

ISSN 0366-5542

CODEN: CCHHAQ

地質調査所報告 第275号

日本の地熱資源評価に関する研究

地質調査所

平成3年3月

地質調査所報告 第275号

所長 石原舜三

Report No. 275

Geological Survey of Japan

Shunso ISHIHARA, Director

日本の地熱資源評価に関する研究

Research on the geothermal resource
assessment in Japan

編集

玉生志郎

Edited by

Shiro TAMANYU

地質調査所

平成3年3月

Geological Survey of Japan

March, 1991

巻 頭 言

昭和48年に「石油危機」を経験して以降、石油代替エネルギーとしてわが国に恵まれている地熱エネルギーの開発促進を図るための努力が続けられており、その中で地熱賦存状態の把握と資源量の評価は急務となっている。

地質調査所はサンシャイン計画の下で、新エネルギー・産業技術総合開発機構(以下 NEDO)に協力し、共同体制でわが国の地熱資源の賦存と評価に係る研究を進めている。これは NEDO の「全国地熱資源総合調査」に関連するもので、地質調査所はこれまで、「国土地熱資源基本図作成に関する研究」を昭和55年度から58年度まで実施、引き続き昭和59年度より「国土地熱資源評価技術に関する研究」を実施中である。「国土地熱資源基本図作成に関する研究」では、NEDO が実施した全国網羅的な調査データを地熱データベース中に収納し、必要に応じてこれを地熱資源の基本図として利用できる「地熱資源基本図」システムの整備を図るとともに、この資料を用いて全国規模の資源評価を行った。

本報告は昭和59年度以降「国土地熱資源評価技術に関する研究」として行った研究をとりまとめて公表するものである。本研究では新しい資源評価手法の開発と、NEDO が実施した広域規模での地表調査結果等を用いて、資源賦存の推定と量的評価を行う、地熱資源アセスメントが主要課題となっている。

他方、本研究とはほぼ並行して実施された、九州中・北部、豊肥地域での「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」、東北地方、仙岩・栗駒地域での「地熱探査技術等検証調査」が終了し、深部地熱の確認がなされるとともに、現在進められている「地熱開発促進調査」等の調査を通じて、地熱資源賦存についての理解は急速に進み、断裂や貫入岩の重要性が注目されるようになっていく。今後は、このような事実に基づく、より詳細で確度の高い地熱資源評価への取組が求められる。

今日地熱開発利用について、「石油危機」以降多大な努力が払われてきたにも関わらず、発電に結びついていないとの世の批判をきく。この声に応じて、われわれの側からは、垂直的な地熱流体賦存の場の精度高い探査技術の開発と、精度の高い資源量評価技術の確立とが課題としてあげられる。このためには、調査結果の分析と、地熱貯留部を形成する熱伝達機構や流体の供給機構についての評価及びそれをモデル化していく科学的洞察の必要性が痛感される。本報告では各研究者がそれぞれの専門分野から広域の地熱資源賦存について分析・考察した結果が盛り込まれている。この成果は地熱資源のより高度の評価につながる有益なもの期待している。

本報告書の取り纏めに当たり、研究の企画立案、実施に多大の御尽力をいただいた工業技術院サンシャイン計画推進本部、共同研究実施主体として労苦の多い実務を担当された NEDO 及び御協力頂いた地熱関係企業の方々に厚く御礼申しあげる。

平成 3 年 3 月

地質調査所地殻熱部長

長 谷 紘 和

総 目 次

<p>巻頭言</p> <p>日本の地熱資源評価の研究の経緯と成果概要</p> <p>全国規模地熱資源評価の研究</p> <p>河川調査による地熱資源評価の試み—北海道ニセコ地域について—</p> <p>八甲田地熱地域における重・磁力異常の意味</p> <p>八甲田火山群の深部比抵抗構造に関する考察</p> <p>八甲田地熱地域で見出されたカルデラ群</p> <p>八甲田地熱地域の熱源系</p> <p>八甲田地熱地域の熱水系</p> <p>八甲田地熱地域の地熱資源量評価</p> <p>南会津地熱地域の岩石密度</p> <p>南会津地熱地域の密度構造</p> <p>南会津地域の地熱系モデルと地熱資源量評価</p> <p>阿蘇火山周辺域の重力解析</p> <p>円面積ダイアグラムを用いた温泉泉質の新しい表示法について</p> <p>直接アクセス・ファイルによる標高データベース・システムの作成</p> <p>包蔵水量法による地熱資源評価の研究</p> <p>変質鉱物組合せから変質温度を推定するための専門家システム</p> <p>広域的探査データからの地熱有望地区抽出の試み</p>	<p>長谷紘和</p> <p>玉生志郎 …………… 1</p> <p>宮崎芳徳・津 宏治・浦井 稔 高倉伸一・大久保泰邦・小川克郎 …… 17</p> <p>川村政和 …………… 45</p> <p>大久保泰邦 …………… 61</p> <p>小川康雄 …………… 83</p> <p>村岡洋文・山口 靖・長谷紘和 …… 97</p> <p>村岡洋文 …………… 113</p> <p>村岡洋文・上田 晃 …………… 135</p> <p>村岡洋文 …………… 153</p> <p>高倉伸一・山口 靖 …………… 165</p> <p>高倉伸一 …………… 183</p> <p>山口 靖 …………… 199</p> <p>駒澤正夫・山田泰生・川副聖規 …… 229</p> <p>高橋正明 …………… 255</p> <p>西 祐司 …………… 267</p> <p>宮崎芳徳 …………… 311</p> <p>野呂春文 …………… 329</p> <p>村岡洋文・田中壮一郎 …………… 335</p>
---	--

CONTENTS

Foreword	Hirokazu HASE	
Historical background and summary result of the geothermal resource assessment for Japanese geothermal fields	Shiro TAMANYU.....	1
Assessment of geothermal resources of Japan—1990	Yoshinori MIYAZAKI, Hiroji TSU, Minoru URAI, Shinichi TAKAKURA Yasukuni OKUBO and Katsuro OGAWA.....	17
A trial estimate of geothermal resources by chemical mass discharge in Niseko area, Hokkaido, Japan	Masayori KAWAMURA.....	45
Interpretation of gravity and magnetic anomalies in the Hakkoda geothermal area, Japan	Yasukuni OKUBO.....	61
On the deep resistivity structure of Hakkoda volcanoes	Yasuo OGAWA.....	83
Clustered calderas found in the Hakkoda geothermal field, Northeast Japan	Hirofumi MURAOKA, Yasushi YAMAGUCHI and Hirokazu HASE.....	97
Heat source systems in the Hakkoda geothermal field, Northeast Japan	Hirofumi MURAOKA.....	113
Hydrothermal systems in the Hakkoda geothermal field, Northeast Japan	Hirofumi MURAOKA and Akira UEDA.....	135
Estimation of the geothermal resources in the Hakkoda geothermal field, Northeast Japan	Hirofumi MURAOKA.....	153
Rock densities in the Minami-Aizu geothermal areas, Northeast Japan	Shinichi TAKAKURA and Yasushi YAMAGUCHI.....	165
Density structure of the Minami-Aizu geothermal area, Northeast Japan	Shinichi TAKAKURA.....	183
Geothermal resources assessment of Minami-Aizu Area, Southern Tohoku District, Northeast Japan	Yasushi YAMAGUCHI.....	199
The gravimetric analysis in and around the Aso volcanic area, Western Japan	Masao KOMAZAWA, Yasuo YAMADA and Seiki KAWAZOE.....	229
A new graphical method to express the chemical character of hot springs	Masaaki TAKAHASHI.....	255
Simple Elevation Database System on FORTRAN's direct access file	Yuji NISHI.....	267
Geothermal resources assessment by lumped parameter model	Yoshinori MIYAZAKI.....	311
An expert system which estimates alteration temperature and pH of hydrothermal water from alteration minerals	Harufumi NORO.....	329
A trial on extraction of the prospective geothermal areas from the regional exploration data	Hirofumi MURAOKA and Soichiro TANAKA.....	335

日本の地熱資源評価の研究の経緯と成果概要

玉 生 志 郎*

Historical background and summary result of the geothermal resource assessment for Japanese geothermal fields

By

Shiro TAMANYU*

Abstract: The research project “Basic Study on Nation-wide and Regional Geothermal Resources Assessment” has been carried out as the Sunshine project of MITI from 1984 to present by Geological Survey of Japan (GSJ) in close co-operation with “Nation-wide Geothermal Resources Survey Project (phase II and III)” by New Energy Developing Organization (NEDO). The historical background and research staffs of this project are described.

This research program is composed of the following four subjects.

- 1) Nation-wide geothermal resources assessment
- 2) Modelling and resources assessment for regional geothermal systems
- 3) Geothermal resources assessment using data base system (SIGMA)
- 4) Synthesis of criteria of geothermal data interpretation

The concepts and methods of geothermal resource assessment are reviewed, and the outlines of all research papers presented in this volume are roughly summarized in this paper.

The future research subjects are pointed out in the final chapter. The most important subject among them, must be the data acquisition of recharge factors of heat and fluid to geothermal reservoirs from a viewpoint of resource assessment.

