).

6. 仙岩地域全域の資源評価

仙岩地域を含む国内主要14地域は，坑井温度データに基づいて緩和法で地下深部温度分布が推定されている（玉生ほか，1996）．この地下温度分布を基に，各地域の包蔵熱量及び容積法による発電量（30年間）が計算された（Tamanyu, 1993）．ここでは，仙岩地域の結果についてのみ整理して報告する．

1) 資源量計算対象範囲と立体格子

資源量計算対象範囲は平面的には玉生ほか（1996）で設定された範囲で，深度的には地表より標高－3000 mまでの範囲である．この範囲内は一辺250 mの立方体格子に分割された．また，地熱資源量を算定するに当たり，第三系・第四系と先第三系基盤岩部とに二大別し，それぞれ熱水対流型地域と熱伝導型地域とに対応させた（第17図）．そしてMuffler and Cataldi (1978) に基づいて，回収率を熱水対流型地域では25％とし，熱伝導型地域では，熱抽出技術により変化するものの，今回は便宜的に熱水対流型地域の半分の12.5％と言う値を用いた．第三系・第四系と先第三系基盤岩との境界は，ブーゲー重力異常図を二層密度解析することで得られる重力基盤深度（駒澤ほか，1987）を相当させた．先第三系基盤と重力基盤の深さは必ずしも一致しないが，全体的な先第三系基盤岩の深度情報を仮定するために，便宜的に重力基盤深度を用いた．



第17図 熱水対流域と熱伝導域の区分に関する概念モデル（Tamanyu, 1993）．
Fig. 17 Conceptual model for classification between thermal convective and conductive zones (Tamanyu, 1993).

2) 格子点の温度設定

ディジタル化された格子点温度は標高別温度データが標高0 m, －500 m, －1000 m, －2000 mの4平面のみなので，この4平面以外の格子点の温度は補間法によって求めた．すなわち，地表温度を15°Cと設定し，地表～0 m準，0 m準～－500 m準，－500 m準～－1000 m準，－1000 m準～－2000 m準の間の温度差を比例配分してそれぞれの格子点温度を求めた．

3) 資源量算定法

ここでは容積法（Muffler and Cataldi, 1978；宮崎ほか，1991）に基づいて，採取可能総資源量を次式にしたがって算定した．

$$Qr = \rho c \cdot a \cdot d \cdot (T - Tref) \quad (3)$$

ただし，

Qr：貯留層エネルギー［Joule］
ρc：容積比熱［J/cm³・°C］
a：面積［cm²］
d：高さ［cm］
T：温度［°C］
Tref：基準温度［°C］

ここでは容積比熱$\rho c = 2.7$［J/cm³・°C］及び基準温度（孔口温度）Tref＝15［°C］と設定した．資源量算定法に当たっては，まず50°Cごとに分類した1）実測標高別温度分布データに基づく総熱エネルギー量（第3表a）と，2）外挿温度分布データに基づく総熱エネルギー量（第3表b）の二種類を計算した．その後，それぞれについて容積法で資源量を計算した．その際，対象領域を150°C以上と規定し，かつ熱水対流型領域（特性値≧0.5）では回収率を25％，熱伝導型領域（特性値＜0.5）では12.5％とした．地表から重力基盤上面までは浅部地熱資源と，そして重力基盤深度より標高－3000 mまでは深部地熱資源と考えることができる．詳細な集計表は第4表に示すとおりである．外挿温度分布データの総熱エネルギー量から求めた浅部の熱水対流域の熱量は576×10^{17} (Joule) である．宮崎ほか（1991）に基づいて，熱量の1.92％が発電に使えるとすると，発電量は1188 MWe×30 yrとなる．同様に深部の熱水対流域の熱量は3842×10^{17} (Joule) で，発電量は7924 MWe×30 yrとなる．これらの仙岩地域の資源量は，他の日本の地熱地域に比して卓越している（第18図）．仙岩地域の高温域の面積を米国のザガイザーズやイタリアのラルデレッロと比較すると，ほぼ同等である．それゆえ，仙岩地域はこれらの世界を代表する地熱地域に匹敵するものとみなされている（玉生，1994b；Tamanyu, 1995）．

仙岩地域に広範に認められる高温異常域は，地下にお

第3表a　仙岩地域の総熱エネルギー量（実測標高別温度分布データに基づいて）.

COND. は熱伝導域を，CONV. は熱水対流域を意味する．坑井の温度検層曲線から，各坑井を熱伝導パタン（特性値0）と熱水対流パタン（特性値1）と区分した．このデータを基に解析地域全体の特性値分布を計算し，特性値≧0.5の地域を熱水対流域とし，特性値＜0.5の地域を熱伝導域とした．

Table 3a　Stored heat in the Sengan area (based on measured temperature).

COND. and CONV. are abbreviations for thermal conductive zone and thermal convective zone, respectively. Characteristic values are categorized by the pattern of temperature profiles: constant temperature gradients against depth are categorized as a thermal conductive pattern (characteristic value is 0), and changing temperature gradients are categorized as a thermal convective pattern (characteristic value is 1). Plane distribution map of the characteristic parameter is drawn, and divided into two parts: thermal convection zone (characteristic value ≧0.5) and thermal conductive zone (characteristic value ＜0.5).

表　A－1　地温データによる集計（地表～重力基盤）

（単位：10^{17} Joule）

ELEVATION	1250m		1000m		750m		500m		250m		0m		-250m		-500m		-750m		-1000m		-1250m		-1500m		-1750m		-2000m		-2250m		-2500m		-2750m		-3000m		TOTAL	
TYPE	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.
0- 50°C	2	3	6	8	15	6	22	2	12	1	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	61	20
50- 100°C	1	1	7	12	14	32	25	22	39	10	40	5	27	2	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	168	84
100- 150°C	0	0	0	0	9	11	15	53	21	33	21	12	32	9	16	2	13	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	129	120
150- 200°C	0	0	0	0	0	0	7	6	16	62	16	38	18	25	31	18	21	1	8	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	118	150
200- 250°C	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	10	62	7	35	8	27	11	16	18	2	10	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	67	142
250- 300°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	41	2	25	2	27	3	15	5	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	110
300- 350°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30	0	30	0	32	0	30	1	5	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	128
350- 400°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	18
400- 450°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
450- 500°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
500- 550°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
550- 600°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
600- 650°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	3	4	13	20	38	49	69	83	90	106	91	117	84	112	72	102	47	74	31	49	16	32	5	20	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	559	772

表　A－2　地温データによる集計（重力基盤～-3,000m）

（単位：10^{17} Joule）

ELEVATION	1250m		1000m		750m		500m		250m		0m		-250m		-500m		-750m		-1000m		-1250m		-1500m		-1750m		-2000m		-2250m		-2500m		-2750m		-3000m		TOTAL	
TYPE	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.
0- 50°C	0	0	0	0	2	0	2	0	3	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11	0
50- 100°C	0	0	0	0	2	4	9	3	18	3	25	1	36	0	31	0	10	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	136	11
100- 150°C	0	0	0	0	0	0	5	9	12	8	25	10	41	5	56	5	84	4	77	1	47	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	353	42
150- 200°C	0	0	0	0	0	0	2	0	12	21	18	24	37	38	64	30	65	9	84	10	108	7	115	2	93	0	40	0	0	0	0	0	0	0	638	141
200- 250°C	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	27	29	27	29	39	51	66	56	64	25	92	15	119	15	115	10	118	4	126	0	84	0	41	0	0	0	920	234
250- 300°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22	22	25	27	44	63	68	82	72	39	92	30	113	24	150	22	142	15	113	6	116	1	115	0	1072	331
300- 350°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14	22	21	42	56	105	67	162	73	78	76	43	86	40	129	37	181	36	171	25	123	12	997	602
350- 400°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	29	34	59	135	62	163	80	78	77	42	91	41	145	44	207	47	750	584
400- 450°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	37	17	17	41	135	74	169	99	88	67	42	97	38	407	526
450- 500°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	1	19	33	33	142	96	172	103	95	257	443
500- 550°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11	3	16	48	44	152	71	203
550- 600°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	1	13	7	18	8
600- 650°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0
TOTAL	0	0	0	0	4	4	18	12	47	32	99	64	163	94	229	135	290	174	354	223	415	257	476	297	476	257	521	280	567	296	612	316	657	333	703	351	5631	3125

表　A－3　地温データによる集計（重力基盤データのない範囲）

（単位：10^{17} Joule）

ELEVATION	1250m		1000m		750m		500m		250m		0m		-250m		-500m		-750m		-1000m		-1250m		-1500m		-1750m		-2000m		-2250m		-2500m		-2750m		-3000m		TOTAL	
TYPE	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.
0- 50°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
50- 100°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100- 150°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
150- 200°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
200- 250°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
250- 300°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
300- 350°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
350- 400°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
400- 450°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
450- 500°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
500- 550°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
550- 600°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
600- 650°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

第3表b　仙岩地域の総熱エネルギー量（外挿温度分布データに基づいて）.
説明は第3表aと同じ.

Table 3b　Stored heat in the Sengan area (based on extrapolated temperature).
Explanation is the same as shown in Table 3a.

表　B－1　外挿温度データによる集計（地表～重力基盤）

(単位：10^{17} Joule)

ELEVATION	1250m		1000m		750m		500m		250m		0m		-250m		-500m		-750m		-1000m		-1250m		-1500m		-1750m		-2000m		-2250m		-2500m		-2750m		-3000m		TOTAL	
TYPE	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.
0- 50°C	4	3	11	8	25	7	44	3	35	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	120	23
50- 100°C	1	1	7	11	17	30	38	31	76	15	113	10	99	6	46	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	397	104
100- 150°C	0	0	0	0	8	12	11	40	22	39	30	19	42	14	70	14	93	9	67	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	346	149
150- 200°C	0	0	0	0	0	0	6	10	10	49	14	43	18	32	28	16	26	7	31	12	82	11	74	6	43	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	332	186
200- 250°C	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	4	48	5	37	8	32	13	19	16	4	13	3	9	5	27	6	55	3	46	0	0	0	0	0	0	0	198	159
250- 300°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30	1	47	1	33	2	15	3	4	2	1	0	0	0	0	0	0	31	0	13	0	1	0	54	130
300- 350°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	0	31	0	27	0	7	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	88
350- 400°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13
400- 450°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
450- 500°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
500- 550°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
550- 600°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
600- 650°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	5	4	18	19	50	49	99	84	145	107	162	120	164	119	153	109	133	88	116	64	101	45	85	30	70	11	55	3	46	0	31	0	13	0	1	0	1447	852

表　B－2　外挿温度データによる集計（重力基盤～-3,000m）

(単位：10^{17} Joule)

ELEVATION	1250m		1000m		750m		500m		250m		0m		-250m		-500m		-750m		-1000m		-1250m		-1500m		-1750m		-2000m		-2250m		-2500m		-2750m		-3000m		TOTAL	
TYPE	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.
0- 50°C	0	0	1	0	2	0	3	0	7	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	18	0
50- 100°C	0	0	0	0	4	4	16	5	30	3	52	1	76	0	62	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	248	13
100- 150°C	0	0	0	0	0	0	5	5	18	20	41	13	71	8	126	7	202	5	192	1	66	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	721	59
150- 200°C	0	0	0	0	0	0	0	0	8	5	21	28	46	48	67	24	109	21	157	18	292	14	333	4	237	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1278	162
200- 250°C	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	18	19	21	21	46	64	71	71	95	42	146	37	207	37	298	34	489	20	429	1	142	0	0	0	0	0	1964	348
250- 300°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14	17	30	43	35	63	69	104	92	105	118	93	175	67	250	60	320	60	548	41	620	12	470	0	2741	665
300- 350°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	17	27	36	72	44	120	64	103	90	105	116	116	161	125	267	120	360	93	447	69	1602	950
350- 400°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11	4	30	81	51	154	71	139	95	80	104	75	130	120	240	143	732	796
400- 450°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	20	56	45	150	80	198	112	125	112	68	370	597
450- 500°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	5	32	113	78	205	120	323
500- 550°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	1	5	1
550- 600°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
600- 650°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	0	0	1	0	6	4	24	10	65	30	137	61	228	94	331	138	442	187	549	237	651	280	752	318	852	360	954	391	1050	416	1151	439	1254	463	1352	486	9799	3914

表　B－3　外挿温度データによる集計（重力基盤データのない範囲）

(単位：10^{17} Joule)

ELEVATION	1250m		1000m		750m		500m		250m		0m		-250m		-500m		-750m		-1000m		-1250m		-1500m		-1750m		-2000m		-2250m		-2500m		-2750m		-3000m		TOTAL	
TYPE	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.	COND.	CONV.
0- 50°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
50- 100°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100- 150°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
150- 200°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
200- 250°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
250- 300°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
300- 350°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
350- 400°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
400- 450°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
450- 500°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
500- 550°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
550- 600°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
600- 650°C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

第4表　仙岩地域の採取可能地熱資源量.
Table 4　Accessible geothermal resource in the Sengan area.

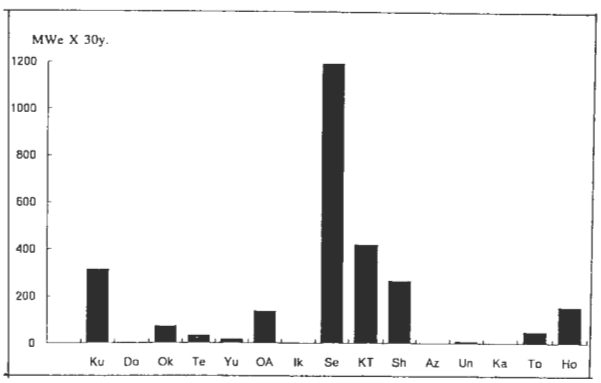
A) Accessible resource based on measured temperature　(unit: 10^{17}Joule)

	Surface - G.B.*		G.B.* - -3000 m		Total		
	cond.	conv.	cond.	conv.	cond.	conv.	Total
Stored heat	559	772	5631	3125	6190	3897	10087
15-150℃	358	224	500	53	858	277	1135
>150℃	201	548	5131	3072	5332	3620	8952
Recovery factor	12.5%	25.0%	12.5%	25.0%	12.5%	25.0%	-
Resources	25	137	641	768	666.5	905	1572
Electricity**	-	1130 MWe	-	6336 MWe	-	7466 MWe	7466 MWe

B) Accessible resource based on extrapolated temperature　(unit: 10^{17}Joule)

	Surface - G.B.*		G.B.* - -3000 m		Total		
	cond.	conv.	cond.	conv.	cond.	conv.	Total
Stored heat	1447	852	9799	3914	11246	4766	16012
15-150℃	863	276	987	72	1850	348	2198
>150℃	584	576	8812	3842	9396	4418	13814
Recovery factor	12.5%	25.0%	12.5%	25.0%	12.5%	25.0%	-
Resources	73	144	1101.5	960.5	1174.5	1104.5	2279
Electricity**	-	1188 MWe	-	7924 MWe	-	9112 MWe	9112 MWe

G.B.* is an abbreviation of Gravity Basement.
Electricity** is converted from stored heat of convection zone (>150℃)(unit: MWe x 30 yr).



第18図　仙岩地域の浅部熱水対流域の地熱資源量（他地域との比較）（Tamanyu, 1993）.
Do, Ik, Az, Ka の4地域の資源量はゼロ.
カルデラ地域（地熱系がカルデラ地形に関連している地域）.
Ku：栗駒, Do：銅山川, Ok：沖浦, Te：弟子屈西部, Yu：湯沢雄勝, OA：奥会津, Ik：池田湖
非カルデラ地域（地熱系がカルデラ地形に関連していない地域）.
Se：仙岩, KT：栗野・手洗, Sh：下北, Az：吾妻北部, Un：雲仙西部, Ka：南茅部, To：豊羽, Ho：豊肥.

Fig. 18　Geothermal resource assessment of a shallow thermal convection zone in the Sengan area compared with other areas (Tamanyu, 1993).
There are no resources calculated for four fields: Do, Ik. Az, Ka.
Caldera-related areas (Geothermal system is related to caldera feature)
Ku: Kurikoma, Do: Dozangawa, Ok: Okiura, Te: Western Teshikaga, Yu: Yuzawa-Ogachi, OA: Oku-Aizu, Ik: Ikedako
Not caldera-related area (Geothermal system is not related to caldera feature)
Se: Sengan, KT: Kurino-Tearai, Sh: Shimokita, Az: Northern Azuma, Un: Western Unzen, Ka: Minami-Kayabe, To: Toyoha, Ho: Hohi.

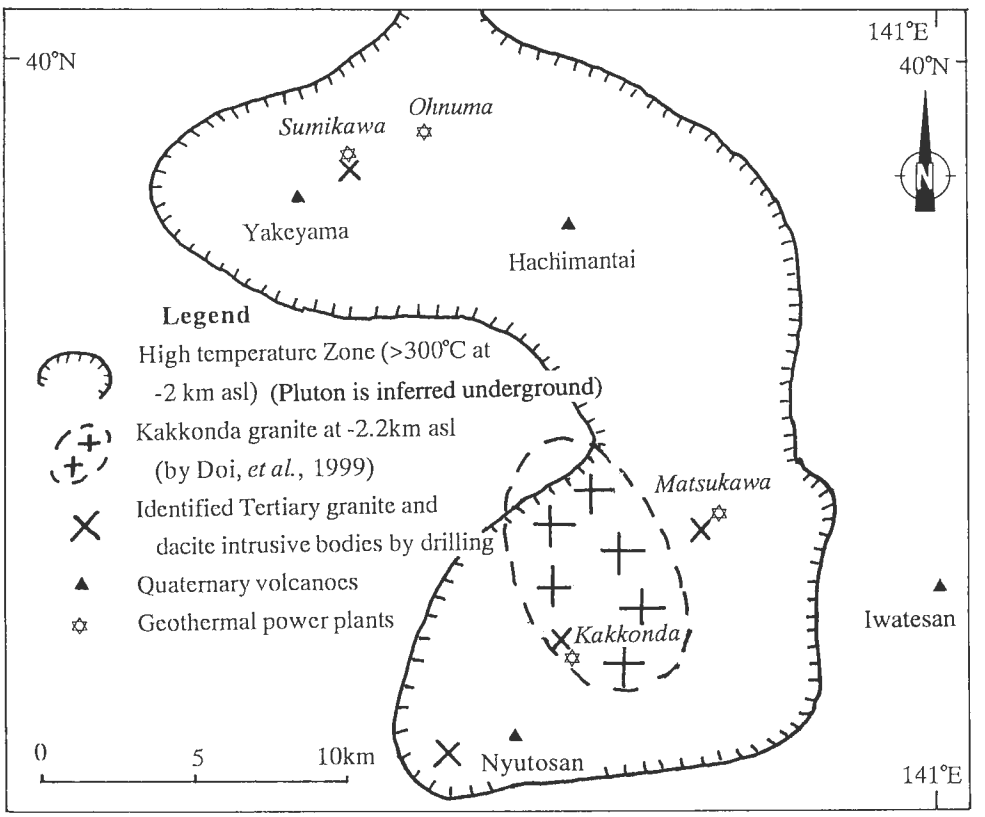
ける広大なプルトンの伏在を強く示唆している（Tamanyu, 2000）（第19図）．その根拠として，上記の広範な高温異常域が，人工衛星の合成開口レーダー画像により検出された隆起域（国土地理院，1999；宇宙開発事業団地球観測研究センター・名古屋大学理学部，1999）や重力基盤及び先第三系基盤岩の浅い地域と良く相関すること（玉生ほか，1999），及び地殻内の微小地震の下限が10 kmより浅い地域（趙ほか，1999）とも相関することを挙げることができる．言わば，広大なプルトンの存在によって，隆起現象が生ずるとともに，微小地震の下限（350–400°Cに相当）が周辺域より上昇していると解釈できる．一方，プルトンから上方に局所的にストック岩体として貫入してきたと考えられる葛根田花崗岩の広がりは，Doi *et al.* (1998) により微小地震分布や電気比抵抗分布から，第18図に図示した箇所に推定されている．

7．葛根田地域の資源評価

前述した仙岩地域全域の資源評価では，全体として53本の坑井を用いた．しかし，坑井は北部にかなり偏在しており，葛根田地域周辺の坑井は1本のみであった．これは，1990年頃は葛根田地域周辺の多くの坑井は掘削されたばかりで，詳細な温度プロファイルは公開されていなかったためである．その後，葛根田地域で深部地熱資源調査が実施され，葛根田地域のより詳しい資源評価が求められるようになった．そして，葛根田周辺で21本の坑井温度プロファイルが新たに利用可能となった．そこで，仙岩地域の流動ベクトルを基礎データにして，その後，追加された新たな坑井温度検層データを加味して，より詳細な地下温度分布と流体流動を検討した．資源評価は，貯留層の容積から概算した．また，集水域からの天水の水供給量と葛根田発電所からの熱水採取量を比較して，水収支について検討した．

7.1 追加坑井（21本）の温度プロファイル

追加坑井の内訳は，NEDO地熱開発促進調査「岩手山西部」（8本）（NEDO, 1992；小沼，1993），同調査「田沢湖東部」（8本）（NEDO, 1993），日本重化学工業（株）葛根田地熱地域開発調査井（6本）（梶原ほか，1993），岩手県雫石熱水事業還元井（1本）（梶原ほか，1993），出光地熱開発(株)地熱発電所調査井掘削費等補助事業「有根沢」（1本）（未公表資料），出光地熱開発(株)同事業「田



第19図　高温異常域から推定されるプルトン．
Fig. 19　Distribution map of pluton estimated from high temperature zone.

沢湖東部」（1本）（未公表資料）である．その坑井一覧表は第5表に，坑井位置図は第20図に，そして実測温度検層データは第21図にそれぞれ示した．地熱開発促進調査「田沢湖東部」のN 63-TZ-2，N 1-TZ-6，N 63-TZ-3の3坑井と，地熱発電所調査井掘削費等補助事業「田沢湖東部」（TZE-1）については，解析対象地域外のため，地下温度分布の計算からは除外した．残りの21本の温度プロファイルを，二回の緩和法で計算した．その結果，第22図のような各坑井の平衡温度プロファイルが得られた．

7.2 葛根田地域の100 m間隔の標高別温度分布データの整備

仙岩地域標高別温度分布データ（標高0 m，−500 m，−1000 m，−2000 m）に，今回ディジタイズした坑井温度データを加えて，緩和法で等温線図を作成した（第23図a）．葛根田地熱地域の追加坑井の温度プロファイルが特異であったため，今回の葛根田地域での解析結果は，従来の仙岩地域全域で求めた標高別温度分布データ（第23図b）と異なり，高温異常域が東西に広がった．一方，今回の解析範囲境界近傍部では，特異な点は認められず，追加坑井の温度は仙岩地域標高別温度分布データと調和していた．

7.3 葛根田地域の流動ベクトルの作成

葛根田地域の解析断面線（5測線）の位置図を第24図に示した．断面線D-D′の，地質コードの割り付け（第25図），温度分布（第26図），流体圧力ポテンシャル分布（第27図）及び流体流動ベクトル分布（第28図）を，図示した．地質コードに対する地質及び地質コードに対応して設定した浸透率及び空隙率の数値を第2表に示した．

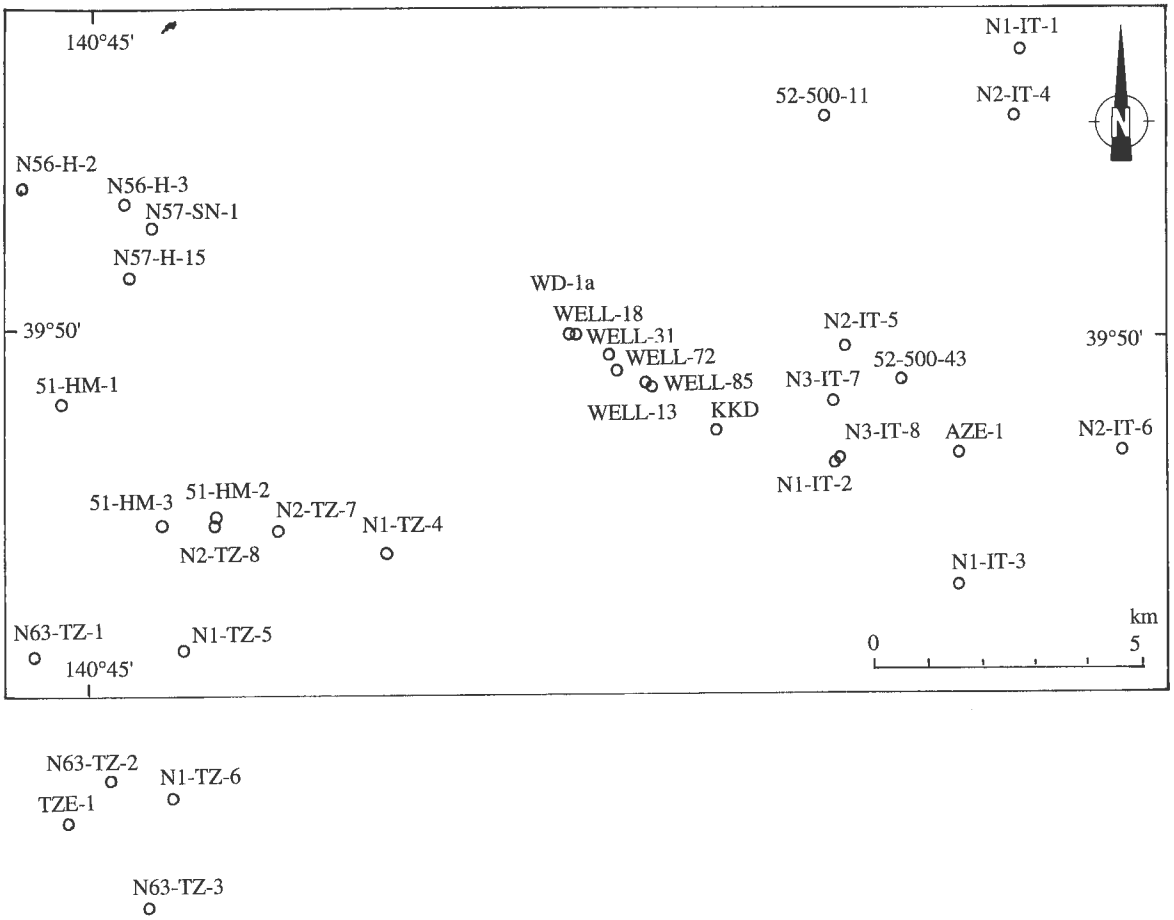
7.4 葛根田地域の流体流動ベクトルの解釈

第5章で記述した方法で，地下温度分布から流体流動ベクトルを計算した．その結果得られた流動ベクトル分布図（第28図）は，熱水対流の広がりが，大局的には地形面や先第三系基盤岩上面の分布形状に構造規制されていることを示している．浅部の流動ベクトルは地熱貯留層への水供給と貯留層からの熱水流出を示し，深部（先第三系基盤岩）の流動ベクトルは貯留層への熱供給（主に熱伝導）または緩慢な熱水流動を反映していると解釈できる．このような深部流体の低速流動は，活発な浅部対流系とカップリングして生じているようで，葛根田，

第5表　葛根田及び周辺地域の追加坑井一覧表．
Table 5　List of additional boreholes in Kakkonda and its surrounding areas for data analysis.

調査地域名	坑井番号	緯度			経度			標高	掘削深度
		度	分	秒	度	分	秒	(mSL)	(m)
地熱開発促進調査「岩手山西部」	N1-IT-1	N39	52	55	E140	57	20	731	1004.00
	N1-IT-2	N39	48	43	E140	54	57	488	1002.90
	N1-IT-3	N39	43	24	E140	56	29	462	1004.55
	N2-IT-4	N39	52	2	E140	57	1	845	1202.20
	N2-IT-5	N39	49	47	E140	54	56	950	1201.70
	N2-IT-6	N39	48	47	E140	58	31	707	1203.00
	N3-IT-7	N39	49	18	E140	54	52	955	1503.00
	N3-IT-8	N39	48	43	E140	54	57	488	1704.60
地熱開発促進調査「田沢湖東部」	N63-TZ-1	N39	46	42	E140	44	18	590	1002.00
	N63-TZ-2	N39	45	25	E140	45	19	480	1002.00
	N63-TZ-3	N39	44	9	E140	45	50	620	1002.00
	N1-TZ-4	N39	47	46	E140	48	57	915	1000.50
	N1-TZ-5	N39	46	46	E140	46	16	665	1502.00
	N1-TZ-6	N39	45	15	E140	46	8	710	1501.00
	N2-TZ-7	N39	47	59	E140	47	32	760	1501.00
	N2-TZ-8	N39	48	7	E140	46	42	630	1500.50
葛根田地域	Well-72*	N39	49	41	E140	52	2	665	約1250
	Well-31*	N39	49	45	E140	51	54	675	約1000
	Well-85*	N39	49	31	E140	52	24	640	約 950
	Well-18*	N39	49	58	E140	51	31	685	約1900
	Well-13*	N39	49	31	E140	52	24	640	約2450
	WD-1a	N39	49	58	E140	51	31	685	3729.00
岩手県熱水還元事業	KKD*	N39	49	2	E140	53	14	605	約1250
地熱発電所調査井掘削費等補助									
「田沢湖東部」（出光地熱開発）	TZE-1**	N39	45	15	E140	43	54	390	2175
「有根沢」（出光地熱開発）	AZE-1**	N39	48	46	E140	56	29	640	2239

*坑井の深度と位置は梶原ほか（1993）の図面から読み取った．
**坑井位置は出光地熱開発（株）の社内資料の図面から読み取った．



第20図　葛根田地域の追加坑井の位置図.
四角の範囲は第23a, 23bと同じ

Fig. 20　Location map for additional boreholes in the Kakkonda field.
The extent of rectangle is the same as that in Fig. 23a, 23b.

松川, 乳頭地域で認められる. 今回のWD-1井の深部坑井掘削により, ここで深部流体として解釈されたものの一部が, 高温の新期花崗岩体中にトラップされていた流体包有物から滲出した高塩濃度流体である可能性がある (Kasai *et al.*, 1998). この高塩濃度流体は量的にわずかであるため, 自然状態では, 地下の熱エネルギーを地上に運搬するキャリアとはなり得ない. また, 流体包有物の研究から, 天水起源の低塩濃度流体とマグマ起源の高塩濃度流体の境界が, 時代とともに徐々に深部に移動したことが明らかにされた (Sasaki *et al.*, 1998). この境界の深部への移動は, 深部地熱貯留層の開発により, 加速されているようである.

7.5　葛根田地熱系の資源評価と水収支

7.5.1　葛根田地熱系の資源評価

葛根田地域の資源評価を, 宮崎ほか (1991) の簡便な容積法で算定すると, 以下のとおりとなる. 地下1-2 kmで, 温度200℃, 面積100 km^2, 厚さ1 kmの貯留層 (100 km^3) の発電能力は, 122万kW×30年である. ただし, 岩石容積比熱2.5 J/cm^3/℃, 貯留層孔隙率15%, 回収率0.25, 発電効率0.4とする. ここで, 葛根田地域の貯留層体積をDoi *et al.* (1998) の平面図, 断面図から2 km×2 km×2 km=8 km^{3}と概算すると, 葛根田地域の発電量は, 122万kWe×30年×8/100≒10万kWe×30年となる.

7.5.2　葛根田地域の水収支

葛根田地域の集水域からの天水の水供給量と葛根田発電所からの熱水採取量を比較して, 葛根田地域における水収支について検討した.