1. 研究プロジェクトの背景

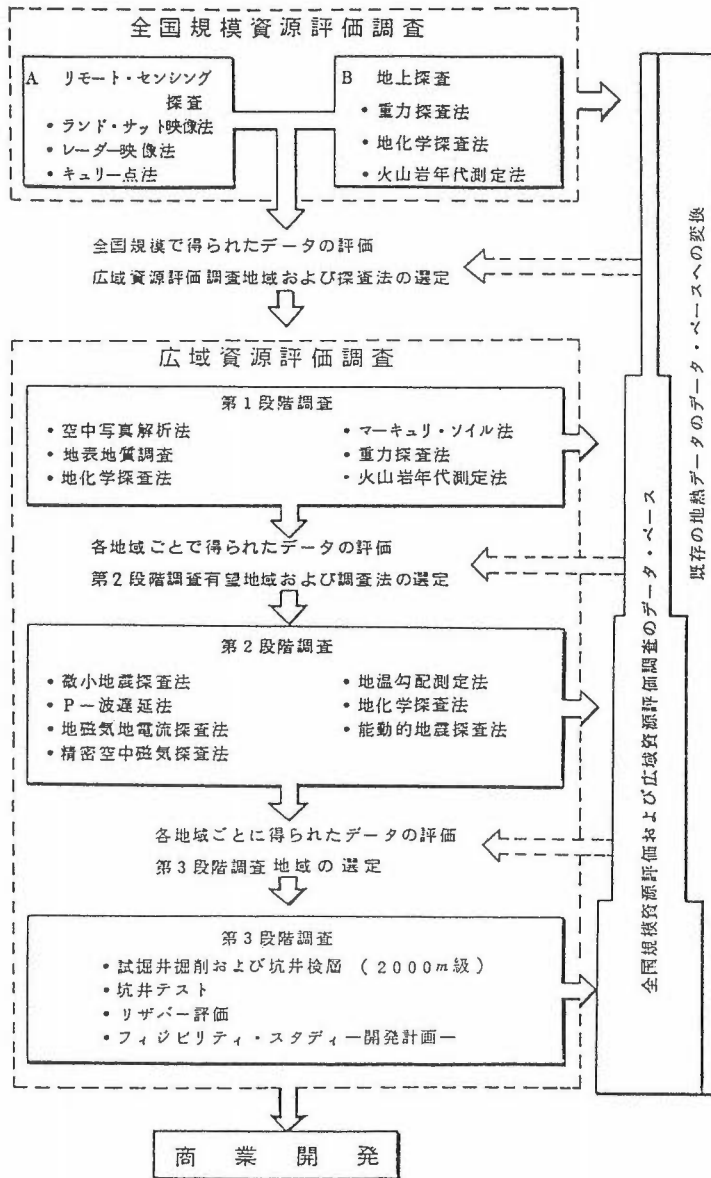
通商産業省は昭和54年度(1979年度)に実施した「全国地熱資源総合調査」の概念設計(第1図)において、全国的規模の地熱資源総合調査の計画・立案を行った。その後、国によって実施されてきた全国・広域規模地熱資源調査および資源評価のプロジェクトは、基本的にこの概念設計に基づいて実施されてきた。なおプロジェクトの遂行は、サンシャイン計画推進本部のもとに、昭和55年10月に発足した新エネルギー総合開発機構(現：新エネルギー・産業技術総合開発機構：以後、NEDOと略称)と地質調査所の協力体制の下で、前者が資源調査を、また後者が資源評価を担当することにより進められてきている(第1表)。

当時、新エネルギーとしての地熱エネルギー資源を緊急に開発するために国としての地熱資源評価が急がれており、全国統一基準による全国的、網羅的な地熱調査が早急に実施される必要があった。そのため、NEDOは「全国地熱資源総合調査(第一次)」(昭和55-58年度)において、当時の最先端技術を駆

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

Keywords: geothermal resource, resource assessment, geothermal model, Sunshine project, New Energy Developing Organization (NEDO), data base, SIGMA, Nation-wide, Niseko, Hakkoda, Minami-Aizu, Aso



第1図 全国地熱資源総合調査長期概念設計 (小川, 1985)

Fig. 1 Long-term conceptual design for the Nation-wide Geothermal Resources Exploration Project.

使した全国規模のキュリー点データ、重力データ、レーダー画像データ等を取得した。これに対して地質調査所は、「国土地熱資源基本図作成に関する研究」(昭和55-58年度)において、NEDOの全国地熱資源総合調査によって得られたデータとこれまでに蓄積されていた独自の各種調査データをあわせて処理・解析し、「国土地熱資源基本図」を作成した。この作成にあたっては、新たに「地熱探査技術等検証調査」で構築した地質情報データベースシステム“SIGMA”(花岡ほか, 1986)を利用して、全国の地熱調査資料を20万分の1区画毎に、各種データを重ね合わせて見ることができるようにとまとめた。これ

第1表 プロジェクトの流れと地調-NEDOの協力関係
Table 1 Project flow and cooperative relation between GSJ and NEDO.

	S 5 5 ~ 5 8	S 5 9 ~ 6 1	S 6 2 ~ 継 続 中
N	全国地熱資源総合調査(第一次)	全国地熱資源総合調査(第二次)	全国地熱資源総合調査(第三次)
	(リモートセンシング法調査)	(地熱地質編図)	1) 広域熱水流動系調査
	(キューリー一点法調査)	(火山岩分布・年代調査)	(火山岩分布・年代調査)
	(重力法調査)	(流体地化学調査)	(流体地化学調査)
特別会計	(全国地熱有望地域抽出)	(精密重力調査)	(精密重力調査)
		(比抵抗調査)	(比抵抗調査)
		(P波速度構造調査)	2) 総合解析手法開発 (地域総括)
		(放熱量調査)	(情報ネットワークシステム)
地質調査所	(既存データバンキング)	(解析・評価)	(コンピュータマッピングシステム)
	(全国調査データの解析)	(全国規模資源評価)	(資源評価システム)
	(国土地熱資源基本図作成に関する研究)	国土地熱資源評価技術に関する研究	国土地熱資源評価技術に関する研究
		(広域規模)	資源評価
一機会計		データベースによる評価手法の研究	データ解析基準作成の研究

ら NEDO と地質調査所が協力して進めてきたプロジェクトについては高木(1984), 小川(1985, 1986)によって詳しく紹介されている。また, このプロジェクトによって得られた NEDO の成果物は公開・頒布されている(新エネルギー総合開発機構地熱調査部地熱調査第二課, 1984, 1987)。

昭和59年度からは NEDO により「全国地熱資源総合調査(第二次)」(昭和59-61年度)が展開され, 第一次調査により抽出された有望地域の代表的モデル地域において各種地表調査が実施された。この成果については玉生(1986), 堀ほか(1986), 高木ほか(1987), 村岡ほか(1987), 品田ほか(1987), 玉生ほか(1987), 新エネルギー総合開発機構地熱調査部(1988)らによって詳しく紹介されている。

さらに昭和62年度からは NEDO は「全国地熱資源総合調査(第三次)」を開始し, この中でモデル地域における広域熱水流動系調査と総合解析手法技術開発が実施されている(品田(1988), 野田(1989), 松山・野田(1990))。

地質調査所は NEDO の「全国地熱資源総合調査(第二次, 第三次)」に対応して「国土地熱資源評価技術に関する研究」を実施し, 国土全体およびモデル地域を含んだ広域地域の資源評価と新しい資源評価技術の開発をすすめている。このプロジェクトはすでに6年が経過し, 多くの成果が得られつつある。具体的には, 蓄積された各種探査データの解析, 広域地熱系モデル作成, 資源評価パラメータ解析, 資源評価, データベース等を利用した評価手法の開発, 新しい資源評価手法の開発, データ解釈基準作成など多岐におよんでいる。そこで, これらの成果を平成元年11月の地質調査所第198回研究発表会において, 「日本の地熱地帯の資源評価」としてまとめて公表した(地質調査所, 1990)。この発表を踏まえて, 今回論文集として改めて出版することにした。

2. 研 究 項 目

「国土地熱資源評価技術に関する研究」は, わが国に賦存する地熱資源を全国規模及び広域規模で評価しようとするもので, 次の4テーマにわけて実施されている。

1) 全国規模資源評価の研究

全国地熱資源総合調査(第一次)で得られたデータおよび独自に収集整理した各種データをもとに, 容積法によって地熱資源量を定量的に評価する手法を研究し, あわせて全国の資源量を試算した。

2) 広域規模資源評価の研究

全国地熱資源総合調査(第二次)調査対象地域である「ニセコ」, 「八甲田」, 「南会津」, 「国分」をそれぞれ包含する, より広域の4地域において, 10万分の1縮尺の地熱地域地質図の作成と資源評価パラメータ解析を行い, これらの地域についてより高精度の資源評価を行っている。また全国地熱資源総合調査(第三次)調査対象地域である「十勝」, 「那須」, 「鶴見岳」, 「秋田駒」, 「磐梯」, 「阿蘇」に対応して, より広域の50万分の1縮尺の地熱資源分布図作成と資源評価を行っている。

3) データベースを利用した地熱資源評価手法の研究

全国規模及び広域規模での資源評価をデータベース(SIGMA)を用いて行うため, 必要なデータのバッキング, 各種基図類のコンピュータ表示方法, 評価アルゴリズムのソフトウェア化等の研究開発を行っている。この成果は昭和62年度開始の NEDO の全国地熱資源総合調査(第三次)総合解析手法技術開発(松山・野田, 1990)に, 地熱有望地域抽出のためのコンピュータ処理システム構築として利用されている。また作成されたデータベースのうち利用度の高い坑井データベースについては, すでに公表されている(矢野ほか, (1989), 須田・矢野, (1991))。

この他に, 新しい資源評価手法の開発として容積法にかわる包蔵水量法とモンテカルロ法の確率論を取り入れた手法についても技術開発を行っている。

4) データ解釈基準作成の研究

地表探査を主体とする各種探査データから地熱資源賦存有望地区抽出に役立つルール群を抽出するとともに, 作成したルール群についての信頼性, 妥当性を評価している。

第2表 「国土地熱資源評価技術に関する研究」研究担当者(昭和59年4月以降)

Table 2 Scientists participated in the research project "Basic Study on Nation-wide Geothermal Resource Assessments in Japan".

担当部長	Chief of Geothermal Research Dept.		Period					
山田 敬一	Keiichi YAMADA		Apr. 1984-Jan. 1986					
小川 克郎	Katsuro OGAWA		Jan. 1986-Nov. 1988					
岡部 賢二	Kenji OKABE		Nov. 1988-Mar. 1990					
長谷 紘和	Hirokazu HASE		Apr. 1990-Present					
国土地熱資源評価技術に関する研究グループ長	Project manager of Basic Study on Nation-wide and Regional Geothermal Assessment							
小川 克郎	Katsuro OGAWA		Apr. 1984-Dec. 1985					
長谷 紘和	Hirokazu HASE		Jan. 1986-Apr. 1986					
岡部 賢二	Kenji OKABE		May, 1986-Nov. 1986					
津 宏治	Hiroji TSU		Dec. 1986-Mar. 1989					
玉生 志郎	Shiro TAMANYU		Apr. 1989-present					
同サブグループ長	Project submanager							
村岡 洋文	Hirofumi MURAOKA		Dec. 1986-Mar. 1989					
宮崎 芳徳	Yoshinori MIYAZAKI		Apr. 1989-Present					
研究担当者	Investigators		Fiscal Year					
			1984	1985	1986	1987	1988	1989
花岡 尚之	Naoyuki HANAOKA	Fuel Resources Dept	○	○	○	—	—	—
長谷 紘和	Hirokazu HASE	Geothermal Research Dept.	○	○	○	—	—	—
広島 俊男	Toshio HIROSHIMA	Geophysics Dept.	○	○	○	○	○	—
石戸 恒雄	Tsuneo ISHIDO	Geothermal Research Dept.	—	—	○	○	○	○
伊藤 久男	Hisao ITO	do.	—	○	—	—	—	—
鎌田 浩毅	Hiroki KAMATA	do.	○	○	○	○	—	—
川村 政和	Masayori KAWAMURA	do.	—	○	—	—	—	—
菊地 恒夫	Tsuneo KIKUCHI	do.	—	—	○	○	—	—
衣笠 善博	Yoshihiro KINUGASA	Environmental Geology Dept.	○	○	○	○	—	—
駒澤 正夫	Masao KOMAZAWA	Geophysics Dept.	○	○	—	○	○	○
古宇田 亮一	Ryoichi KOUDA	Mineral Deposits Dept.	—	—	—	○	○	—
松林 修	Osamu MATSUBAYASHI	Geothermal Research Dept.	—	—	—	○	○	○
松本 則夫	Norio MATSUMOTO	Geological Information Center	—	—	—	—	—	○
宮崎 芳徳	Yoshinori MIYAZAKI	Geothermal Research Dept.	—	○	○	○	○	○
村岡 洋文	Hirofumi MURAOKA	do.	—	○	○	○	○	○
村田 泰章	Yasuaki MURATA	Geological Information Center	○	○	○	○	○	○
中尾 信典	Nobunori NAKAO	Geothermal Research Dept.	—	—	—	○	○	—
西 祐司	Yuji NISHI	do.	○	○	○	○	○	○
西澤 修	Osamu NISHIZAWA	do.	○	○	—	—	—	—
野田 徹郎	Tetsuro NODA	Environmental Geology Dept.	—	—	○	○	—	—
野呂 春文	Harufumi NORO	Geological Information Center	—	—	—	—	—	○
小川 克郎	Katsuro OGAWA	Deputy Director General	○	○	—	—	—	—
小川 健三	Kenzo OGAWA	Geothermal Research Dept. (retired in 1987)	○	○	○	—	—	—