(1)　集水域からの天水の水供給

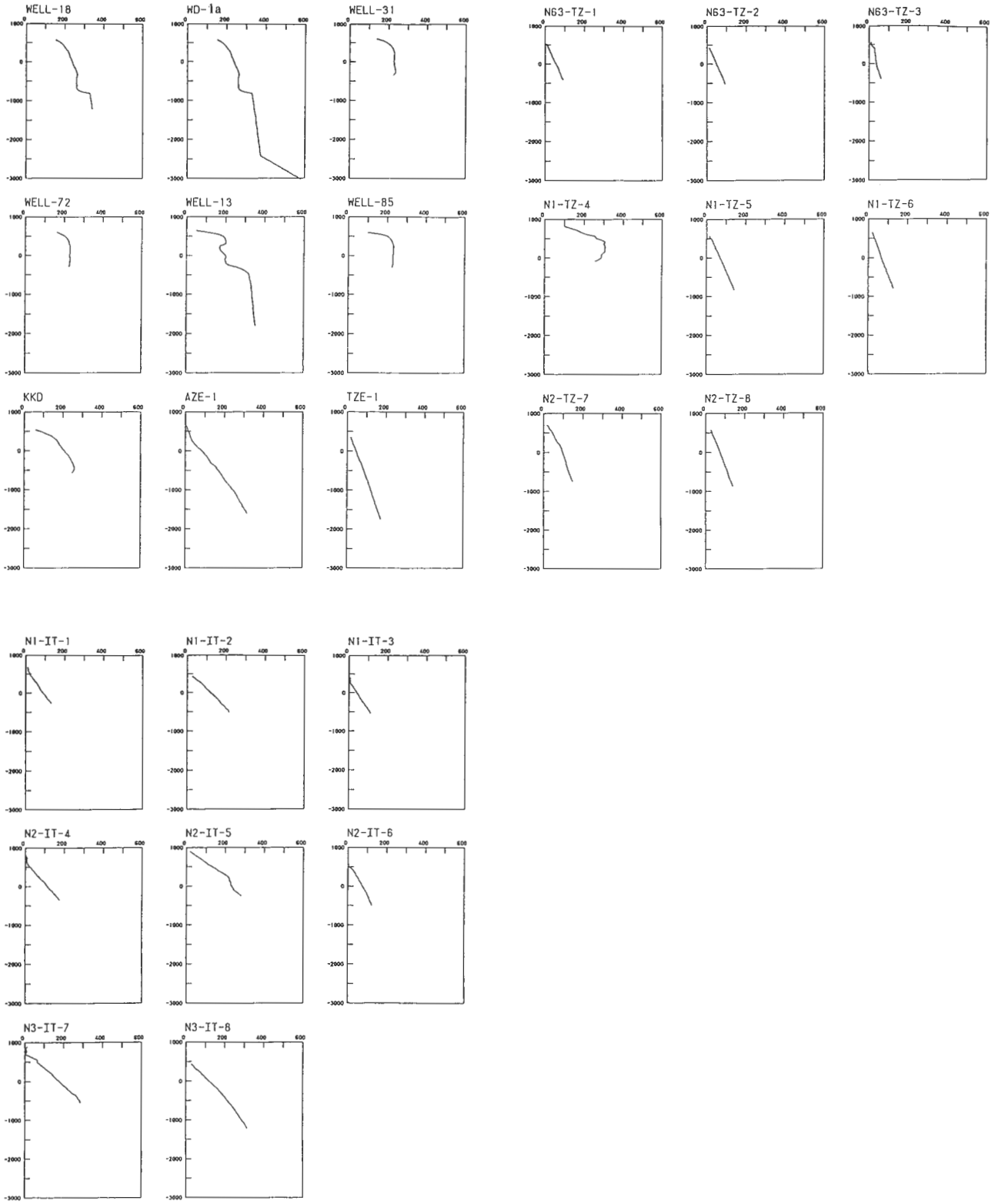
集水域；5.5×10^7m^2

年間降水量；1.5 m

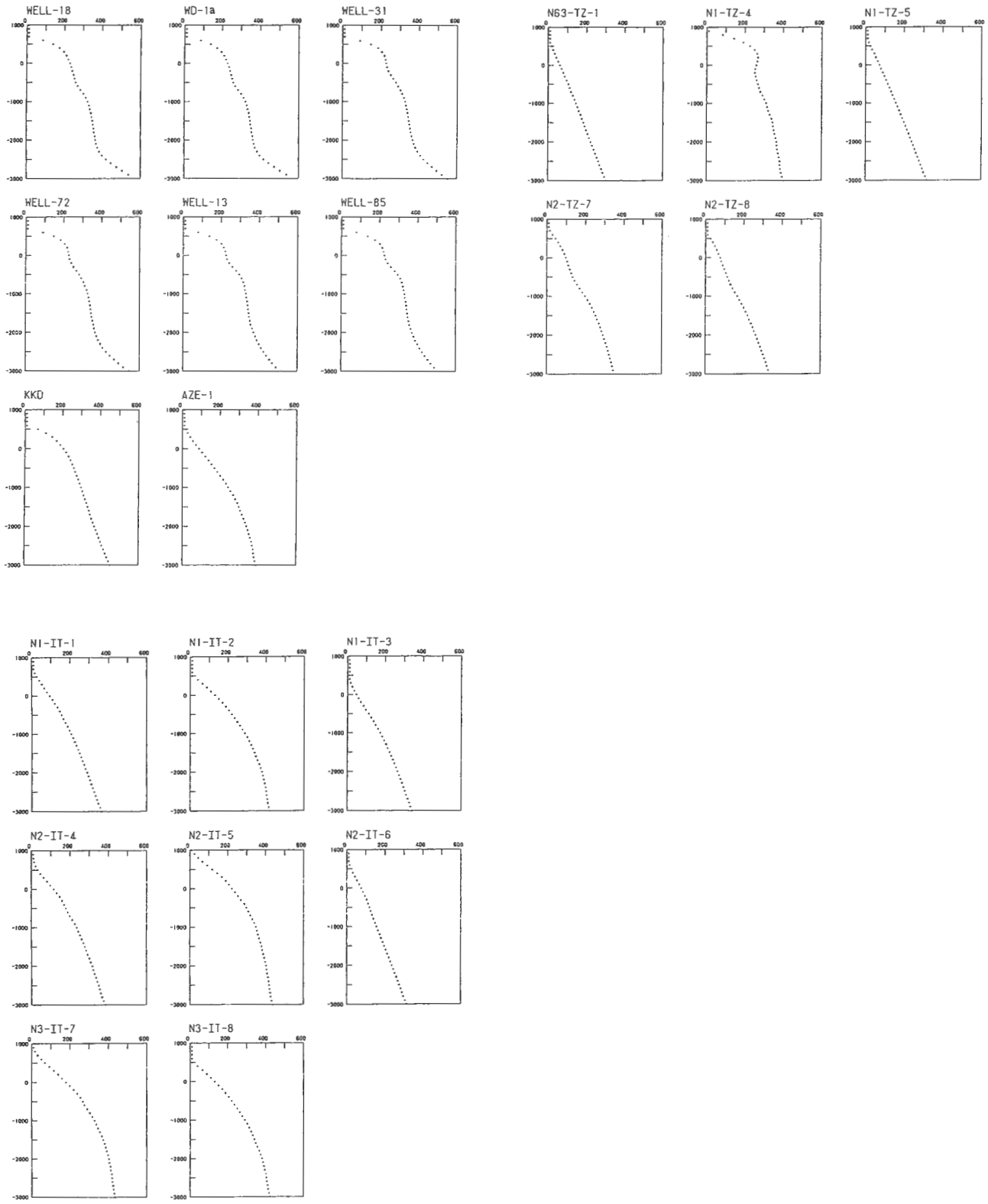
浸透能 (土壌中へ水が浸透する最大浸透流束)；0.3 (樫根, 1980；丸井・佐藤, 1999)

地下浸透水量；$5.5\times1.5\times0.3\times10^7$

$=2.5\times10^7$t/yr

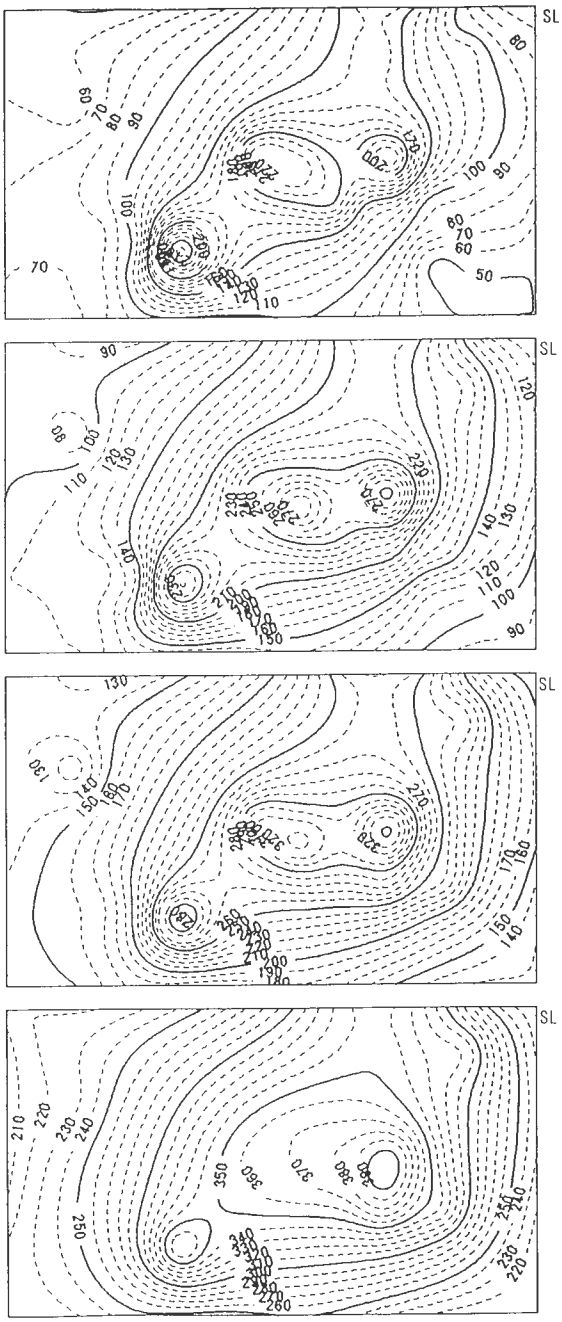


第 21 図　葛根田地域の追加坑井の温度検層図（多くは ST＝120 時間）.
Fig. 21　Measured temperature profiles for boreholes in the Kakkonda field (standing time is 120 hour for most boreholes).

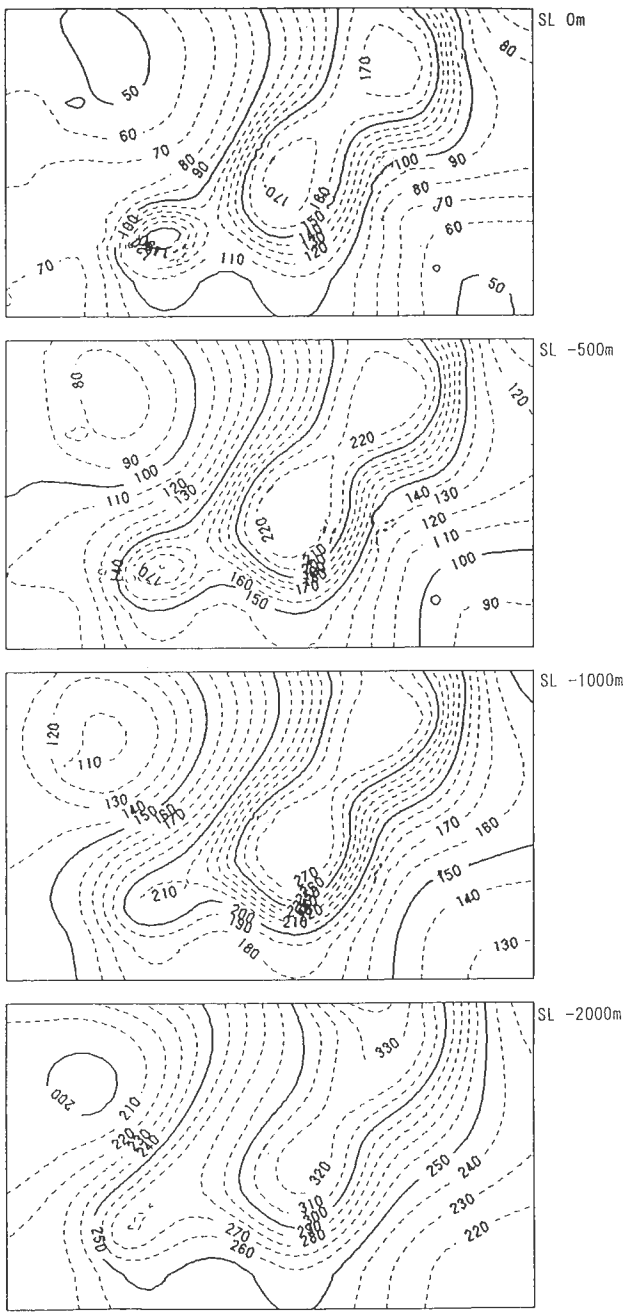


第22図　緩和法によって得られた葛根田地域の追加坑井の温度プロファイル.
解析範囲外の坑井 (TZE-1, N 63-TZ-2, N 63-TZ-3, N1-TZ-6) は省略した.

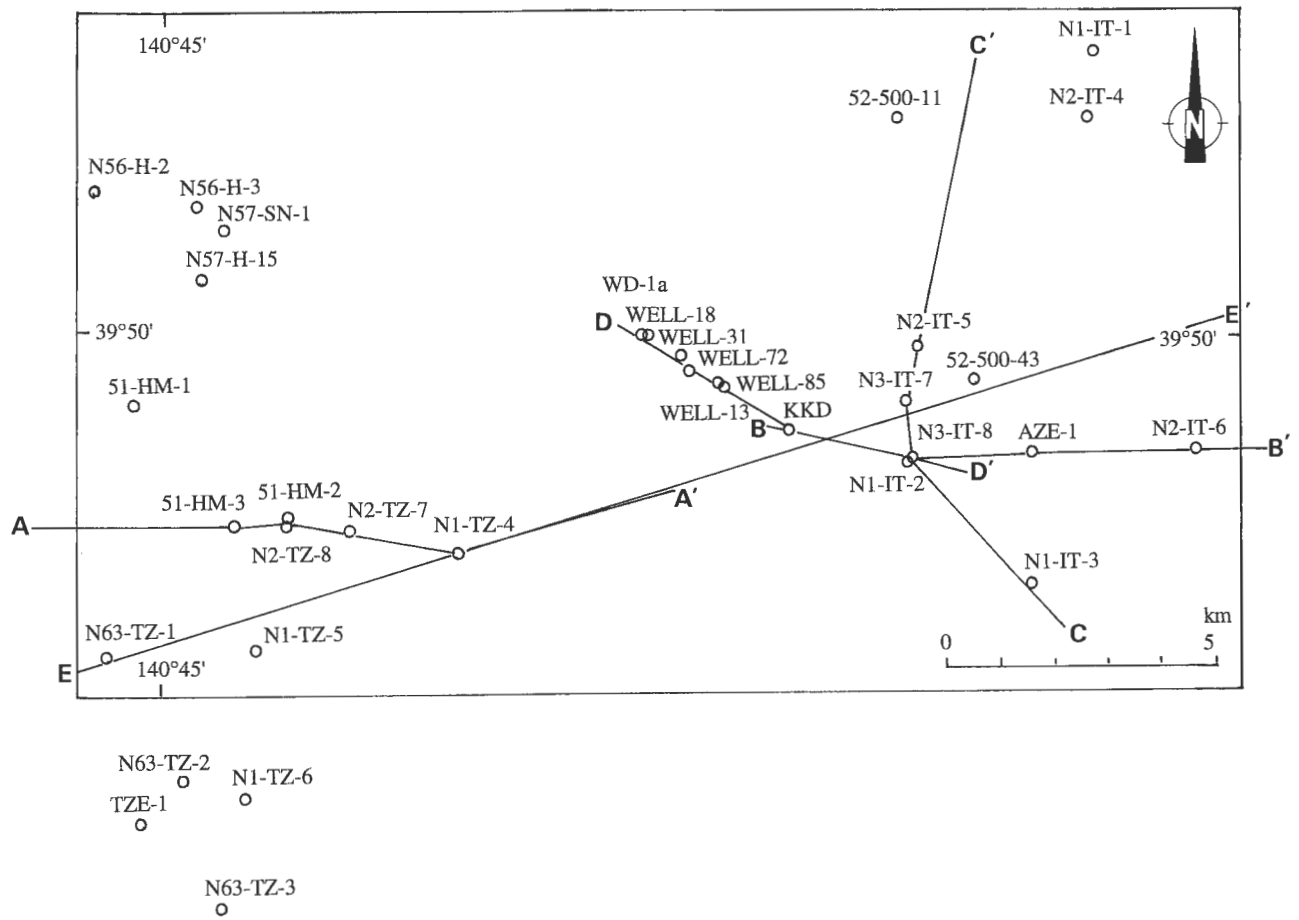
Fig. 22　Borehole temperature profiles calculated by the relaxation method in the Kakkonda field.
The boreholes (TZE-1, N 63-TZ-2, N 63-TZ-3, N1-TZ-6) are excluded because it is outside of the analyzed field.



第 23 図 a　葛根田地域の緩和法により得られた標高別温度分布図（今回）.
Fig. 23a　Temperature distribution maps at four levels based on the relaxation method in the Kakkonda field (new analysis).



第 23 図 b　葛根田地域の緩和法により得られた標高別温度分布図（前回）.
Fig. 23b　Temperature distribution maps at four levels based on the relaxation method in the Kakkonda field (former analysis).

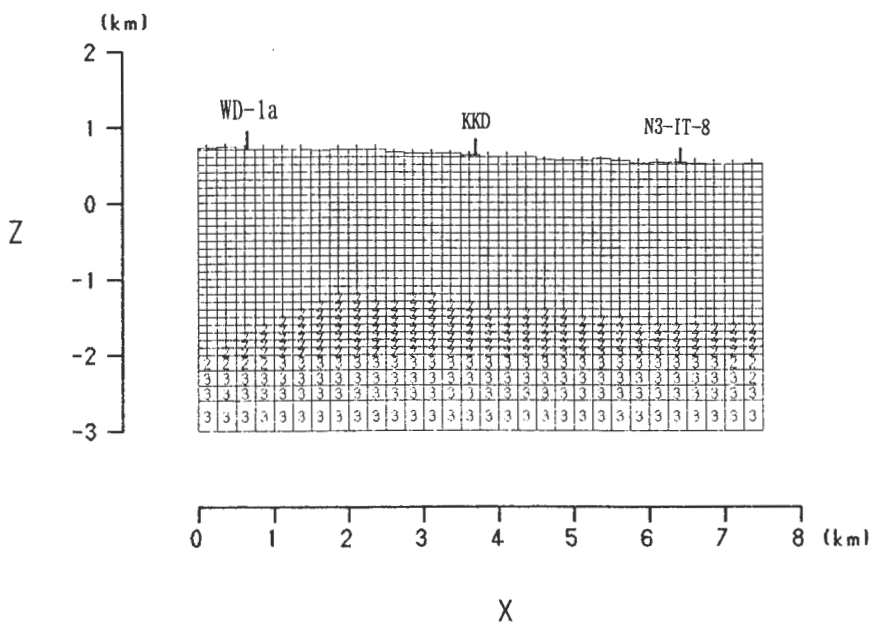


第24図　葛根田地域の流体流動ベクトル解析の断面位置図.

四角の範囲は第20図の四角と同じ. 断面解析した5断面のうち, D-D′ 断面の解析結果のみを第25, 26, 27, 28図に示す.

Fig. 24　Location map of cross sections for fluid flow vector analysis in the Kakkonda field.

The extent of rectangle is the same as that in Fig. 20. Five cross sections were analyzed for fluid flow vector, and the result for only D-D′ line is shown in Figures 25, 26, 27 and 28.

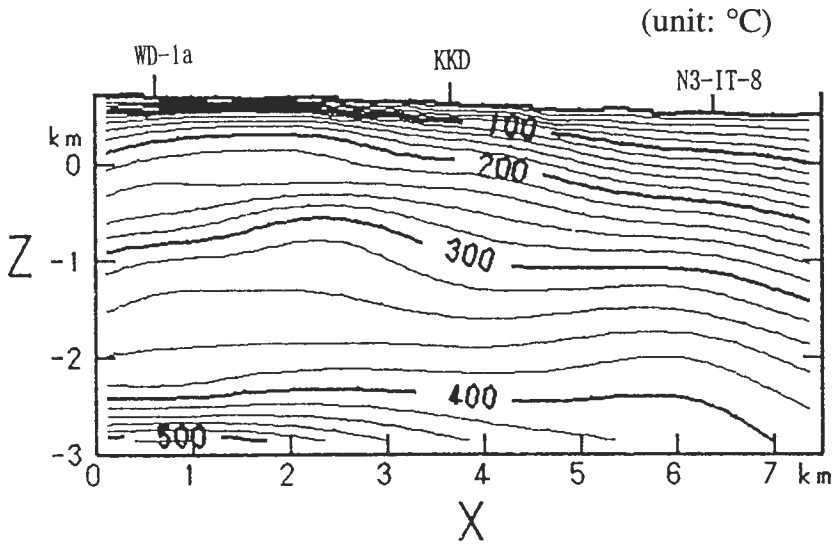


第25図　地質コード割り付け図 (葛根田地域 D-D′ 断面).

メッシュ内の数字は第2表の地質コードに相当する.

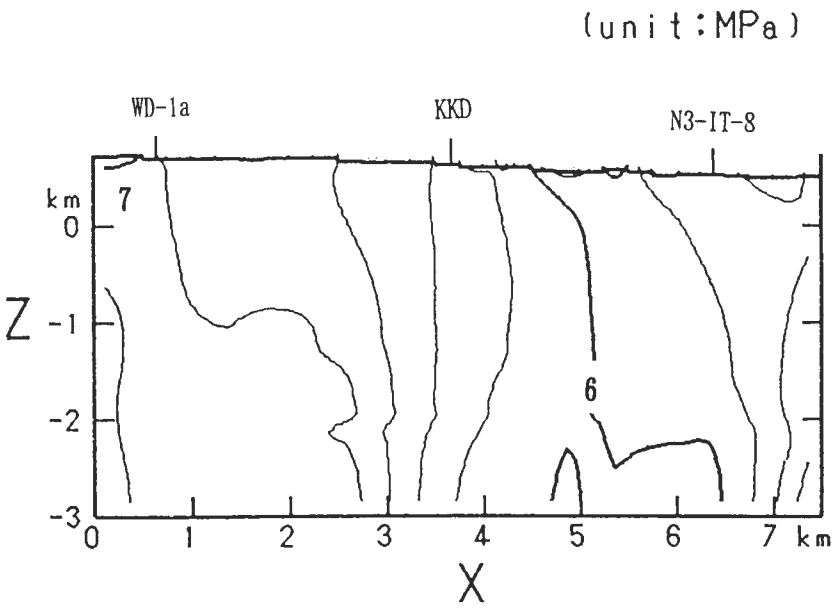
Fig. 25　The map showing the geologic codes allocated for all meshes (D-D′ cross section in the Kakkonda field).

The figures in meshes correspond to the geologic codes in Table 2.



第 26 図　温度分布（葛根田地域 D-D′ 断面）.

Fig. 26　Temperature distribution map (D-D′ cross section in the Kakkonda field).

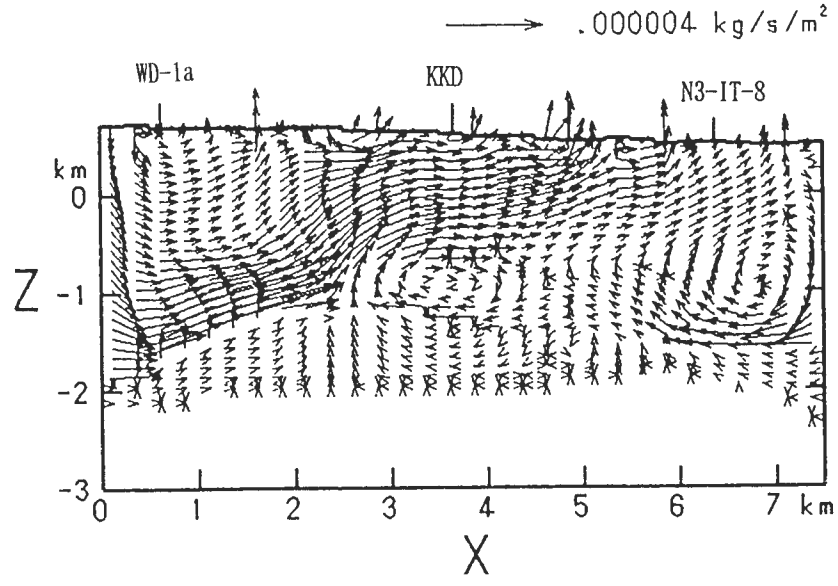


第 27 図　流体圧力ポテンシャル分布図（葛根田地域 D-D′断面）.

太い曲線は 1 MPa 単位の流体の等圧力線を，細線は 0.2 MPa 単位の流体の等圧力線を示す.

Fig. 27　Distribution map of fluid pressure potential (D-D′ cross section in the Kakkonda field).

A bold curve line denotes the isobar of fluids at intervals of 1 MPa, and a fine curve line has intervals of 0.2 MPa.



第 28 図　流動ベクトル分布図（葛根田地域 D-D′断面）.

Fig. 28　Distribution map of fluid flow vectors (D-D′ cross section in the Kakkonda field).

(2) 葛根田発電所からの熱水採取量

熱水生産量；1800 t/h

年間流体採取量；$1800\times24\times365$

$=1.6\times10^7$t/yr

地下浸透水量 ≒ 年間流体採取量

地下浸透水量の何割かが貯留層に供給されると考えられる．すべてが地熱貯留層に供給されているとは考えられない．それゆえ，葛根田では還元熱水を考慮しても，水収支が不足していると判断される．熱資源は十分にあるので，再生可能な資源とするためには効率的な熱水還元・水供給システムの構築が必須である．

8. 結 論

仙岩地域全域を対象に，浅部の坑井温度を基に緩和法を用いて地下の温度分布を計算した．その結果，仙岩地域では海抜−2 km準で250°C以上となる高温域の面積が390 km²となることが判明した．また，容積法で熱水対流域の資源量を試算すると，浅部地熱資源（重力基盤の上位）は約120万kWe×30年，深部地熱資源（重力基盤の下位で，海抜−3 km準まで）は約790万kWe×30年であった．ここでの浅部と深部の区別は，相対的な意味合いで用いている．これらの値は日本の他の地熱地域と比較すると卓越していて，世界を代表する地熱地帯に匹敵するものである．

仙岩地域に広範に認められる高温異常域は，地下における広大なプルトンの伏在を強く示唆している（第19図）．その根拠として，上記の広範な高温異常域が，人工衛星の合成開口レーダー画像により検出された隆起域，重力基盤や先第三系基盤岩の浅い地域，微小地震の下限が10 kmより浅い地域と良く相関することを挙げることができる．広大なプルトンの存在によって，隆起現象が生ずるとともに，微小地震の下限（350-400°Cに相当）が周辺域より上昇していると解釈できる．一方，プルトンから上方に局所的にストック岩体として貫入してきたと考えられる葛根田花崗岩の広がりは，Doi *et al.* (1998) により微小地震分布や電気比抵抗分布から，第19図に図示した箇所に推定されている．

今回，葛根田及びその周辺に21本の坑井データを追加して，葛根田を中心とする仙岩地域南部の地下温度構造と地下流体流動を再検討した．葛根田地域の資源量は，簡便な容積法で先第三系基盤岩より上位の既開発領域で10万kWe×30年程度と見積もった．葛根田花崗岩を含む先第三系基盤岩の領域は，高温岩体とみなして，今回は資源量を算定しなかった．

地下温度分布から推定される流体流動ベクトルは，浅部対流系とカップリングした緩慢な深部低速流体流動が，葛根田，松川，澄川，乳頭地域などの地熱地域で生じていることを示している．これは集水域全体から深部地熱貯留層への水供給が緩慢であることを示唆するものである．葛根田地域での4000 m級地熱井掘削の結果，先第三系基盤岩及び新期花崗岩中での深部地熱資源は，熱資源としては十分であるものの，熱抽出に必要な水に不足している高温岩体であることが判明した（例えば，Muraoka *et al.*, 1998）．葛根田地熱地域での地熱貯留層への水供給量は，集水域の面積とそこでの年間降水量とから推定できる．それによれば，葛根田地熱貯留層への水供給は，熱供給に比べるとかなり制約条件になっていると判断される．そのため，今後の開発においては貯留層への水供給効率をいかにして上げるかが重要な鍵になると思われる．

謝辞 地下温度分布図や流体流動ベクトルの作成に当たっては，日鉱探開(株)山石 毅氏ほかの方々にご協力いただいた．また，流体流動ベクトルの計算は，日鉱探開(株)のシミュレータを使用した．出光地熱開発(株)は地熱発電所調査井掘削費等補助事業「有根沢」及び「田沢湖東部」の坑井温度データの使用を許可して下さった．岩手県資源エネルギー課の名須川定男氏は岩手県雫石熱水事業還元井のデータの使用を許可して下さった．日本重化学工業(株)の花野峰行氏は葛根田地域の坑井データの公開情報についてご教示下さった．環境地質部の須藤茂氏には原稿を懇切丁寧に査読していただき，貴重なコメントを頂いた．資源エネルギー地質部の松林 修氏には未公表原図（第1図）の使用を許可していただいた．地殻熱部の茂野 博氏には研究グループ長として本報告の取りまとめにご尽力を頂いた．以上の方々に深く感謝の意を表する．また，本研究は通商産業省工業技術院ニューサンシャイン計画の一環として実施されたものである．

文 献

地質調査所（1989）地熱探査技術等検証調査 総合評価報告書（仙岩地域・栗駒地域）．74p.

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.

梶原竜哉・花野峰行・池内 研・坂川幸洋（1993）葛根田地熱地域の透水性構造について．日本地熱学会平成5年度学術講演会講演要旨集，B30.

Kasai, K., Sakagawa, Y., Komatsu, R., Sasaki, M., Akaku, K. and Uchida, T. (1998) The origin of hypersaline liquid in the Quaternary Kakkonda

granite, sampled from well WD-1a, Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics*, **27**, 631-645.

樋根　勇（1980）水文学．大明堂，東京，272p.

国土地理院（1999）人工衛星の合成開口レーダーによって捉えた岩手山の地殻変動．地震予知連絡会会報，**61**，86-90.

駒澤正夫・須藤　茂・須田芳朗（1987）仙岩地熱地域の重力解析．地調報告，no.266，399-424.

河野義礼・上村不二雄（1964）5万分の1地質図幅「八幡平」及び同説明書．地質調査所，44p.

丸井敦尚・佐藤　努（1999）葛根田地域の地下水流動シミュレーション．地調月報，**50**，493.

Matsubayashi, O.（1989）Study of heat flow in the Sengan-Hachimantai region, northeastern Honshu, Japan. *Tectonophysics*, **159**, 255-267.

宮崎芳徳・津　宏治・浦井　稔・高倉伸一・大久保泰邦・小川克郎（1991）全国規模地熱資源評価の研究．地調報告，no.275，17-43.

Muffler, L. J. P. and Cataldi, R.（1978）Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, **7**, 53-89.

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 3729 m depth, Kakkonda, Japan. *Geothermics*, **27**, 507-534.

小川克郎・金原啓司（1983）地熱熱水の流動について－豊肥地熱地域を例にして－．地学雑誌，**92**，83-92.

小沼　工（1993）地熱開発促進調査の地域レポート［31］岩手山西部地域．地熱エネルギー，**18**，414-423.

大沢　穠・角　清愛（1957）5万分の1地質図幅「森吉山」及び同説明書．地質調査所，42p.

大沢　穠・角　清愛（1958）5万分の1地質図幅「田沢湖」及び同説明書．地質調査所，23p.

Sasaki, M., Fujimoto, K., Sawaki, T., Tsukamoto, H., Muraoka, H., Sasada, M., Ohtani, T., Yagi, M., Kurosawa, M., Doi, N., Kasai, K., Komatsu, R. and Muramatsu, Y.（1998）Characterization of a magmatic/meteoric transition zone at the Kakkonda geothermal system, northeast Japan. *In* Arehart, G.B. and Hulston, J.R. eds., *Proc. 9th Intern.Sympo. Water-Rock Interaction*, 483-486.

仙岩地熱地域地質図編集グループ（1985）10万分の1仙岩地熱地域地質図及び同説明書．特殊地質図（21-2），地質調査所，87p.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）（1989）昭和63年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域地熱構造相関解析　報告書および図・表集．104図，143表.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）（1991）平成2年度全国地熱資源総合調査（第3次）広域熱水流動系調査　秋田駒地域　地熱調査成果図集．119p.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）（1992）地熱開発促進調査報告書，no.27　田沢湖東部地域．1021p.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）（1993）地熱開発促進調査報告書，no.31　岩手山西部地域．1289p.

須田芳朗・矢野雄策（1991）日本の地熱調査における坑井データ　その2　検層データおよび地質柱状図データ．地調報告，no.273，842p.

須藤　茂（1992）5万分の1仙岩地域中心部地熱地質図及び同説明書．特殊地質図（21-5），地質調査所，73p.

須藤　茂・石井武政（1987）雫石地域の図幅．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，142p.

高橋正明・駒澤正夫・村田泰明・玉生志郎（1996）50万分の1秋田地熱資源図及び同説明書．特殊地質図（31-2），地質調査所，162p.

Tamanyu, S.（1991）Alternative geothermal heat sources besides the youngest volcanism related magma chamber -Examples in the Hohi and the Sengan geothermal areas in Japan-. Geotherm. Res. *Council, Transaction*, **15**, 47-51.

Tamanyu, S.（1993）Geothermal resource assessment for the 15 major geothermal fields in Japan based on borehole temperature logging data. *Geotherm. Res. Council, Transaction*, **17**, 455-458.

玉生志郎（1994a）地熱系モデリングから見たマグマ溜り－豊肥・仙岩・栗駒地熱地域を例にして－．地質学論集，no.43，141-155.

玉生志郎（1994b）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.

Tamanyu, S.（1995）An important role of neogranites as the deep-seated geothermal reservoirs and their heat sources. *Proc. World Geothermal Congress 1995*, 663-665.

Tamanyu, S. (2000) Quaternary granitic pluton inferred from subsurface temperature distribution at the Sengan (Hachimantai) geothermal area, Japan. *Proc. World Geothermal Congress 2000*, 1823-1828.

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．

玉生志郎・鈴木尉元・佐藤龍也（1999）岩手山周辺の地殻変動と地下地質・温度構造との相関．1999地球惑星科学関連学会合同大会 予稿集，Vd-011．

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，豊肥地熱地域での適用例．地調月報，**46**，313-331．

宇宙開発事業団地球観測研究センター・名古屋大学理学部（1999）岩手山周辺のJERS-1差分干渉SARによる地殻変動の検出．地震予知連絡会会報，**61**，94-96．

矢野雄策・須田芳朗・玉生志郎（1989）日本の地熱調査における坑井データ その1 コア測定データ－物性，地質層序，年代，化学組成－．地調報告，no.271，832p．

山口 靖・金原啓司・玉生志郎・角 清愛・田中啓策（1992）日本地熱資源図．日本地質アトラス（第2版），朝倉書店．

山石 毅・鎌田治郎・野村拳一（1987）フラクチャーを含む地熱貯留層における二相流体シミュレーション．物理探査学会第77回（昭和62年秋季）学術講演会講演要旨，260-265．

趙 大鵬・中島淳一・長谷川昭（1999）東北地方の3次元地震波速度構造と地震・火山活動．月刊地球，号外no.27，14-21．

（受付：1999年9月27日；受理：2000年6月26日）

第 5 部

今後の課題

PART V

Future work

地質調査所報告第284号，p.313-336，2000
Rept. Geol. Surv. Japan, No. 284

深部地熱資源の探査・開発の今後の進展に向けて

茂野　博[1]

Toward future progress of exploration and exploitation for deep geothermal resources in Japan

By

Hiroshi SHIGENO[1]

Abstract: In order to contribute to the future progress for power generation development using deep geothermal resources in Japan, technological subjects were classified and discussed as follows. Diversities of the deep geothermal resources, promising areas for development, and future research and development strategy were also discussed.

(1) Modeling methods: Objectives, techniques, and key points were briefly reviewed. A simplified numerical simulation method for macroscopic magma-hydrothermal systems based on the 'extended thermal conduction model' was explained, and modeling methods for comparing areas to select promising targets were discussed. (2) Exploration and evaluation methods: Various methods for deep reservoirs and magma chambers were briefly summarized in a table, and an integrated analysis method for depicting thermal structures was explained for its outline and usefulness. (3) Development and utilization methods: Hydrothermal systems of meteoric water and magmatic fluid origins, Hot Dry Rocks, and magma chambers were briefly discussed on this subject. (4) Resources assessment method: An assessment support system for geothermal resources, on the basis of commercial personal computers and geographic information systems, was proposed, and its purposes, configurations and key points were discussed.

For diversities of deep hydrothermal resources, one type of system characterized by shallow emplaced magma chamber and surrounding high-temperature reservoir, such as observed at the Kakkonda area, was compared to the other system type characterized by deep emplaced magma chamber and deep developed reservoir. The latter type that could be more suitable for deep exploitation was preliminary discussed for promising areas.

If promotion of the deep geothermal resources development should be a short-term objective, the following processes will be necessary: (1) analysis and evaluation of deep geothermal environments at exploited areas by conventional and modified methods, (2) selection of promising areas for reservoir distribution and characteristics, and (3) deep drilling surveys. On the other hand, if the promotion could be a long-term objective, development and applications of more advanced exploration and evaluation methods for the depth, and utilization methods for highly corrosive and hot dry environments will be important.

要　旨

日本における今後の深部地熱資源の発電開発進展に向けて，技術的な課題を整理し，以下の(1)～(4)について考察を加えるとともに，深部地熱資源の多様性・開発有望地域について議論し，さらに今後の研究・開発戦略などについても述べた．

まず，(1)のモデル化法では，モデル化の目的・手法・要点などを整理し，特に「拡張熱伝導モデル」に基づく巨視的なマグマ－熱水系の簡易的な数値シミュレーション手法の紹介，開発有望地域の選出に効率的な地域間比較モデル手法の整理などを行った．次に，(2)の探査・評価法では，深部貯留層及びマグマ溜を目標とした各種手

[1] 地殻熱部（Geothermal Research Department, GSJ）

Keywords: deep geothermal resources, hydrothermal system, modeling, numerical simulation, geothermal exploration, resource assessment, GIS, deep drilling, Deep-Seated Geothermal Resources Survey, Kakkonda geothermal area.

法を表として簡単に整理し，特に温度構造を明らかにする総合解析手法の概要・有効性を紹介した．続いて，(3)の開発・利用法では，降水起源～マグマ流体起源熱水系，高温岩体，マグマ溜に分けて若干の議論を行った．また，(4)の資源（量）評価法では，市販のパーソナルコンピュータと地理情報システムを核とした地熱資源（量）評価（支援）システムを提案し，その意義・仕様・要点などについて述べた．

深部熱水系資源の多様性として，マグマ溜が地下浅所に定置し，その周辺に高温貯留層が発達する葛根田地域のような型と，マグマ溜の定置深度が深く，貯留層も地下深部にまで発達する型の深部熱水系を比較した．後者の型は深部開発条件により恵まれている可能性があり，その開発有望地域を予察的に検討した．

今後，深部地熱資源の開発推進を短期的な目標とする場合には，既開発地域の深部環境を既存～改良手法により解析・評価し，貯留層の分布・特性条件に恵まれた地域を選出して，深部掘削調査を進める必要がある．一方，より長期的な目標とする場合には，より進んだ深部探査・評価手法，高腐食性環境・高温乾燥環境の利用技術などの開発・適用が重要と考えられる．

1．はじめに

地下資源の開発には，新たな富を求めて，地表から地下深部へと次第に進んできた歴史がある．浅部の開発に比較して，深部の開発にはより多くの費用を要する．しかし，そこに高品位の大規模な鉱床が賦存すれば，経済的な開発が可能である．

地下深部については不明・未知の点が多い．また，どの様な種類の地下資源についても，その形成（～保存）環境条件の違いに応じて，分布・特性に多様性が存在する．したがって，深部資源の開発に当たっては，まず各対象地域について各種の調査・探査・解析を実施し，その状態を推定・評価することが必要である．この時，深部環境についての理論的・実験的な基礎研究の成果や，実態解明の進んだ地域との比較検討などが役に立つ．最終的には，多額の費用を要するが，調査井の掘削によって，対象地域の深部資源について賦存状況を実証することが必要となる．

地熱資源についても，深部（概略深度2.0～4.0 km）の探査・開発が世界的に一つの大きな流れとなっている．特に日本においては，近年深部開発が大きな目標となってきた．その理由としては，(1)新規地域での浅部（～深部）開発については，費用・時間の負担と開発のリスクが高く，また自然公園，温泉開発地などが関係して適地選定に問題が多いのに対して，(2)既発電開発地域（及びその周辺地域）の深部については，既に各種の探査・浅部開発データが利用可能であり，好条件の資源が存在することが明らかとなれば，既存の施設・環境の利用により比較的廉価で短期間での開発が可能と考えられることが挙げられる．

この流れに沿って，国のニューサンシャイン計画の中で，新エネルギー・産業技術総合開発機構（以下，NEDOと略記）により「深部地熱資源調査」が取り上げられ（NEDO，1992；野田，1993a，1993b），岩手県の葛根田地熱発電開発地域において深部調査井（WD-1）の掘削を中心とした調査が実施された（平成4－10年度）．その成果の概要については，例えば，Uchida *et al.* (1996)，赤工ほか (1998)，Muraoka *et al.* (1998)，Doi *et al.* (1998) などによって紹介されている．また，その最終成果の詳細は，NEDOにより報告書として取りまとめ中である．本地質調査所報告中の論文の多くも，葛根田地域における「深部地熱資源調査」で得られたデータ及び試料を中心に，さまざまな視点から解析・評価を行っている．

「深部地熱資源調査」により，葛根田地域については，熱水系の熱源となっている第四紀後期花崗岩体の頂部の定置深度が浅く，したがって貯留層の温度は高いもののその分布下限が浅いために，深部地熱資源の賦存環境は必ずしも良好ではないことが明らかとなってきた．一方，葛根田以外の地域については，深部地熱資源の実態解明は遅れている．このため，「深部地熱資源調査」の延長期間（平成11－12年度）には，葛根田地域における成果を参考に，他の既発電開発地域の深部地熱資源についてモデル化・評価が進められている．

本報告では，上記の背景と現状を踏まえて，今後の日本の深部地熱資源の探査・開発の進展に向けた基礎的な検討を試みた．以下，まず2.では課題を整理する．次に，本説の中心となる3.の考察では，深部地熱資源について，モデル化法（3.1），探査・評価法（3.2），開発・利用法（3.3），資源（量）評価法（3.4）について検討する．さらに，4.では，日本の深部地熱開発有望地域について若干の予測的な整理を行う．最後に，5.では上記の考察を取りまとめ，6.では今後の日本の地熱研究・調査・開発に関してより広く述べる．

本説では，地質調査所における「深部地熱資源調査の解析・評価」の中で，筆者が総合解析として平成8－11年度に調査・研究を行った成果を中心に取りまとめて紹介した．しかし，従来よりさまざまに報告されている国内外の深部地熱資源に関連する各種の調査研究・技術開発の広範で多様な成果については，今回は時間的な制約などにより必ずしも十分に検討・取りまとめができなかった．したがって，筆者の独断・偏見がある点については御容赦・御教示いただければ幸です．

2．課題の整理

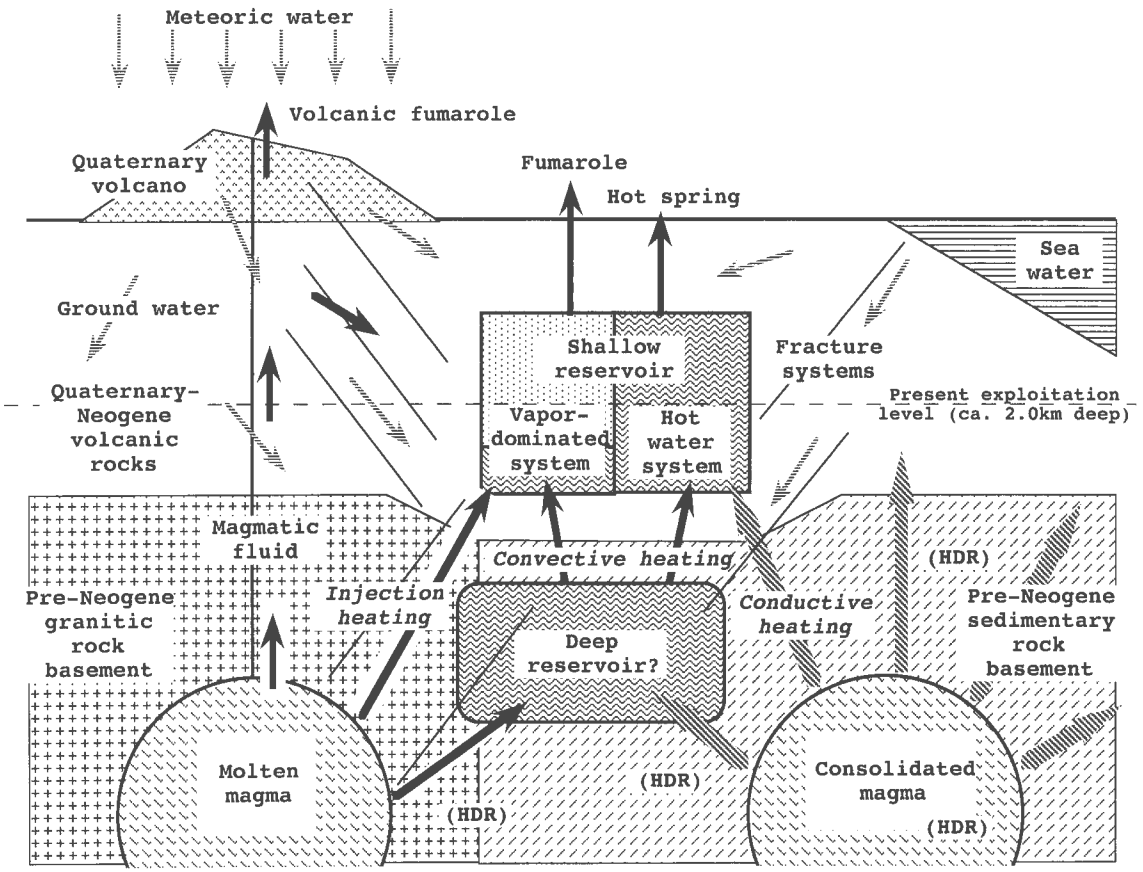
深部地熱資源の開発進展に向けては，上述したように，

一般的な及び地域ごとの大きな問題として，(1)深部地熱資源の実態が不明な問題（リスク）と，(2)深部地熱開発の経済性の問題（コスト）の2点がある．本説では科学的・基礎的な(1)を中心に考察し，工学的・応用的な(2)については部分的に述べるのみとする．

地熱資源については，その性質によりマグマ（溜），高温岩体，熱水系（高温・中温・低温熱水型，蒸気卓越型），広域熱伝導系，地圧流体系（異常高圧系）などに分類されている（例えば，U.S.G.S., 1975, 1978）．これらの中で，現在商業的な発電利用が行われているのは高温熱水系のみであり，高温岩体については商業化のための技術開発が進められている段階，マグマ（溜）については基礎的な検討が行われている段階である．経済性の制約が大きい深部地熱資源についても，発電開発の対象となるのは当面高温熱水系のみと考えられている．したがって，本説では基本的に熱水系が議論の中心となる．

地熱資源の分布・特性を規定する基本的な要素として，熱の起源・分布構造と流体（水）の起源・分布構造とがある．当面の経済的な発電開発対象となる熱水系資源は，この両者の適度な均衡の場に，高温流体（200～400°C程度）が高い生産性と大きな容積とを持つ貯留層中に賦存しているものである．さらに，熱水系の特性・品位として，水の相態（熱水，蒸気，熱水＋蒸気，超臨界流体），溶存・ガス化学組成なども流体生産・発電の方法・仕様，坑井寿命（材料腐食，スケール生成）など開発経済性に大きな影響を与えるので，重要である．

一般的に深部熱水系は，浅部熱水系に比較して，熱源（及びマグマ性流体源）となるマグマ溜に近く，降水起源水が供給される地表からは遠く位置し，また深度の効果（深部ほど圧力が高く，古い地層・岩石が分布する傾向が強い）により岩石の空隙率・透水性が低いために，より高い温度・圧力，より悪い流体化学特性，より低い流体生産性を持つ傾向にあると予想される．しかし，これは平均値としての推定であり，実際の深部熱水系の性状はテクトニクス場，マグマ溜の規模・深度・年齢，基盤地質の特性，貯留層の規模・深度・特性などによって，地



第1図　地熱環境の多様性を示す概念的断面図．
特に，日本の地熱環境を中心に，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），茂野（1999b）に基づく．
Fig. 1　Conceptual cross section for diversities of geothermal environments.
Origins and transport modes of heat and fluids, reservoir distributions, and others were conceptually modeled, especially for deep geothermal environments in Japan. Refer to Shigeno (1992) and Shigeno (1999b).

域ごと（広域的～地域内）に大きく異なっていると考えられる（第1図参照）．このような深部地熱環境の多様性についての理解は，国が地熱開発振興を目的にある特定の地域を選定して深部調査を行うような場合においても，企業が各々の既開発地域で深部開発の深度・方向などを模索・選択するような場合においても，非常に重要である．

前述したように「深部地熱資源調査」により，葛根田地域において深部調査井（WD-1）が掘削されたが，当地域の深部地熱資源（熱水系）の実態については，現状の技術による経済的な発電開発の観点からは，問題が多い結果となった．しかしこの結果は，上述したように，日本の他の数多くの地熱地域の深部地熱資源について，必ずしも現状技術で経済的な発電開発が不可能ということを意味する訳ではない．

さて，今後の日本の深部地熱資源開発の進展に向けて，技術的に大きな課題として，現状では特に以下の6点が挙げられる．

(1) 実態把握～モデル化（及びその手法開発）
(2) 探査・評価技術開発
(3) 掘削技術開発
(4) 開発・利用技術開発
(5) 資源（量）評価（及びその手法開発）
(6) 経済性評価

以下の3.では，これらの中で地質調査所が「深部地熱資源調査の解析・評価」として分担するテーマとなっている(1), (2), (5)を中心に考察を加え，(4)についても少し触れる．さらに4.では，現状技術で経済的な深部地熱発電開発の有望性が高い国内の地域について，若干議論する．

3. 深部地熱開発に係わる技術開発についての考察

3.1 深部地熱資源のモデル化法

深部地熱資源については，対象を熱水系に絞っても，モデル化の要素・目的・様式・水準などについて，さまざまな可能性がある（第1表）．まず，モデル化の水準として，定性的～定量的な区分，概念モデル，数理モデル，シミュレーションモデル（またシミュレーション結果も一つの定量的な実態モデルとして取り扱われる）などの区分がある．また，塊状パラメータモデル・分布パラメータモデルのほか，定常モデル・非定常モデルや，自然

第1表 深部熱水系モデル化の要素・目的・様式・水準の一覧表．
Table 1 List of elements, objectives, modes and levels for modeling deep hydrothermal systems.

深部熱水系モデル化の主要要素：
Major elements of modeling deep hydrothermal systems:
- 熱構造（熱源の位置・規模・特性；熱移動の様式・速度・・・）
  Thermal structure (Distribution, size and characteristics of heat source; Mode and rate of heat transfer; etc.)
- 貯留構造（貯留層の位置・規模・特性；流体の起源・供給機構・流動速度・・・）
  Reservoir structure (Distribution, size and characteristics of reservoirs; Origin, supply mechanism and flow rate of fluids; etc.)
- 複合的効果（熱移動－流体流動－鉱物溶解・沈殿－応力場変化－岩石破壊などの相互作用）
  Multi-disciplinal effects (Interactions of heat transfer, fluid flow, mineral dissolution and deposition, stress field change, rock fracturing, etc.)
- 時間効果（本質的に非平衡・不可逆過程：熱構造・貯留構造・複合的効果の経時変化）
  Time effects (Essentially non-equilibrium and irreversible: Temporal changes of thermal and reservoir structures, and multi-disciplinal effects)

深部熱水系モデル化の目的：
Objectives of modeling deep hydrothermal systems:
- 総合的理解と一般化（広い応用のための基礎化；統一モデル化）
  Integrated understanding and generalization (Setting bases for wide applications; Unified models)
- 対象地域における深部開発有望部分抽出（精密な探査・評価）
  Selection of promising deep parts for exploitation in a specific exploited area (Detailed exploration and evaluation)
- 対象地域の最適開発のための理解（貯留層工学的解析の一段階）
  Understanding for optimizing exploitation of a specific exploited area (A step for reservoir engineering analysis)
- 戦略的な深部開発有望地域の選出（広域～地域間比較による評価）
  Strategic selection of promising areas for deep exploitation (Evaluation by regional and aerial comparisons)

深部熱水系モデル化の様式：
Modes of modeling deep hydrothermal systems:
- 帰納的方法／演繹的方法
  Reduction method vs. Deduction method
- 順解析法／逆解析法
  Forward analysis vs. Inversion analysis

深部熱水系モデル化の水準：
Levels of modeling deep hydrothermal systems:
- 概念モデル
  Conceptual Model
- 数理モデル・シミュレーションモデル（塊状パラメータモデル，分布パラメーターモデル）
  Mathematical and simulation models (Lumped-parameter model, Distributed-parameter model)

状態モデル・開発状態モデルなどの区分も重要である．一方，モデル化の対象により，個別要素（熱構造，貯留構造，流体流動構造など）モデル・総合モデルの区分が可能であり，またモデル化に使用するデータの種類により，各種の個別手法による場合，手法総合化による場合にも区分できる．

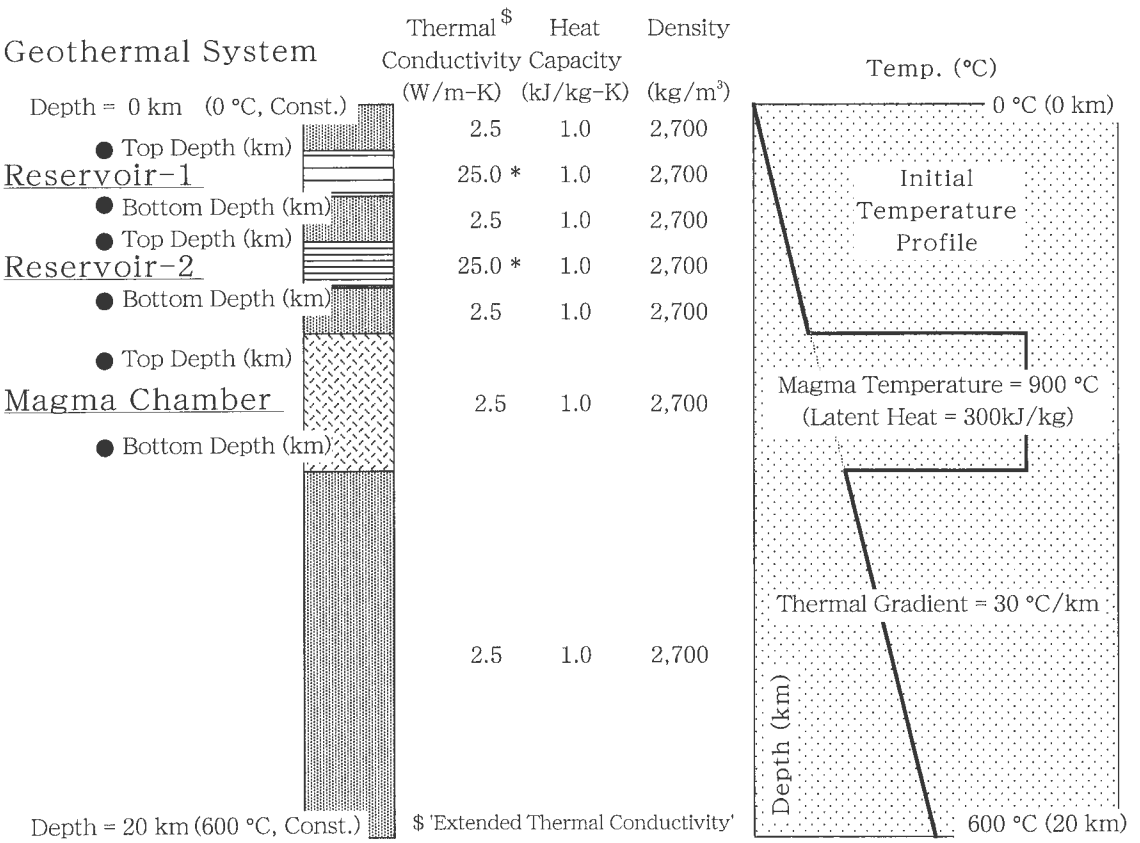
ここではモデル化の目的により，以下に(1)一般モデル，(2)個別地域モデル，及び(3)地域間比較モデルに区分して，深部地熱資源のモデル化について若干議論する．

3.1.1 一般モデル

一般モデルは，さまざまな地域の多様な深部熱水系の実態を把握するための標準・基礎・道具となるものである．これについても，概念モデル～シミュレーションモデルの水準や，要素・手法などに基づいたさまざまなモデルの可能性が考えられる．既に第1図には，日本の深部熱水系環境の多様性を軸に想定した，一般的化した地熱系の概念モデル図を示した．

深部地熱資源については，高温で揮発性成分を伴うマグマ溜とその近傍が問題になること，水の臨界点温度付近の複雑な現象が関係すること，岩石物性範囲が脆性から塑性まで広いことなど未知の点が多く，モデル化に各種の困難が伴う．さらに，実際のマグマ－熱水系では，さまざまな動的過程により内外環境の時間変化が生じていると考えられ，正面からの総合的な数理モデル化～シミュレーションモデル化は非常に困難である．例えば，外部環境と呼べるマグマの定置過程，広域テクトニクスの経時変化などを除いても，熱水系内部で温度・圧力分布の経時変化に伴う岩石の物性変化・破壊，高温・高圧流体の流動に伴う鉱物の溶解・沈殿などが生じて，熱構造，貯留構造（・流体流動構造）は，相互作用により時間的・空間的にさまざまに変化する可能性がある．したがって，一般モデル化のためには，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．

深部地熱環境について，基本的に静的な環境を仮定すれば，既存の地熱貯留層数値シミュレータを基礎として，水や岩石の物性値を高温・高圧条件（400°C～1200°C）にまで拡張し，適当な初期条件・境界条件を仮定することにより，シミュレーション計算を行うことが可能である．例えば，Yano and Ishido (1998a, 1998b) などは，こ

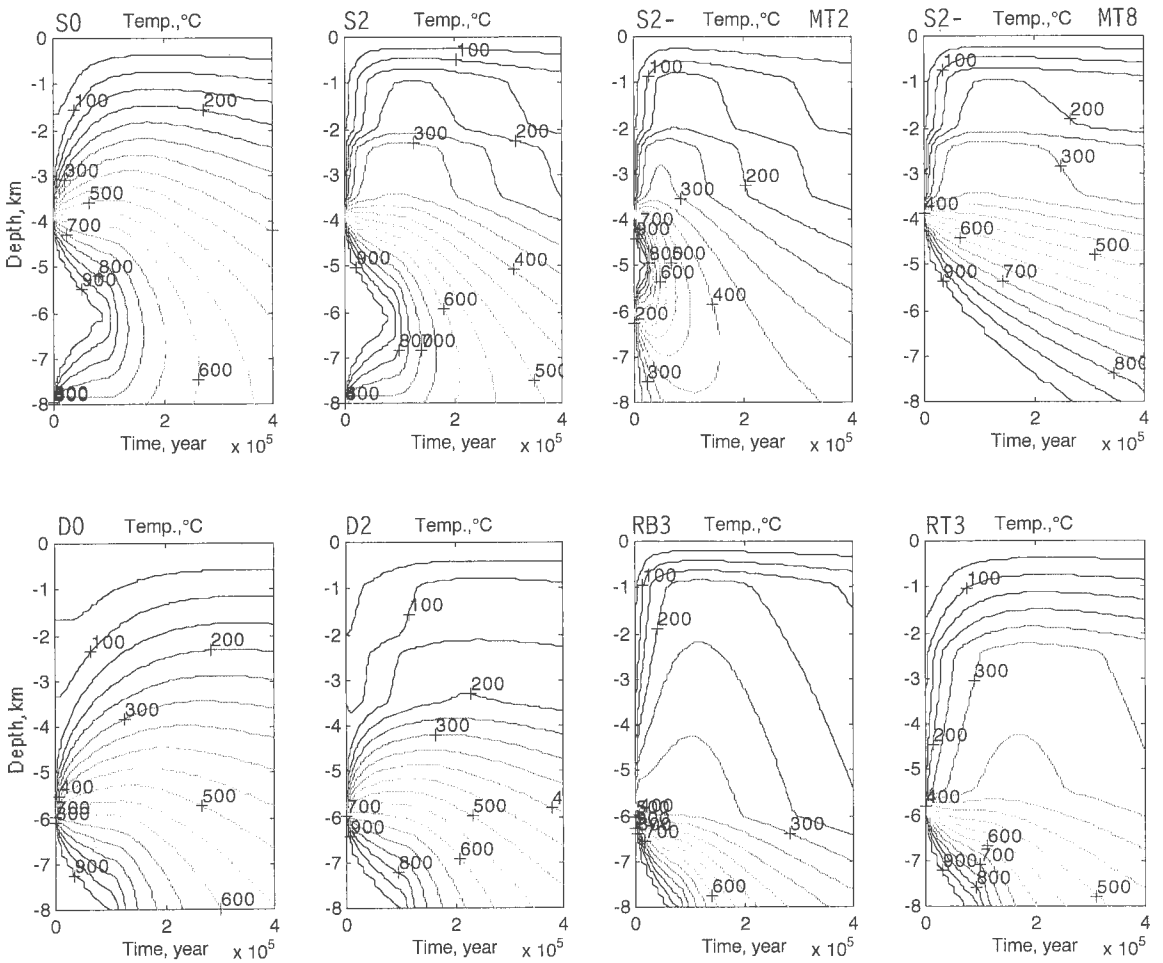


第2図　巨視的なマグマ－熱水系の垂直1次元非定常熱伝導シミュレーションモデル．
地熱貯留層に高い「拡張熱伝導率」を適用した．茂野（1999b, 1999c）を参照．

Fig. 2　Macroscopic vertical one-dimensional transient thermal conduction model for simulating magma-hydrothermal systems.
High 'extended thermal conductivity' was applied to geothermal reservoirs. Refer to Shigeno (1999b, 1999c).

の方法により深部貯留層を一般モデル化し，深部貯留層に予想される仮想的な一定範囲の初期温度と浸透率の場合について，地熱開発（流体生産－還元）に伴う貯留層と生産流体の変化の様子を定量的に取りまとめている．将来的には，さらに多様な仮想的環境条件についての検討，具体的な深部掘削・開発（候補）地域への適用など，深部貯留層について体系的・定量的な理解が進むことが期待される．一方，Hayba and Ingebritsen (1997)，Ingebritsen and Sanford (1998) などは，マグマ溜－火山－熱水系の高温・高圧環境などを検討する目的で独自の数値シミュレータを開発しており，各種の仮想的な環境条件に応じた熱水系の分布・特性・発達史の差異などについて取りまとめている．

前述したように，モデル化については，目的に応じて本質を失わない範囲で，できるだけ簡略化することが望ましい．例えば，茂野 (1999b, 1999c)，Shigeno (2000) は，簡易性の高い1次元非定常の「拡張熱伝導」モデル（第2図）に基づいて，仮想的な各種の条件下のマグマ－熱水系における温度の時空分布を数値シミュレーションして，代表的な深部地熱環境の多様性の可視化を試みている（第3図）．また，この手法を具体的に葛根田地域の深部調査井 WD-1a から得られた各種のデータに適用し，多様な静的～動的環境モデル（シナリオ）に基づくシミュレーション結果の比較を通じて，地熱系の発達史を総合的・半定量的に検討している（第4図）．このような簡易モデル化手法は，適用可能な条件範囲などの制約は大きいが機動性が高く，深部地熱環境の多様性・特異性の把握への寄与が期待される．

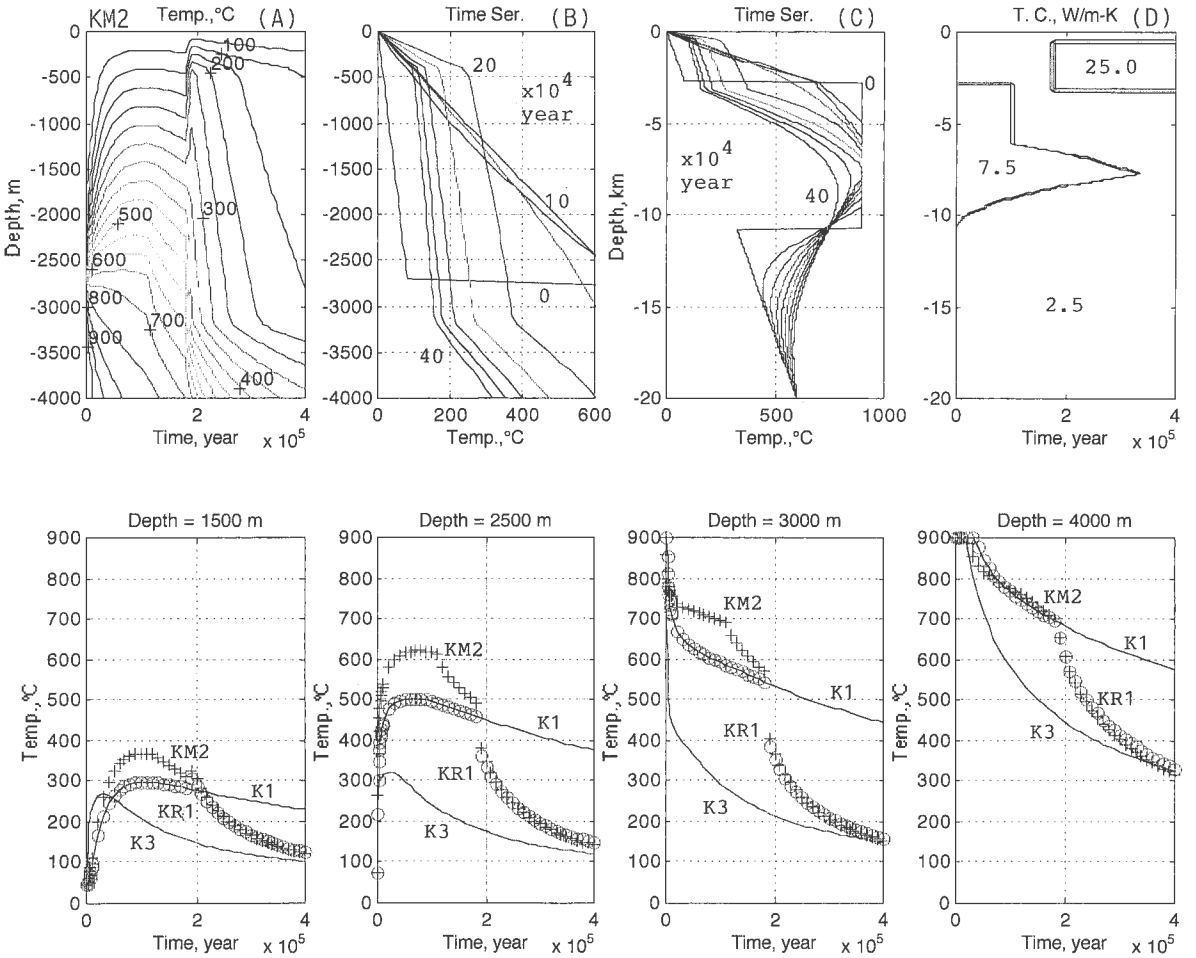


第3図　各種モデル条件による仮想的・巨視的なマグマ－熱水系のシミュレーション結果図．

第2図のシミュレーションモデルに基づき，地熱貯留層に高い「拡張熱伝導率」を適用した．マグマ溜と貯留層の頂部・底部の深度の違いによる，空間的（深度0～8 km）・時間的（マグマ定置から40万年後まで）な温度分布の差異（50°C等高線による）を示す．茂野 (1999b) を参照．

Fig. 3　Simulation results for hypothetical macroscopic magma-hydrothermal systems for various model conditions.

High 'extended thermal conductivity' was applied to geothermal reservoirs, based on the simulation model shown in Fig. 2. Temperature contour lines (50°C intervals) were drawn on time (from instant magma emplacement to 400,000 years later) - depth (from the surface to 8 km depth) planes for various models changing the depths of the tops and bottoms of the magma chamber and geothermal reservoirs. Refer to Shigeno (1999b).



第4図　葛根田地域の地熱系発展史のシミュレーションによる推定図.

第2図のシミュレーションモデルに基づき，地熱貯留層及びマグマ溜の一部に高い「拡張熱伝導率」を適用した．シミュレーション結果は，マグマ定置後，(1)熱伝導場が卓越し（ただし最初の10万年間はマグマ及びその固結岩体にマグマ起源流体の寄与あり），(2)17万年後に貯留層が生成したという，動的なKM2モデル（シナリオ）に基づく．上図は，左から右へ，(A)時間－深度面の温度等高線図（50°C間隔），(B)・(C)温度プロファイルの時間変化（マグマ定置後50,000年間隔で400,000年後まで），(D)「拡張熱伝導率」分布の時間変化（シナリオ）を示す．また下図は，4種類のモデルのシミュレーション結果に基づく，深度別の温度の時間変化を示す．なお，現在はマグマ溜定置から20万年後と仮定した．茂野（1999c）を参照.

Fig. 4　Estimation for evolution history of the geothermal system at the Kakkonda area through numerical simulations.

High 'extended thermal conductivity' was applied to the geothermal reservoir and partly to magma chamber, based on the simulation model shown in Fig. 2. The simulation results were for the dynamic KM 2 model (scenario) after magma emplacement: (1) First, thermal conduction had been dominated (though contributions of magmatic fluids to magma and its consolidated rock body had existed during the early 100,000 years); (2) Later, the reservoir was developed 170,000 years after the magma emplacement. Top figures show, from left to right: (A) Temperature contour lines (50°C intervals) on time-depth plane; (B) and (C) Temperature-depth profiles changing with time (50,000 year intervals up to 400,000 years after the magma emplacement); (D) Distributions of the 'extended thermal conductivity' changing with time (scenario). Bottom figures show temporal changes of temperatures at various depths simulated based on four models. Present time was assumed to be 200,000 years after the magma chamber emplacement. Refer to Shigeno (1999c).

3.1.2　個別地域モデル

個々の具体的な調査・開発地域では，その地域の地熱系の実態を解明・評価する目的などで，各種のモデル化が行われる．ここではそれらを個別地域モデルと呼ぶ.