第2表 (つづき)
Table 2 (continued)

研究担当者	Investigators		Fiscal Year					
			1984	1985	1986	1987	1988	1989
小川 康雄	Yasuo OGAWA	Geophysics Dept.	—	—	○	○	○	○
大久保 泰邦	Yasukuni OKUBO	do.	—	○	○	○	○	○
阪口 圭一	Keiichi SAKAGUCHI	Geothermal Research Dept.	—	○	○	○	○	○
茂野 博	Hiroshi SHIGENO	do.	—	○	—	—	—	—
須田 芳朗	Yoshiro SUDA	Geothermal Research Dept.	○	○	○	○	○	○
須藤 茂	Shigeru SUTO	Environmental Geology Dept.	—	—	—	—	—	○
高橋 正明	Masaaki TAKAHASHI	Geothermal Research Dept.	—	—	—	○	○	○
高倉 伸一	Shinichi TAKAKURA	Geophysics Dept.	—	—	○	○	○	○
玉生 志郎	Shiro TAMANYU	Geothermal Research Dept.	—	—	—	—	○	○
津 宏治	Hiroji TSU	Research Planning Office	○	○	○	○	○	○
佃 栄吉	Eikichi TSUKUDA	Environmental Geology Dept.	○	○	—	—	—	—
内田 利弘	Toshihiro UCHIDA	Geophysics Dept.	—	—	○	○	○	○
浦井 稔	Minoru URAI	do.	○	○	○	○	—	—
山口 靖	Yasushi YAMAGUCHI	Geothermal Research Dept.	○	○	○	○	○	○
矢野 雄策	Yusaku YANO	do.	○	○	○	○	○	○

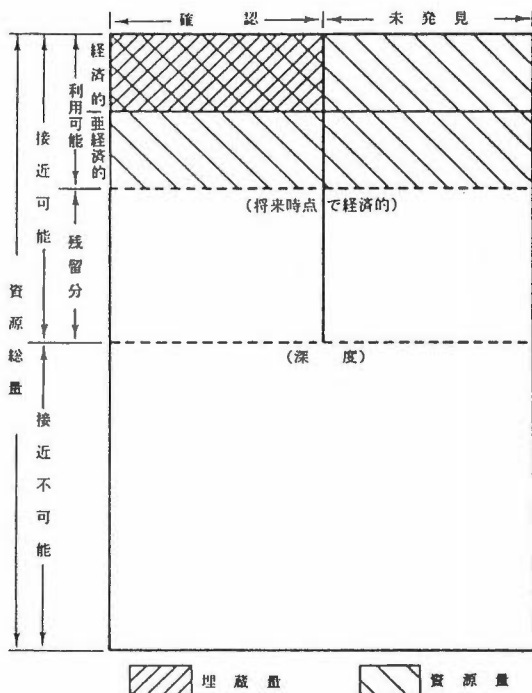
3. 研究実施体制

地質調査所では本プロジェクトを実施するために研究グループ体制をとり、第2表に示すように地殻熱部、地殻物理部の研究者を中心にこれまで40名が各々の研究を分担してきた。またNEDOと密接な研究協力体制をとるため、昭和59年度から平成元年度までの間に地質調査所からNEDO地熱調査部へ部課長以下延べ11名の研究者が派遣されている。同時にNEDO内に設置された地熱調査委員会及び同調査部会(昭和59-61年度)に延べ18名、そして全国地熱資源総合調査委員会及び同調査部会、総合解析手法開発部会(昭和62-平成元年度)に延べ19名の研究者が各々参加してきた。これらとは別途に、NEDO及び地質調査所の研究に関する実質的な意見交換は、サンシャイン計画推進本部、NEDO、地質調査所の三者で月1回定期的に開催される三者連絡協議会及び当事者間で随時設定されたワーキング・グループ等で実施されてきている。

4. 地熱資源評価の概念と方法

Muffler and Cataldi (1978)は地熱資源評価の考え方を整理したうえで統一的概念を提示するとともに、いくつかの資源評価手法について紹介している。以下、この論文に基づいて地熱資源評価の概念と方法論を簡単にレビューする。詳細については本報告中の宮崎ほか(1991)に詳しくふれられているので参照していただきたい。

地熱資源はまず基本的にリソーススペースで考えられるものである。ここでいうリソーススペースとは地殻内に存在する全資源量を意味するもので、それがコスト的に採算がとれるかどうかや、何らかの手法で存在が確認されているかどうかは問わないものである。ただし、リソーススペースは、到達深度や経済性からさらに細分することができる。この考え方と資源の確認・未発見を考慮にいたした資源評価のための区分図が第2図である。この図はMcKelvyダイアグラムと呼ばれ、図の中でリソースとリザーブは厳密に区分されている。日本語訳にすればリソースは資源量で、リザーブは埋蔵量に対応するものである。



第2図 地熱資源の McKelvey ダイアグラム
Fig. 2 McKelvey diagram for geothermal energy.

地熱資源を評価するには大きくわけて2つの段階がある。概査段階でリソースを見積ることをアセスメント(資源評価)とよび、開発段階でリザーブを算定することをエバリュエーション(埋蔵量評価=貯留層評価)とよんで区別している。一般にはアセスメントは地表探査データに基づく予測的なものであるのに対して、エバリュエーションは坑井噴気テストなどに基づく詳細かつ確度の高い評価である。ここではアセスメントについて議論するものとする。

Muffer and Cataldi (1978)のアセスメントの方法には以下のような手法があげられている。

(自然放熱量法)；坑井掘削によって地下から運び出される熱量は、自然状態に比べて数10倍程度と予想されている(日本地熱調査会、1970)。それ故、一地域に期待できる発電容量は数万kWと算定できる。これに国内の地熱地域数を乗ずれば、全国規模の資源量を算定することができる。この考え方は資源を地下から地表への熱の流れ、フローとして把握しようとするもので、後述するような資源を貯えられた熱、ストックとしてとらえる容積法とは本質的に異なるものである。地熱資源がフローとして捉えるならば再生可能なエネルギーと考えられ、一方、ストックとして捉えるならば化石エネルギーと考えることができる。

(容積法)；地熱流体の存在が予想される地域の面積と層厚に着目し、その容積中の全熱エネルギーから回収可能と思われる熱エネルギーを算定する方法である。この方法では、資源はフローでなく、ストックであるという考え方に立脚しているため、系外からの熱や水の供給(リチャージ ファクター)は直接算定していない。ただし、後述する回収率の係数選定においては、リチャージ ファクターを考慮して大きめの数値を採用している。

回収率(リカバリー ファクター)については正確に規定することが困難なため、便宜的に10%や25%という数字が用いられている。上記のような問題点はあるものの、大局的に資源量を把握することができるため、アセスメント手法として現在最もよく用いられている方法である。

第3表 日本の地熱資源評価の経緯 (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1989)
 Table 3 Historical review for Nation-wide geothermal resource assessments in Japan (NEDO, 1989).

年 度	温 度 (°C)	圧 力 (kk)	1967 日本産産誌 MW _e	1970 地熱調査会 MW _e /5000年	1974 産技審地熱分科会 MW _e /1000年	1977 GS MW _e /30年	1977 機構研 MW _e	1985 GS MW _e /30年	1985 NEDO/GS MW _e /30年	1986 NEDO/GS MW _e /15年	1987 地熱資源評価推進委 MW _e /30年	1989 NEDO MW _e /30年
マ グ マ	650-1,200	0.2-1		20,000								
高 温 岩 体	300-650	0.1-1			100,000	17,850				14,972		
火 山 性 高 温 蒸 気 水 型	>240	0.05-0.2	4,000	50,000	50,000	40,140	29,350				20,000	22,070
高 温 蒸 気 水 型	>150	0.05-0.4		100,000	100,000		5,320 (>200°C) 14,220 (150-200°C)		(100~200°C) ① 4,319 ② 2,054 ③ 12,000~14,000			
中 温 蒸 気 水 型	90-150	0.01-0.1		25,000	25,000							
低 温 蒸 気 水 型	50-90	0.001-0.005		50,000	50,000							
深 部 蒸 気 水 型	50-90	>240		50,000 100,000 245,000 370,000		33,480					44,700	47,229
合 計											64,000	69,259
深 層 蒸 気 水 系		50-90										
摘 要			主要3地蔵	マグマ溜め貯熱法 自然放熱量 面積法 包蔵水量法 層積推算法		①自然放熱量法・ 面積法 ②包蔵水量法	1980.3 単位面積当りエネ ルギー×面積	1985 存積法	①全国推定 ②主要3地蔵 ③主要8地蔵 包蔵水量法・ 熱量法	全国15ブロックに ついて面積法	存積法	地熱資源貯蔵地蔵 (204地域)について 面積法
参 考 資 料			(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 日本の地熱資源評 価(地質ニュース)	1980.3 地蔵福祉地熱利 用システムに 関する調査	1985 全国規模地熱資源 評価の調査 1987 我が国における地 熱資源量評価	1987.3 ライナーサー クル基礎調査	NEDO部内資料	NEDO部内資料	本報告書(方式-2)

採用した資源量

(板状フラクチャー法)；地下モデルとして不透水性の岩石とその中に発達する板状のフラクチャーを仮定し、岩石中の熱はフラクチャー沿いの熱伝導およびフラクチャー内を通過する水によって運ばれるとして、資源量を算定する方法である。一般的にはフラクチャーの形態を正確に把握できないことが多いため、適用が困難な場合が多い。

(マグマ残存熱量法)；地熱熱源としてのマグマに着目して、現在マグマ中に残存している熱量を算定しようとする方法である。今までにNoguchi (1970)とSmith and Shaw (1975, 1979)により二つの方法が提案されているが、いずれも種々の仮定をおいているため半定量的な評価と言わざるを得ない。

5. 研究成果の概要

5.1 全国規模地熱資源評価

今まで日本で実施された地熱資源評価は第3表に示されたようなものである。1970年代までの資源評価は角(1979)、角(1982)に詳しく紹介されている。小川(1986)はこれらの資源評価を大きく1970年代までのものと1980年代のものに二大別し、各々を以下のようにカテゴリー分けしている。1970年までのものは強い地表徴候をもつ浅部資源(<2 km)を対象に、地表情報に基づく資源評価であったのに対し、1980年代のものは地表徴候が弱いか、または欠如する深部資源(>2 km)を対象に、広域深部情報に基づく資源評価であった。具体的に言うと、1970年代までの資源評価で用いられた手法は循環水量法、マグマ残存熱量法、変質帯面積法、放熱量法、包蔵水量法などで、いずれも何らかの地表情報に頼ったもので、深さ方向の地熱情報がほとんど含まれていない二次元的なものであった。一方、1980年代になされた評価は、宮崎ほか(1986)、宮崎ほか(1987)に代表されるように、従来利用できなかった深さ方向の情報(重力基盤深度、キューリー点深度等)を用いて、三次元的かつ全国統一的に資源評価を行っている。その内容は本報告書中の宮崎ほか(1991)に詳しく述べられているが、その概要を以下に紹介する。

宮崎ほか(1991)はNEDOの全国地熱資源総合調査(第一次)で得られた重力データとキューリー等温度深度データを500 m グリッドデータに直して全国の地熱資源を算定している。評価対象域は原則的には国土全域であるが、実際には四国や伊豆半島で重力データが欠如しているため、評価した対象地域は全国15ブロックの地域である。これは全国土の約50%にあたるもので、ほとんどの地熱地域をカバーしているので、全国規模地熱資源評価としては問題のない面積規模である。ただし、一部のブロックの中には重力データが部分的に欠如しているため、地熱地域であるにもかかわらず評価対象外となっている地域がある(例えば北アルプスの黒部など)。資源評価は容積法の考え方に基いて検討され、重力基盤深度より浅く、かつ150°C以上の温度になる所を高温熱水対流系貯留層と見なして資源量を算定している。この場合、地下の全熱量の回収率はNathenson and Muffler (1975)が提案している25%という値を用いている。最終的に評価された高温熱水対流系資源は全国で2054万 kW_e・30年であった。そして、それらは熱水の温度領域から在来型蒸気発電用資源(>200°C)としての582万 kW_e・30年と、近未来に実用可能となるバイナリー発電用資源(150-200°C)としての1472万 kW_e・30年に区分される。また地域ブロック別にみると、東北部、道東、道西、九州北部、関東・甲信ブロックで資源量が多いことがわかった。宮崎ほか(1991)は高温熱水対流系資源以外にも中低温熱水系資源(42-150°C)や深部地熱系資源(重力基盤以深1 km 厚の部分で150°C以上となる部分)についても資源量を試算している。

また、金原ほか(1986)は、日本の代表的モデル地熱地域28ヶ所における熱水対流系地熱資源量の暫定的評価を行っている。ここでは貯留層表面積は温泉、噴気などの地表徴候および熱源と考えられる第四紀火山の分布データから推定され、貯留層温度は温泉、地熱流体の化学組成に基づいて計算された地化学温度計および地熱坑井温度データから推定されている。また、貯留層の厚さはこれまでの地熱開発の経験から貯留層が新第三系のみ発達していると仮定して、これにブーゲー重力異常を加味して作られた地質断面図より推定されている。以上のデータを用いて容積法で計算した結果、28ヶ所の総資源量は4200万 kW_e・30年と試算されている。

ちなみに現時点においてリザーブに相当すると考えられる日本の地熱発電量は、9 発電所で発電され

第 4 表 広域規模地熱資源評価の事例
Table 4 Examples for regional-scale geothermal resource assessments.

地域名	発電量 (万 kW×30年)	方 法	文 献	備 考
ニセコ	5	放質量法	川村(1991)	上昇流域
	12.8	容積法	新エネルギー総合開発機構 (1987)	
国 分	50.2	容積法	新エネルギー総合開発機構 (1987)	霧島地域上昇流域一部
八甲田	67	容積法	村岡 (1991b)	八甲田 (35.3) 沖浦 (26.7) 鏡ヶ関 (4.57) 湯ノ沢 (0.47)
	33(期待値)	容積法 モンテカルロ法	大久保ほか (1990)	
	22.5	容積法	新エネルギー総合開発機構 (1987)	
南会津	13	容積法	山口 (1991)	奥鬼怒 鬼怒川沿い上昇流域
	45.4	容積法	新エネルギー総合開発機構 (1987)	
仙 岩	390	容積法	松林 (1989)	
	408.7	容積法	金原ほか (1984)	
栗駒(鬼首)	24	分布パラメータ法	安川・石戸 (1989)	鬼首カルデラ南半部
	49.7	容積法	金原ほか (1984)	

ている27万 kW。と発電所建設または増設の予定されている7カ所の約22万 kW。を合わせた約50万 kW。である。

5.2 広域地熱系モデルと広域規模資源評価

いままでに広域規模地熱資源評価のなされた地域は第4表に示すような所である。このなかでも、全国地熱資源総合調査(第二次)のモデル地域となった「八甲田」地域が最も体系的に資源評価されている。ここでは、まず、村岡・高倉(1988)により資源評価基図としての八甲田地熱地域地質図が作成された。その後、大久保・村岡(1988)により地域内の温泉ボーリング・データが収集され、温度勾配図が作成された。これに引続き、村岡(1989)はカルデラ構造に着目し、また大久保・村岡(1990)および大久保ほか(1990)は逸水確率に着目しモンテカルロ法を導入して、それぞれ資源評価を行っている。

一方、地熱探査技術等検証調査の行われた「仙岩」、「栗駒」では、坑井データがかなり多数利用できるため、他の地域より詳しい資源評価が可能となっている(地質調査所, 1989)。仙岩地域については熱伝導域と熱水対流域を区分した上で、熱水対流域のみについて資源評価している(松林, 1989)。栗駒地域については分布パラメータモデルの数値シミュレーションによる貯留層評価を行って資源量を算定している(安川・石戸, 1989)。

NEDOの全国地熱資源総合調査(第二次)では「ニセコ」地域は火山性熱水対流地域タイプ①の、「国分」地域は火山性熱水対流系タイプ②の、「八甲田」地域は火山性熱水対流系タイプ③の、そして「南会津」地域は高温可能性地域タイプ①のそれぞれのモデル地域として選定されている。火山性熱水対流系地域とは新期火山のマグマ溜りが熱源として想定されている地熱地域のことで、ここではキューリー点深度が10 km 以浅、42℃以上の温泉が存在し、重力基盤深度が1.5 km 以深の地域と定義づけられている。この地域はレーダー画像断層系密度の大小と42℃以上の温泉の有無から3タイプに細分されている。タイプ①はリニアメント密度が大きく、42℃以上の温泉を含む地域である。このタイプが大きな広がりを示す地域は、断層構造条件下での熱水活動が期待される。タイプ②はリニアメント密度が大きいが42℃以上の温泉を含まない地域である。このタイプの大規模な地域は、深部に地熱系の存在が期待される。タイプ③はリニアメント密度が小さい地域である。このタイプは第四紀後期の溶岩や火砕

流に覆われており帽岩分布域とみられる。火山性熱水対流系地域の大半は、タイプ③に分類される。高温可能性地域とは火山性熱水対流系地域にも深層熱水系にも該当せず、キューリー点深度あるいは90°C以上の温泉から高温が予想される地域である。この地域は2タイプに細分されている。タイプ①はキューリー点深度8 km以浅の基準のみで抽出した地域である。熱伝導の卓越した高温域と予想される。タイプ②はキューリー点深度のいかんにかかわらず90°C以上の高温泉を中心とした半径5 km以内の小規模地域である。キューリー点深度は解析ブロック(60 km×60 km-90 km×90 km)が大きく、小規模な地熱地域を抽出できないために、このようなタイプ分けが考えられた。

以下に各地域で検討された各種探査データの解析結果と広域地熱系モデル、それに広域規模資源評価結果について成果概要を紹介する。

5.2.1 ニセコ地域

川村(1991)はニセコ地域の放熱量調査データを熱収支、物質収支の観点から解析した。その結果、ニセコ全域からのCI排出量は約200 g/secであり、200°C以上の地熱流体が約 $50 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{sec}$ 放出していると計算された。そしてニセコ地域においては約5万kWの地熱発電が可能であると見込まれた。

5.2.2 八甲田地域

大久保(1991)は本地域の重力・磁気異常に対して地質学的解釈を行っている。また、逸水データと温度勾配図とから八甲田火山群北西域と南八甲田火山群南側がもっとも有望な地熱資源賦存地域であると推論している。

小川(1991)は本地域のMTデータについて、局所的な構造の影響と広域的な構造の影響を考慮しながら再解析を行った。その結果、NEDOが解析した深部のマグマと思われる数本の低比抵抗ダイクは、MTからは一本ずつ分離できないことがわかった。MT法では、周波数が低くなるにつれ深部の構造の影響を受けるとともに、側方の広い範囲の浅部構造の影響も受けるので、熱源と関連する深部構造を解析するにあたっては、調査域を取り囲む広域的な構造についても注意を払う必要があることを指摘している。

村岡・山口・長谷(1991)は当地域で地質リモートセンシング画像判読と現地踏査を行った。その結果従来知られていた十和田カルデラ、八甲田カルデラの他に新たに沖浦カルデラ、碓ヶ関カルデラ、湯ノ沢カルデラを抽出・確認した。そして、各カルデラから噴出した火砕流堆積物の特徴を明らかにした。

村岡(1991a)は各カルデラの地下に予想されるマグマ溜りの残存熱量をSmith and Shaw (1975, 1979)の方法を一部改変して、地熱資源としてのポテンシャル評価を行っている。その結果、碓ヶ関カルデラと湯ノ沢カルデラでは150°C-300°Cまで、沖浦カルデラでは300°C程度まで、八甲田カルデラでは固相温度より少し高い温度までそれぞれ冷却していると推定している。十和田カルデラについては最も高い温度が予想されるにもかかわらず、地表では地熱徴候が認められていない事実についても言及している。