日本の各々の既地熱発電開発地域については，開発された貯留層を中心に地熱系の概念的～定量的な個別要素～総合モデル（平面図，断面図）が公表されている．また，それを基礎とした数理モデル及び数値シミュレーション結果（定量的実態モデル）も，かなり多くの地域で公表されている．その中には，開発された貯留層よりも深部のモデル化も含まれるが，現状では多くの地域で仮定～定性的推定の域を越えていない．しかし，八丁原地域（島田ほか，1994；Shimada and Fujino，1995）や大沼・澄川地域（茂野ほか，1992；Shigeno *et al.*, 1993）のように，深部地熱資源を直接の探査・解析の目標とし

て，個別手法に基づいてモデル化が試みられている地域も存在する．

葛根田地域においては，「深部地熱資源調査」により深部調査井が掘削され，深部地熱環境の実態が実測されて，各種の具体的モデル化が行われている（例えば，Uchida *et al.*, 1996；赤工ほか，1998；Muraoka *et al.*, 1998；Doi *et al.*, 1998）．前述したように，茂野(1999b, 1999c)，Shigeno（2000）は，簡易的な1次元非定常の「拡張熱伝導」モデル（第2図）に基づく数値シミュレーション解析により，葛根田地域におけるマグマ－熱水系の発達史の総合的・半定量的なモデル化を試みている（第4図）．また，本地質調査所報告の中で，玉生・藤本(2000)によって葛根田地域について総合的なモデル化が試みられている．さらに今後，NEDOの葛根田地域についての「深部地熱資源調査」の最終的な報告書によっても，総合的なモデル化が取りまとめられる予定である．

上記の成果を一つの基礎として，今後「深部地熱資源調査」の延長期間（平成11－12年度）に，日本の他の既発電開発地域について，深部地熱資源の具体的なモデル化～評価が行われる予定である．したがって，日本の個別地域の深部地熱資源のモデル化については上記の成果を待つこととし，本説では述べないこととする．なお，世界各地の深部地熱資源のモデル化については，IEA地熱研究協力協定の中の「深部地熱資源タスク」（例えば，金原，1998；Kimbara, 1998）の一環として，近い将来に取りまとめられる予定である．

3.1.3 地域間比較モデル

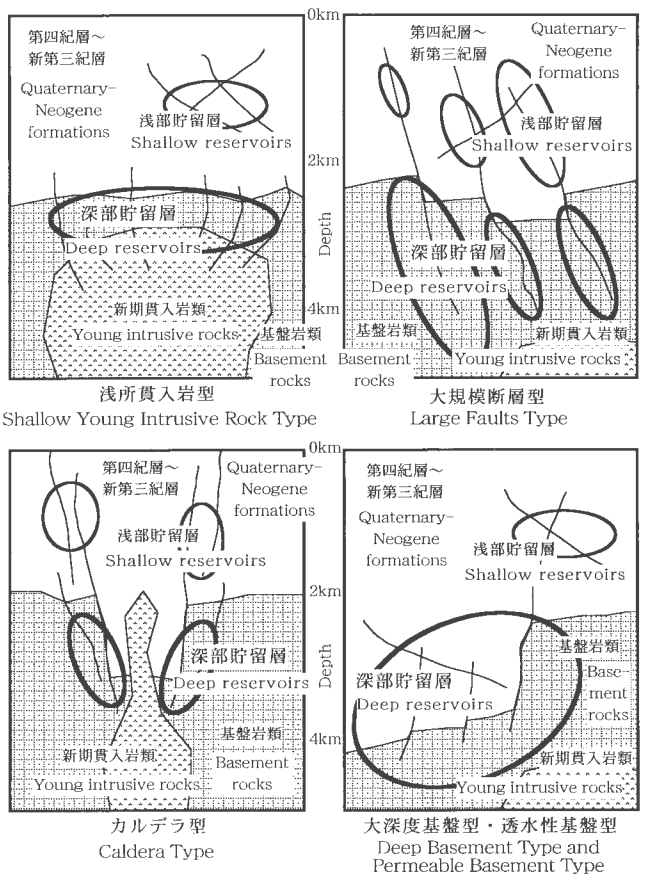
深部地熱資源をモデル化する目的の一つとして（第1表），4.で述べるように深部地熱資源の多様性を整理し，さらに深部開発が有望な地域を選出することが挙げられる．

この場合に，まず最初に上述したように各地域について個別地域モデルの構築を行い，これに基づいて地域間の比較を行うことが可能であるが，それには多くのデータ・労力・時間を要するとともに，モデル化の標準化や公正な比較判断基準が必要となる．また，3.1.1で述べた一般モデルに基づく共通の数値シミュレータを基に，各地域ごとに各種測定データを用いてシミュレーションを実施し，得られた各々の結果モデルについて地域間の比較を行うことも可能である．しかし，それには同様に多くのデータ・労力・時間を要するとともに，数値シミュレータの汎用性，測定データの有無や手法・精度などの地域間での相違などが問題となる．

一方，本質的な深部情報を含むと考えられる特定の調査・探査手法データについて，あるいは特定の地熱系構成要素について，横断的・直接的に地域間の比較検討を行うことにより，上記の目的をより簡略的・迅速に達成できる可能性がある．この目的のためのモデルを，ここでは特に地域間比較モデルと呼ぶ．このようなモデル化の長所としては明快性，効率性などが挙げられるが，その反面短所として偏狭性，独断性などが問題となるため，複数・独立の手法・要素に基づいたモデルによる結果の比較・検討が望まれる．

既に，日本の深部地熱環境の多様性，地域間の開発有望性の差異などについて，いくつかの検討が行われている．地質学的な視点からは，例えばSasada（1995）は，浅部（～深部）貯留層の分布・特性を規定する断裂系について，プレートテクトニクスを基礎に地方～地域間の比較を試みている．また，Muraoka and Yano（1998）は，浅部～深部熱水系の熱源となり，貯留層構造発達にも関連するマグマ溜の定置深度とテクトニクスとの関係について，地方～地域間の比較を試みている．これらを参考に，第5図には，地質学的なテクトニクス，火成・火山活動場，基盤地質の特性などに対応した，深部貯留層発達の地域間比較モデルの試作例を示す．第5図は，個別の地域についての具体的なものではなく，概念化・一般化したものとなっている．

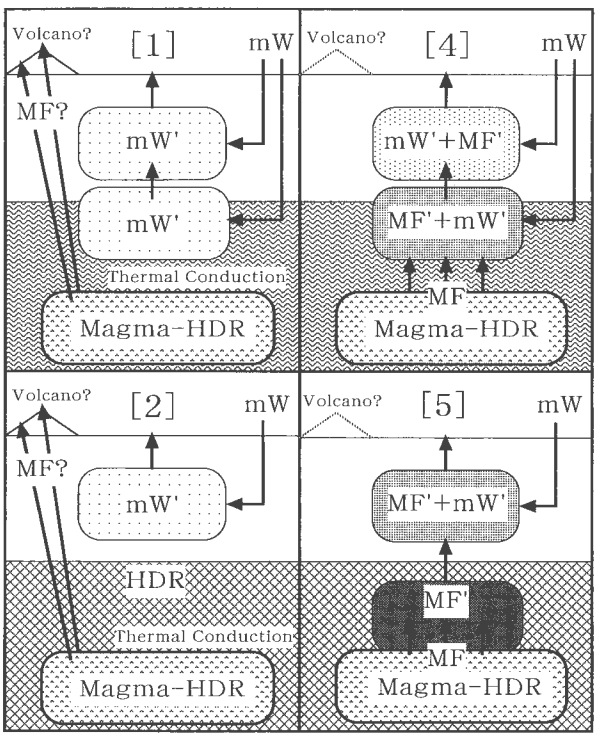
一方，地熱流体化学的な観点から，起源・特性が異な



第5図　広域～地域間比較のための深部地熱貯留層発達についての概念的モデル例（地質学的な手法に基づく推測）．

Fig. 5　Examples of conceptual models for regional to area comparisons of deep geothermal reservoir development (speculation based on geological method).

る複数の非反応性成分を指標（自然・人工トレーサー）として，茂野（1992a），Shigeno（1995），茂野（1997a），茂野（1998a）などは，日本の深部地熱環境の多様性，地域間の開発有望性の差異などをより具体的に議論している．第6図には，この地球化学的な手法適用に使用した抽象的な深部地熱系の地域間比較モデルの例を示す．その比較解析結果については後に4.で若干述べる．



第6図　広域～地域間比較のための加熱機構と貯留層発達の有無を軸とした深部地熱資源の概念モデル例（特に，流体地球化学的な解析への利用を目的とした）．

mWは降水起源水，MFはマグマ起源流体．[1] 降水を起源とした深部熱水系，[2] 深部高温岩体系，[4] 降水とマグマ流体の混合水を起源とした深部熱水系，[5] マグマ流体を起源とした深部熱水系．茂野（1992a），Shigeno（1995），茂野（1997a）及び茂野（1998a）を参照．

Fig. 6　Examples of conceptual models for regional to area comparisons of deep geothermal resources with emphasis on heating mechanisms and reservoir development (especially in order to apply to fluid geochemistry analysis).

mW: meteoric waters; MF: magmatic fluids. [1] Deep hydrothermal system of meteoric water origin; [2] Deep Hot Dry Rock system; [4] Deep hydrothermal system of mixed waters of meteoric water and magmatic fluid origins; [5] Deep hydrothermal system of magmatic fluid origin. Refer to Shigeno (1992a), Shigeno (1995), Shigeno (1997a) and Shigeno (1998a).

3.2　深部地熱資源の探査・評価法

ここでは，まず深部地熱資源の探査・評価法について概説し，各種の手法を整理する．その後，特に総合解析手法として，温度構造の総合逆解析手法について述べる．

3.2.1　概説

各種の深部地熱探査・評価手法の目標は，基本的に地下深部の温度構造，貯留構造（及び流体流動構造）の片方あるいは両方を，直接的～間接的，定性的～定量的に明らかにすることと考えられる．より具体的には，(1)直接の開発対象となる深部熱水系～貯留層，及び(2)その熱源となるマグマ溜～高温固結岩体について，各々の分布・特性を明らかにすることが課題の中心となる．手法的には，分野（地質学，地球化学，地球物理学，貯留層工学）ごとに多様な個別手法，及びそれらについての各種の総合解析手法がある．また，各個別手法は，測定・解析の対象・成分・方法などのほか，静的－動的，自然信号源－人工信号源などで区分される．

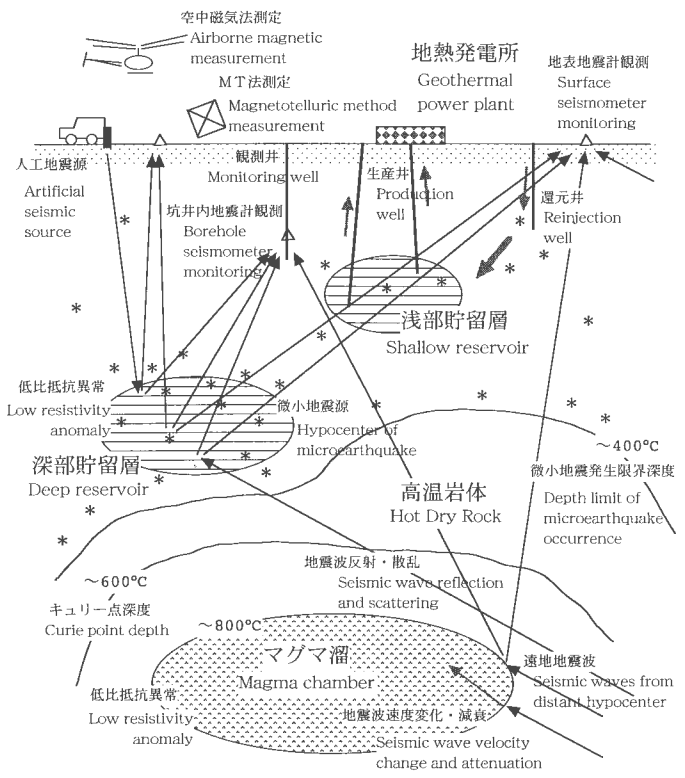
地下深部の探査・評価については，地下浅部の構成物質の存在や現象・過程が大きな妨害となる．したがって，この妨害を受け難い手法や，妨害を何らかの方法で除去・補正できる手法のみが有効性を持つ．第2表には，必ずしも網羅的ではないが，上述した探査・評価の手法と対象との関係を整理して，有効性についての著者の定性的な判断を現状でまとめてみた．なお，第2表の作成に当たっては，NEDO（1998）の地熱開発企業のアンケート調査結果などを基礎資料として一部参考にした．現状の技術でも，これらの手法によって得られるデータは色々な目的・水準で深部地熱資源の探査・評価に有効であり，各種のデータの取得・解析及びオリジナルデータ・解析結果の公表が望まれる．

さて，深部地熱資源の探査・評価手法は，現状では発達が不十分であり，精度・信頼性・適応性の向上などについて，今後技術開発が必要なことは言うまでもない．しかし，本説では，筆者の力不足・検討時間の制約などから，深部地熱資源の探査・評価に関する個別手法の概要・今後の展望などについては述べないこととする．例外として，地球物理学的な手法については，本「深部地熱資源調査の解析・評価」グループ内でも予備的な検討が行われており（NEDO, 1998），有効性が高く今後技術開発が期待されるいくつかの手法について総合化した概念図を第7図に示す．

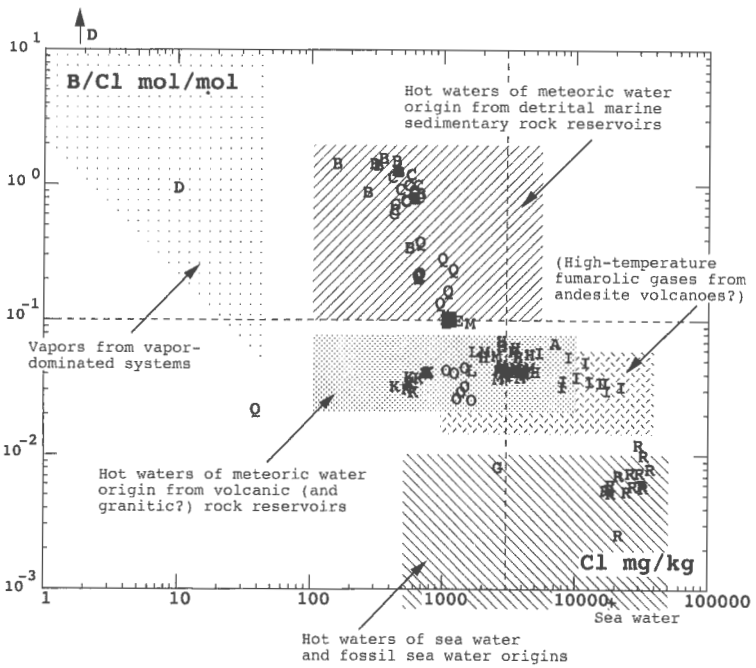
また，参考として，著者の専門分野である地球化学的な手法については，地熱流体中の非反応性成分を利用した静的・動的な深部探査・評価手法（天然・人工トレーサー）の適用例を，第8図と第9図に示した（例えば，茂野，1992a；茂野ほか，1992；Shigeno *et al.*, 1993；Shigeno, 1995；茂野，1997a）．これらは，3.1.3に述べた地域間比較モデル（第6図）に基づく日本の深部地熱開発有望地域の検討において，主要な指標として使用されたもので，今後より高度な利用が期待されるものである．

第2表　深部地熱資源（熱水系・高温岩体・マグマ溜）への適用有望性が高い探査・評価手法の一覧表.
◆の数は，現状での総合的な有効性の高さを，著者の限られた知識から推定したものである.
Table 2　List of exploration and evaluation methods promising for deep geothermal resources (geothermal reservoir, HDR and magma chamber).
Numbers of ◆ suggest integrated levels of present effectiveness of the methods based on limited knowledge of the author.

探査・評価手法 Exploration and evaluation methods ／ 深部の探査・評価対象 Deep objects of exploration and evaluation	貯留層 Reservoir	高温岩体 Hot Dry Rock	マグマ溜 Magma chamber
地質学的手法（Geological methods）			
基盤地質・テクトニクス・火山活動・変質帯などの調査・解析 Survey and analysis of basement geology, tectonics, volcanic activity, alteration and others.	◆	◆◆	◆◆
浅部坑井を利用した地質・断裂・脈鉱物・変質・包有物などの分析・解析 Analysis of geology, fractures, vein minerals, alterations, fluid inclusions using shallow wells.	◆	◆	◆
地球化学的手法（Geochemical methods）			
地熱流体中の各種化学・同位体成分の分析・解析 Analysis of chemical and isotopic compositions of geothermal fluids.	◆◆	–	◆
長期的な人工トレーサー試験・解析 Long-term tests and analysis using artificial tracers.	◆◆	–	–
地球物理学的手法（Geophysical methods）			
微小地震の震源分布の観測・解析 Observations and analysis of distributions of microearthquake hypocenters.	◆◆	◆	◆
地震波の速度変化・減衰分布，地震波トモグラフィーなどの調査・解析 Survey and analysis of seismic wave velocity change and attenuation, and seismic tomography.	◆◆	◆	◆◆
重力異常分布の調査・解析 Survey and analysis of gravity anomaly distributions.	◆	–	◆
磁気異常分布の調査・解析（キュリー点法） Survey and analysis of magnetic anomaly distributions (Curie point method).	–	◆	◆◆
各種の比抵抗分布の調査・解析（MT法など） Survey and analysis of electric resistivity anomaly distributions (MT method and others).	◆	–	◆
各種の温度・熱流量分布の調査・解析 Survey and analysis of temperature and heat flow anomaly distributions.	◆	◆	◆◆
貯留層工学的手法（Reservoir engineering methods）			
貯留層圧力などの長期変動観測・解析 Monitoring and analysis of long-term reservoir pressure changes.	◆◆	–	–
貯留層・熱水系の数値シミュレーション解析 Numerical simulation analysis of reservoirs and hydrothermal systems.	◆◆	◆	◆
総合解析（上記多原理データ・結果の総合解析） Integrated analysis (synthetic analysis using the above multi-disciplinary data and results)	◆◆◆	◆◆	◆◆◆
深部の掘削調査（深度3～4 km 級） Deep drilling survey (3 to 4 km deep levels)	◆◆◆◆◆	◆◆◆◆◆	◆◆◆◆◆



第7図　深部地熱資源への適用有望性が高い地球物理学的探査手法の総合的概念図.
新エネルギー・産業技術総合開発機構（1998）参照.
Fig. 7　Integrated conceptual figure of geophysical exploration methods promising for deep geothermal resources.
Refer to NEDO (1998).

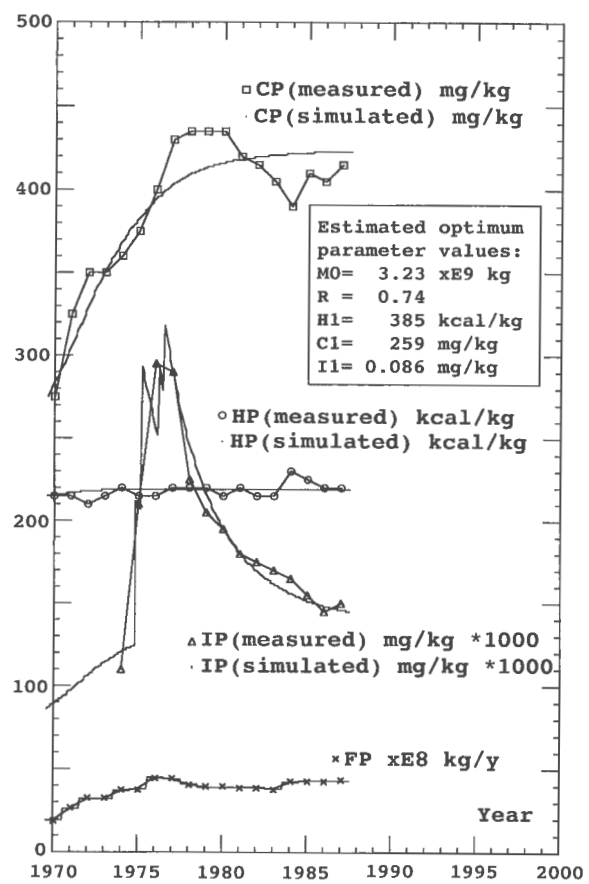


第8図　深部地熱資源の地球化学的探査・評価手法の例（静的手法）.

起源・特性が異なる非反応性（可溶性）成分のClとBの濃度・濃度比（熱水中）を用いて，熱・流体の起源及び深部貯留層の存在可能性の推定・評価を試みたものである．英字記号は，日本の地熱開発地域に対応している．茂野（1992），Shigeno（1995），茂野（1997a）を参照.

Fig. 8　An example of geochemical exploration and evaluation methods for deep geothermal resources (static method).

Origins of heat and fluids, and possibilities of deep geothermal reservoir development were tried to estimate and evaluate based on the concentrations and ratios of Cl and B (in hot-waters), which are both non-reactive (soluble) components, but have different origins and characteristics. Letter symbols correspond to exploited geothermal areas in Japan. Refer to Shigeno (1992), Shigeno (1995) and Shigeno (1997a).



第9図　深部地熱資源の地球化学的探査・評価手法の例（動的手法）.

非反応性成分のClとI（自然・人工トレーサー）の濃度の経時変化に基づいて，ボックスモデル・シミュレーションに基づく逆解析手法により，大沼地域の熱水系の巨視的な環境の推定・評価を試みた．HP, CP, IP及びFPは，それぞれ平均生産流体の比エンタルピー，Cl濃度，I濃度及び年間総生産流体量である．茂野ほか（1992），Shigeno *et al.*（1993），茂野（1997a）を参照.

Fig. 9　An example of geochemical exploration and evaluation methods for deep geothermal resources (dynamic method).

Macroscopic environments of the Onuma hydrothermal system were tried to estimate and evaluate through inversion analysis using box-model simulations based on temporal concentration changes of natural and artificial tracers, non-reactive Cl and I. HP, CP, IP, and FP are enthalpy, Cl and I concentrations of average production fluids, and annual total fluid production, respectively. Refer to Shigeno *et al.* (1992), Shigeno *et al.* (1993) and Shigeno (1997a).

3.2.2 温度構造の総合逆解析手法

各地域の深部地熱資源の探査・評価については，さまざまな個別手法により得られた各種のデータ・結果を総合的に解析・解釈することによって，より正しい実態把握が進むと考えられる．この場合，(1)さまざまな手法により得られた結果を比較・検討し総合化する方法と，(2)総合的な概念～シミュレーションモデルを作り，各種のデータを用いて数値シミュレーションを実施し，総合化する方法（順解析，逆解析）とが考えられる．(2)の逆解析の場合には，ある特定のデータに注目して目的関数（観測値と計算値との偏差の関数）を作り，何らかの方法によりその最小化を進めることになる．

本説で，特に注目するのは温度分布である．地下温度に関しては，現在の野外での直接測定値（坑井温度検層），物性値の温度依存性などからの間接推定値（流体地球化学温度計，微小地震発生限界深度温度計，空中磁気キュリー点温度計など），過去のある時期の推定値（各種の地質温度計）など，空間的，時間的にさまざまな測定データが得られる．したがって，温度について目的関数を作り体系的にモデル解析することにより，現在の地下深部の温度構造のみならず貯留構造に関しても，ある程度推定ができる可能性があると思われる．

この観点から，総合的な温度逆解析手法を検討したものを，第10図に手順図，第11図に概念図として示す（茂野，1998b；NEDO，1998）．第10図の①及び第11図のAは，各種の温度関連データの整理・表示，②及びBは，巨視的な地熱系モデルの作成，③及びCは，①・Aと②・Bとに基づく順解析数値シミュレーションと手動～自動マッチングによる最適モデル・パラメータ推定の試み（逆解析）を示している．

しかし，地下の地熱過程は空間的・時間的に非常に複雑・多様であるのに対して，利用可能な観測データは限られており，また現状では利用可能なコンピュータの処理能力は限られている．したがって，これらの作業においては，②・Bの地熱系モデル作成における本質を失わないモデルの上手な簡略化，③・Cにおける最適解を求める方法・アルゴリズムの工夫などが大きな課題となる．

継続的に静的な環境条件では，比較的少量の低品位の観測データと初歩的な解析手法でも，現在及び過去の深部地熱環境について概略の推定が可能と考えられる（第3図参照）．すなわち，本手法により，深部調査井の掘削以前に，深部の地熱環境がかなり良く推定できることが期待される．しかし，環境が動的で大きな変化を生じた場合には，多量の高品位の観測データとより高度な解析手法が必要となるであろう．3.1で紹介した葛根田地域の地熱系の簡易モデル数値シミュレーション解析の例では，地下環境が動的に大きく変化したと考えられ，その推定には深部調査井から得られた各種の温度分布（過去～現在）データ，マグマ定置年代データ，動的な環境モデル，手動による最適値推定等が必要であった（第4図参照）（茂野，1999b，1999c；Shigeno，2000）．

3.3 深部地熱資源の開発・利用法

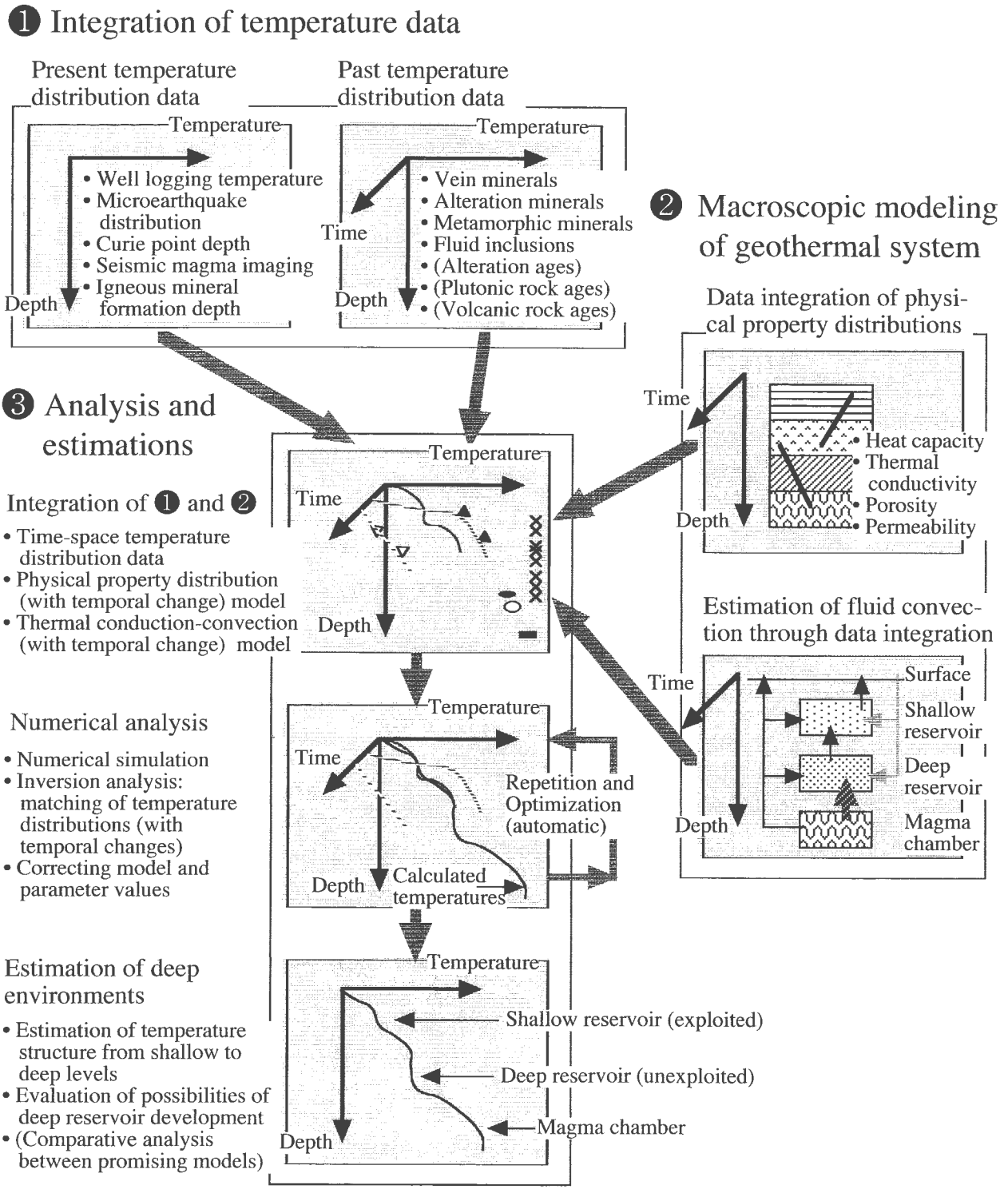
深部地熱資源としては，2.で述べたように現在～近未来～遠未来の資源として，熱水系，高温岩体，マグマなどが挙げられる．ここでは，これらの開発・利用法とその問題点について若干議論する．

高温熱水系は現在～当面の開発対象となる深部地熱資源であるが，その特性の温度，流体相（熱水，蒸気，熱水＋蒸気，水の超臨界流体），流体化学性状（pH，塩濃度，ガス濃度），貯留層の生産性・規模などにはさまざまな場合が考えられる．現状の技術で最も経済的な発電開発が可能な深部熱水系は，適度な温度（240～360°C程度），中庸の流体特性（弱酸性～弱アルカリ性，低～中程度の塩濃度・ガス濃度）の良質の熱水・蒸気が，高い生産性を持った大容量の貯留層中に賦存している場合である．良質の熱水系は，降水起源の地下水が主な流体起源となっており，マグマ溜（～その固結岩体）からの伝導加熱が卓越している場合に生成しやすいと考えられる（第6図参照）．このような良質で大規模な深部貯留層を発見することが，深部地熱開発おいて基本的に最も効率的で重要と考えられる．

一方，熱水系の流体温度が高すぎる（あるいは低すぎる）場合，流体化学特性が悪質な場合，貯留層の特性・容量が不良・小規模な場合には，掘削コストが高い深部地熱開発は大きな問題を抱えることとなる．流体特性が悪質な熱水系は，マグマ起源の高温流体の寄与が大きい条件で生成しやすいと考えられる（第6図参照）．これらの場合には，高度な坑井管理，腐蝕対策・スケール対策・有害成分除去，貯留層の生産性改善などが必要となるが，既存技術とその改良で対応できる場合には経済性の問題になり，対応できない場合には新規技術開発が成功するまで，利用は不可能である．

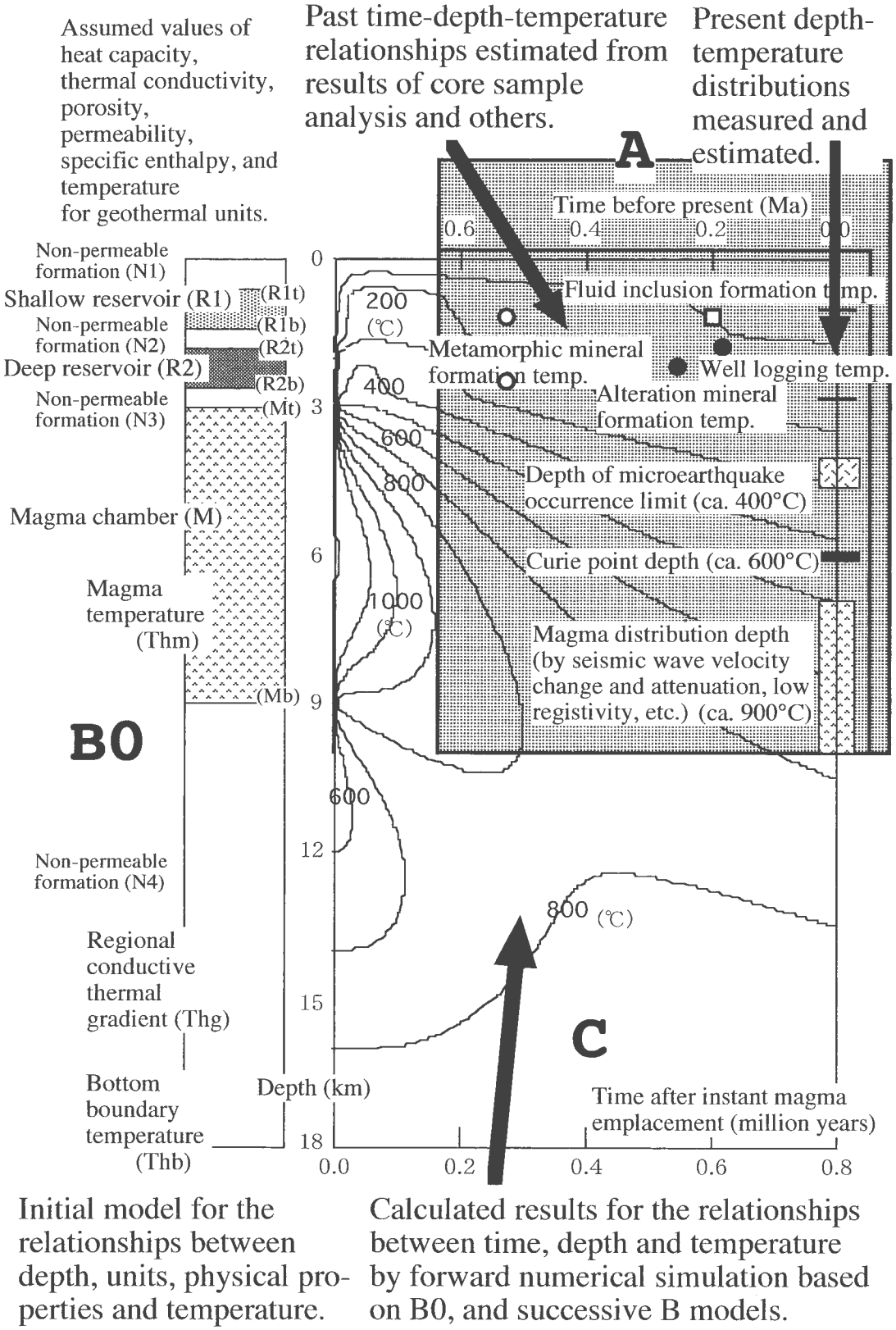
前述したように，一般に深部貯留層については，温度は高い場合が多いと考えられるものの，空隙率・透水性及び自然の流体供給は不良な場合が多いことが危惧される．このような条件の場合には，生産流体の深部還元や地表水の深部注入が解決策となることが期待される．しかし，高温・高圧領域への低温水の注入は，温度・圧力場を擾乱し，予想外の流体流動や化学反応などを生じて，新たな問題を生じる可能性もある．したがって，十分な事前の理論的・実験的な検討や，注入時の各種の貯留層工学的・地球物理学的・地球化学的なモニタリングとデータ解析が必要であろう．

上記の生産流体の深部還元や地表水の深部注入は，深部高温岩体の開発・利用にも関係が深い．現状では，純粋な高温岩体の人工貯留層造成・発電利用については，技術的な問題とともに，経済性の問題が大きい．上述し



第 10 図　深部地熱資源の探査・評価のための各種測定・推定温度データの総合逆解析手法の手順図.
　第 11 図を比較参照. 新エネルギー・産業技術総合開発機構（1998）を参照.

Fig. 10　Analysis flows of integrated inversion method using various kinds of measured and estimated temperature data for exploration and evaluation of deep geothermal resources.
　See Fig. 11. Refer to NEDO (1998).



第11図　深部地熱資源の探査・評価のための各種測定・推定温度データの総合逆解析手法の概念図.

各種の温度データ(A)と数値シミュレーションによる温度の時空分布計算値(C)との適合化を通じて，現在の深部の温度分布と深部地熱環境(B)を最適推定する．第10図を比較参照．茂野（1998b）を参照.

Fig. 11　Conceptual figure of integrated inversion method using various kinds of measured and estimated temperature data for exploration and evaluation of deep geothermal resources.

Optimal estimations for present temperature distributions and geothermal environments at depth (B) will be obtained through matching the various kinds of temperature data (A) and the time-space temperature distributions calculated by numerical simulations (C). See Fig. 10. Refer to Shigeno (1998b).