村岡・上田(1991)は本地域の熱水系について検討した結果、十和田カルデラ以外の4つのカルデラに賦存する熱水系は、各カルデラごとに固有の化学的特徴を示すことから、それぞれ独立した系であることを提示した。また、十和田カルデラについては表層を大量の湖水や地下水によってマスクされているため、地下の熱水系が地表徴候として表れていないのではないかと指摘している。

村岡(1991b)は以上のデータを使って容積法を一部改良して当地域の資源評価を行った。レーザーパの認定にあたっては、バイアス型カルデラの環状断層域とクラカタウ型カルデラの噴出中心では先第三系基盤岩内にも透水性が発達していると仮定した。また、地下温度は林(1982)の活動度指数を用いて各坑井の温度検層データから算定した。算定結果は八甲田カルデラ、沖浦カルデラ、碓ヶ関カルデラ、湯ノ沢カルデラで各々35, 27, 5, 0.5万kW_e×30年となった。

5.2.3 南会津地域

高倉・山口(1991)は当地域の重力解析を行うために、岩石の密度測定とそのデータベース化を行った。その結果、本地域の岩石密度の特徴を1)平均的にみると先第三系基盤岩類は高密度・低孔隙率・均質であり、一方、安山岩を除く第三系・第四系の岩石類は低密度・高孔隙率・不均質である、2)凝灰岩類は岩石により固結度・溶結度が異なるため、密度変化が大きい、3)表層の花崗岩の多くは風化を受けており、基盤岩類の中では最も低密度を示す、4)本地域の表層岩石密度は不均質である。これは、本地域に広く分布する凝灰岩類の性質に起因される、5)カルデラ堆積物は湯西川カルデラを除き低密度である、としてまとめた。

また、高倉(1991)は上記のデータを参照して当地域のブーゲー異常図と残差ブーゲー異常図の編集および重力基盤解析を行った。その結果、当地域の基本的な密度構造は、高密度の先第三系基盤岩類と低密度のカルデラ堆積物、カルデラ周辺の先第三系基盤岩類より形成されていることが明らかになった。

山口(1991)は当地域を北部と南部の二つの性格の異なる地域にわけた。北部は泉温および地化学温度が低く、温泉の生成において特別な熱源を必要とせず、カルデラ内の凝灰岩とカルデラの周囲の先第三系基盤岩類との熱伝導率の差に起因して形成されたものと解釈した。南部は第四紀火山をもたらしたマグマ溜りを熱源とする高温の温泉が分布し、深さ3 km以浅で150°Cを越える熱水対流域が存在し、地熱資源は約13万 kW_e×30年と見積られた。

5.2.4 阿蘇地域

駒澤ほか(1991)は当地域の表層密度について検討し密度構造の基礎資料とするとともに、周波数解析によりブーゲー異常のパワースペクトルを求めて概略の層構造を推定した。また、先第三系基盤岩の形状に対応する残差重力異常をコントロールポイントとして、三次元解析を行った。この結果カルデラ内に見いだされた4個の局所的な負の重力異常について、4回の多量の火砕流噴出と関連した陥没と対応づけられる可能性を提示した。

5.3 データベースを利用した地熱資源評価手法の研究

高橋(1991)は本研究の一環として、地熱資源評価手法の開発に有用なデータ表示法について検討した。彼は温泉の泉質(濃度、化学組成)を地質図等の上に明瞭に示すため、円面積を用いた新しい表現方法を提案した。この方法の特徴を利用すれば、例えば温泉同志の泉質の比較など様々な応用が考えられる。

西(1991)はSIGMAにおいて、直接アクセス・ファイルを用いて、国土数値情報の標高データに関する簡易標高データベース・システムを作成した。このデータベース・システムは専用のデータベース管理ソフトウェアを使用せず標準的なFORTRANで作成・検討・修正等の作業を記述しているため、異機種計算機間での移植性は非常に高い。そのため、地熱資源評価手法の開発を行う上で、有用なコンピュータ環境を提供するところとなった。

宮崎(1991)は包蔵水量法による地熱資源評価手法の開発を行った。具体的にはランプトパラメータモデルのタンクモデルについて、heat limitedとfluid limitedの観点より考察を行い、リチャージファクターがしきい値 f_c に達するまでは貯留層はfluid limitedの領域に属し、リチャージファクターが増加すれば累計総熱量も増加すること、および f_c を越えるとheat limitedの領域になり、リチャージファクターと無関係に貯留層の当初保有していた熱エネルギーに規制されてしまうことを明らかにした。

5.4 データ解釈基準作成の研究

野呂(1991)は変質鉱物の組合せから変質に関連した熱水の温度とpHを推定するためのプログラムをProlog/KRで開発した。多数のテストデータを用いて専門家の判断との比較を行った結果、余計なデータや不正確なデータが誤差発生の主要な原因になることを明らかにした。

村岡・田中(1991)は広域探査データを用いて地熱有望地区を抽出するために、データ解釈基準を検討し、これをもとにパーソナルコンピュータによって地熱有望地区を抽出するためのソフトウェアを作成した。作成したソフトウェアは大きく資源評価の機能と地熱有望地区抽出の機能をもっている。これを八甲田地域とニセコ地域に適用して実用性を検討したところ、地熱有望地区抽出の機能については比較的満足すべき結果であったが、資源評価の発電量算定では機械的なコンタリングや貯留構造の不確かさのため大きな誤差が生じてしまうことが明らかになった。

6. 今後の課題

本研究では容積法により全国規模・広域規模の資源評価を行うとともに、データベースを利用した評価手法や新しい資源評価手法を開発した。その結果、資源評価が三次元的かつ体系的に実施できるようになった。しかし、以下の課題については今後の課題として残されている。

(資源評価パラメータの精緻化)

容積法でより精度の高い資源評価を行うためには、資源評価パラメータとしての貯留層体積・貯留層温度情報の精度をあげる必要がある。そのためには、新しく追加される各種調査データをデータベースに逐次、体系的に付加していき、必要に応じてパラメータの精緻化を図っていく必要がある。また、今回の全国規模・広域規模の評価においては貯留層はマクロ的にみて高温の低重力域もしくはカルデラ域に分布していると想定しているが、今後はよりミクロ的にみた貯留構造との関連から考察する必要がある。さらに、地下の温度推定にあたっては、キューリー点深度から地表までの直線近似や活動度指数(林, 1982)に基づく上昇流型温度曲線近似が用いられているが、地下の透水性を考慮した地下温度分布の推定も必要であろう。

(ダイナミックな資源評価)

地熱貯留層は上方に関しては帽岩などで覆われていることが多いが、側方・下方に関しては開いた系になっていると思われる。そのため、どんな割合で水や熱が貯留層に供給されているか(これを普通リチャージファクターと呼ぶ)見積ることが、資源評価の上で重要となる。例えば、地熱資源が再生可能な資源なのか、化石資源と考えざるを得ないのか、正しく判断するためには、個々の地域でリチャージファクターを正確に把握する必要がある。容積法では地熱貯留層を閉じた系として評価するため、リチャージファクターを直接的には算定せずに回収率のなかで係数として配慮しているのみである。そして、資源量算定にあたってはストックされている資源を30年で使い尽くすと便宜的に仮定している。一方、包蔵水量法ではリチャージファクターを直接算定した上で資源評価するようになっている。しかし、その具体的な入力データを得ることが、現在最も難しい課題となっている。リチャージファクターは、例えば開発された発電所での熱水産出量、還元熱水量、降雨量、集水面積などの経年変化を詳しく検討してみることで推定することができるかもしれない。今後、各地熱開発サイトでの産出量などの経年変化に基づく貯留層評価データに注目して、平均的なリチャージファクターを把握していく努力が必要であろう。そうすることによって、初めてダイナミックな資源評価が可能となり、資源の最適採取量をも算定することもできるようになるであろう。

(リザーブの累積量から算定するリソース)

地熱開発がすすむにつれて事例が増えて来るので、貯留層のサイズ分布や発見確率を推定することが可能となってくる。それらのパラメータを用いてリソースを算定することができる。具体的には地熱開発促進調査や企業化調査のデータを用いてリソースとリザーブの関連を明らかにすることである。

謝辞 「国土地熱資源評価技術に関する研究」はサンシャイン計画の一環として進められているもので、プロジェクトの計画立案・予算獲得・遂行・全体とりまとめにあたってはサンシャイン計画推進本部の全面的指導をいただいた。また本プロジェクトとカップルしている「全国地熱資源総合調査」を実施している NEDO 地熱調査部からは、情報交換、資料提供などで日頃から全面的な協力をいただいでい

る。本研究を取りまとめるにあたり、地質調査所 小川克郎、岡部賢二、長谷紘和、金原啓司、川村政和、野田徹郎諸氏からは種々のコメントをいただいた。また、宮崎芳徳氏をはじめとする国土地熱資源評価技術に関する研究グループ員各位からは有益な討論をしていただいた。更に、日本重化学工業(株)角清愛、地質調査所 金原啓司、宮崎芳徳氏には原稿を読んでいただき、貴重なコメントをいただいた。地調報告として18論文を編集・校正するにあたっては、地質調査所地質情報センターの熊田みさ子、佐々木正広両氏に多大な協力をいただいた。以上の方々から心からの感謝の意を表する。

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・栗駒地域). 74p.
- (1990) 第198回地質調査所研究発表会(特集 日本の地熱地帯の資源評価)演旨. 地調月報, vol. 41, p. 185-195.
- Geological Survey of Japan (1976) Proceedings of the United States-Japan Geological Surveys panel discussions on the assessment of geothermal resources. Tokyo, Japan, October 27, 1975, 131p.
- 花岡尚之・矢野雄策・津 宏治・西 祐司・浦井 稔・村田泰章・小川克郎(1986) 地熱情報データベース・システム, SIGMA '83について. 地調報告, no. 265, p. 1-18.
- 林 正雄(1982) 深部高温地熱貯留層のターゲット. 日本地熱学会誌, vol. 4, p. 81-90.
- 堀 昌雄・高木慎一郎・玉生志郎・村岡洋文・品田正一・清川 求(1986) 全国地熱資源総合調査の地域レポート(1)ニセコ地域(火山性熱水対流系地域タイプ①). 地熱エネルギー, vol. 11, p. 340-368.
- 川村政和(1991) 河川調査による地熱資源評価の試み—北海道ニセコ地域について—. 地調報告, no. 275, p. 45-60.
- 金原啓司・阪口圭一・比留川貴・小川健三・西 祐司・山口昇一(1986) 透水性地域の精密容積算定手法の研究. 昭和59年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書 深部地熱資源探査技術に関する研究, p. 287-309.
- 駒澤正夫・山田泰生・川副聖規(1991) 阿蘇火山周辺域の重力解析. 地調報告, no. 275, p. 229-254.
- 松林 修(1989) 地熱探査技術等検証調査(仙岩・栗駒地域)の資源評価—仙岩地域. 地調月報, vol. 41, p. 188.
- 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, p. 35-50.
- 宮崎芳徳(1991) 包蔵水量法による地熱資源評価の研究. 地調報告, no. 275, p. 311-328.
- ・津 宏治・浦井 稔・高倉伸一・大久保泰邦・小川克郎(1986) 全国規模地熱資源評価の研究. 昭和59・60年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告 国土地熱資源評価技術に関する研究, p. 285-297.
- ・———・———・———・———(1991) 全国規模地熱資源評価の研究. 地調報告, no. 275, p. 17-43.
- ・———・高倉伸一・大久保泰邦・小川克郎(1987) 我が国における地熱資源量評価. 物理探査学会第76回学術講演会講演論文集, p. 294-269.
- Muffler, L. J. P. and Cataldi, R. (1978) Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, vol. 7, p. 53-89.
- 村岡洋文(1989) 八甲田地熱地域における地熱資源量評価. 昭和63年度サンシャイン計画研究開発中間報告書 国土地熱地熱資源評価技術に関する研究, p. 81-107.
- (1991a) 八甲田地熱地域の熱源系. 地調報告, no. 275, p. 113-134.
- (1991b) 八甲田地熱地域の地熱資源量評価. 地調報告, no. 275, p. 153-164.
- ・高倉伸一(1988) 10万分の1八甲田地熱地域地質図. 特殊地質図(21-4), 地質調査所, 27p.