たように深部の地熱環境は，浅部に比較して温度的には高温岩体の開発利用により恵まれた条件にある．したがって，上記のように深部貯留層の開発において流体生産量の低下が著しい場合には，還元熱水や地表水の深部注入は，深部貯留層の維持・改善を越えて，その周辺～深部の深部高温岩体の開発へとつながることが期待される．このような場合には，既に地表に発電所や各種の施設・開発基盤が前提条件として存在し，高温岩体開発の経済性の向上に寄与すると期待される．

さらに遠未来的には，地下深部に位置するエネルギー的に超高品位で大規模なマグマ溜（概略温度700°～1200°C，例えば容積1～1000 km³）が，深部開発の対象となることが期待される．しかし，このように高温のマグマ溜の発電利用については，耐高温材料・掘削手法・熱抽出利用法など，技術的な困難性が高い（例えば，林，1993）．現状では，マグマ溜の熱エネルギー利用～発電利用については，技術開発の見通しを立てることは困難であり，ここではこれ以上の議論は差し控えたい．なお，村岡（1993）は，浅部熱水系から深部熱水系，深部高温岩体へ，さらにマグマ性流体へと開発・利用を進め，段階的にマグマ溜の冷却・脱ガスを進めることにより，マグマ溜の開発・利用を容易にすることを一つの可能性として議論している．

3.4 深部地熱資源（量）評価法

ここでは，まず深部地熱資源（量）評価（resources assessment）について，概要と背景を述べる．その後，市販のパーソナルコンピュータと地理情報システムを核とした，地熱資源（量）評価（支援）システムの試案を述べる．

3.4.1 概要と背景

地熱資源についての信頼できる資源（量）評価は，国のエネルギー政策立案や地熱開発に係わる民間企業の戦略的な意思決定などに必要不可欠なものであり，他の各種資源の場合と同様に基本的に重要である．

日本の地熱資源の資源（量）評価については，主に地下2～3 km以浅について，1960年頃からさまざまな時期に，さまざまな機関において，さまざまな目的で，さまざまな方法で試みられてきた（第3表参照）（例えば，小川，1986；NEDO，1988，1989；地質調査所，1991）．最近では，21世紀に向けた発電技術懇談会地熱部会（1996）により，当面開発が可能な地熱資源量が推定されている．しかし，これらの評価については，その方法，使用データ，結果の詳細などが十分に公開されておらず，また継続性に乏しく，高い信頼性を持って広く受け入れられているとは言い難い．特に，深部地熱資源については，実態に不明な点が多く，信頼性の高い評価はまだ行われていないと言える．

したがって，今後深部地熱資源を含める形で，日本の地熱資源に関係する各種のデータを集積・整備し，客観性・継続性を持った方法で体系的に，またできるだけ早急に資源評価を行っていく必要がある．ここで考えるべき背景と要点として，以下の2点が挙げられる．

(1) 近年，情報技術の急激な発展（ダウンサイジング，ネットワーク化，高機能ソフトウエアの市販化，ユーザーフレンドリー化，技術・情報オープン化など）により，地球科学情報についても，データの大規模蓄積・高速アクセス，高度解析・可視化，処理の容易化，共同作業化など，より高度で幅広い利用が可能となってきた．将来には，より大規模・高速・高機能・廉価のデータ処理が可能となることが期待できる．

従来，地熱資源に関する総合解析や資源（量）評価の目的で，地熱情報データベース・システム（SIGMA）（地質調査所，1986），全国地熱資源総合調査の総合解析システム（GEMS）（松山・野田，1990）などが高価な特別仕様で構築されてきた．しかし現在は，市販の高機能・廉価のパーソナルコンピュータ（PC）と地理情報システム（GIS）（例えば，Juppenlatz and Tian，1996；矢野，1999）などを中核として利用することにより，通常の研究室～研究者レベルでも地熱資源の解析・評価について大きな作業が可能となりつつある．ただし，個別の特殊な解析・評価を行う部分（モジュール）については，自己開発の必要があると考えられる．なお，石油・天然ガス資源分野では，堆積盆地～貯留層についての各種のデータ表示・解析・シミュレーションなどの目的で，各種の高機能のソフトウエアシステムが開発～市販されており，本説との関係も存在するが，ここでは省略する．

(2) 日本の地熱資源に関しては，1973年の石油危機以降，国・民間の各種の研究・調査・探査・坑井掘削・開発により，全国・地熱地域・開発地域の各レベルで膨大なデータが蓄積されている．一方，より広範な各種の地球科学的な調査・観測・研究により，超膨大な各種のデータが蓄積されており，その一部は電子化されて無料～有料で公表されつつある（例えば，国土庁ほか，1992；国土庁ほか，1994；地質調査所，1995；日本列島の地質編集委員会，1996；中村ほか，1998）．

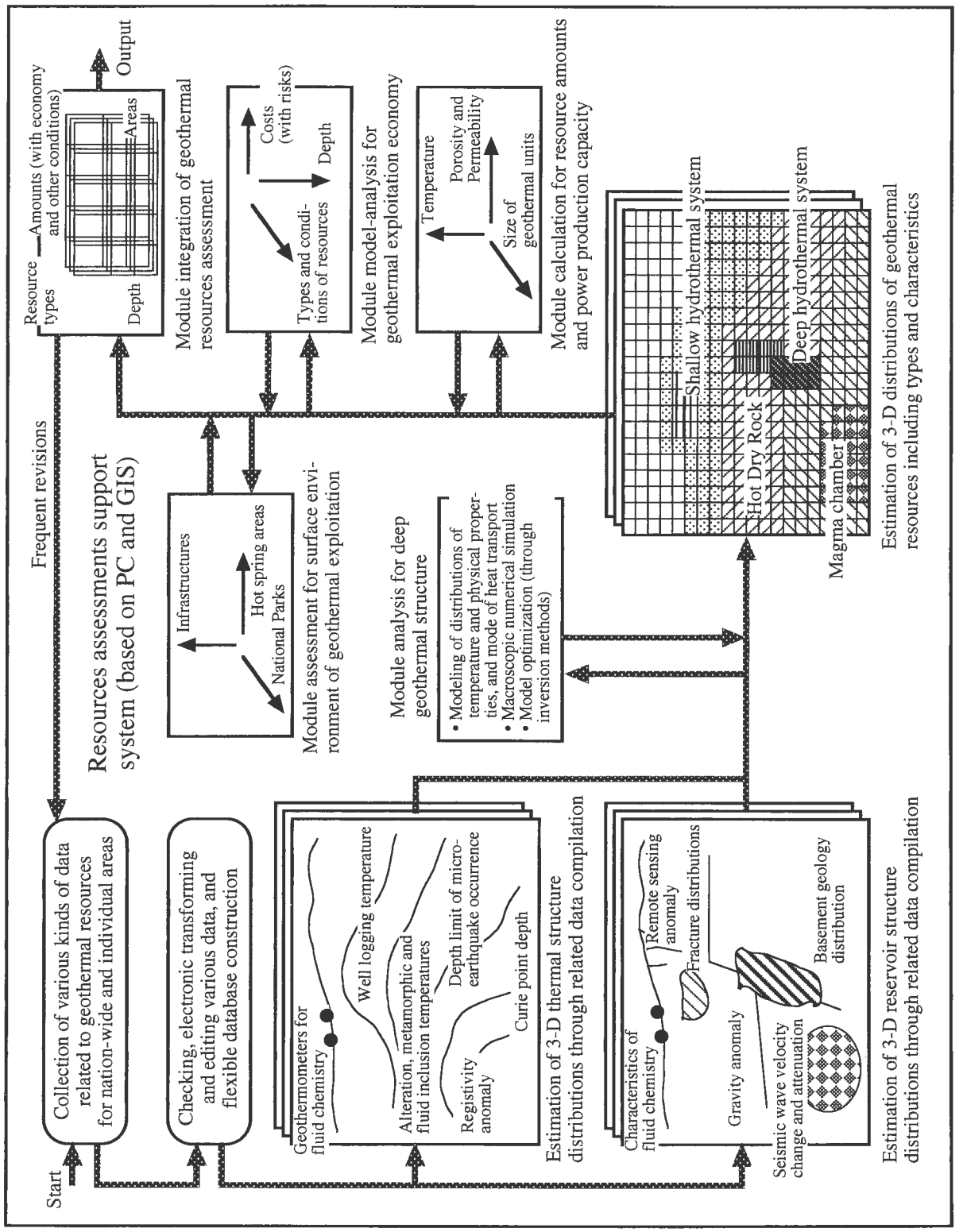
これらの多様かつ豊富なデータを上手く利用することにより，日本全国及び各地域における地熱資源（量）評価の大きな進展が期待される．しかし，ここで大きな問題となるのは，地熱資源に関する広範な調査・探査などのオリジナルデータ～解析結果の詳細が，未公表あるいは未電子化の状況にあるため，その利用について制約が大きいことで，今後この点を解決していく必要がある．

3.4.2 地熱資源（量）評価（支援）システムの試案

深部地熱資源を含めた日本の地熱資源（量）評価を推進する目的で，第12図には総合的な評価（支援）システ

第3表　日本の地熱資源（量）評価の歴史．新エネルギー・産業技術総合開発機構（1989），地質調査所（1991）参照．
Table 3　History of geothermal resources assessments in Japan. Refer to NEDO (1989) and GSJ (1991).

種別 Class / 温度 Temp. / 圧力 Pressure	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
年度 Year	1957	1970	1974	1977	1977	1985	1985	1986	1987	1989
組織 Organization	地調 Geological Survey of Japan	地熱調査会 Japan Geoth. Energy Assoc.	産技審地熱分科会	地調 Geological Survey of Japan	機振協システムセンター	地調 Geological Survey of Japan	NEDO／地調 NEDO and Geol. Surv. Jpn.	NEDO／地調 NEDO and Geol. Surv. Jpn.	地熱エネルギー推進委	NEDO NEDO
単位 Unit	MWe	MWe for 5000 years	MWe for 1000 years	MWe for 30 years	MWt	MWe for 30 years	MWe for 30 years	MWe for 15 years	MWe for 30 years	MWe for 30 years
マグマ（溜） Magma (chamber) 650–1200 ℃ 0.2–1 kb	—	20,000	—	—	—	—	—	—	—	—
高温岩体 Hot Dry Rocks 300–650 ℃ 0.1–1 kb	—	—	100,000	—	17,550	—	—	*** 14,923	—	—
熱水対流系（主に第四紀火山地域） Hydrothermal systems mainly in and around Quaternary volcanoes										
蒸気卓越型 および Vapor-dominated type, and ca. 240 ℃ 0.05–0.2 kb	4,000	50,000 100,000	50,000 100,000	① 26,580 ② 19,380	40,140	*** 20,540 5,820（>200℃）	（100～200℃） ① 4,319 ② 2,054 ③ 13,000	—	20,000	22,070
高温熱水型 High-temperature hot-water type >150 ℃ 0.05–0.4 kb						14,720 （150～200℃）				
中温熱水型 Intermediate-temp. hot-water type 90–150 ℃ 0.01–0.1 kb	—	—	25,000 50,000	—	—	—		—	—	—
低温熱水型 Low-temperature hot-water type 50–90 ℃ 0.001–0.005 kb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
深部熱水型 Deep hydrothermal type >240 ℃ —	—	—	50,000 100,000	—	33,480	—	—	—	*** 44,000	47,230
合計（上記熱水対流系） Total (Above hydrothermal systems)	—	—	245,000 370,000	—	—	—	—	—	64,000	69,300
深層熱水系（主に非第四紀火山地域） Hydrothermal systems in deep sedimentary basins 50–90 ℃ —	—	—	—	—	*** 26,050	—	—	—	—	—
備考 Remarks	・主要13地域	・マグマ溜残存熱量法 ・自然放熱量法 ・面積法 ・包蔵水量法 ・循環水量法	—	①自然放熱量法・面積法 ②包蔵水量法	単位面積当たりエネルギー×面積	容積法	①全国推定 ②主要17地域 ③全国8地域 包蔵水量法・熱量法	全国15ブロックについて面積法	容積法	地熱資源賦存地域（204地域）について面積法
参考資料 References	日本鉱産誌（1957）	（別冊）日本の地熱（1970.10）	地熱分科会報告（1974）	日本の地熱資源評価（地質ニュース）（1979.3）	地域福祉型地熱利用システムに関する調査（1980.3）	全国規模地熱資源評価の研究（1985） 我が国における地熱資源量評価（1987）	バイナリーサイクル基盤調査（1987.3）	NEDO内部資料	NEDO内部資料	NEDO（方式－2）（1989.5） NEDO（方式－1）では各々***を採用



第12図　公開性・更新性に優れた地熱資源（量）（浅部～深部）評価（支援）システムの概念図．新エネルギー・産業技術総合開発機構（1998）参照．
Fig. 12　Concept of geothermal resources (from shallow to deep levels) assessment (support) system that is open to the public and renewable. Refer to NEDO (1998).

ムの一試案を示す．本システムは，上述した公開性，継続性・更新性，操作性，経済性などを配慮したもので，モジュール化されており，その概要は以下の通りである．なお，本システムの試案作成については，NEDO (1998) の深部地熱資源評価についての検討を参考とした．

(1) 広範に使用されて将来の継続性・発展性が期待できるとともに，操作性に優れた市販のPCとGISをシステム構成の中心とする．

(2) 既に電子化された（場合によっては新たに電子化することにより）各種の既存の地熱データ及び地球科学データを利用し，これらを処理・変換して使用する．

(3) 地熱資源（量）評価のための各種データの管理・処理については，基本的に日本の地下を適当な間隔で3次元ブロック化し（例えば，国土数値情報の3次メッシュ（～1 kmグリッド）を基準とする），各セルを単位に行い，副次的に水平シート及び垂直コラムを用いる．

(4) さらにセル（シート，コラム）の統合・分割により，整合性を持った全国－地方－地域－貯留層の多レベルの資源（量）解析・評価を可能とする．

(5) 地熱資源（量）評価の第1段階の解析として，各セル単位で独立に，定性的～定量的な温度構造評価及び貯留構造評価（孔隙率，透水性の分布・特性についての総合的な指標化～数値化）を行う．

(6) 上記(5)の温度構造評価値，貯留構造評価値を中心とした演算により，各セル単位で資源型（マグマ溜，高温岩体，各種熱水系，広域熱伝導系など）とその特性・品位（開発可能性など）の推定を行う．

(7) 上記(6)の結果を地域別，深度別，資源型別，特性・品位別などで集計することにより，資源（量）評価を行う．

(8) 必要に応じて，多変量統計解析モジュール，熱構造シミュレーション解析モジュール（3.2.2参照），地表環境評価（自然公園，温泉，道路，行政区など）モジュール，開発経済性評価モジュールなどを開発・購入して組み合わせることにより，より多目的・高度な解析・評価を行う．

(9) 必要に応じて，使用データの信頼性指標（関数），同じく公開度指標，解析結果の確実性指標（関数）などを併用することにより，確実性などを含めた資源（量）解析・評価を可能とする．

(10) 上記(1)～(2)のハードウエア・ソフトウエア・各種データの追加・更新，(3)～(9)の詳細化・更新などを通じて，過去の結果との継続性・整合性を持つと同時に，社会環境や需要の変化に応じたより高度で迅速な地熱資源（量）解析・評価が可能となる．

現時点では，上述した地熱資源（量）評価（支援）システム（第12図参照）は，概念的なものであり一試案に過ぎない．そのハードウエア・ソフトウエア構成，各解析モジュールの構成，使用データの種類とその選択・変換・管理方法などには，さまざまな可能性～発展性がある．しかし，ここではその実体化についての議論は行わない．今回の試案が，今後の組織的あるいは個人的なレベルでの，互換性を持った多様な地熱資源（量）評価（支援）システムの構築と評価実施への参考になることを期待したい．最後に，本システムの要点・注意点として，繰り返しを含むが以下の3点を挙げる．

(1) 評価（支援）システムの中心部分が公開されて，資源（量）評価の方法，評価結果の主要部分などが，第三者によってトレース可能で，さらに時代の要請に応じた継続的な発展が可能となる必要がある．

(2) 膨大な各種の地熱資源調査データが公開化・電子化されて，より広いより効率的な利用が可能となる必要がある．

(3) 深部地熱資源については，日本の現状では調査・掘削・開発例が限られており，実態に不明な点が多い．したがって，上記のシステムとデータを用いた資源（量）評価や有望地域抽出の結果は，当面いくつかの可能性モデルに基づいた試行的なレベルに止まらざるを得ない．

4. 深部地熱開発の国内有望地域についての考察

前述したように，深部地熱環境は地域によってさまざまに異なっている可能性が高い．ここでは，まず現状の技術で深部地熱資源の開発が有望と考えられる地域の条件について考察を行う．次に，国内で深部開発が有望な地域についても若干の検討を加える．

4.1 深部開発有望地域の条件

3.3で述べたように，現状の技術で経済的な発電開発が可能な深部地熱資源は，高温の熱水系で，適度な温度（240～360°C程度），中庸の流体特性（弱酸性～弱アルカリ性，低～中程度の塩濃度・ガス濃度）の熱水・蒸気が，高い生産性・大容量の貯留層中に賦存している場合と考えられる．流体温度が高すぎる（あるいは低すぎる）場合，流体化学特性が悪質な場合，貯留層の特性・容量が不良・小規模な場合などには，掘削コストが高い深部地熱開発は経済的～技術的に困難となる．

前述したように，良質の深部高温熱水系は特定の条件の組み合わせの場合に生成すると考えられる．その条件として，良好な熱構造と，貯留構造（流体流動構造）が挙げられる（3.1などを参照）．日本列島の地質環境は，熱構造については，第四紀の新しい火成－火山活動により恵まれるが，貯留構造については，圧縮性の広域応力場や花崗岩質・非炭酸塩岩質の基盤岩類の卓越などにより恵まれない条件の場合が多い（なお，降水起源地下水には恵まれている）．すなわち，貯留構造発達の条件が，良質の深部高温熱水系の発達を規定している場合が多いと考えられる．この観点から，筆者が現状で深部地熱開

発有望地域として期待したいのは，第四紀の火山帯に位置しており，(1)第四紀に伸張性の応力場にあり，地下に空隙を生じやすい地域（地溝帯，プルアパート帯など），及び(2)基盤岩類として生成年代が比較的若く（古第三紀～白亜紀後期）空隙率の高い粗粒砕屑性の堆積岩類などが卓越している地域である．

3.1で述べたように，簡易性の高い1次元非定常の「拡張熱伝導」モデル（第2図）に基づいて，茂野（1999b）はマグマ－熱水系について仮想的な条件下でかなり体系的な数値シミュレーションによる検討を行った．その結果，高温の深部熱水系が発達する環境として，以下の二つの場合を挙げている（第3図を参照）．その第1はマグマ溜の頂部深度が浅い（例えば，深度4 km）場合で，深部貯留層は高温であるが，その分布（厚さ）には制約が大きく（～深度2.5 kmから固結したマグマ溜の頂部下数100 mまで），またその高温保持期間は短い傾向が強い．一方，第2はマグマ溜の頂部深度が深い（例えば，深度6 km）場合で，深部貯留層は相対的に低温となる場合が多いが，その分布はより厚い発達の可能性があり，またその高温保持期間はより長い傾向にある．上述した深部地熱開発有望地域として筆者が期待する地域（上記の(1)・(2)）は，主にこの第2の場合に相当する．

4.2　日本の深部開発有望地域

日本において，深部地熱資源の発電開発が期待できる地域については，(1)未発電開発地域と(2)既発電開発地域とに分けて考える必要がある．(1)の場合は，浅部貯留層が未開発（～非発達）のためデータに乏しく，現状では深部について探査・解析・評価の精度・信頼性は低く，一般的に開発についての現実性は遠い．これに対して，(2)の場合は浅部貯留層が既に開発されているため各種のデータが蓄積しており，深部について探査・解析・評価の精度・信頼性はある程度高く，状況に応じて深部開発が現実のものとなる．

上記(1)の場合については，4.1に述べた深部に優良な高温熱水系が発達する概念的な条件に恵まれた地域として，広域的に九州南部～中部，本州中部中軸部，北海道東部～中央部などが挙げられる（茂野，1992a）．3.4で述べたように，より進んだ地熱資源（量）評価（支援）システムの利用が可能となれば，各種の既存データを用いたさまざまな試みを通じて，より高い信頼性・定量性を持った有望地域の抽出が可能となることが期待される．

ここでは，この(1)の場合については，有望地域抽出の具体的な作業は行わずに，(2)とも関連した簡単な整理と紹介に留めることとする．第4表には，第四紀のテクトニクスにも関連させてマグマ溜の定置深度を基軸に深部

第4表　日本の多様な深部熱水系の分類の試み．
Table 4　Preliminary classifications of various deep hydrothermal systems in Japan.

基本分類型 Primary classification	浅所マグマ溜型 Shallow magma chamber type		深所マグマ溜型 Deep magma chamber type		透水性基盤岩型 Permeable basement type
副次分類型 Secondary classification	浅所貫入岩型 Shallow intrusive rock type	カルデラ型 Caldera type	大規模断層型 Large faults type	大深度基盤型 Deep basement type	—
マグマ溜頂部の深度 Depth of magma chamber top	相対的に浅い Relatively shallow	相対的に浅い Relatively shallow	相対的に深い Relatively deep	相対的に深い Relatively deep	—
主要なマグマ組成 Major magma compositions	安山岩質？ Andesitic?	安山岩質？ Andesitic?	流紋岩／玄武岩質？ Rhyolitic/Basaltic?	流紋岩／玄武岩質？ Rhyolitic/Basaltic?	—
広域応力場 Regional stress field	圧縮的 Contractive	圧縮的 Contractive	伸張的 Extensional	伸張的 Extensional	—
主要断裂系 Major fracture systems	逆断層系 Reverse faults	破壊構造＋逆断層系 Collapse str. & reverse faults	正／横ずれ断層系 Normal & lateral faults	正／横ずれ断層系 Normal & lateral faults	—
基盤深度 Depth of basement rocks	相対的に浅い Relatively shallow	相対的に浅い Relatively shallow	相対的に浅い Relatively shallow	相対的に深い Relatively deep	—
深部貯留層の厚さ Thickness of deep reservoir	相対的に薄い？ Relatively thin?	相対的に薄い？ Relatively thin?	相対的に厚い？ Relatively thick?	相対的に厚い？ Relatively thick?	—
深部貯留層の温度 Temperature of deep reservoir	非常に高い？ Very high?	非常に高い？ Very high?	適度に高い？ Modestly high?	適度に高い？ Modestly high?	—
貯留層流体の主要起源 Major origin of reservoir fluid	降水起源？ Meteoric origin?	マグマ流体起源？ Magmatic origin?	降水起源？ Meteoric origin?	降水起源？ Meteoric origin?	—
主要な透水構造 Major permeability regulation	断裂系 Fracture systems	断裂系 Fracture systems	大規模断裂系 Large fracture systems	断裂系 Fracture systems	岩石中の空隙・断裂 Pores & fractures in rocks （石灰岩・砂岩など） (Limestone, sandstone, etc.)
国内広域地域 Regions in Japan	東北日本弧に多い？ Dominated in Northeast Japan Arc?		西南日本弧～琉球弧に多い？ Dominated in Southwest Japan and Ryukyu Arcs?		（国内では非発達） (Poorly developed in Japan)
国内地域例 Example areas in Japan	葛根田 Kakkonda	森 Mori	八丁原？，大霧？ Hatchobaru? / Ogiri?	滝上？，大霧？ Takigami? / Ogiri?	（条件の欠落による） (Due to lack of conditions)

熱水系の分類を試みた例を示す(第5図参照).マグマ溜の定置深度とテクトニクスとの関係については,Muraoka and Yano (1998) などを参考にしている.なお,その他の例として,北海道について茂野 (1992b, 1997b) は,第四紀のテクトニクス,火山活動などに加えて,温泉水の各種溶存成分組成の解析により,浅部〜深部に良質の高温熱水系が発達する可能性が高い地域の抽出を試みている.

一方,上記(2)の場合については,前述したように「深部地熱資源調査」の延長期間 (H 11−12 年度) に,葛根田地域の成果を参考として,他の既開発地域の深部地熱環境の解析・評価が進められており,3.1.2 に述べたように個別地域モデルに基づいた (半) 定量的な解析・評価が行われる予定である.その総合的な成果の一環として,深部に優良な高温熱水系の発達が期待できる地域が選出されることを期待したい.

他方,3.1.3 に述べた地域間比較モデルにより,既開発地域の深部地熱環境の簡易的な比較検討が既に試みられている.前述したように茂野 (1992a), Shigeno (1995), 茂野 (1997a) などは,地熱流体中の複数の非反応性成分から,既発電開発地域について熱水系の加熱機構・流体起源の推定を通じて,深部地熱環境の多様性を簡略的にモデル化して検討している.また,この結果に基づいて日本の既発電開発地域を分類し,特に深部に優良な高温貯留層の発達が期待できる地域を選出している.上記の個別地域モデルに基づく総合的・(半) 定量的な解析・評価結果の信頼性を確認する上で,このような地域間比較モデルに基づく定性的な結果は重要と考えられる.

「深部地熱資源調査」により葛根田地域において 4000 m 級の深部調査井が掘削された.しかし,葛根田地域は,上述したように恐らく深部地熱環境について,一つの型を代表する地域 (特に,浅いマグマ溜頂部深度と圧縮的な応力場で特徴づけられる) に過ぎないと考えられる.それ以外の型の深部熱水系発達の可能性が高い地域 (特に,引張的な応力場にあり,大規模なマグマ溜の頂部深度が深く,基盤地質単元・構造の空隙率・透水性が高い場合) が存在すると推定される.今後,特にこのような型の有望地域 (既浅部開発地域及び未開発地域) について,より高い精度の深部環境の調査・探査・解析・評価,さらに深部調査井掘削によるその実証が期待される.

5. まとめ

深部地熱資源については,(1)探査・評価技術の未成熟及び深部地熱井掘削調査の絶対的な実績不足から,その実態に不明の点が多く,したがって開発リスクが高いこと,(2)深部掘削のコストが高く,開発経済性の問題が大きいことから,現状では世界的に (イタリアを除いて) 開発が進んでいない.しかし,新エネルギー開発推進の立場から,深部地熱開発についてその可能性を探っていくことは重要である.

本説では,今後の深部地熱資源の開発進展への寄与を目的に,技術的な課題として重要と考えられる(1)モデル化法,(2)探査・評価法,(3)開発・利用法,(4)資源 (量) 評価法について検討を加えた.また,深部地熱資源の中で,今後当面の開発対象である優良な高温熱水系資源について現状の知見から分布・生成環境について整理を行い,特に開発有望性が高く,今後の調査・探査・掘削の対象として期待できる地域について考察を加えた.

21 世紀には地球規模で人口増加,環境悪化などとともに,エネルギー供給不足が危惧されており,持続的発展可能な社会の建設 (〜文化的社会生活の最低限保証) に貢献するために,新エネルギーについて長期的・総合的視点からの技術開発,開発・利用推進,環境整備が必要である.国内エネルギー資源に乏しい日本では,比較的恵まれた各種の地熱エネルギー資源の最適利用は非常に重要であり,深部地熱資源についても,その一環として長期的な視点からの実態把握・技術開発が必要と考えられる.

しかし,20 世紀末の政治・経済・社会状況では,「大競争時代」の名の下に短期的な経済優位性が強く求められており,新エネルギー,地熱エネルギー,深部地熱資源のどのレベルについても,現状〜近未来における経済性が非常に強く重要視されている.このような情勢にしたがって,深部地熱資源の実態把握と関連する技術開発について,短・中期的と中・長期的とに分けて,今後の研究・調査課題を検討した結果 (案) を第5表に整理した.

6. おわりに

日本の地熱資源開発については,複雑な内的及び外的な環境条件により,20 世紀末の現在伸び悩み (〜一種の閉塞) 状況に入り込んでいる.しかし,現実に天然資源が存在しており,それを開発する技術あるいは技術開発力があるにもかかわらず,短期的な経済性や社会状況によって長期的な最適利用化が進められないとすれば,非常に残念なことであり,また将来に悔いを残すこととなる.日本の地熱資源について,より進んだ実態の把握と利用方法の探求を,さらに進めていくべきであろう.この機会に,参考として第6表には,今後当面の地熱開発対象となる浅部と深部の熱水系資源の探査・評価について,日本における短期的及び長期的な調査・研究課題 (案) を整理してまとめた.

深部地熱資源は,浅部地熱資源と同様に,さまざまな型の地熱資源を含む.また,プレートテクトニクス,火山−火成活動,変成−変質作用,各種の金属・非金属鉱床生成などと深く関係している.したがって,単に短期的に地熱開発経済性の高い部分を検討対象とするばかり

第5表　深部地熱資源の開発のために今後必要な研究・調査課題の一覧表.
Table 5　List of research and survey themes necessary in the future for exploitation of deep geothermal resources.

対象： Objects:	既発電開発地熱地域の深部（概略 > 2500 mの未知の環境）. Deep levels (ca. > 2500 m, highly uncertain environments) in geothermal areas already exploited for power generation.
特徴： Characteristics:	（1）深度が大きく掘削のコスト・リスクが高い（経済的開発の不確実性が高い）. High costs and risks of drilling to the deep levels (high uncertainty for economic development). （2）開発環境の整備が進んでおり，短期間で発電開始が可能. Power generation could be rapidly started by using existing infrastructures.
❶短・中期的な開発目標と考える場合（2010年に発電容量1500MWeの見通しへの寄与）. As a short- to intermediate-term exploitation target (Contributing to generation capacity expansion to 1500 MWe expected for 2010). 1．目標： Objectives: 2．課題： Tasks: 3．選定手法： Selection method:	 最有望地域の選定と深部掘削調査（政府支援）による開発の迅速な進展. Selection of the most promising areas and deep drilling surveys (supported by government) for rapid advance of exploitation. 適度な温度，良質の流体化学性状，生産性の高い，大容量の深部貯留層の発見. Discovery of deep reservoirs with modest temperature, mild fluid chemistry, high productivity and large capacity. 既存の～改良された各種の静的・動的探査手法と総合解析・評価手法の適用. Applying conventional and improved static and dynamic exploration methods, and integrated analysis and evaluation methods.
❷中・長期的な開発目標と考える場合（地球環境保全と国のエネルギーセキュリティへの寄与）. As an intermediate- to long-term exploitation target (Contributing to global environmental protection and energy security of Japan). 1．目標： Objectives: 2．課題： Tasks: 3．拡大対象： Extended objects:	 探査・評価技術の開発および最適利用のための多様な深部環境の実態解明. Developments of exploration and evaluation methods, and better understanding of various deep environments for optimal utilization. （1）深部環境（深部貯留層～マグマ）のより高精度・高確度の探査・評価手法の開発. Developments of highly accurate exploration and evaluation methods for deep environments (deep reservoir to magma chamber) （2）新探査・評価手法と総合解析による既開発地域の深部環境のより正確な実態把握. More accurate understanding deep environments of exploited geothermal areas using new methods and integrated analysis. （3）総合調査・データ解析による全国的な浅部～深部の温度構造・貯留層構造の把握. Better understanding nation-wide thermal and reservoir structures from shallow to deep levels by integrated survey and data analysis. （1）高温腐食性の深部熱水系環境（高ガス・塩濃度流体）を含める. Including high-temperature corrosive hydrothermal environments at depth (highly gas-rich and highly saline fluids). （2）深部高温乾燥～溶融環境（深部高温岩体～マグマ）を含める. Including deep hot dry and melted environments (HDR and magma chamber at depth).

第6表　日本の熱水系型地熱資源の探査・評価に関する今後の技術的課題.
Table 6　Future technological themes for exploration and evaluation of hydrothermal-type geothermal resources in Japan.

	短～中期的課題 Short- to intermediate-term themes	中～長期的課題 Intermediate- to long-term themes
目標 Objectives	経済競争力の向上と発電容量の拡大（2010年見通し1500MWeへの寄与） Improvement of economic competitiveness, and expansion of generation capacity (contribution to 1500 MWe expected for year 2010).	地球環境保全への寄与（CO_2削減） Contribution to global environment protection. 日本のエネルギーセキュリティへの寄与 Contribution to energy security of Japan.
浅部熱水系 Shallow Hydrothermal Systems	動的な探査・評価手法の技術開発（貯留層変動探査法開発） Technology development of dynamic exploration and evaluation methods (Development of Technology for Reservoir Mass and Heat Flow Characterization).	地熱開発－温泉影響の客観的評価手法の開発 Technology development of evaluation methods for effects of geothermal exploitation on hot-springs. 自然公園内の大規模可能性地域の調査・評価 Studies and evaluation of National Park areas with huge geothermal resource potentials.
深部熱水系 Deep Hydrothermal Systems	最有望地域選出と深部掘削実証調査（深部地熱資源調査の継承化） Selection of the most promising areas and certification by deep drilling surveys (successive phases of the Deep-Seated Geothermal Resources Survey).	より高確度の深部環境の探査・評価法の開発 Development of highly accurate exploration and evaluation methods for deep environments. 新手法等による深部環境のより正確な把握 More accurate understanding deep environments using new methods and integrated analysis.
浅部熱水系・深部熱水系・高温岩体・マグマ溜および他の地熱資源型 Shallow and Deep Hydrothermal Systems, Hot Dry Rocks, Magma Chamber and Other Types of Geothermal Resources	全国レベル・地域レベルの地熱資源の統合的・進化的な解析・評価（既存の各種調査・探査データの電子化・DB化・GIS化・公開化） Integrated and progressive analysis, and evaluation of geothermal resources at nation-wide and area levels (through transferring existing survey and exploration data into computer DB and GIS as open electronic information).	

ではなく，各種の地下資源の実態解明・開発及びさまざまな地質災害の原因解明・防止などとの関連からも研究・調査を行い，深部掘削によって実証する価値があることを最後に強調したい．

謝辞 本説を取りまとめるに当たっては，「深部地熱資源調査」を推進されてきた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，及び新エネルギー・産業技術総合開発機構の「深部地熱資源調査委員会」及び「同深部調査部会」の委員の方々のさまざまな場でのご意見を参考にさせていただきました．また，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いただきました．

本説では，新エネルギー・産業技術総合開発機構及び地熱技術開発株式会社による「平成9年度深部地熱資源に関する国内技術情報調査」（NEDO, 1998）の機会に筆者が取りまとめた内容を，一部利用しました．この調査委員会では，国内の多くの地熱開発関連会社の方々から貴重なご意見を頂きました．なお，その機会に，当舎利行，西 祐司，内田利弘，大久保泰邦の各氏から提案された今後開発すべき深部探査手法についてのアイデアを，本説で利用させていただきました．同時に，大久保泰邦，阪口圭一，柳澤教雄の各氏からは，資源（量）評価法について有益なご意見を頂きました．

本説は，1997年3月の工業技術院エネルギー研究総合推進会議第2回地熱分科会，1998年10月の日本地熱学会平成10年学術講演会（茂野，1998a；1998b），1999年2月の第259回地質調査所研究発表会（茂野ほか，1999，茂野，1999a）などの機会に漸次取りまとめて発表したものを整理・総合化したものです．これらの機会には，参加者の方々からさまざまな貴重なご意見を頂きました．

最後に，論文査読者の阪口圭一氏には，有益なコメントを頂きました．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.

地質調査所（1986）地熱情報データベース・システムの研究．地調報告，no.265，538p.

地質調査所（1991）日本の地熱資源評価に関する研究．地調報告，no.275，352p.

地質調査所（1995）100万分の1日本地質図第3版CD-ROM版.

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.

林 一夫（1993）マグマ発電．日本地熱学会誌，**15**，no.4，182-191.

Hayba, D. O. and Ingebritsen, S. E. (1997) Multiphase groundwater flow near cooling plutons. *Jour. Geophy. Res.*, **102**, no.B6, 12235-12252.

Ingebritsen, S. E. and Sanford, W. E. (1998) *Groundwater in Geologic Processes*. Cambridge, 341p.

Juppenlatz, M. and Tian, X. (1996) *Geographic Information Systems and Remote Sensing*. McGraw-Hill, 145p.

金原啓司（1998）IEAにおける地熱研究協力の最近の動向－深部地熱資源タスク．地熱技術，**23**，no.1/2，9-15.

Kimbara, K. (1998) The IEA task of deep geothermal resources - An overview of the task. *Proc. 20th New Zealand Geothermal Workshop, Auckland 1998*, 75-80.

国土庁計画・調整局・建設省国土地理院（1992）国土数値情報（改訂版）．大蔵省印刷局，202p.

国土庁計画・調整局・建設省国土地理院（1994）宇宙からの国土情報の整備．大蔵省印刷局，137p.

松山一夫・野田徹郎（1990）全国地熱資源総合調査（第3次）総合解析手法開発．地熱技術，no.36，35-50.

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.

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, Auckland 1998*, 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 3729 m depth, Kakkonda, Japan. *Geothermics*, **27**, 507-534.

中村和郎・寄藤 昴・村山祐司編（1998）地理情報システムを学ぶ．古今書院，212p.

日本列島の地質編集委員会（1996）コンピュータグラフィックス日本列島の地質（CD-ROM付）．

丸善，139p.
21世紀に向けた発電技術懇談会地熱部会（1996）中間報告．69p.
野田徹郎（1993a）深部地熱資源の開発－地熱資源賦存状況と調査の方向（その1）－．地熱エネルギー，**18**，276-286.
野田徹郎（1993b）深部地熱資源の開発－地熱資源賦存状況と調査の方向（その2）－．地熱エネルギー，**18**，380-391.
小川克郎（1986）日本の地熱資源の評価．地質ニュース，no.377，8-17.
Sasada, M.（1995）Development of permeable fractures in geothermal systems in the Japanese Islands -Two contrasting types of geothermal reservoirs-. *Proc. World Geothermal Congress 95, Florence 1995,* 1315-1318.
茂野　博（1992a）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.
茂野　博（1992b）地球化学的に見た北海道の地熱資源の開発有望性．平成4年度資源・素材関係学協会合同秋季大会分科研究会資料，U．北海道における地熱の現状と展望，30-33.
茂野　博・高橋正明・野田徹郎（1992）単一ボックスモデル熱水系数値シミュレーターを用いた大沼地熱発電所における生産流体化学組成変化の順解析．地調月報，**43**，573-594.
Shigeno, H., Takahashi, M. and Noda, T.（1993）Reservoir environment of the Onuma geothermal power plant, Northeast Japan, estimated by forward analysis of long-term artificial-tracer concentration change, using single-box-model simulator. *Proc. 18th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford Univ. 1993,* 135-140.
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,* 1019-1024.
茂野　博（1997a）起源流体指標としての地熱流体化学．日本地熱調査会セミナー「地熱発電所の維持管理における地化学の活用について」資料，1-23.
茂野　博（1997b）北海道東部の地熱系の賦存環境．日本地熱学会平成9年度学術講演会講演要旨集，A14.
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，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，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マグマ－熱水系賦存環境の多様性の基礎的検討．地調月報，**50**，725-741.
茂野　博（1999c）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域の地熱系発達史の検討．地熱，**36**，261-279.
Shigeno, H.（2000）Evolution history of the Kakkonda magma-hydrothermal system, Japan, estimated through simplified-model numerical simulations. *Proc. 25th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford Univ. 2000,* 135-142.
島田寛一・田籠功一・藤野敏雄・北古賀功（1994）八丁原地熱地帯の深部地熱構造と深部開発のターゲット．地熱，**31**，301-319.
Shimada, K. and Fujino, T.（1995）Deep-seated geothermal resources in Kyushu Island, Japan. *Geothermal Resources Council Transactions,* **19**, 365-370.
新エネルギー・産業技術総合開発機構（1988）全国地熱資源総合調査特集．NEDOニュース，no.83，3-20.
新エネルギー・産業技術総合開発機構（1989）地熱資源量の評価に関する調査．194p.
新エネルギー・産業技術総合開発機構（1992）深部地熱資源調査・採取技術に関する調査．463p.
新エネルギー・産業技術総合開発機構（1998）平成9年度深部地熱資源に関する国内技術情報調査報告書．129p.
玉生志郎・藤本光一郎（2000）葛根田地域の深部地熱系モデル．地調報告，no.284，133-164.
Uchida, T., Akaku, K., Sasaki, M., Kamenosono, H., Doi, N. and Miyazaki, S.（1996）Recent progress of NEDO's "Deep-Seated Geothermal Resources Survey" project. *Geothermal Resources Council Transactions,* **20**, 643-648.
United States Geological Survey（1975）Assessment of Geothermal Resources of the United States-1975. *U. S. G. S. Circular,* no.726, 155p.
United States Geological Survey（1978）Assess-

ment of Geothermal Resources of the United States-1978. *U. S. G. S. Circular,* no.790, 163p.

矢野桂司 (1999) 地理情報システムの世界. ニュートンプレス選書, 250p.

Yano, Y. and Ishido, T. (1998a) Numerical investigation of production behavior of deep geothermal reservoirs at super-critical conditions. *Geothermics,* **27**, 705-721.

Yano, Y. and Ishido, T. (1998b) A reservoir engineering study on production behavior of deep-seated geothermal reservoirs. *Geothermal Resources Council Transactions,* **22**, 503-506.

(受付：1999年9月20日；受理：2000年6月26日)

付　録

Supplements

付録1：「深部地熱資源調査の解析・評価」による成果発表一覧
（誌上発表：平成5年度～平成11年度（平成12年度を一部含む））

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.

藤本光一郎（1993）鉱物粒界での水／岩石反応から見た深部地熱系．平成4年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書，全国地熱資源総合調査に伴うデータの解析・評価，147-156.

藤本光一郎・佐々木宗建・村岡洋文（1993）田沢湖東部のボーリングコアの化学組成について．平成4年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書　全国地熱資源総合調査に伴うデータの解析・評価，159-166.

藤本光一郎（1994）マグマ周辺の壁岩／熱水相互作用－力学的・化学的相互作用のカップリング．地質学論集，no.43，109-119.

藤本光一郎（1994）鉱物粒界での水／岩石反応から見た深部地熱系．地質ニュース，no.477，21-25.

藤本光一郎・柳澤教雄・佐々木宗建（1994）深部流体岩石反応の解析・評価－低真空走査電子顕微鏡による無蒸着試料の観察・分析について－．平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，51-57.

藤本光一郎・高橋　学（1995）葛根田花崗岩及びいくつかの若い花崗岩類の透水性について．平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，69-84.

藤本光一郎・佐々木宗建・佐脇貴幸・柳澤教雄（1997）深部流体岩石反応の解析．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，283.

Fujimoto, K., Takahashi, M., Doi, N. and Kato, O. (1998) High permeability of Quaternary granites in Japan and its implications for mass and heat transfer in a magmatic-hydrothermal system. *Proc. 9th International Symposium on Water-Rock Interaction, Taupo 1998*, 227-230.

藤本光一郎（1998）水・岩石相互作用から見た地殻内流体の性質や存在状態．Conductivity Anomaly 研究会1998年論文集，167-173.

Fujimoto, K., Takahashi, M., Doi, N. and Kato, O. (2000) High permeability of Quaternary granites in the Kakkonda geothermal area, Northeast Japan. *Proc. World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka*, 1139-1144.

藤本光一郎・佐々木宗建・佐脇貴幸・柳澤教雄（2000）流体岩石反応から見た葛根田地熱系の構造と発達過程．地調報告，no.284，105-116.

原山　智（1994）世界一若い露出プルトンの冷却史－北アルプス，滝谷花崗閃緑岩の年代と冷却モデル．地質学論集，no.43，87-97.

Higashihara, M., Igari, S., Maekawa, T., Noda, T., Sakata, S., Asada, N. and Miyatake, A. (1997) C5+ hydrocarbons in fumarolic gases from the Kakkonda (Takinoue) geothermal area, Japan. *Geochem. Jour.*, **31**, 63-73.

猪狩俊一郎（1995）メタンを主成分とするガス中の微量軽質炭化水素の測定法．地球化学，**29**，17-23.

猪狩俊一郎・前川竜男・坂田　将（1996）自然噴気中のペンタン異性体：東北日本葛根田地熱地域での例．地調月報，**47**，(5)，1-4.

猪狩俊一郎・前川竜男・坂田　将（2000）地熱ガス中の炭化水素の起源に関する研究－葛根田地熱地域の噴気ガス．地調報告，no.284，77-80.

Ikeuchi, K., Komatsu, R., Doi, N., Sakagawa, Y., Sasaki, M., Kamenosono, H. and Uchida, T. (1996) Bottom of hydrothermal convection found by temperature measurements above 500°C and fluid inclusion study of WD-1 in Kakkonda geothermal field, Japan. *Geothermal Resources Council Transactions*, **20**, 609-616.

Ikeuchi, K., Doi, N., Sakagawa, Y., Kamenosono, H. and Uchida, T. (1998) High-temperature measurements in well WD-1A and the thermal structure of the Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics*, **27**, 591-607.

石戸経士（1994）マグマ－熱水系の数学モデル．地質学論集，no.43，133-140.

Ishido, T. and Pritchett, J. W. (1996) Numerical simulation of electrokinetic potentials associated with natural and production-induced hydrothermal fluid flows. *Geothermal Resources Council Transactions*, **20**, 323-329.

Ishido, T. and Yano, Y. (1997) Reservoir engineering approach to deep geothermal systems. *Proc. NEDO International Geothermal Symposium, Sendai 1997*, 208-214.

石戸経士・矢野雄策・竹野直人・宮崎芳徳・安川香澄（1997）深部地熱系の貯留層評価．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地

熱資源調査の解析・評価，657.

Kasai, K., Sakagawa, Y., Miyazaki, S., Sasaki, M. and Uchida, T. (1996) Supersaline brine obtained from Quaternary Kakkonda granite by the NEDO's deep geothermal well WD-1A in the Kakkonda geothermal field, Japan. *Geothermal Resources Council Transactions,* **20**, 623-629.

Kasai, K., Sakagawa, Y., Komatsu, R., Sasaki, M., Akaku, K. and Uchida, T. (1998) The origin of hypersaline liquid in the Quaternary Kakkonda granite, sampled from well WD-1A, Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics,* **27**, 631-645.

Kato, O., Doi, N., Akazawa, T., Sakagawa, Y., Yagi, M. and Muraoka, H. (1995) Characteristics of fractures based on FMI logs and cores in well WD-1 in the Kakkonda Geothermal Field, Japan. *Geothermal Resources Council Transactions,* **19**, 317-322.

Kato, O., Doi, N., Sakagawa, Y. and Uchida, T. (1998) Fracture systematics in and around well WD-1, Kakkonda geothermal field, Japan. *Geothermics,* **27**, 609-629.

川村政和・玉生志郎・松波武雄・金原啓司 (1993) 50万分の1地熱資源図「札幌」の編集．平成4年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書，全国地熱資源総合調査に伴うデータの解析・評価，49-62.

川村政和・玉生志郎 (1994) 深部地熱資源調査プロジェクトの狙い．地質ニュース，no.477，6-8.

風早康平・篠原宏志 (1994) 大規模マグマ溜りからの火山ガス・熱水の放出モデル－火道内マグマ対流およびマグマ溜りの固化に伴う脱ガス－．地質ニュース，no.474，12-17.

風早康平・篠原宏志 (1994) マグマの上昇・噴火における揮発性成分の役割．地質学論集，no.43，53-62.

風早康平・高橋正明・野田徹郎 (1994) 深部流体系の解析・評価－マグマ溜まりの固化に伴う脱ガスと体積変化－．平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，27-33.

風早康平 (1994) 深部起源流体放出域の解析・評価「鹿児島県薩摩硫黄島」－火道内マグマ対流による大規模マグマ溜りの脱ガス機構－．平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，69-72.

風早康平・安原正也・高橋正明・佐藤　努 (1995) 葛根田地域の浅層地下水系の調査・解析手法について．平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，29-32.

風早康平・高橋正明・安原正也・丸井敦尚・佐藤　努 (1997) 深部流体系の解析．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，129.

風早康平 (1997) 島弧の活火山から放出される水－その起源と量－．日本水文科学会誌，**27**，105-116.

風早康平・安原正也 (1999) 岩手火山の地下水流動系－同位体水文学的手法による予察結果．月刊地球，**21**，290-295.

風早康平・安原正也・佐藤　努・高橋正明・丸井敦尚 (2000) 岩手山－葛根田地域の地下水同位体標高効果．地調報告，no.284，57-67.

菊地恒夫 (1994) 葛根田地域をモデルとした弾性波シミュレーション．地質ニュース，no.477，30-36.

菊地恒夫・西　祐司 (1994) 速度構造の解析・評価－シミュレーションによるKT 208坑内発破データを用いた葛根田地域の地下構造の決定．平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，117-140.

菊地恒夫・西　祐司 (1995) シミュレーションによるKT 208坑内発破データを用いた葛根田地域の地下構造の推定－その2－．平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書「深部地熱資源調査の解析・評価」，153-167.

菊地恒夫 (1997) 速度構造の解析．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，455.

菊地恒夫・西　祐司 (1999) Staggered grid finite-difference 法による2-D発破振動シミュレーションを用いた葛根田地域の速度構造の検証．日本地熱学会誌，**21**，391-407.

Kikuchi, T. and Nishi, Y. (2000) Velocity structures of Kakkonda area estimated by 3-D simulations. *Proc. World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka,* 1349-1354.

菊地恒夫 (2000) WD-1a 井の検層データと弾性波伝播シミュレーションによる葛根田地域の速度構造の評価．地調報告，no.284，175-191.

Kimbara, K., Muraoka, H., Kobayashi, H., Sanada, N., Fujimoto, K. and Ohsato, K. (2000) A summary of results of the IEA task activities of deep geothermal resources. *Proc. World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka,* 2653-2658.

小松　亮・池内　研・土井宣夫・佐々木宗建・内田利弘・笹田政克 (1998) 深部調査井 (掘削深度3,729 m) の流体包有物から見た葛根田花崗岩の特徴と葛根田地熱系．日本地熱学会誌，**20**，209-224.

駒澤正夫 (1994) 密度構造の解析・評価－葛根田地域の重力異常と密度モデル．平成5年度ニューサンシャ

イン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，143-150.

駒澤正夫（1995）密度構造の解析・評価－重力データの編集－．平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，193-195.

駒澤正夫（1997）密度構造の解析．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，515.

古宇田亮一・村岡洋文ほか59名（1996）「リモートセンシング用語辞典」．資源・環境観測解析センター，291p.

光畑裕司（1999）人工信号源電磁探査法データの2.5次元モデリングおよびインバージョン．Conductivity Anomaly研究会1999年論文集，76-81.

Mitsuhata, Y. and Uchida, T. (1999) 2-D inversion of electromagnetic data caused by a 3-D controlled source. *Proc. 2nd International Symposium on Three-Dimensional Electromagnetics,* 170-173.

Mitsuhata, Y. and Uchida, T. (1999) 2.5-dimensional modeling and inversion of CSEM data. *Expanded Abstracts, Soc. Exploration Geophysicists 1999 Annual Meeting,* 4 p.

Mitsuhata, Y. (2000) 2-D electromagnetic modeling by finite-element method with a dipole source and topography. *Geophysics,* **65**, 465-475.

Miura, Y., Osato, K., Takasugi, S., Muraoka, H. and Yasukawa, K. (1995) Development of the EM tomography system by vertical electro-magnetic profiling (VEMP) method. *Proc. 3rd SEGJ/SEG International Symposium Geotomography - Fracture Imaging-,* 323-330.

水垣桂子・大谷具幸・中島善人（1997）深部断裂系の解析．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，341.

Muffler, L. J. P. and Tamanyu, S. (1995) Tectonic, volcanic, and geothermal comparison of the Tohoku volcanic arc (Japan) and the Cascade volcanic arc (USA). *Proc. World Geothermal Congress 1995,* 725-730.

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**，26-52.

村岡洋文（1993）八甲田火山地域のカルデラ群．月刊地球，**15**，713-717.

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.

村岡洋文（1995）地熱資源探査．古宇田亮一ほか編「資源リモートセンシング概論」，資源・環境観測解析センター，172-174.

Muraoka, H., Yagi, M., Yasukawa, K., Hisatani, K., Doi, N. and Miyazaki, S. (1995) NEDO "Deep-Seated Geothermal Resources Survey": A link of igneous, metamorphic and hydrothermal processes. *Proc. World Geothermal Congress 1995,* 1509-1514.

村岡洋文（1995）イタリア中部地域の地熱開発．地熱エネルギー，**20**，237-246.

村岡洋文（1995）WGC'95フィレンツェ大会について．地熱技術，**20**，no.3&4，20-27.

村岡洋文（1996）マグマ－壁岩相互作用のモデル化序論．テクトニクスと変成作用（原　郁夫先生退官記念論文集），創文，178-188.

Muraoka, H., Shigeno, H., Ishido, T. and Uchida, T. (1997) Scope of modeling of deep geothermal systems in an IEA co-operative program. *Proc. NEDO International Geothermal Symposium, Sendai 1997,* 200-207.

村岡洋文・玉生志郎・茂野　博・石戸恒雄・笹田政克（1997）本報告書の概要．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，3-5.

村岡洋文・石戸経士・茂野　博・笹田政克・大久保泰邦（1997）総合解析．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，871.

村岡洋文・茂野　博（1997）ニューサンシャイン計画地熱関係研究の解説－深部地熱資源調査の解析・評価．地熱技術，**22**，no.1&2，121-128.

村岡洋文（1997）特集記事－まとめ．地熱技術，**22**，no.1&2，59-60.

Muraoka, H. (1997) Petrochemical profiling of the aureole of the Kakkonda Granite using cuttings samples along the well WD-1a, Northeast Japan. *Geothermal Resources Council Transactions,* **21**, 309-316.

Muraoka, H. (1997) Conceptual model for emplacement depth of magma chambers and genesis of geothermal systems. *Proc. 30th International Geological Congress,* **9**, 143-155.

村岡洋文・小林秀男・真田徳雄・金原啓司（1998）GRC 1997年年次大会及び付随するIEA活動に参加して．地熱，**35**，40-52.

Muraoka, H. and Yano, Y. (1998) Why neo-plutons are deeper in extension tectonic fields and shallower in contraction tectonic fields? *Proc. 20th New Zealand Geothermal Workshop,* 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 3729 m depth, Kakkonda, Japan. *Geothermics,* **27**, 507-534.

Muraoka, H. (1999) Magma-tectonic background of geothermal systems. *Proc. Asian Geothermal Energy '98,* 137-144.

Muraoka, H., Tateno, M. and Okubo, Y. (1999) Brittle-plastic transition penetrated by the well WD-1a beneath the Kakkonda geothermal field, Japan. *Geol. Surv. Japan Interim Report,* EQ/99/1, 66-68.

Muraoka, H., Yasukawa, K. and Kimbara, K. (2000) Current state of development of deep geothermal resources in the world and implications to the future. *Proc. World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka,* 1479-1484.

村岡洋文・大谷具幸 (2000) WD-1a 井の全岩化学分析による葛根田地熱系のプロファイリング. 地調報告, no.284, 35-55.

Nakagome, O., Uchida, T. and Horikoshi, T. (1998) Seismic reflection and VSP in the Kakkonda geothermal field, Japan: fractured reservoir characterization. *Geothermics,* **27**, 535-552.

中島善人・鳥海光弘 (1996) 地殻深部を水はどう流れるかークラックの役割ー. 科学, **66**, 873-875.

Nakashima, Y., Hirai, H., Koishikawa, A. and Ohtani, T. (1997) Three-dimensional imaging of arrays of fluid inclusions in fluorite by high-resolution X-ray CT. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte 1997,* 559-568.

Nakashima, Y., Nakashima, S., Gross, D., Weiss, K. and Yamauchi, K. (1998) NMR imaging of 1H in hydrous minerals. *Geothermics,* **27**, 43-53.

Noda, T. and Shimada, K. (1993) Water mixing model calculation for evaluation of deep geothermal water. *Geothermics,* **22**, 165-180.

野田徹郎 (1993) 深部地熱資源の開発ー地熱資源賦存状況と調査の方向 (その1)ー. 地熱エネルギー, **18**, 276-286.

野田徹郎 (1993) 地熱発電と温泉の共存. 地熱発電シンポジウム「地熱開発と温泉の共生」報告書, 42-64.

野田徹郎 (1993) 深部地熱資源の開発ー地熱資源賦存状況と調査の方向 (その2)ー. 地熱エネルギー, **18**, 380-391.

野田徹郎 (1993) わが国の地熱資源賦存状況と化学的性状. 深部地熱資源開発と材料問題に関する講演会テキスト, 12-26.

野田徹郎 (1994) 地熱発電と温泉の共存のために. 地熱エネルギー, **19**, 13-29.

野田徹郎・東原雅実・浅田憲子 (1994) 炭化水素ガスによる地下深部地熱環境の推定. 地質ニュース, no.477, 14-20.

野田徹郎 (1997) 地熱発電所の維持管理における地化学データの活用.「地熱発電所の維持管理における地化学の活用について」セミナー資料, 48-82.

野田徹郎 (1997) 新刊紹介「温泉の開発と経営」. 地質ニュース, no.512, 67.

野田徹郎 (1997) 地熱探査の目的は3要素の解明か? 地質ニュース, no.514, 23-29.

Noda, T. (1997) Source water classification for hot springs based on those chemical characteristics. *Proc. 33rd Conf. Societe Internationale des Techniques Hydrothermales, Hakone 1997,* 189-192.

野田徹郎 (1998) 化学的特徴に基づく地熱系の起源水の分類. 地熱, **35**, 193-206.

野田徹郎 (1999) 21世紀の地熱開発へのブレイクスルー. 平成10年度地熱開発管理者研修会資料, 159-176.

野田徹郎 (1999) 日本地熱学会20周年シンポジウム総合討論 (パネルディスカッション) 内容の掲載に当たって. 日本地熱学会誌, **21**, 312-313.

野田徹郎 (1999) 温泉のヒ素問題. 大分県温泉調査研究会50年のあゆみ, 115-117.

野田徹郎 (2000) 21世紀の地熱開発へのブレイクスルー. 地熱エネルギー, **25**, 4-9.

野田徹郎 (2000) 地熱地化学講座 第1回 地熱の開発及び利用における地化学の概要. 地熱, **37**, 45-66.

野呂春文 (1993) 知識ベース, ルール等の解析・評価① 流体流動ブロックの評価ー相関解析の問題点と改良ー. 平成4年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 全国地熱資源総合調査に伴うデータの解析・評価, 7-25.

大谷具幸・中島善人・村岡洋文 (1997) X線CTによる葛根田花崗岩に認められる岩石組織の3次元イメージング. 日本地熱学会誌, **19**, 209-217.

大谷具幸・笹田政克・松永 烈 (1997) 流体包有物マイクロサーモメトリーから推定される山形県肘折地熱地域のフラクチャ形成史. 日本地熱学会誌, **19**, 217-227.

Ohtani, T., Nakashima, Y., Nakano, T. and Muraoka, H. (1999) Three-dimensional shape analysis of miarolitic cavities in the Kakkonda granite, NE Japan. *Geol. Surv. Japan Interim Report,* EQ/99/1, 73-76.

Ohtani, T., Nakashima, Y. and Muraoka, H. (2000) Three-dimensional miarolitic cavity distribution in the Kakkonda granite from borehole WD-1a using X-ray computerized tomography. *Engineering Geology,* **56**, 1-9.

Ohtani, T., Nakashima, Y., Nakano, T. and Muraoka, H. (2000) X-ray CT imaging of pores and fractures in

the Kakkonda granite, NE Japan. *Proc. World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka,* 1521-1526.

大谷具幸・中島善人・水垣桂子（2000）X線CTによる葛根田花崗岩コアの3次元貯留構造解析．地調報告，no.284，117-126.

Okubo, Y. and Shibuya, A. (1993) Thermal and crustal structure of the Aso volcano and surrounding regions constructed by gravity and magnetic data, Japan. *Jour. Volcanol. Geothermal Res.*, **55**, 337-350.

大久保泰邦（1993）空中磁気探査におけるインバージョンとその地熱地帯への応用．地調月報，**44**，383-525.

大久保泰邦（1993）日本の大カルデラの重・磁力構造とその形成過程の物理モデル作成の試み．石井吉徳教授退官記念論文集，199-208.

大久保泰邦（1993）磁気探査．日本地熱学会誌，**15**，84-88.

Okubo, Y., Makino, M., Kasuga, S., Isezaki, N., Yamazaki, T., Ishihara, T. and Nakatsuka, T. (1994) Magnetic anomalies of Japan and adjoining areas. *Jour. Geomagnetism and Geoelectricity,* **46**, 411-421.

Okubo, Y. (1994) Magnetic modeling of the Hakkoda volcanoes, Japan. *Jour. Geomagnetism and Geoelectricity,* **46**, 513-528.

Okubo, Y. and Matsunaga, T. (1994) Curie point depth in northeast Japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity. *Jour. Geophy. Res.,* **99**, 22363-22371.

Okubo, Y., Kanaya, H., Shibuya, A. and Okumura, K. (1997) Origin of magnetic lineation on Kyushu Island, Japan. *The Island Arc,* **6**, 386-395.

Okubo, Y., Ishihara T. and Daigo, M. J. (1997) Magnetic anomalies of east and southeast Asia and their linear features. *Jour. Southeast Asian Earth Sciences,* **15**, 161-163.

大久保泰邦・山野　誠（1997）特集「日本列島とその周辺の熱構造」にあたって．地質ニュース，no.517，10-11.

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.517，6 and 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ー北海道の例ー．日本地熱学会誌，**20**，15-29.

大久保泰邦・川村政和・松林　修（1998）熱・温度構造．物理探査学会ハンドブック．571-594 and 627-629.

小川康雄（1997）Magnetotelluric 法フィールドデータの最近の解析方法．月刊地球，号外，no.17，135-139.

小川康雄・内田利弘・高倉伸一（1997）葛根田地熱地域の比抵抗構造探査(1)．Conductivity Anomaly 研究会1997年論文集，182-188.

小川康雄・内田利弘・高倉伸一・村上　裕（1997）比抵抗構造の解析．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，523.

Ogawa, Y. (1997) Data-adaptive inversion of the Oklahoma EMAP dataset. *Jour. Geomagnetism and Geoelectricity,* **49**, 801-806.

Ogawa, Y. (1997) Two-dimensional inversion of Papua New Guinea magnetotelluric dataset assuming static shift as a Gaussian distribution. *Jour. Geomagnetism and Geoelectricity,* **49**, 857-867.

大竹正巳・佐藤比呂志・山口　靖（1997）福島県南会津，後期中新世木賊カルデラの形成史．地質学雑誌，**103**，1-20.

Saito, S., Sakuma, S., Ujyo, S. and Muraoka, H. (1995) Borehole dynamic temperature survey experiment in WD-1a, Kakkonda, Japan. *Geothermal Resources Council Transactions,* **19**, 339-346.

Saito, S., Sakuma, S., Yagi, M. and Muraoka, H. (1995) Trajectory correction experiment at 2,600m depth in Well WD-1a, Kakkonda, Japan. *Geothermal Resources Council Transactions,* **19**, 347-353.

Saito, S., Sakuma, S. and Uchida, T. (1998) Drilling procedures, techniques and test results for a 3.7km deep, 500°C exploration well, Kakkonda, Japan. *Geothermics,* **27**, 573-590.

阪口圭一・野田徹郎・駒澤正夫（1993）50万分の1地熱資源図「鹿児島」の編集．平成4年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書，全国地熱資源総合調査に伴うデータの解析・評価，83-105.

阪口圭一（1994）温度構造の解析・評価ー光ファイバー式温度分布測定システムによる地熱坑井の温度検層(1)：葛根田地熱地域での測定実験．平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，75-84.

阪口圭一・野田徹郎（1994）資源評価図の作成ー50万分の1地熱資源図「福岡」および「鹿児島」のディジタイズー．平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，333-338.

Sakaguchi, K. and Matsushima, N. (1995) Temperature profile monitoring in geothermal wells by distributed temperature sensing technique. *Geothermal Resources Council Transactions,* **19**, 355-358.

阪口圭一・松島喜雄（1995）温度構造の解析・評価ー光ファイバー式温度検層装置による注水時温度検層実験ー．平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，

113-123.

阪口圭一・松島喜雄 (1997) 温度構造の解析. 平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 深部地熱資源調査の解析・評価, 435.

阪口圭一・野田徹郎・高橋正明・駒澤正夫 (2000) 九州地熱資源図及び同説明書. 特殊地質図 (31-3), 地質調査所, 88p.

Sakaguchi, K. and Matsushima, N. (2000) Temperature logging by the distributed temperature sensing technique during injection tests. *Proc. World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka,* 1657-1661.

Sakaguchi, K., Noda, T., Takahashi, M. and Komazawa, M. (2000) Geothermal resources map and geothermal features of the Kyushu region, Southwest Japan. *Proc. World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka,* 1663-1667.

阪口圭一・高橋正明・玉生志郎・野田徹郎 (2000)「東北・九州地熱資源図」ポスター及びCD-ROM. 地質調査所研究資料集, no.359.

阪口圭一・松島喜雄 (2000) 分布型温度測定システムの地熱坑井への応用. 地調報告, no.284, 165-173.

坂田　将・猪狩俊一郎・前川竜男 (1997) 深部ガス系の解析. 平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 深部地熱資源調査の解析・評価, 161.

笹田政克・佐脇貴幸・佐々木宗建 (1994) 坑井内流体包有物合成法の解析・評価. 平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 深部地熱資源調査の解析・評価, 37-47.

笹田政克・佐脇貴幸 (1995) 人工流体包有物検層－350°Cを越える坑内温度の測定と深部流体の採取を目指して－. 地熱, **32**, 1-13.

Sasada, M., Sawaki, T., Muraoka, H., Ikeuchi, K., Doi, N., Yagi, M. and Sasaki, M. (1996) The highest borehole temperature of 449°C determined by melting of pure metal tellurium at the Kakkonda geothermal system, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan,* **47**, 361-364.

笹田政克・池内　準・倉田良明・藤原　洌・兵藤正美 (1996) 深部地熱用アーマード素線の材料特性. 地熱, **33**, 261-271.

佐々木宗建 (1993) 流体包有物から見た深部花崗岩類に関連する熱水系の発達過程－岩手県葛根田地熱地域と秋田県田沢湖東部地域の比較－. 平成4年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 全国地熱資源総合調査に伴うデータの解析・評価, 117-144.

佐々木宗建・笹田政克・村松容一・小松　亮・佐脇貴幸 (1994) 葛根田地熱地域の新期花崗岩類中に産する流体包有物の特徴. 地質ニュース, no.477, 26-29.

佐々木宗建・笹田政克・藤本光一郎・村松容一・小松亮・佐脇貴幸 (1995) 流体包有物に記録された若い花崗岩貫入後の熱水活動－葛根田地熱地域と乳頭地熱地域を例に－. 資源地質, **45**, 303-312.

Sasaki, M., Fujimoto, K., Sawaki, T., Tsukamoto, H., Muraoka, H., Sasada, M., Ohtani, T., Yagi, M., Kurosawa, M., Doi, N., Kato, O., Kasai, K., Komatsu, R. and Muramatsu, Y. (1998) Characterization of a magma/meteoric transition zone at the Kakkonda geothermal system, northeast Japan. *Proc. 9th International Symposium on Water-Rock Interaction, Taupo 1998,* 483-486.

Sasaki, M., Fujimoto, K. and Sawaki, T. (1999) Observation of microstructures in host rocks from the Kakkonda geothermal system, Northeast Japan. *Geol. Surv. Japan Interim Report,* EQ/99/1, 69-72.

Sato, T., Osato, K., Takasugi, S., Muraoka, H. and Yasukawa, K. (1995) Development of the multi-frequency array induction logging (MAIL) tool. *Proc. 3rd SEGJ/SEG International Symposium Geotomography -Fracture Imaging-,* 287-294.

佐藤　努・中野孝教 (1994) ストロンチウム同位体を用いた地熱流体母岩の推定－奥鬼怒温泉地域における研究例－. 地質ニュース, no.474, 23-26.

Sawaki, T., Sasada, M., Sasaki, M., Tsukimura, K., Muraoka, H., Yagi, M., Hyodo, M. and Okabe, T. (1995) Synthetic fluid inclusion logging. *Proc. World Geothermal Congress, 1995,* 1065-1066.

佐脇貴幸・佐々木宗建・笹田政克・月村勝宏 (1995) 坑井内流体包有物合成法の解析・評価. 平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 深部地熱資源調査の解析・評価, 35-66.

佐脇貴幸・笹田政克・佐々木宗建・月村勝宏 (1997) 坑井内人工流体包有物合成法の解析. 平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 深部地熱資源調査の解析・評価, 197.

Sawaki, T., Sasada, M., Sasaki, M., Tsukimura, K., Hyodo, M., Okabe, T., Uchida, T. and Yagi, M. (1997) Synthetic fluid inclusion logging to measure temperatures and sample fluids, with reference to drillhole WD-1 in the Kakkonda geothermal field, Japan. *Geothermics,* **26**, 281-303.

Sawaki, T., Sasada, M., Akaku, K., Tosha, T. and Hyodo, M. (2000) Borehole experiments of synthetic fluid inclusion logging at WD-1 in the Kakkonda geothermal field, northeastern Japan. *Proc. World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka,* 1707-1711.