- 村岡洋文・高木慎一郎・玉生志郎・堀 昌雄・品田正一・山田敬一(1987) 全国地熱資源総合調査の地域レポート(3)八甲田地域(火山性熱水対流系地域タイプ③). 地熱エネルギー, vol. 12, p. 155-181.
- ・田中壮一郎(1991) 広域的探査データからの地熱有望地区抽出の試み. 地調報告, no. 275, p. 335-352.
- ・上田 晃(1991) 八甲田地熱地域の熱水系. 地調報告, no. 275, p. 135-152.
- ・山口 靖・長谷紘和(1991) 八甲田地熱地域で見出されたカルデラ群. 地調報告, no. 275, p. 97-111.
- Nathenson, M. and Muffler, L. J. P. (1975) Geothermal resources in hydrothermal convection systems and conduction-dominated areas. In White, D. E. and Williams, D. L. eds. *Assessment of geothermal resources of the United States—1975*, U.S. Geol. Survey Circular, no. 726. p. 104-121.
- 日本地熱調査会(1970) 日本の地熱資源. 地熱, 別冊, no. 3, 198p.
- 西 祐司(1991) 直接アクセス・ファイルによる標高データベース・システムの作成. 地調報告, no. 275, p. 267-310.
- 野田徹郎(1989) 全国地熱資源総合調査. 第9回事業報告会分科会予稿集, 新エネルギー・産業技術総合開発機構, p. 210-223.
- Noguchi, T. (1970) An attempted evaluation of geothermal energy in Japan. *Geothermics Sp. Iss.* 2, 2, pt. 1. p. 474-477.
- 野呂春文(1991) 変質鉱物組合せから変質温度を推定するための専門家システム. 地調報告, no. 275, p. 329-334.
- 小川克郎(1985) 物理探査プロジェクトの紹介—「全国地熱資源総合調査」および「国土地熱資源基本図の作成に関する研究」, 物理探査, vol. 38, p. 80-96.
- (1986) 日本の地熱資源の評価. 地質ニュース, no. 377, p. 8-17.
- 小川康雄(1991) 八甲田火山群の深部比抵抗構造に関する考察. 地調報告, no. 275, p. 83-95.
- 大久保泰邦(1991) 八甲田地熱地域における重・磁力異常の意味. 地調報告, no. 275, p. 61-82.
- ・村岡洋文(1988) 八甲田地熱地域における温度勾配図の作成. 日本地熱学会誌, vol. 10, p. 339-357.
- ・村田泰章(1990) 究極の地熱資源量評価. 地質ニュース, no. 426, p. 27-33.
- ・———・小川康雄・高倉伸一・津 宏治(1990) 地熱資源量評価の新しい試み—八甲田地熱地域における資源量評価—. 日本地熱学会誌, vol. 12, p. 23-48.
- Smith, R. L. and Shaw H. R. (1975) Igneous-related geothermal systems. In White, D. E. and Williams, D. L. eds., *Assessment of geothermal resources of the United States—1975*, U.S. Geol. Survey Circular, no. 726, p. 58-83.
- and ——— (1979) Igneous-related geothermal systems. In Muffler, L. J. P. ed., *Assessment of geothermal resources of the United States—1978*, U.S. Geol. Survey Circular, no. 790, p. 12-17.
- 品田正一(1988) 全国地熱資源総合調査(第3次). 地熱技術, no. 33, p. 12-26.
- ・阿部昭夫・玉生志郎・高木慎一郎・村岡洋文・堀 昌雄・坂井 茂(1987) 全国地熱資源総合調査の地域レポート(4)南会津地域(高温可能性地域). 地熱エネルギー, vol. 12, p. 282-324.
- 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(第二次)委託調査報告書 解析評価 第一巻 熱源評価方法論の適用及び総合評価. 205p.
- 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. NEDO-P-8822, 194p.
- 新エネルギー総合開発機構地熱調査部(1988) 全国地熱資源総合調査特集. NEDO ニュース, no. 83, p. 3-20.
- 新エネルギー総合開発機構地熱調査部地熱調査第二課(1984) 全国地熱資源総合調査(第一次)の調査成果図等の公開について. 地質ニュース, no. 362, p. 58-62.

- 新エネルギー総合開発機構地熱調査部地熱調査第二課(1987) 全国地熱資源総合調査の全国重力図および地熱有望地域図の追加公開について. NEDO ニュース, no. 73, p. 43-47.
- 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.
- 角 清愛(1979) 日本の地熱資源評価. 地質ニュース, no. 295, p. 1-9.
- (1982) 日本の熱水対流系地熱資源の評価. 昭和56年度地熱開発技術講習会テキストpt. III. 新エネルギー財団, p. 1-41.
- 高木慎一郎(1984) 全国地熱資源総合調査. 第4回事業報告会分科会予稿集, 新エネルギー総合開発機構, p. 263-284.
- ・玉生志郎・堀 昌雄・品田正一・村岡洋文・川村和太(1987) 全国地熱資源総合調査の地域レポート(2)国分地域(火山性熱水対流系地域タイプ②). 地熱エネルギー, vol. 12, p. 53-86.
- 高橋正明(1991) 円面積ダイアグラムを用いた温泉泉質の新しい表示法について. 地調報告, no. 275, p. 255-266.
- 高倉伸一(1991) 南会津地熱地域の密度構造. 地調報告, no. 275, p. 183-198.
- ・山口 靖(1991) 南会津地熱地域の岩石密度. 地調報告, no. 275, p. 165-181.
- 玉生志郎(1986) 全国地熱資源総合調査(第2次). 地熱技術, no. 28, p. 54-72.
- ・高木慎一郎・品田正一・阿部昭夫・堀 昌雄・村岡洋文・阿部 信(1987) 全国地熱資源総合調査の総合解析レポート(5)熱源評価方法論の適用および総合評価. 地熱エネルギー, vol. 12, p. 397-424.
- United States Geological Survey (1975) Assessment of geothermal resources of the United States-1975. *U.S. Geological Survey Circular*, no. 726, 155p.
- (1979) Assessment of geothermal resources of the United States-1978. *U.S. Geological Survey Circular*, no. 790, 163p.
- 山口 靖(1991) 南会津地域の地熱系モデルと地熱資源量評価. 地調報告, no. 275, p. 199-227.
- 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 —物性, 地質層序, 年代, 化学組成—. 地調報告, no. 271, 832p.
- 安川香澄・石戸経士(1989) 鬼首カルデラ熱水系の数値モデリング. 物理探査学会第80回(平成元年度春季)学術講演会講演論文集, p. 224-228.

全国規模地熱資源評価の研究

全国規模地熱資源評価の研究

宮崎芳徳*・津 宏治**・浦井 稔***
高倉伸一***・大久保泰邦***・小川克郎†

Assessment of geothermal resources of Japan-1990

By

Yoshinori MIYAZAKI, Hiroji TSU, Minoru URAI,
Shinichi TAKAKURA, Yasukuni OKUBO and Katsuro OGAWA

Abstract: Geothermal resource assessment is the estimation of the amount of thermal energy that might be used economically at some reasonable future time. This resource assessment is of importance for providing a framework for long-term energy policy and strategy decisions by government.

Total Japanese geothermal resources of hydrothermal convection systems were assessed by a volume method in nation-wide scale. These systems were classified into three categories, High-temperature hydrothermal convection system ($>150^{\circ}\text{C}$), Intermediate-temperature system (90°C – 150°C), Low-temperature system (42°C – 90°C). The resource calculation was performed with SIGMA (System for Interactive Geothermal Mapping and Assessment) computer system at Geological Survey of Japan which is an integrated information system on geothermal resources. Data used for this assessment are nation-wide Bouguer gravity anomaly data and Curie isothermal depth data collected by NEDO (New Energy and Industrial Technology Development Organization), topographic data, and well-logging data which are archived on SIGMA system.

The methodology used in determining the accessible geothermal resource base for each hydrothermal convection system is essentially the same as a typical volume method presented in the paper of Brook *et al.* (1979), but which is slightly modified. Reservoir temperature is estimated by Curie isothermal depth data, and subsurface areas and thicknesses of reservoirs are estimated by gravity basement depth data assuming geothermal reservoirs are bounded by impermeable basement rocks.

Thermal energy recoverable at the surface from high-temperature ($>150^{\circ}\text{C}$) hydrothermal convection systems is estimated to be 48.5×10^{18} J. This could contribute 20,540 megawatts of electricity for 30 years.