佐脇貴幸・笹田政克・佐々木宗建・月村勝宏（2000）人工流体包有物による地熱坑井の検層法．地調報告，no.284，81-104．

茂野　博（1999）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．地調月報，**50**，725-741．

茂野　博（1999）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域の地熱系発達史の検討．地熱，**36**，261-279．

Shigeno, H.（2000）Evolution history of the Kakkonda magma-hydrothermal system, Japan, estimated through simplified-model numerical simulations. *Proc. 25th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford Univ.*, 135-142．

茂野　博・村岡洋文・石戸経士・金原啓司（2000）「深部地熱資源に関する研究－葛根田地域の深部地熱系の解析・評価を中心に－」の概要．地調報告，no.284，1-15．

茂野　博（2000）深部地熱資源の探査・開発の今後の進展に向けて．地調報告，no.284，313-336．

篠原宏志・風早康平（1994）マグマの脱ガス－熱水流体の放出過程－．地質学論集，no.43，120-132．

杉原光彦・西　祐司（1994）地震からみたマグマの挙動と噴火－レビュー及び，ニュージーランドのホワイト島火山での噴火地震の解析例．地質学論集，no.43，32-52．

杉原光彦（1994）葛根田地熱地域の微小地震の震源分布．地質ニュース，no.477，口絵．

杉原光彦（1994）葛根田地熱発電所生産基地に設置した地震記録装置．地質ニュース，no.477，口絵．

杉原光彦・西　祐司・当舎利行（1994）微小地震解析による深部地熱資源調査．地質ニュース，no.477，37-41．

杉原光彦・西　祐司・当舎利行（1994）圧力構造の解析・評価．平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，87-113．

杉原光彦・西　祐司（1995）圧力構造の解析・評価．平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，127-150．

杉原光彦・西　祐司（1997）圧力構造の解析．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，451．

Sugihara, M., Tosha,T. and Nishi, Y.（1998）An empirical Green's function study of a microearthquake swarm in the deeper part of Kakkonda geothermal reservoir, Japan. *Geothermics*, **27**, 691-704．

Sugihara, M. and Suto, S.（2000）Geodetic monitoring of volcanic and geothermal activity around Mt. Iwate. *Geothermal Resources Council Transactions*, **24**, 199-201．

Takahashi, M., Tateno, M., Kondo, M., Suzuki, I., Shigehara, S., Yagi, M., Muraoka, H. and Niitsuma, H.（1995）Micro-earthquake monitoring and tri-axial drill-bit VSP in NEDO "Deep-Seated Geothermal Reservoir Survey" in Kakkonda, Japan. *Geothermal Resources Council Transactions*, **19**, 371-376．

高橋正明・玉生志郎（1993）50万分の1地熱資源図「秋田」の基図作成．平成4年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書，全国地熱資源総合調査に伴うデータの解析・評価，65-80．

高橋正明（1994）化学的に見た第四紀火山と熱水系の関係－なぜ高塩濃度と低塩濃度の熱水系が存在するのか．地質学論集，no.43，156-168．

高橋正明・佐々木宗建・佐藤　努（1994）深部流体放出域の解析・評価．長野県大町市硫黄沢地域．平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，61-66．

高橋正明（1994）資源評価図の作成－資源評価図の基礎データ（地化学データ）収集－．平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，313-329．

高橋正明・佐々木宗建・佐藤　努・藤本光一郎・前川竜男・原山　智（1995）深部起源流体放出域の解析・評価（長野県大町市硫黄沢地域）．平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，103-110．

高橋正明・村田泰章・駒澤正夫・玉生志郎（1996）50万分の1秋田地熱資源図及び同説明書．特殊地質図(31-2)，162p．

高橋正明・山口　靖・野田徹郎・駒澤正夫・村田泰章・玉生志郎／高橋正明・駒澤正夫・村田泰章・玉生志郎（1997）50万分の1新潟地熱資源図／50万分の1秋田地熱資源図．地調月報，**48**，54-55．

高橋正明・駒澤正夫・村田泰章・玉生志郎／高橋正明・山口　靖・野田徹郎・駒澤正夫・村田泰章・玉生志郎（1997）50万分の1「秋田地熱資源図」／50万分の1「新潟地熱資源図」．地質ニュース，no.511，14-15．

高橋正明・佐藤　努・佐々木宗建・藤本光一郎・前川竜男・原山　智（1997）深部起源流体放出域の解析．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，389．

高橋正明・村田泰章・野呂春文・駒澤正夫・玉生志郎・阪口圭一・野田徹郎・金原啓司・川村政和（1997）資源評価図の作成．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，689．

高橋正明・佐藤　努・風早康平・丸井敦尚・安原正也・

笠井加一郎（2000）葛根田地熱系の地熱流体涵養・形成機構．地調報告，no.284，69-75．

高橋正明・佐藤　努・前川竜男・佐々木宗建・藤本光一郎・伊藤順一・原山　智・及川輝樹・高橋　康・吉澤杉洋（2000）硫黄沢，地獄谷及び餓鬼谷の温泉水のBr/Cl比について－花崗岩地帯から放出される水－．地調報告，no.284，127-132．

高橋正明・野田徹郎・玉生志郎・阪口圭一・駒澤正夫・村田泰章（2000）地熱資源図の編集．地調報告，no.284，249-259．

竹野直人（1994）接触変成作用と化学平衡計算そしてキネティクス．地質ニュース，no.474，18-22．

竹野直人（1994）深部熱供給の解析・評価－深部地熱系における接触変成作用：化学平衡計算とキネテックス－．平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，15-23．

竹野直人（1995）深部熱供給系の解析・評価－コンピュータを用いた化学ポテンシャル図の作成－．平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，15-25．

竹野直人・村岡洋文・笹田政克（1997）深部熱供給系の解析．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，7．

竹野直人・石戸経士・Pritchett, J. W.（1998）地熱系におけるシリカ変質帯の発達の数値シミュレーション--速度論的反応--流動モデルによる予察的研究．鉱物学雑誌，**27**，157-166．

Takeno, N., Ishido, T. and Pritchett, J. W.（1998）Alteration zonation of silica minerals in a geothermal system -a numerical simulation based on reaction - transport model. *Proc. 20th New Zealand Geothermal Workshop,* 259-264．

Takeno, N., Ishido, T. and Pritchett, J. W.（2000）Dissolution, transport and precipitation of silica in geothermal system. *Proc. World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka,* 2943-2948．

竹野直人・村岡洋文・佐脇貴幸・佐々木宗建（2000）葛根田花崗岩周辺の接触変成作用：自由エネルギー最小化法化学平衡計算に基づく解析．地調報告，no.284，17-33．

竹野直人・石戸経士・Pritchett, J. W.（2000）地熱系におけるシリカの溶解・移動・沈殿．地調報告，no.284，235-348．

玉生志郎（1993）別府－九重地溝帯の地質構造発達史．地質学論集，no.41，93-106．

玉生志郎（1993）ポツダム集会　各セッション報告　地殻内の流体．学術ボーリング　ニュースレター，**35**，13-14．

Tamanyu, S.（1993）Geothermal resources assessment for the 15 major geothermal fields in Japan based on bore hole temperature logging data. *Geothermal Resources Council Transactions,* **17**, 455-458．

玉生志郎（1993）「大陸科学掘削に関するポツダム国際会議」での分科会「地殻内の流体」に参加して．超深研ニュースレター，10-13．

玉生志郎（1993）知識ベース，ルール等の解析・評価②総合化ブロックの評価．平成4年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書，全国地熱資源総合調査に伴うデータの解析・評価，29-45．

玉生志郎・村田泰章・高橋正明（1993）東北・北海道西部地熱資源図のディジタイズ．平成4年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書，全国地熱資源総合調査に伴うデータの解析・評価，109-114．

玉生志郎（1994）地熱構造モデル－広域地熱構造モデル～貯留層モデルの作成まで－(1)地質構造と貯留層モデル作成の条件・留意点．新エネルギー財団　平成5年度地質構造解析技術研修会資料（後期），1-48．

玉生志郎（1994）地熱系モデリングから見たマグマ溜り－豊肥・仙岩・栗駒地熱地域を例にして－．地質学論集，no.43，141-155．

玉生志郎・笹田政克・石戸経士（1994）第225回地質調査所研究発表会「新期花崗岩関連の深部地熱資源」．地質ニュース，no.477，66-68．

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（1994）現在，地下8312.5 m掘進中：ドイツにおける超深度掘削．JITA NEWS，no.300，5-8．

玉生志郎・横本誠一・井口敬次（1994）1994年GRC大会に参加して．地熱，**31**，357-363．

玉生志郎・村岡洋文・石戸経士・笹田政克（1994）研究成果の概要．平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，3-12．

玉生志郎（1994）深部地熱系の資源評価－地下温度分布から推定される流体流動ベクトル－．平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，199-294．

玉生志郎（1994）地熱開発有望地区抽出のためのルール集作成．平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，341-352．

玉生志郎（1995）地質構造と貯留層モデル作成の条件・留意点（その1）．地熱エネルギー，**20**，26-42．

玉生志郎・荒川富夫（1995）地熱ボーリングコア（地質調査所所有）の一覧表．地質調査所研究資料集，no.215，578p．

玉生志郎（1995）地質構造と貯留層モデル作成の条件・留意点（その2）．地熱エネルギー，**20**，119-137．

Tamanyu, S. (1995) An important role of Neo-granites as the deep-seated geothermal reservoirs and their heat source. *Proc. World Geothermal Congress 1995,* 663-665.

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，豊肥地熱地域での適用例．地調月報，**46**，313-331．

玉生志郎（1995）深部地熱系の資源評価－貯留層断裂系の記載－．平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，199-217．

玉生志郎・川村政和・金原啓司（1995）資源評価図の作成－地熱資源図のディジタイズ－．平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，241-246．

玉生志郎・荒川富夫（1995）地質調査所所有の地熱ボーリングコアの保管データ一覧表．平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，249-270．

Tamanyu, S., Takahashi, M., Murata, Y., Kimbara, K., Kawamura, M. and Yamaguchi, H. (1996) Geothermal resources map of the Tohoku volcanic arc, northeast Japan. *Geothermal Resources Council Transactions,* **20**, 401-405.

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．

Tamanyu, S. (1996) Druse and hydrothermal veins as fluid feed zones: Examples from some geothermal fields in Northern Honshu, Japan. *Proc. 18th New Zealand Geothermal Workshop,* 139-144.

玉生志郎（1997）深部地熱系の資源評価．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，697．

Tamanyu, S., Fujiwara, S. and Ishikawa, J. (1998) Fracture system on and around Onikobe geothermal field, Japan based on core samples of slim holes. *Geothermal Resources Council Transactions,* **22**, 595-598.

Tamanyu, S. and Kikuchi, T. (1999) Fracture system on the drillhole, WD-1 in Kakkonda geothermal field, Japan. *Proc. 5th Well Logging Symposium of Japan,* O.1-8.

Tamanyu, S. (1999) How do fracture-vein systems form in a geothermal reservoir?: Examples from Northern Honshu, Japan. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph,* **113**, 185-205.

Tamanyu, S., Takahashi, M., Murata, Y., Kimbara, K., Kawamura, M., Yamaguchi, H. and Matsunami, T. (2000) An updated geothermal resources map of the Tohoku volcanic arc, Japan. *Proc. World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka,* 1817-1822.

Tamanyu, S. (2000) Quaternary granitic pluton inferred from subsurface temperature distribution at the Sengan (Hachimantai) geothermal area, Japan. *Proc. World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka,* 1823-1828.

玉生志郎・藤本光一郎（2000）葛根田地域の深部地熱系モデル．地調報告，no.284，133-164．

玉生志郎・高橋正明・村田泰章・駒澤正夫・金原啓司・川村政和・山口文春（2000）東北日本の深部地熱資源有望地域－地熱資源図に基づいて－．地調報告，no.284，261-276．

玉生志郎（2000）仙岩地域の地熱資源評価．地調報告，no.284，277-312．

田中明子・山口　靖（1994）惑星の地熱．地熱，**31**，(4)，64-71．

Tateno, M., Takahashi, M., Suzuki, I., Akaku, K., Uchida, T., Niitsuma, H. and Asanuma, H. (1998) Estimation of deep reflectors using triaxial drill bit VSP in NEDO "Deep-Seated Geothermal Resources Survey", Kakkonda, Japan. *Geothermics,* **27**, 647-661.

当舎利行・杉原光彦・西　祐司（1995）1988葛根田地震リスト．地調研究資料集，no.221．

当舎利行・杉原光彦・西　祐司（1995）葛根田（滝ノ上）地熱地帯での微小地震データの再解析．地調月報，**46**，483-495．

当舎利行・杉原光彦・西　祐司（1995）微小地震による構造の解析・評価－微小地震観測における各種パラメーターの震源位置に及ぼす影響について－．平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，171-189．

Tosha, T., Sugihara, M. and Nishi, Y. (1996) Relocation of microearthquakes and relationship between hypocenters and the deep-seated plutonic body in the Kakkonda geothermal field, Northeast Japan. *Geothermal Resources Council Transactions,* **20**, 407-412.

当舎利行・杉原光彦・西　祐司（1997）微小地震構造の解析．平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，471．

Tosha, T., Sugihara, M. and Nishi, Y. (1998) Revised hypocenter solutions for microearthquakes in the Kakkonda geothermal field, Japan. *Geothermics,* **27**, 553-571.

Tosha, T., Doi, N. and Koide, K. (2000) Monitoring of a

geothermal reservoir utilizing microearthquakes. *Proc. 25th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford Univ.,* 194-199.

当舎利行・西　祐司・杉原光彦 (2000) 深部地熱資源調査における微小地震について. 地調報告, no.284, 193-206.

内田利弘 (1994) 地熱貯留層周辺の比抵抗構造. 地質ニュース, no.477, 42-46.

内田利弘・光畑祐司 (1994) 比抵抗構造の解析・評価－比抵抗探査データの解析と地熱貯留層の解釈－. 平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 深部地熱資源調査の解析・評価, 153-165.

Uchida, T. (1995) Resistivity structure of Sumikawa geothermal field, northeastern Japan, obtained from magnetotelluric data. *Proc. World Geothermal Congress 1995,* 921-925.

Uchida, T., Yagi, M., Sasaki, M., Kamenosono, H., Doi, N. and Miyazaki, S. (1996) Investigation of deep-seated geothermal reservoir by NEDO's 4,000 m well in Kakkonda, Japan. *Proc. 8th International Symposium on the Observation of the Continental Crust through Drilling, Tsukuba,* 73-78.

Uchida, T., Akaku, K., Sasaki, M., Kamenosono, H., Doi, N. and Miyazaki, S. (1996) Recent progress of NEDO's "Deep-Seated Geothermal Resources Survey" Project. *Geothermal Resources Council Transactions,* **20**, 643-648.

Uchida, T., Akaku, K., Kamenosono, H., Sasaki, M., Yanagisawa, N., Miyazaki, S. and Doi, N. (1997) Deep geothermal resources survey project in the Kakkonda geothermal field. *Proc. NEDO International Geothermal Symposium, Sendai 1997,* 215-222.

Uchida, T. (1997) Two-dimensional inversion of Oklahoma EMAP data with smoothness regularization. *Jour. Geomagnetism and Geoelectricity,* **49**, 791-800.

Uchida, T. (1997) Two-dimensional inversion of Papua New Guinea magnetotelluric data with smoothness regularization. *Jour. Geomagnetism and Geoelectricity,* **49**, 869-878.

Uchida, T., Ogawa, Y., Takakura, S. and Mitsuhata, Y. (1999) Three-dimensionality of magnetotelluric data in the Kakkonda geothermal field, northern Japan. *Proc. 2nd International Symposium on Three-Dimensional Electromagnetics,* 285-288.

Uchida, T., Ogawa, Y., Takakura, S. and Mitsuhata, Y. (2000) Geoelectrical investigation of the Kakkonda geothermal field, northern Japan. *Proc. World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka,* 1893-1898.

内田利弘・小川康雄・高倉伸一・光畑裕司 (2000) MT法による葛根田地熱地域の貯留層構造の探査. 地調報告, no.284, 207-220.

浦井　稔・山口　靖 (1996) 地球科学におけるSAR差分インターフェロメトリの応用例と地熱レザバーモニタリングへの適用可能性. 地調月報, **47**, 23-31.

浦井　稔・山口　靖 (1997) リモセンデータの解析. 平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 深部地熱資源調査の解析・評価, 599.

Watanabe, Y., Nakashima, Y. and Ohtani, T. (1999) 3D-image processing program for the calculation of the volume histogram of cavities in rock samples. *Jour. Geothermal Res. Soc. Japan,* **21**, 181-188.

Yagi, M., Yasukawa, K., Muraoka, H., Doi, N. and Miyazaki, S. (1994) NEDO "Deep-Seated Geothermal Resources Survey" update. *Geothermal Resources Council Transactions,* **18**, 247-254.

Yagi, M., Muraoka, H., Doi, N. and Miyazaki, S. (1995) NEDO "Deep-Seated Geothermal Resources Survey" overview in Japan. *Geothermal Resources Council Transactions,* **19**, 377-382.

山口　靖 (1993) 第III部　地熱資源　第6章　リモートセンシングの位置付け, 第7章　リモートセンシングの利用例および利用の可能性. 資源探査のためのリモートセンシング実用シリーズ⑦　資源探査への応用(2)鉱物資源・その他, 248-269.

山口　靖 (1993) 衛星利用探査. 日本地熱学会誌, **15**, 100-103.

Yamaguchi, Y., Ooka, T., Inoue, T. and Ohkura, T. (1994) Automatic field identification of alteration minerals using a new portable infrared spectroradiometer. *Proc. 10th Thematic Conference on Geologic Remote Sensing,* **2**, 73-77.

山口　靖・浦井　稔 (1994) 空中探査データの解析・評価－地球資源衛星1号 (JERS-1) データの総括－. 平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 深部地熱資源調査の解析・評価, 169-196.

山口　靖 (1995) 衛星リモートセンシング. 平成6年度地熱探査技術の海外共同実証研究可能性調査報告書, 85-99.

山口　靖 (1996) リモートセンシングによる地殻と地下資源の探査. 地殻および地下資源の調査・評価・有効利用シンポジウム論文集, 日本学術会議資源開発工学研究連絡委員会, 1-14.

柳澤教雄・藤本光一郎・佐々木宗建 (1995) 葛根田深部地熱井のスケールと深部岩体の関連について. 平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告

書，深部地熱資源調査の解析・評価，85-102.

Yanagisawa, N., Fujimoto, K., Nakashima, S., Kurata, Y. and Sanada, N. (1997) Micro FT-IR study of the hydration-layer during dissolution of silica glass. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **61**, 1165-1170.

Yanagisawa, N., Fujimoto, K. and Hishi, Y. (2000) Sulfide scaling of deep-geothermal well at Kakkonda geothermal field in Japan. *Proc. World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka,* 1969-1974.

矢野雄策・石戸経士（1995）深部地熱系の貯留層評価．平成6年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，221-238.

Yano, Y. and Ishido, T. (1996) Numerical investigation of pressure transient responses of a well penetrating a deep geothermal reservoir at super-critical conditions. *Proc. 21st Workshop Geothermal Reservoir Engineering, Stanford Univ.,* 107-112.

Yano, Y. and Ishido, T. (1998) A reservoir engineering study of deep-seated geothermal reservoirs. *Geothermal Resources Council Transactions,* **22**, 503-506.

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・石戸経士（2000）深部地熱系の貯留層評価．地調報告，no.284，221-233.

Yasukawa, K., Bodvarsson, G. S. and Wilt, M. J. (1993) A coupled self-potential and mass-heat flow code for geothermal applications. *Geothermal Resources Council Transactions,* **17**, 203-207.

安川香澄・玉生志郎（1994）1993年地熱資源会議年会（サンフランシスコ）に参加して．地熱エネルギー，**19**，82-90.

安川香澄（1994）LBL紹介－2年間の滞在を基に－．地熱，**31**，53-62.

安川香澄・矢野雄策・石戸経士（1994）深部地熱貯留層の評価．地質ニュース，no.477，59-65.

安川香澄・矢野雄策・石戸経士（1994）深部地熱系の貯留層評価－流体採取時の地熱貯留層の挙動予測－．平成5年度ニューサンシャイン計画研究開発成果中間報告書，深部地熱資源調査の解析・評価，297-309.

Yasukawa, K., Yagi, M., Muraoka, H., Miyazaki, S., Miura, Y. and Takasugi, S. (1995) New geophysical exploration methods in NEDO "Deep-Seated Geothermal Resources Survey". *Proc. World Geothermal Congress 1995,* 909-913.

付録2：「深部地熱資源調査の解析・評価」による成果発表一覧
（口頭発表：平成5年度～平成11年度（平成12年度を一部含む））

赤工浩平・内田利弘・佐々木宗建・亀之園弘幸・土井宣夫・宮崎眞一（1997）NEDO「深部地熱資源調査」の概要．地球惑星科学関連学会1997年合同大会．

赤澤司史・加藤　修・坂川幸洋・土井宣夫・八木正彦・村岡洋文（1994）深部地熱資源調査による葛根田地熱地域におけるFMI検層．日本地熱学会平成6年度学術講演会．

土井宣夫・池内　研・笠井加一郎・加藤　修・小松　亮・金藤太由樹・赤工浩平・佐々木宗建・亀之園弘幸・内田利弘（1996）葛根田浅部ー深部地熱系の概念モデル．日本地熱学会平成8年学術講演会．

土井宣夫・池内　研・笠井加一郎・加藤　修・小松　亮・金藤太由樹・宮崎眞一・赤工浩平・佐々木宗建・亀之園弘幸・内田利弘（1997）葛根田地域の熱源深成岩ー活地熱系．地球惑星科学関連学会1997年合同大会．

土井宣夫・茂原　諭・池内　研・加藤　修・高橋正樹・大湊隆雄・小出和男・当舎利行（1999）岩手山西方，葛根田地熱地域の地震活動と葛根田花崗岩の形状．日本火山学会1999年秋季大会．

藤本光一郎（1993）岩石ー水反応の解析から何がわかるか？第225回地質調査所研究発表会．

藤本光一郎（1994）花崗岩の変質・風化と鉱物粒界の性状．三鉱学会．

藤本光一郎・高橋　学・土井宣夫・加藤　修（1995）葛根田花崗岩類及びいくつかの若い花崗岩類の透水性について．日本地熱学会平成7年学術講演会．

藤本光一郎・高橋　学・土井宣夫・加藤　修（1996）若い花崗岩に見られる高い透水性と透水経路について．地球惑星科学関連学会1996年合同大会．

藤本光一郎・高橋　学・土井宣夫・加藤　修（1996）若い花崗岩類の高い透水性とその意味．資源素材学会春期大会．

藤本光一郎・高橋　学・土井宣夫・加藤　修（1996）花崗岩の冷却・変質に伴う透水性進化．資源地質学会第46回年会講演会．

藤本光一郎（1997）花崗岩の固結冷却にともなう透水性の進化と水・岩石相互作用．構造地質学研究会．

藤本光一郎・高橋　学・李　小春・土井宣夫・加藤　修（1997）葛根田地熱地域の第四紀花崗岩の透水性と孔隙径．日本地熱学会平成9年学術講演会．

Fujimoto, K., Takahashi, M., Doi, N. and Kato, O. (1998) High permeability of Quaternary granites in Japan and its implications for mass and heat transfer in a magmatic-hydrothermal system. *9th International Symposium on Water-Rock Interaction, Taupo.*

藤本光一郎・佐々木宗建・佐脇貴幸・柳澤教雄（1999）流体岩石反応から見た葛根田地熱系の構造と発達過程．第259回地質調査所研究発表会．

藤本光一郎・高橋　学（1999）葛根田花崗岩の透水係数．第259回地質調査所研究発表会．

Fujimoto, K., Takahashi, M., Doi, N. and Kato, O. (2000) High permeability of Quaternary granites in the Kakkonda geothermal area, Northeast Japan. *World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka.*

原田　円・比屋根一雄・吉田昌稔・村岡洋文・成田伸哉（1993）地熱資源総合解析システム（GEMS）の開発．日本地熱学会平成5年度学術講演会．

本蔵義守・大谷冬彦・大久保泰邦・村岡洋文（1994）磁気異常における地形効果の評価．物理探査学会第90回春季学術講演会．

猪狩俊一郎・前川竜男（1997）ゴム管から発生する炭化水素：地熱ガス中の炭化水素濃度測定値への影響．1997年度日本地球化学会年会．

猪狩俊一郎・前川竜男・坂田　将（1999）葛根田地熱地域の地熱ガス中の軽質炭化水素の特徴．第259回地質調査所研究発表会．

猪狩俊一郎・前川竜男・坂田　将（1999）葛根田地熱地域の自然噴気中の軽質炭化水素．第17回有機地球化学シンポジウム．

猪狩俊一郎・前川竜男・坂田　将（1999）岩手県葛根田地熱地域の自然噴気中の軽質炭化水素．日本地球化学会年会．

池内　研・花野峰行・三塚　隆・横山仁志・村岡洋文・安川香澄（1994）深部地熱資源調査による葛根田地熱地域における坑内発破を使用した地震波速度構造調査．日本地熱学会平成6年度学術講演会．

Ikeuchi, K., Komatsu, R., Doi, N., Sakagawa, Y., Sasaki, M., Kamenosono., H. and Uchida, T. (1996) Bottom of hydrothermal convection found by temperature measurements above 500°C and fluid inclusion study of WD-1 in Kakkonda geothermal field, Japan. *Geothermal Resources Council 1996 Annual Meeting.*

石戸経士（1993）マグマ性流体のダイアピル．日本地熱学会平成5年度学術講演会．

Ishido, T. and Yano, Y. (1997) Reservoir engineering approach to deep geothermal systems. *NEDO*

International Geothermal Symposium, Sendai.
石戸経士 (1997) 深部地熱貯留層の生産特性. 日本地熱学会平成9年度学術講演会.
石戸経士・矢野雄策・竹野直人 (1999) 深部地熱系の貯留層評価. 第259回地質調査所研究発表会.
Kasai, K., Sakagawa, Y., Miyazaki, S., Sasaki, M. and Uchida, T. (1996) Supersaline brine obtained from Quaternary Kakkonda granite by the NEDO's deep geothermal well WD-1A in the Kakkonda geothermal field, Japan. *Geothermal Resources Council 1996 Annual Meeting.*
川村政和 (1993) プロジェクトの狙い. 第225回地質調査所研究発表会.
風早康平・篠原宏志 (1993) マグマ起源ガスの放出プロセス. 第225回地質調査所研究発表会.
Kazahaya, K. and Yasuhara, M. (1998) Origin of the Arima-type hot spring, Japan. *IAVCEI, Cape Town.*
風早康平・安原正也・丸井敦尚・高橋正明・佐藤 努 (1998) 岩手火山の湧水・河川水の同位体水文学的研究. 日本火山学会1998年秋季大会.
風早康平・高橋正明・安原正也・佐藤 努 (1999) 葛根田熱水系の化学・同位体的特徴について－涵養域の推定－. 第259回地質調査所研究発表会.
風早康平・安原正也・佐藤 努 (1999) 地表水・地下水を用いた同位体標高効果と地下水流動系－葛根田熱水系の涵養域推定をめざして－. 第259回地質調査所研究発表会.
風早康平・安原正也・丸井敦尚・高橋正明・佐藤 努 (1999) 岩手山周辺の湧水・河川水の同位体組成－平均涵養高度と山体内地下水流動－. 1999年度日本水文科学会学術大会.
Kimbara, K., Muraoka, H., Kobayashi, H., Sanada, N., Fujimoto, K. and Ohsato, K. (2000) A summary of results of the IEA task activities of deep geothermal resources. *World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka.*
菊地恒夫 (1993) 葛根田地域をモデルとした弾性波シミュレーション. 第225回地質調査所研究発表会.
菊地恒夫・西 祐司 (1994) シミュレーションによるKT-208坑内発破データを用いた葛根田地域の地下構造の推定. 日本地熱学会平成6年度学術講演会.
菊地恒夫・阿部 司 (1996) シミュレーションを用いたフラクチャー開口幅の推定. 物理探査学会平成8年度秋期学術講演会.
菊地恒夫・西 祐司・高市和義 (1997) シミュレーションから見た葛根田地域の速度構造. 日本地熱学会平成9年学術講演会.
菊地恒夫・西 祐司 (1998) 葛根田地域の三次元速度構造について. 日本地熱学会平成10年学術講演会.
菊地恒夫・西 祐司 (1999) シミュレーションから見た葛根田地域の速度構造について. 第259回地質調査所研究発表会.
Kikuchi, T. and Nishi, Y. (2000) Velocity structures of Kakkonda area estimated by 3-D simulations. *World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka.*
小松 亮・池内 研・土井宣夫・佐々木宗建・内田利弘 (1996) 葛根田深部調査井WD-1で見いだされた熱水対流域と熱伝導域の境界(2) 流体包有物試験による確認. 日本地熱学会平成8年学術講演会.
駒澤正夫 (1993) 葛根田地域の重力異常と密度モデル. 第225回地質調査所研究発表会.
駒澤正夫 (1999) 岩手山－葛根田周辺地域の重力異常と密度構造. 第259回地質調査所研究発表会.
黒沢正紀・島野貞純・佐々木宗建・藤本光一郎・島 邦博・大島弘行・石井 聰・末野重穂 (1998) LAM-ICP-MSとPIXEによる流体包有物の組成分析. 日本鉱物学会／日本岩石鉱物鉱床学会平成10年度年会.
丸井敦尚・佐藤 努 (1999) 葛根田地域の地下水流動シミュレーション. 第259回地質調査所研究発表会.
松島喜雄・阪口圭一・高橋昌宏 (1994) 光ファイバセンサを用いた坑井内温度分布計測 (その3)－注水に伴う温度変動の観測－. 日本地熱学会平成6年度学術講演会.
松島喜雄・阪口圭一 (1996) 光ファイバーセンサを用いた地熱井の温度分布計測. 物理探査学会第95回 (平成8年度秋季) 学術講演会.
松島喜雄・阪口圭一 (1996) 光ファイバセンサを用いた坑井内温度分布計測 (その5)－注水に伴う温度変動の観測(3)－. 日本地熱学会平成8年度学術講演会.
Mitsuhata, Y. (1998) Detectability of deep targets by controlled source electromagnetic method. *4th SEGJ International Symposium.*
光畑裕司 (1999) 人工信号源電磁探査法データの2.5次元モデリングおよびインバージョン. 平成11年Conductivity Anomaly研究会.
光畑裕司・内田利弘 (1999) 人工信号源電磁探査法2次元モデリング技術の開発. 第259回地質調査所研究発表会.
光畑裕司・内田利弘 (1999) 人工信号源電磁探査法データの2.5次元インバージョン. 物理探査学会第100回学術講演会.
Mitsuhata, Y. and Uchida, T. (1999) 2-D inversion of electromagnetic data caused by a 3-D controlled source. *2nd International Symposium on Three-Dimensional Electromagnetics.*
Mitsuhata, Y. and Uchida, T. (1999) 2.5-dimensional

modeling and inversion of CSEM data. *Soc. Exploration Geophysicists 1999 Annual Meeting.*

三浦康夫・大里和己・高杉真司・安川香澄・村岡洋文（1995）VEMP 法による地熱資源調査について．日本地熱学会平成 7 年度学術講演会．

森谷武男・大久保泰邦・秋田藤夫・西田泰典（1997）北海道日高西部の地殻底・マントルウェッジ地震活動と温度構造．地震学会平成 9 年度秋季大会．

村松容一・小松　亮・佐脇貴幸・佐々木宗建（1998）岩手県葛根田地熱貯留層における葛根田花崗岩貫入後の流体活動－硬石膏中の流体包有物の地球化学的検討－．日本鉱物学会／日本岩石鉱物鉱床学会平成 10 年度年会．

村岡洋文（1993）熱源解析．NEDO「3 次元地熱系モデル作成・地熱開発有望地域抽出システム」成果報告会．

村岡洋文（1993）深部地熱調査の概要．第 225 回地質調査所研究発表会．

村岡洋文・八木正彦・宮崎眞一・笹田政克（1993）深部地熱資源調査－調査計画の概要－．日本地熱学会平成 5 年度学術講演会．

Muraoka, H.（1994）A scenario of research and development of magma-ambient geothermal systems. *Workshop on Deep-Seated and Magma-Ambient Geothermal Systems, Tsukuba.*

村岡洋文・八木正彦・安川香澄・宮崎眞一（1994）深部地熱資源調査の進捗と今後の展開．日本地熱学会平成 6 年度学術講演会．

Muraoka, H.（1996）Conceptual model for emplacement depth of magma chambers and genesis of geothermal systems. *30th International Geological Congress, Beijing.*

Muraoka, H.（1996）Conceptual models of magma-wall rock interaction. *International Symposium on Volcanic Energy Use and Research Cooperation System, Akita.*

村岡洋文・内田利弘（1996）深部地熱資源研究開発の現状．学術会議資源開発工学研究連絡委員会主催シンポジウム「地殻および地下資源の調査・評価・有効利用」．

Muraoka, H., Shigeno, H., Ishido, T. and Uchida, T.（1997）Scope of modeling of deep geothermal systems in an IEA co-operative program. *NEDO International Geothermal Symposium, Sendai.*

村岡洋文（1997）葛根田地熱地域 WD-1a 井のカッティングスの多成分分析．日本地熱学会平成 9 年度学術講演会．

Muraoka, H.（1997）Petrochemical profiling of the aureole of the Kakkonda Granite using cuttings samples along the well WD-1a, Northeast Japan. *Geothermal Resources Council 1997 Annual Meeting.*

Muraoka, H.（1998）Magma-tectonic background of geothermal systems. *Asian Geothermal Energy '98 "Current and Future Geothermal Energy Development in Asia", Subic Bay.*

村岡洋文・矢野雄策（1998）何故，新期深成岩体は伸張場で深く，短縮場で浅いか？日本地熱学会平成 10 年学術講演会．

村岡洋文・舘野正之・大久保泰邦（1998）熱水対流系底部としての脆性－塑性境界の一考察．日本地熱学会平成 10 年学術講演会．

Muraoka, H. and Yano, Y.（1998）Why neo-plutons are deeper in extension tectonic fields and shallower in contraction tectonic fields? *20th New Zealand Geothermal Workshop.*

Muraoka, H., Tateno, M. and Okubo, Y.（1998）Brittle-plastic transition penetrated by the well WD-1a beneath the Kakkonda geothermal field, Japan. *GSJ Workshop on the Fault and Seismogenic Process, Tsukuba.*

村岡洋文・大久保泰邦（1999）葛根田の世界最高温度地熱井で分かったこと．深海地球ドリリング計画フォーラム（OD 21 Forum '99）．

村岡洋文・大谷具幸（1999）熱源および貯留構造に関する葛根田深部地熱系のモデル化．第 259 回地質調査所研究発表会．

Muraoka, H., Yasukawa, K. and Kimbara, K.（2000）Current state of development of deep geothermal resources in the world and implications to the future. *World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka.*