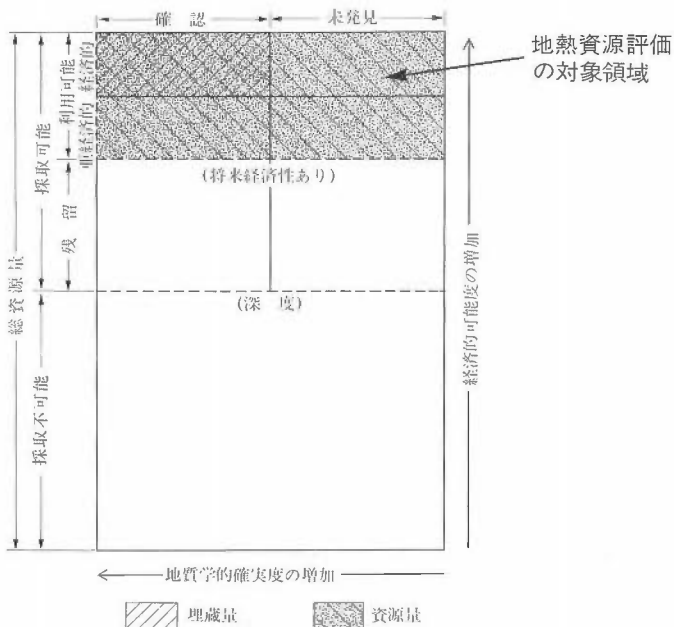
1. はじめに

地熱資源評価とは、長期的展望にたつて我が国の地熱賦存量の将来供給可能量を広範囲にわたって確定することであり、国レベルの開発・利用計画の政策立案及び策定にとって欠くことのできない作業である。これに対して地熱探査とは、より開発指向型の性格を帯び、調査開発経費を短期的に回収しよう

* 地殻熱部 ** 企画室 *** 地殻物理学部 † 次長

* Geothermal Research Department ** Research Planning Office *** Geophysics Department † Deputy Director General

Keywords: geothermal assessment, Japan, hydrothermal convection system, SIGMA, volumetric method, electricity, resource base, thermal energy, available work, recovery factor



第1図 マッケルビーダイアグラム (Mckelvey, 1968)
Fig. 1 Mckelvey diagram (Mckelvey, 1968).

とする、狭い範囲を対象とした調査である。これが開発段階まで進むと、地熱貯留層評価と呼ばれる調査が行われ、坑井データを使っての発電所設計のための実務レベル調査が実施される。ここでは、第一レベルの全国規模における地熱資源評価について報告する。

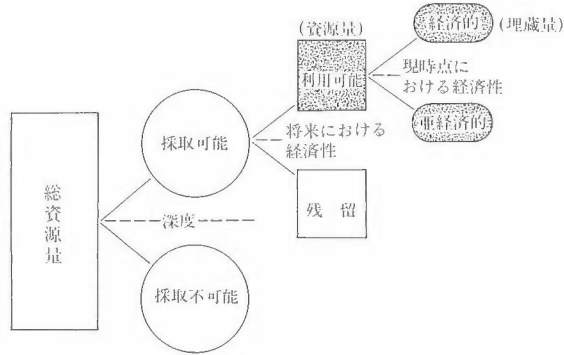
本研究は、通商産業省のサンシャイン計画の一環として実施された「全国地熱資源総合調査」(実施は新エネルギー・産業技術総合開発機構：NEDO)で取得したデータ、及び地質調査所がバンキングを進めている全国地熱資源総合調査の既存地熱坑井データ及び国土地理院作成の国土数値情報に基づき、容積法によって我が国の全国レベルの地熱資源量評価を行ったものである。なお資源量算定にあたっては、地質調査所で構築した地熱情報データベースシステム(SIGMA)を使いその算定を行った。

地熱資源量評価の対象としたのは熱水対流型資源と呼ばれるもので、この地熱資源は温度により高温熱水系(>150°C)、中温熱水系(90°C-150°C)、低温熱水系(<90°C)の3分類に区分される。地熱発電(蒸気フラッシュ発電、バイナリ発電)を主目的とした地熱資源の対象は、熱水対流型資源のうち高温熱水系であり、この資源量に限っては電気換算の発電量まで算出を行い、中温・低温熱水系資源については熱量の算出を実施した。

2. 地熱資源評価について

2.1 評価対象の定義

資源評価においては、その資源量の定義は統一的で一貫性のあるものでなくてはならない。また、他のエネルギー資源(石油・石炭・ウランなど)との比較にたえる整合性をも有してはならない。地熱資源を含むすべての鉱物・エネルギー資源にたいしてその評価対象を厳密に理解するために、Mckelvey (1968)が採用した図表(マッケルビーダイアグラムと呼ばれる)がよく用いられる(第1図)。縦軸が経済的な採取可能性を示し、横軸は地質学的な存在確度を示している。White and Williams (1975)は、総地熱資源量(geothermal resource base)を10 km 以浅の地殻内に蓄えられた15°C以上の総熱



第2図 資源量細分化の論理図 (Muffler and Cataldi, 1978)
 Fig. 2 Subdivision of geothermal resource (Muffler and Cataldi, 1978).

地 熱 資 源 の タ イ プ		温 度 (°C)	
火成岩関与型地熱系(“火山性”) (Igneous-related geothermal system)	高温火成岩系(HI) (Hot igneous system)	溶融岩体(MP) (Molten part)	> 650
		火成岩関与型高温乾燥岩体(IHD) (Igneous-related hot dry rock)	< 650
	対流系(HC) (Hydrothermal convection system)	蒸気卓越系(VP) (Vapor-dominated system)	> 240
	熱水対流系 (Hydrothermal system)	高温熱水系(HT) (High-temperature system)	> 150
		中温熱水系(IT) (Intermediate-temperature system)	90-150
低温熱水系(LT) (Low-temperature system)		< 90	
伝導卓越型地熱系(“非火山性”) (Conduction-dominated geothermal system)	広域伝導型高温乾燥岩体(CHD) Regional conductive hot dry rock	15-300	
	広域伝導型熱水卓越系(CHW) Regional conductive hot water system 地圧水型(GP) (Geopressured system) 深層熱水(DH) (Deep-seated hot water system in sedimentary basin)		

← 高温熱水卓越系 (>150°C)

第3図 地熱資源の分類図 (White and Williams, 1975)
 Fig. 3 Various systems of geothermal resource (White and Williams, 1975).

量と定義している。Muffler and Guffanti (1979)は、深度 3 km を採取可能と採取不可能の境界深度としている。

採取可能総資源量(Accessible Resource Base)は、既確認(Identified)と未発見(Undiscovered)の2つに区分される。既確認量は、試錐、地球化学、地球物理学及び地質学的証拠によって知られ、かつ性質がわかった特定の地熱エネルギーの濃集のことをいう。未発見とは、広域的な地質学的知識及び学説にもとづいて存在すると推測される不特定の地熱エネルギーの濃集のことである。

資源量(resource)は、現在ないし近い将来に採取・利用の可能なものをさし、利用可能(useful)な総資源量をさす。対照的に埋蔵量(reserve)は、既確認でかつ採取に採算性のあるものをさす。ここで資源評価の対象としているのは、資源量(resource)であり、このダイアグラム上で定義するならば、利用可能総資源量(未発見を含む)のことである。

Muffler and Cataldi (1978)は、同様の分類を第2図に示すような資源量細分化の論理図でまとめている。

2.2 地熱資源の分類

Mckelvey ダイアグラムは、資源全般の概念的分類であるが、資源賦存状況や形態・熱源の種類によって地熱資源は第3図のように分類される(White and Williams, 1975)。まず熱源によって、火成岩関与型地熱系と伝導卓越型地熱系に分割される。我が国の地熱発電で重要なのは前者の火山性の地熱系である。この火成岩関与型地熱系は地熱流体の有無により、熱水対流系と高温火成岩系に分類され、熱水系はさらに蒸気卓越系と熱水卓越系とに細分される。

熱水卓越系については、高、中及び低温の温度区分を加え、高温熱水系は150°C以上、中温熱水系は90-150°C、低温熱水系は90°C以下と定義する。これはフラッシュ蒸気発電、バイナリー発電、直接利用等の利用形態の差に相当すると考えてよい。

3. 各種の地熱資源評価手法

我が国の長期的地熱エネルギー需給計画そして開発策定には、定量的な資源評価が不可欠であり、究極的には地熱資源賦存量が熱的に何 cal あるのか、発電量で何万 kW 相当になるのかという具体的数値にまでたどりつかなくてはならない。このために、地質学、地球物理学、水理学などの知識をもとに、様々な評価手法が考え出されている。それらの内容と特長を概観すると以下のようによまとめることができる。

(1) 容積法

この手法は、もっとも有用でオーソドックスな評価法とされているもので、異なった地域や異なった地質条件間の対比ができ(Muffler and Cataldi, 1978)、採取可能総資源量の決定にはもっとも良い方法である。この手法のなかにもいろいろバリエーションがあるが、根本的には地熱貯留層の体積、温度をそれぞれの地熱系に対して推定し、貯留エネルギーを算出するものである。実際例としては、Brook *et al.* (1979)、角(1982)、金原ほか(1984, 1985)、Macdonald and Muffler (1972)などがある。後節でこの容積法については詳細に紹介する。

(2) マグマ溜りの残存熱量法

新しい火山の地下のマグマ溜りに注目し、初期条件とその後の冷却過程を仮定して、残存している熱量を理論的に計算し、これより発電容量を算出するものである。貫入岩の数、サイズ、位置、年代の見積りにより地熱ポテンシャルが求められる。適用例としては、Noguchi (1970)、Smith and Shaw (1975)などがある。

(3) 自然放熱量法

地熱地域において、温泉・噴気などの形態で自然に発散している熱量を評価の目安にして、放熱量及び電力換算量を算出するものである。すでに発電が行われている地域で、自然放熱量と開発後の熱採取

量とを比較してみると、数倍から数十倍の差があるため、この手法による資源量評価には不確定性が残り、また地表兆候の全くない地域に対しては過小評価されるなどの欠点がある。適用例としては、Banwell (1963), Chen (1970), Baba (Suyama *et al.* (1975))などがある。

(4) 地熱地域面積法

既開発の地域における単位面積あたりの発電量を求め、これと開発可能面積との積によって総発電可能量を求めようとする手法である。開発可能面積の算出には、変質帯分布・電気探査データなどの情報が用いられる。我が国では、松川や大岳での適用例(日本地熱調査会, 1970)がある。

(5) 地下包蔵水量法

この手法は、熱源・熱量とは独立に熱の運搬媒体である水の包蔵量に注目して資源評価を行うものである。包蔵水量法は、現在地下に埋蔵されている熱水を採取するという静的な考え方にたつ化石水量法と、地表から浸透する水の量だけを採取するという動的な考え方に立つ循環水量法との2つに分類できる。循環水量法では、地熱地域から噴出する熱水や天然蒸気の大部分が天水起源であるという経験則より、その地域の全降雨量と発電可能量との関係に着目するものである。地下包蔵水量法は本質的には容積法の考え方に近いが、熱ないし温度のパラメータが欠けている。これらの手法を用いた評価として、日本地熱調査会(1970)と通産省サンシャイン計画推進本部(1977)がある。

(6) 板状フラクチャー法

不透水岩中に存在する板状フラクチャーがモデルであって、熱は伝導によりフラクチャーに伝えられる。次にフラクチャー内を流れる流体によって熱は運搬される。アイスランドの新生代玄武岩を対象として適用された例(Bodvarsson, 1974)などがある。褶曲運動や断層運動によって特徴づけられる複雑な地質構造を有する地熱地帯には余り適していない場合が多い。