中島善人・平井秀和・小石川篤・大谷具幸（1997）X 線 CT を用いた流体包有物の 3 次元非破壊イメージング．日本地質学会第 104 年学術大会．

中澤　暁・大谷具幸・中島善人（1999）X 線 CT を用いたクラックの 3 次元イメージング．地球惑星科学関連学会 1999 年合同大会．

西　祐司・菊地恒夫・杉原光彦（1994）葛根田地熱地域周辺における KT-208 坑内発破の観測．日本地熱学会平成 6 年度学術講演会．

西　祐司・当舎利行・杉原光彦（1998）地熱地帯におけるアレイ配置による地震動観測 その 1 葛根田地熱地域における観測．日本地熱学会平成 10 年学術講演会．

野田徹郎（1993）熱水流動と起源水解析．NEDO「3 次元地熱系モデル作成・地熱開発有望地区抽出システム」成果報告会．

野田徹郎（1993）炭化水素ガスによる地下深部地熱環境の推定．第 225 回地質調査所研究発表会．

野田徹郎（1993）わが国の地熱資源賦存状況と化学的性状．深部地熱資源開発と材料問題に関する講演会．
野田徹郎・村岡洋文・成田伸哉・原田　円・比屋根一雄（1993）地球化学的手法による地熱総合解析システムGEMSにおける流体流動解析．日本地熱学会平成5年度学術講演会．
野田徹郎（1996）主に化学成分に基づく温泉の起源の分類．第49回日本温泉科学会大会．
野田徹郎・高橋正明（1996）起源水の分類に基づく東北地方の地熱資源分布の特徴．日本地熱学会平成8年学術講演会．
野田徹郎・高橋正明・阪口圭一（1997）起源水の分類に基づく九州の地熱資源分布．日本地熱学会平成9年度学術講演会．
Noda, T. (1997) Source water classification for hot springs based on those chemical characteristics. *33rd Conf. Societe Internationale des Techniques Hydrothermales, Hakone.*
野田徹郎（1998）起源水分布から見た大分県内温泉の特徴．日本温泉科学会第51回大会．
小川康雄・内田利・高倉伸一（1997）葛根田地熱地域の比抵抗構造探査(1)．Conductivity Anomaly研究会．
小川康雄・内田利弘・高倉伸一（1997）葛根田地熱地域の比抵抗構造．地球惑星科学関連学会1997年合同大会．
小川康雄・内田利弘・高倉伸一（1997）葛根田地熱地域でのMT法探査実験．物理探査学会第96回学術講演会．
Okubo, Y. and Shibuya, A. (1994) Sources of magnetic anomalies related to tectonics. *1994 Western Pacific Geophysics Meeting.*
Okubo, Y., Ishihara T., Makino, M., Kasuga, S., Isezaki, N. and Yamazaki, T. (1995) Magnetic anomalies of Japan and adjoining areas. *8th Regional Conference on Geology, Minerals and Energy.*
大久保泰邦（1995）キュリー点深度と温度構造，地震活動．東大地震研究所共同利用研究集会「日本列島下の温度構造と地震活動」．
大久保泰邦・金谷　弘・渋谷明貫（1995）阿蘇カルデラ周辺のボーリングで発見された強磁性体．物理探査学会第92回春季学術講演会．
Okubo, Y., Akita, F. and Tanaka, A. (1997) Thermal structure model of Hokkaido from temperature gradients. *29th General Assembly of IASPEI 1997.*
大久保泰邦・秋田藤夫・南雲昭三郎（1997）北海道の地温勾配図から求めた地殻内温度構造．地球惑星科学関連学会1997年合同大会．
大久保泰邦・秋田藤夫（1997）北海道の地温勾配図．地球惑星科学関連学会1997年合同大会．
大久保泰邦・秋田藤夫・南雲昭三郎（1997）北海道の広域温度構造．物理探査学会第96回春季学術講演会．
大久保泰邦・秋田藤夫・南雲昭三郎（1997）北海道の地温勾配図から求めた地殻内温度構造．物理探査学会第96回春季学術講演会．
大久保泰邦・秋田藤夫・田中明子（1997）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－．日本地熱学会平成9年度講演会．
Okubo, Y., Tanaka, A. and Yano, Y. (1999) Geothermal gradients and estimate of thermal structures of the Japanese. *IUGG '99.*
Okubo, Y. and Tanaka, A. (1999) Thermal gradient map and thermal structural model of the Japanese. *Asia Geothermal Symposium "Difficulties in Geothermal Development and Their Solutions" and "Geothermal Direct Use", Hanoi.*
Okubo, Y. and Tanaka, A. (1999) Thermal gradient map and thermal structural model of the Japanese. *21st New Zealand Geothermal Workshop.*
大竹正巳・佐藤比呂志・山口　靖（1993）陥没カルデラの堆積相と発達史－福島県南会津木賊カルデラ－．日本地質学会100年学術大会．
大谷具幸・笹田政克・松永　烈（1995）山形県肘折地域HDR-3井より得られた花こう岩によるヒールドマイクロクラックの解析．日本地熱学会平成7年度学術講演会．
大谷具幸・笹田政克（1996）地熱地帯の花崗岩を用いたマイクロクラック形成メカニズムの検討．日本地質学会第103年学術大会．
大谷具幸・笹田政克・松永　烈（1996）流体包有物マイクロサーモメトリーから推定される山形県肘折地熱地域のフラクチャ形成史．日本地熱学会平成8年度学術講演会．
Ohtani, T., Sasada, M. and Matsunaga, I. (1997) Paleostress Analysis Using Fluid Inclusion Planes in the Hijiori Geothermal Area, NE Japan. *14th European Current Research on Fluid Inclusions, Nancy.*
大谷具幸・笹田政克（1997）葛根田WD-1aコア試料によるヒールドマイクロクラック解析．1997年構造地質研究会夏の例会．
大谷具幸・中島善人・村岡洋文（1997）葛根田花崗岩のX線CT 3次元イメージングから推定される深部地熱貯留層の内部構造．日本地熱学会平成9年度学術講演会．
大谷具幸・笹田政克（1997）WD-1a井より得られた葛根田花崗岩によるヒールドマイクロクラックの解析．日本地熱学会平成9年度学術講演会．
大谷具幸・中島善人・中野　司・村岡洋文（1998）X線

CTによる葛根田花崗岩の岩石組織の3次元イメージング．日本地熱学会平成10年学術講演会．

Ohtani, T., Nakashima, Y., Nakano, T. and Muraoka, H. (1998) Three-dimensional shape analysis of miarolitic cavities in the Kakkonda granite. *GSJ Workshop on Fault Rocks and Seismogenic Process -Deformation of Fault Materials: Field Observations, Laboratory Studies, and Modeling-.*

大谷具幸・中島善人・中野　司・村岡洋文（1998）X線CTによる葛根田花崗岩の岩石組織の3次元形態解析．1998年構造地質研究会冬の例会．

大谷具幸・中島　善人（1999）X線CTによる葛根田花崗岩の3次元イメージング．第259回地質調査所研究発表会．

大谷具幸・中島善人・中野　司・村岡洋文（1999）葛根田花崗岩の空隙および暗色包有物の形態解析－X線CTを用いた3次元解析．地球惑星科学関連学会1999年合同大会．

大谷具幸・中島善人・中野　司・村岡洋文（1999）空隙および暗色包有物の形態解析からみた葛根田花崗岩の変形．日本地質学会第106年学術大会．

Ohtani, T., Nakashima, Y., Nakano, T. and Muraoka, H. (2000) X-ray CT imaging of pores and fractures in the Kakkonda granite, NE Japan. *World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka.*

阪口圭一・松島喜雄・玉生志郎・川村政和（1993）光ファイバセンサを用いた坑井内温度分布測定．第225回地質調査所研究発表会．

阪口圭一・松島喜雄・浅沼直文（1994）光ファイバセンサを用いた坑井内温度分布測定（その2）－葛根田地熱地域での測定例．日本地熱学会平成6年度学術講演会．

阪口圭一・松島喜雄（1995）光ファイバーセンサを用いた坑井内温度分布計測（その4）－注水に伴う温度変動の観測(2)－．日本地熱学会平成7年度学術講演会．

Sakaguchi, K. and Matsushima, N. (1995) Temperature profile monitoring in geothermal wells by distributed temperature sensing technique. *Geothermal Resources Council 1995 Annual Meeting.*

阪口圭一・松島喜雄（1997）光ファイバーセンサを用いた坑井内温度分布計測（その6）－澄川地域SN-8R井での測定実験－．日本地熱学会平成9年度学術講演会．

阪口圭一・野田徹郎・高橋正明（1997）50万分の1地熱資源図「福岡」および「鹿児島」．日本地熱学会平成9年度学術講演会．

阪口圭一・松島喜雄（1998）光ファイバーセンサを用いた坑井内温度分布計測（その7）－澄川地域KY-1井での測定実験－．日本地熱学会平成10年学術講演会．

阪口圭一・松島喜雄（1999）分布型温度測定システムの地熱坑井への応用．第259回地質調査所研究発表会．

Sakaguchi, K. and Matsushima, N. (2000) Temperature logging by the distributed temperature sensing technique during injection tests. *World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka.*

Sakaguchi, K., Noda, T., Takahashi, M. and Komazawa, M. (2000) Geothermal resources map and geothermal features of the Kyushu region, Southwest Japan. *World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka.*

阪口圭一・玉生志郎・高橋正明（2000）地熱資源図から見た地下熱構造．地球惑星科学関連学会2000年合同大会．

阪口圭一・野田徹郎・高橋正明・駒澤正夫（2000）九州地熱資源図．第270回地質調査所研究発表会．

Sasada, M., Sawaki, T., Muraoka, H., Ikeuchi, K., Doi, N., Yagi, M. and Sasaki, M. (1996) The highest borehole temperature of 449°C determined by melting of pure metal tellurium at the Kakkonda geothermal system, Japan. *8th International Symposium on the Observation of the Continental Crust Through Drilling, Tsukuba.*

Sasada, M., Sawaki, T., Tsukimura, K., Sasaki, M., Yagi, M., Hyodo, M., Okabe, T. and Shiga, T. (1996) Application of synthetic fluid inclusions to geothermal logging. *30th International Geological Congress, Beijin.*

Sasada, M., Sawaki, T., Tsukimura, K., Sasaki, M., Yagi, M., Uchida, T., Hyodo, M. and Okabe, T. (1996) Synthetic fluid inclusion logging for deep geothermal systems 1995 downhole experiments in well WD-1a, Kakkonda, Japan. *Geothermal Resources Council 1996 Annual Meeting.*

佐々木宗建・佐脇貴幸・村松容一・笹田政克・藤本光一郎（1993）葛根田地熱地域における新期花崗岩中に見られる流体包有物について．第225回地質調査所研究発表会．

佐々木宗建・笹田政克・村松容一・佐脇貴幸・藤本光一郎（1993）岩手県葛根田地熱地域に産する流体包有物について．第10回資源研究総合推進会議研究発表会．

佐々木宗建・笹田政克・藤本光一郎・佐脇貴幸・村松容一・小松　亮（1994）岩手県葛根田地熱地域と秋田県乳頭地熱地域の新期花崗岩類に見られる流体包有物の解釈．第44回資源地質学会年会学術講演会．

Sasaki, M., Sasada, M., Fujimoto, K., Sawaki, T., Muramatsu, Y. and Komatsu, T. (1994) Fluid inclusion study on the very young granitic intrusives

in the Kakkonda and Nyuto geothermal systems, northern Honshu, Japan. *9th Symposium of International Association on the Genesis of Ore Deposits.*

Sasaki, M., Yagi, M., Kamenosono, H., Uchida, T., Miyazaki, S., Doi, N. and Kasai, K. (1996) Brine collected in Quaternary granite from NEDO's well (3,729m T.D.) -A case of the Kakkonda geothermal field, Japan. *30th International Geological Congress, Beijin.*

佐々木宗建・藤本光一郎・佐脇貴幸・大谷具幸・塚本 斉・笹田政克・八木正彦・小松 亮・加藤 修・土井宣夫・内田利弘 (1997) ルミネッセンス及びFT-IRを用いた葛根田地熱地域の新期花崗岩及び熱水性鉱物脈の研究 (予察). 日本地熱学会平成9年学術講演会.

佐々木宗建・藤本光一郎・高橋正明・原山 智・佐藤 努・前川竜男 (1997) 長野県大町市硫黄沢の酸性変質について. 日本地熱学会平成9年学術講演会.

Sasaki, M., Fujimoto, K., Sawaki, T., Tsukamoto, H., Muraoka, H., Sasada, M., Ohtani, T., Yagi, M., Kurosawa, M., Doi, N., Kato, O., Kasai, K., Komatsu, R. and Muramatsu, Y. (1998) Characterization of a magma/meteoric transition zone at the Kakkonda geothermal system, northeast Japan. *9th International Symposium on Water-Rock Interaction, Taupo.*

佐々木宗建・藤本光一郎・佐脇貴幸 (1998) 葛根田地熱系の花崗岩に見られる微破砕変形組織について. 地球惑星科学関連学会1998年合同大会.

佐々木宗建・藤本光一郎・佐脇貴幸・塚本 斉・黒沢正紀・八木正彦・村松容一・加藤 修・土井宣夫 (1998) 葛根田地熱地域産硬石膏の地化学的特徴について. 資源地質学会第48回年会講演会.

佐々木宗建・藤本光一郎・佐脇貴幸・笹田政克・加藤修・土井宣夫・村松容一 (1998) 葛根田地熱地域における接触変成帯及び熱水系の発達過程について. 資源地質学会第48回年会講演会.

Sasaki, M., Fujimoto, K., Sawaki, T., Sasada, M., Kurosawa, M., Muramatsu, Y., Doi, N. and Kato, O. (1998) Evolution of a hydrothermal system and implication for ore-forming process at the Kakkonda geothermal field, northeast Japan. *Russian-Japanese Field Seminar, Mineralization in Arc Volcanic-Hydorthermal Systems: from Model to Exploitation (Kamchatka, Kuril and Japanese Isles).*

佐々木宗建・藤本光一郎・佐脇貴幸 (1998) 葛根田花崗岩に見られるマグマ／熱水系の特徴. 日本地質学会第105年年会.

佐々木進・加藤雅數・高橋 洋・兵頭 浩・高木 博・田籠功一・村岡洋文・成田伸哉 (1993) 秋田駒地域における空中電磁・空中磁気調査. 日本地熱学会平成5年度学術講演会.

佐藤龍也・大里和己・高杉真司・安川香澄・村岡洋文 (1995) 高温用マルチ周波数アレイ型インダクション検層 (MAIL) ツールの開発. 日本地熱学会平成7年度学術講演会.

佐藤 努・中野孝教 (1993) ストロンチウム同位体を用いた地熱流体母岩の推定. 第225回地質調査所研究発表会.

佐脇貴幸・笹田政克・佐々木宗建 (1994) 人工流体包有物による温度検層. 深部地熱およびマグマ近傍地熱系に関するワークショップ.

佐脇貴幸・笹田政克・佐々木宗建・月村勝宏・村岡洋文・八木正彦・兵藤正美・岡部高志 (1994) 人工流体包有物による葛根田深部井WD-1の温度検層の予備的実験. 日本地熱学会平成6年度学術講演会.

佐脇貴幸・笹田政克・月村勝宏・村岡洋文・内田利弘・佐々木宗建・亀之園弘幸・兵藤正美・高橋 渉・土井宣夫・池内 研 (1996) 様々な組成の人工流体包有物による深部調査井WD-1aの温度検層－1995年度の短期及び長期実験の結果－. 日本地熱学会平成8年度学術講演会.

佐脇貴幸・笹田政克・内田利弘・佐々木宗建・兵藤正美 (1997) 人工流体包有物による深部調査井WD-1aの温度検層－1996年度の中期実験－. 日本地熱学会平成9年学術講演会.

佐脇貴幸・佐々木宗建・藤本光一郎・竹野直人・真田和之・前田俊一 (1998) 岩手県葛根田地熱系に産するコランダム及び亜鉛スピネルについて. 日本鉱物学会／日本岩石鉱物鉱床学会平成10年度年会.

佐脇貴幸・佐々木宗建・竹野直人・藤本光一郎 (1999) 葛根田地熱系の接触変成帯に産するコランダムの産状及び形成条件について. 第259回地質調査所研究発表会.

Sawaki, T., Sasada, M., Akaku, K., Tosha, T. and Hyodo, M. (2000) Borehole experiments of synthetic fluid inclusion logging at WD-1 in the Kakkonda geothermal field, northeastern Japan. *World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka.*

志賀貴宏・兵藤正美・笹田政克・佐脇貴幸・八木正彦・高木 博 (1995) 深部調査井WD-1における人工流体包有物の均質化温度測定結果とその考察. 日本地熱学会平成7年度学術講演会.

茂野 博 (1998) 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.

茂野　博（1998）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．

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．第259回地質調査所研究発表会．

茂野　博（1999）今後の日本の深部地熱資源の探査・開発のためには？第259回地質調査所研究発表会．

茂野　博（1999）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1999．

茂野　博・小出和男・当舎利行（1999）葛根田地域における「深部地熱資源調査」の概要と「マグマ－熱水系発達史」の推定．平成11年度東京大学地震研究所共同利用研究集会「地殻内の地震活動とレオロジー，温度構造」．

茂野　博（1999）簡易モデル数値シミュレーションによる深部地熱環境の多様性の検討．日本地熱学会平成11年学術講演会．

Shigeno, H.（2000）Evolution history of the Kakkonda magma-hydrothermal system, Japan, estimated through simplified-model numerical simulations. *25th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford Univ.*

杉原光彦・西　祐司・当舎利行（1993）微小地震解析による深部地熱資源探査．第10回資源研究総合推進会議研究発表会．

杉原光彦・当舎利行・西　祐司（1994）微小地震利用探査法の葛根田への適用．深部地熱およびマグマ近傍地熱系に関するワークショップ．

杉原光彦・西　祐司・当舎利行（1994）葛根田地熱地域における4000 m級調査井掘削目標付近における微小地震活動．日本地熱学会平成6年度学術講演会．

杉原光彦・西　祐司・当舎利行（1995）葛根田WD-1井掘削地点付近で発生した微小地震の再解析．日本地熱学会平成7年度学術講演会．

杉原光彦・西　祐司（1998）貯留層圧力と測地データの関係．日本地熱学会平成10年学術講演会．

杉原光彦・西　祐司（1999）測地データに基づく貯留層圧力構造変動の推定．第259回地質調査所研究発表会．

Sugihara, M. and Suto, S.（2000）Geodeitc monitoring of volcanic and geothermal activity around Mt. Iwate. *Geothermal Resources Council Annual Meeting.*

鈴木秀和・安原正也・風早康平・佐藤　努・田瀬則雄（2000）活動的な火道安定型火山における水質と地下水流動－浅間山と岩手山における事例研究．日本地理学会2000年度春季学術大会．

高橋正明（1993）化学的に見た火山と熱水系の関係－何故高塩濃度と低塩濃度の熱水系が存在するのか．第225回地質調査所研究発表会．

高橋正明・村田泰章・玉生志郎（1993）地熱資源評価図．第225回地質調査所研究発表会．

高橋正明（1993）化学的に見た火山と熱水系の関係－何故高塩濃度と低塩濃度の熱水系が存在するのか．第10回資源研究総合推進会議研究発表会．

高橋正明（1994）深部・マグマ発電．新都心フォーラム．

高橋正明（1994）化学的に見た第四紀火山と熱水系の関係．1994年度日本地球化学会年会．

高橋正明・佐藤　努・佐々木宗建・藤本光一郎・前川竜男・原山　智・及川輝樹・高橋　康（1996）長野県大町市硫黄沢の噴気活動について．1996年度日本地球化学会年会．

高橋正明・山口　靖・野田徹郎・駒澤正夫・村田泰章・玉生志郎／高橋正明・駒澤正夫・村田泰章・玉生志郎（1996）50万分の1新潟地熱資源図／50万分の1秋田地熱資源図．第243回地質調査所研究発表会．

高橋正明・佐藤　努・前川竜男・佐々木宗建・藤本光一郎・原山　智・及川輝樹・高橋　康・吉澤杉洋（1999）硫黄沢周辺の温泉の化学．第259回地質調査所研究発表会．

高橋正明・村田泰章・駒澤正夫・阪口圭一・野田徹郎・玉生志郎（1999）地熱資源図の作成．第259回地質調査所研究発表会．

高橋正明・佐藤　努・風早康平・丸井敦尚・安原正也・笠井加一郎（1999）葛根田地熱系の地熱流体の起源について．1999年度日本水文科学会学術大会．

高橋正樹・館野正之・鈴木　厳・八木正彦・村岡洋文・新妻弘明（1995）深部地熱資源調査における坑井掘削を用いた3軸VSP法による深部地下構造調査．日本地熱学会平成7年度学術講演会．

竹野直人（1993）熱変成作用－化学平衡計算，手法と応用．第225回地質調査所研究発表会．

竹野直人・Guy, B.・Garcia, D.・Moutte, J.（1994）フランス東部ピレネーBoutadiolにおけるザクロ石を含むスカルンーザクロ石固溶体の性質とスカルンの生成条件．三鉱学会．

竹野直人（1995）コンピュータを用いた化学ポテンシャル図の作成．1995年度資源地質学会．

竹野直人（1997）地質調査所における地下水地球化学研究の現状－地化学数値シミュレーション．動燃地層処分研究情報交換会（INTEGRATE'97）．

竹野直人・石戸経士・Pritchett, J. W.（1997）Kinetic modelに基づくシリカ変質帯の発達のコンピュータシミュレーション．岩鉱学会，三鉱シンポジウム．

竹野直人・石戸経士・Pritchett, J. W.（1997）数値シミュレーションによるシリカ変質帯の発達過程．日本

地熱学会平成9年度学術講演会.
竹野直人 (1998) 反応-流動系地熱シミュレーション--現状と展望. エネルギー研究総合推進会議地熱分科会 (第3回) 講演会.
竹野直人・石戸経士・Pritchett, J. W. (1998) 地熱系におけるシリカ変質帯の発達の数値シミュレーション--反応表面積モデルの改良. 日本地熱学会平成10年学術講演会.
Takeno, N., Ishido, T. and Pritchett, J. W. (1998) Alteration zonation of silica minerals in a geothermal system-- a numerical simulation based on reaction-transport model. *20th New Zealand Geothermal Workshop.*
竹野直人・石戸経士・Pritchett, J. W. (1999) 地熱系におけるシリカの溶解・移動・沈殿の数値モデル. 第259回地質調査所研究発表会.
竹野直人・村岡洋文・佐脇貴幸・佐々木宗建 (1999) 葛根田花崗岩周辺の接触変成作用：自由エネルギー最小化法化学平衡計算に基づく解析. 日本地質学会第106年学術大会.
竹野直人・村岡洋文・佐脇貴幸・佐々木宗建 (1999) 葛根田花崗岩周辺の接触変成作用の熱力学的フレームワーク. 日本地熱学会平成11年学術講演会.
竹野直人 (1999) 自由エネルギー最小化法化学平衡計算プログラムFLASK-SG. 日本地熱学会平成11年学術講演会.
Takeno, N., Ishido, T. and Pritchett, J. W. (2000) Dissolution, transport and precipitation of silica in geothermal system. *World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka.*
竹野直人・村岡洋文・佐脇貴幸・佐々木宗建 (2000) 葛根田花崗岩周辺の接触変成作用の熱力学的フレームワーク－固溶体モデルの改良. 資源地質学会2000年学術講演会.
竹野直人 (2000) 化学平衡計算キットの試み－FLASK-SG. 資源地質学会2000年学術講演会.
Tamanyu, S. (1993) How deep can meteoric water infiltrate and form a geothermal reservoir? *International Conference on Scientific Continental Drilling, Potsdam.*
玉生志郎 (1993) 世界の深部地熱開発の事例. 第225回地質調査所研究発表会.
Tamanyu, S. (1993) Geological relationship between hydrothermal convection and HDR systems. *Hot Dry Rock Geothermal Energy Forum 1993.*
玉生志郎・高橋正明・村田泰章 (1993) 地熱資源評価図. 第10回資源研究総合推進会議研究発表会.
玉生志郎 (1994) 葛根田およびその周辺地域の広域熱構造. 深部地熱およびマグマ近傍地熱系に関するワークショップ.
玉生志郎・川村政和 (1994) 50万分の1「札幌」地熱資源図. 日本地質学会第101年年会.
玉生志郎 (1994) 地下温度分布から推定される流体流動ベクトル. 日本地熱学会平成6年度学術講演会.
玉生志郎 (1995) 地熱構造モデル－広域地熱構造モデル～貯留層モデルの作成まで－(1)地熱構造と貯留層モデルの作成の条件・留意点. 新エネルギー財団平成6年度地熱構造解析技術研修会「後期」.
玉生志郎 (1995) 学会賞受賞者講演. 日本地熱学会平成7年学術講演会.
玉生志郎・荒川富夫 (1995) 地質調査所所有の地熱ボーリングコア一覧表. 日本地熱学会平成7年学術講演会.
玉生志郎 (1995) 地熱エネルギー開発・利用とその環境負荷. 日本学術会議化学研究連絡委員会第3回「環境と化学」講演会－自然エネルギーと地球環境－.
Tamanyu, S., Takahashi, M., Murata, Y., Kimbara, K. and Kawamura, M. (1996) Geothermal resources map of the Tohoku volcanic arc, Japan. *30th International Geological Congress, Beijing.*
Tamanyu, S., Fujiwara, S., Ishikawa, J., Kusano. S. and Arakawa, T. (1996) Fracture characterization using camera type high definition scanner system of core samples from the Uenotai geothermal field, Northern Honshu, Japan. *New Zealand Geophysical Soc.*
Tamanyu, S. (1996) An important role of neo-granites as the deep-seated geothermal reservoirs and their heat sources. *Geological Soc. New Zealand, Annual Meeting.*
Tamanyu, S., Takahashi, M., Murata, Y., Kimbara, K., Kawamura, M. and Yamaguchi, H. (1997) Geothermal resources map of the Tohoku volcanic arc, Northeast Japan. *15th New Zealand Geochemistry Group Biennial Conference.*
Tamanyu, S., Fujiwara, S., Ishikawa, J. and Jingu, H. (1997) Formation mechanism of fracture-vein system in geothermal reservoirs based on core samples of slim holes. *Penrose Conference.*
玉生志郎 (1998) 地熱貯留層内の断裂－熱水鉱物脈の形成機構－東北日本北部の例－. 構造地質研究会1998年冬の例会.
Tamanyu, S. (1998) How do fracture-vein systems form in a geothermal reservoir?: Examples from Northern Honshu, Japan. *GSJ workshop on fault rocks and seismogenic process -Deformation of fault materials: field observations, laboratory studies, and modeling-.*
玉生志郎 (1998) 地熱貯留層内の断裂－熱水鉱物脈の形

成機構－東北日本北部の例－．日本地熱学会平成10年学術講演会．

玉生志郎（1999）仙岩地域の深部地熱資源評価．第259回地質調査所研究発表会．

玉生志郎・高橋正明・村田泰章・駒澤正夫・金原啓司・川村政和・山口文春（1999）東北日本の深部地熱資源有望地域－地熱資源図に基づいて－．第259回地質調査所研究発表会．

玉生志郎（1999）東北日本，仙岩（広域八幡平）地熱地域の地下温度分布と流体流動．地球惑星科学関連学会1999年合同大会．

玉生志郎・鈴木尉元・佐藤龍也（1999）岩手山周辺の地殻変動と地下地質・温度構造との相関．地球惑星科学関連学会1999年合同大会．

Tamanyu, S. and Kikuchi, T. (1999) Fracture system on the drillhole, WD-1 in Kakkonda geothermal field, Japan. *5th Well Logging Symposium of Japan.*

Tamanyu, S. (2000) Hydrofracturing and reactivation of pre-existing faults in a geothermal reservoir: Examples from Northern Honshu, Japan. *Joint International Research Meeting: The nature and tectonic significance of fault zone weakening.*

Tamanyu, S., Takahashi, M., Murata, Y., Kimbara, K., Kawamura, M., Yamaguchi, H. and Matsunami, T. (2000) An updated geothermal resources map of the Tohoku volcanic arc, Japan. *World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka.*

Tamanyu, S. (2000) Quaternary granitic pluton inferred from subsurface temperature distribution at the Sengan (Hachimantai) geothermal area, Japan. *World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka.*

手塚茂雄・原田　円・竹花大介・村岡洋文・成田伸哉（1993）地熱資源総合解析システム（GEMS）による有望地区の抽出．日本地熱学会平成5年度学術講演会．

当舎利行・杉原光彦・西　祐司（1997）固結しつつあるマグマ溜まり近傍で起こっている地震活動―葛根田地熱地域での微小地震．地球惑星科学関連学会1997年合同大会．

当舎利行・西　祐司・松原忠泰（1997）地熱地帯での微小地震探査システムについて．日本地熱学会平成9年学術講演会．

当舎利行・西　祐司・杉原光彦（1999）深部地熱資源調査における微小地震観測について．第259回地質調査所研究発表会．

当舎利行・西　祐司（1999）深部地熱資源調査における微小地震リモート点観測について．日本地熱学会平成11年学術講演会．

Tosha, T., Doi, N. and Koide, K. (2000) Monitoring of a geothermal reservoir utilizing microearthquakes. *25th Workshop on Geothermal reservoir Engineering, Stanford Univ.*

内田利弘（1993）地熱貯留層周辺の比抵抗構造．第225回地質調査所研究発表会．

内田利弘・村岡洋文・八木正彦・佐々木宗建・亀之園弘幸・宮崎眞一・土井宣夫・笹田政克・佐脇貴幸（1995）深部地熱資源調査の進捗．日本地熱学会平成7年度学術講演会．

Uchida, T., Yagi, M., Sasaki, M., Kamenosono, H., Doi., N. and Miyazaki, S. (1996) Overview of NEDO's "Deep-Seated Geothermal Resources Survey" in Japan. *30th International Geological Congress, Beijin.*

内田利弘・赤工浩平・佐々木宗建・亀之園弘幸・笠井加一郎・小松　亮・土井宣夫・宮崎眞一（1996）葛根田花崗岩体内より採取された深部流体について．1996年度日本地球化学会年会．

Uchida, T., Akaku, K., Sasaki, M., Kamenosono, H., Doi, N. and Miyazaki, S. (1996) Recent progress of NEDO's "Deep-Seated Geothermal Resources Survey" Project. *Geothermal Resources Council 1996 Annual Meeting.*

Uchida, T., Akaku, K., Kamenosono, H., Sasaki, M., Yanagisawa, N., Miyazaki, S. and Doi, N. (1997) Deep geothermal resources survey project in the Kakkonda geothermal field. *NEDO International Geothermal Symposium, Sendai.*

Uchida, T., Ogawa, Y. and Takakura, S. (1998) Magnetotelluric investigation of deep geothermal reservoir at the Kakkonda field, northern Japan. *14th Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth.*

内田利弘・小川康雄・高倉伸一・光畑裕司（1999）葛根田地域におけるMT法の適用とその課題．第259回地質調査所研究発表会．

Uchida, T., Ogawa, Y., Takakura, S. and Mitsuhata, Y. (1999) Three-dimensionality of magnetotelluric data in the Kakkonda geothermal field, northern Japan. *2nd International Symposium on Three-Dimensional Electromagnetics.*

内田利弘・小川康雄・高倉伸一・光畑裕司（1999）葛根田地熱地域におけるMT法データの解析．日本地熱学会平成11年学術講演会．

Uchida, T., Ogawa, Y., Takakura, S. and Mitsuhata, Y. (2000) Geoelectrical investigation of the Kakkonda geothermal field, northern Japan. *World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka.*

Yagi, M., Yasukawa, K., Muraoka, H. and Miyazaki,

S. (1994) Deep-Seated Geothermal Resources Survey. *Workshop on Deep-Seated and Magma-Ambient Geothermal Systems, Tsukuba.*

柳澤教雄・藤本光一郎・佐々木宗建・柳谷茂夫・加藤修 (1995) 葛根田深部地熱井のスケールの解析. 日本地熱学会平成7年学術講演会.

柳澤教雄・藤本光一郎・佐々木宗建・柳谷茂夫・加藤修 (1995) 葛根田深部地熱井のスケールについて. 日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱物学会・資源地質学会平成7年度秋期連合学術講演会.

柳澤教雄・月村勝宏 (1996) 鉄－シリカ系非晶質物質からのシリカスケールの合成. 日本鉱物学会1996年年会.

柳澤教雄・月村勝宏 (1996) 地熱井スケールとしての鉄－シリカ系非晶質物質の合成. 三鉱学会平成8年度秋期連合学術講演会.

柳澤教雄・藤本光一郎・石崎裕之・菱　靖之 (1996) 葛根田深部地熱井のスケールの解析 (その2). 日本地熱学会平成8年学術講演会.

柳澤教雄・月村勝宏 (1999) 鉄－シリカ系非晶質物質の合成および特性. 日本鉱物学会年会.

柳澤教雄・藤本光一郎 (1999) 葛根田深部生産井のスケールによる解析. 第259回地質調査所研究発表会.

柳澤教雄・藤本光一郎・菱　靖之 (1999) 葛根田新期花崗岩体縁部からの地熱井スケールの解析. 地球惑星科学関連学会1999年合同大会.

柳澤教雄・藤本光一郎・菱　靖之 (1999) 葛根田新期花崗岩体縁部からの地熱生産井のスケールについて. 資源地質学会第49回年会講演会.

柳澤教雄・藤本光一郎・菱　靖之 (1999) スケールからみた葛根田深部貯留層について. 日本地熱学会平成11年学術講演会.

Yanagisawa, N., Fujimoto, K. and Hishi, Y. (2000) Sulfide scaling of deep-geothermal well at Kakkonda geothermal field in Japan. *World Geothermal Congress 2000, Beppu and Morioka.*

Yano, Y. and Ishido, T. (1996) Numerical investigation of pressure transient responses of a well penetrating a deep geothermal reservoir at super-critical conditions. *21st Annual Workshop Geothermal Reservoir Engineering, Stanford Univ.*

矢野雄策・石戸経士 (1996) 超臨界状態深部地熱貯留層の生産時挙動のシミュレーション. 日本地熱学会平成8年度学術講演会.

Yano, Y. and Ishido, T. (1998) A reservoir engineering study of deep-seated geothermal reservoirs. *Geothermal Resources Council 1998 Annual Meeting.*

安川香澄・矢野雄策・石戸恒雄 (1993) 深部地熱貯留層の評価. 第225回地質調査所研究発表会.

安川香澄 (1993) 地熱流体流動に伴う自然電位 (SP) 変化のモデリング. 日本地熱学会平成5年度学術講演会.

地 質 調 査 所 報 告

第 278 号
　津宏治編：地質リモートセンシングに関する研究
第 279 号
　Hedenquist, J. W.：Magmatic Contributions to Hydrothermal systems: The Behavior of Volatiiles in Magma
第 280 号
　村田泰章・駒澤正夫・野呂春文・志知龍一・山本明彦：西南日本における重力データ解析および画像化表現法の研究
第 281 号
　Kato, H., Kinugasa, Y., Tsukuda, E. and Wakita, K.：Natural hazards mapping international forum
第 282 号
　宮崎光旗・伊藤久男：段列型地熱貯留層探査法に関する研究
第 283 号
　野呂春文：ディジタル地質図とディジタル地形図の作成

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No.278
　Tsu, H. eds：Research on geologic remote sensing system
No.279
　Hedenquist, J. W.：Magmatic contributions to hydrothermal systems：The behavior of volatiles in magma
No.280
　Murata, Y., Komazawa, M., Noro, H., Shichi, R. and Yamamoto, A.：Research on the gravity data analysis and imaging method in Southwest Japan
No.281
　Kato, H., Kinugasa, Y., Tsukuda, E. and Wakita, K.：Natural hazards mapping international forum
No.282
　Miyazaki, T. and Ito, H. eds ： Research on Exploration Methods for Fractcured-type Geothermal Reservoirs
No.283
　Noro, H.：The methods to prepare digital geological maps and digital topographic maps

平成 12 年 12 月 18 日印刷
平成 12 年 12 月 20 日発行

通商産業省工業技術院　地質調査所

〒 305-8567　茨城県つくば市東 1 丁目 1 番 3

印刷者　鈴　木　俊　之
印刷所　株式会社高山
東京都文京区湯島1-1-12

© 2000 Geological Survey of Japan

ISSN 0366-5542
CODEN : CCHHAQ

REPORT No. 284

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Kisaburo KODAMA, Director General

Studies on Deep-Seated Geothermal Resources

—with Special Emphasis on Analyses and Evaluations of the Deep Geothermal System at the Kakkonda Area, Japan—

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
1-3, Higashi 1-chome, Tsukuba, Ibaraki, 305-8567 Japan
2000

地 調 報 告
Rept. Geol. Surv. Japan
No. 284, 2000