4. 世界における地熱資源評価

米国における全土的レベルの最初の地熱資源評価は White and Williams (1975) であり、次の4つの資源について評価を実施している。

- (1) 広域伝導卓越型地熱資源
- (2) 地圧水型地熱資源
- (3) 火成岩関与型地熱資源
- (4) 90°C以上の熱水対流系地熱資源

この中で、地熱利用及び発電を目的とした現実的な探査・開発対象は4番目の90°C以上の熱水対流系地熱資源である。Renner *et al.* (1975)は、容積法を用いて、高温熱水系(>150°C)資源量と、中温熱水系(90-150°C)資源量を算出している。ここで貯留層の上面深度は、坑井データから推測もしくは1.5 kmとし、下面深度は3 kmと仮定、貯留層面積は地質データ、地球物理学的データ、坑井データより推測、貯留層温度は坑井による検層データ及び地化学温度計を用いて推測している。回収率25%を採用し、最終的に米国における高温熱水系の資源量を 1520×10^{18} J、これより可能な発電量を153,000 MW_e×30年と評価した。中温熱水系の資源量については、 1450×10^{18} Jなる評価結果を得た。

この1975年評価結果を引き継いで、データ見直しと精緻化を計ったものが Muffler (1979)である。熱水対流系資源の評価(Brook *et al.*, 1979)には、温度・体積・熱エネルギーの記述に統計的手法を付加して最終的な資源量を確率論的に表現している。なお熱水系資源の発電効率には0.4を採用している。トータルの熱水対流系資源量 2400×10^{18} J、これより可能な発電量を95,000-150,000 MW_e×30年なる評価結果を算出した。これらの値は、1975年評価値より20%程下方修正されている。なお、全米における215カ所の確認されている地熱資源に対する評価では、150°C以上の高温熱水系資源については、 $23,000 \pm 3400$ MW_e・30年の発電量、90-150°Cの中温熱水系の熱エネルギーは、 $42 \pm 13 \times 10^{18}$ Jという結果を報告している。発電に関して言えば、1960万 kW-2640万 kW相当の評価結果ということになる。

イタリアにおいても、容積法を用いて資源量評価が行われている(Cataldi *et al.*, 1978)。イタリア中部

の面積8661 km²のエリアを地質・熱構造の均質と思われる31ゾーンに分割し、さらに各ゾーンを上部不透水層、貯留層、下部基盤層の3層に細分、最終的に93ブロックについて熱エネルギーを算出した。その結果、温度130°C以上の地熱資源量として 53×10^{18} J、これより可能な発電量として4500 MW_e・30年、130°C以下の多目的利用地熱資源として 93×10^{18} Jなる評価結果を得た。

ニュージーランドにおいては、容積法ではないが、地熱地域面積法によって主要な地熱地域の資源量が算出されている(Donaldson and Grant, 1978)。ニュージーランドで地熱貯留層が確認されているワイラケイ(最高温度260°C)とブロードランド(最高温度300°C)においては、各々単位面積あたりの発電量として、13-14 MW_e/km²、10-11 MW_e/km²が見込まれる。比抵抗データを主に活用して総面積を算出し、坑井や地化学温度計等より地下温度を推測して発電可能性を評価している。その結果、ニュージーランド北島の13カ所の地熱地帯の資源量として、1100-2500 MW_eの発電が可能という評価を報告している。

5. 我が国における地熱資源評価の歴史

我が国の地熱資源評価作業は、その時々データを最大限に利用し、各種評価手法により、数回行われてきている。この評価作業の経緯、手法等については角(1979)に詳しい。地熱資源の評価が最初に報告されたのは1957年まで遡る。この1957年評価は、昭和20年代の全国的な地熱概査をもとに、地質調査所が行ったもので、主要地熱地13地域(アトサヌプリ、登別、恐山、八幡平、荒雄岳、白根、箱根、立山、別府、大岳、雲仙、阿蘇、霧島)の面積、生産井間隔、蒸気生産量、及び発電量から算出したものである。生産井間隔を40 m、蒸気生産量を10 t/hr、噴気地帯総面積を約6 km²とした場合、約4000本の坑井が可能ということで、その発電量は40000 t/hrとなり、ラルデレロの1 t/hrにつき100 kWの値を採用すると総計400万 kW という値が算出されている。

1970年評価は、日本地熱調査会発行「日本の地熱資源」にまとめられており、マグマ溜りの残存熱量法、自然放熱量法、地熱地域面積法、包蔵水量法及び循環水量法によって行われている。マグマ溜りの残存熱量法では、日本の第四紀火山200個を前提に、深さ10 km、半径5 km、厚さ5 kmの円筒形マグマ溜りを想定し、その残存熱量として 6.15×10^{21} cal ($25,740 \times 10^{18}$ J)を算出している。この残存熱エネルギーを熱サイクル効率12%として、5000年で消費すると、発電可能量は2000万 kW となる。自然放熱量法では、温泉・噴気などの形で自然に発散している熱量を日本全体で 16×10^{10} cal/min と推定し(400万 kW に相当)、これに既開発地での開発熱量と開発前放熱量との比をかけて算出したものである。包蔵水量法は、地下の水の包蔵量から評価するもので、日本の代表的火山地域6地域(道東、道南、東北脊梁、伊豆、豊肥、薩南)の総面積を26000 km²と見積り、深さ1.5 km、即ち39000 km³の貯留層が10%の有効孔隙率を有すると、包蔵される水量 3.8×10^{12} tを1000年で消費すると仮定すれば、発電可能量は4000万 kW に相当する。ただしこの手法では温度などの考慮は全くしていない。同地域(26000 km²)の年間降雨量を平均1600ミリとし、その10%を採取可能とすると 4×10^9 t/年となり、これがすべて蒸気でかつ100 t/hで1万 kW 発電可能とすれば、総発電可能量は4000万 kW となる(循環水量法)。

1974年評価は、昭和49年度からスタートするサンシャイン計画策定のために、産業技術審議会エネルギー技術特別部会が提出した分科会報告「新エネルギー技術開発の進め方について」の中にまとめられている評価である。従来の天然蒸気及び火山性高温熱水の評価に加えて、中低温熱水、超深度地熱流体、高温岩体及び火山熱をも評価・加算したものである。中低温熱水は蒸気発電量の半分、超深度地熱流体は開発対象を深度1.5 kmの2倍以上とし、在来資源量とほぼ同程度と評価、高温岩体はアメリカのヘメス山の試算方式によって1億 kW とし、火山熱は2000万 kW と算定した。こうして総計、3億7000万 kW なる評価値を算定している。

1977年評価には、地質調査所による評価と、機械振興協会・新機械システムセンターによる評価の2つがある。前者は、昭和48年度から同50年度の3カ年にわたって全国30地域について実施された、全国地熱基礎調査の変質帯調査をもとに、地熱地域面積法によって評価した730万 kW、同地域の自然放熱

量法によって評価した2658万 kW の2つの算定値が得られている。機械振興協会・新機械システムセンターによる評価は、主要構造性地熱地域6地域(胆振・後志、渡島、仙岩、栗駒、豊肥、霧島・薩南)に対して、包蔵水量法(化石水量法)を適用したもので、蒸気発電に必要な350°Cの流体は1735万 kW、熱水バイナリ発電に必要な200°Cの流体は203万 kW と発電量を試算している。

1982年評価は、我が国の大規模火山性地熱地帯モデルに対して、アメリカ地質調査所の容積法評価の考え方を適用したものであり(角, 1982), 1地域(174 km²)あたり320°Cの蒸気卓越型資源は1420 MW_e・100年, 250°Cの熱水型資源は1240 MW_e・100年, 総計2660 MW_e・100年と算出している。したがって、このような大規模地熱地帯が全国に6地域あるとすれば1600万 kW, 12地域で3200万 kW という資源量を評価している。同手法で我が国の28カ所の地熱地域に対して、暫定的評価を施した評価(金原ほか, 1984, 1985)では、高温熱水系資源で4214万 kW, 中温熱水系資源で59×10¹⁸ Jの有効熱エネルギー値を算出している。

このほか地熱資源評価に関しては、評価関数法による資源評価(小川ほか, 1983), 熱源・貯留構造・断裂系に分けて行った資源評価(山口ほか, 1983)なども報告されている。1985年評価(宮崎ほか, 1986)は、新エネルギー・産業技術総合開発機構の全国一次のデータを用いて、定量的・統一的に実施した地質調査所による全国規模資源量評価である。本報告もこの1985年評価の結果に準拠している。ここでは、1985年評価の際に用いた手法、利用データ、評価結果について詳細に解説・報告し考察する。

6. 容 積 法

Muffler and Cataldi (1978)は、自然放熱量法、容積法、板状フラクチャ法、マグマ残存熱量法の4種の地熱資源量評価手法の比較を行って、容積法がもっとも有用な評価手法であり、異なった地域や異なった地質条件間の対比が可能であると結論づけている。米国では、アメリカ地質調査所(USGS)が本格的な地熱資源評価を実施してきており、その評価手法としては容積法(Renner *et al.* (1975), Brook *et al.* (1979))を採用している。

容積法による地熱資源評価では、まず貯留層熱エネルギー Q_r を算出する。

$$Q_r = \rho c \int_{z_b}^{z_r} \int_S \{T(x, y, z) - T_{ref}\} ds \cdot dz$$

ここで、

Q_r : 貯留層エネルギー (J)

ρc : (岩石+水)の容積比熱

岩石容積比熱2.5 J/cm³/°C, 貯留層孔隙率15%仮定して2.7 J/cm³/°C

$T(x, y, z)$: 貯留層内の点(x, y, z)における温度(°C)

T_{ref} : 基準温度

S : 面積(x, y)

Z_b : 重力基盤深度

Z_r : 温度150°Cに対応する貯留層深度

ここでは、地熱発電を主目的とするため、評価対象としているのは熱水対流型資源の3分類(高温熱水系(>150°C), 中温熱水系(90°C-150°C), 低温熱水系(<90°C))のうち、高温熱水系(>150°C)を主眼において評価作業を実施した。

同じ容積法と言っても、種々のバリエーションがあり、この研究で行った手法では、Brook *et al.* (1979)の容積法とは次のような点異なる。

- * モデル地域毎に、均質な地熱貯留層を想定するのではなく、評価作業の初めより日本全土のデータの存在する場所をすべて対象として、グリッド評価作業を実施した。
- * 温度情報は、地球化学的温度のかわりに、キュリー等温面深度情報と地熱坑井温度データを採用。

- * 貯留層厚さは、重力基盤深度情報をもとに算出。
- * 貯留層内温度は一定でなく、深度方向に線形的に上昇するモデルを想定。

なお、容積法による資源評価に必要な各パラメータの決定にあたっては、小川(1985, 1986)に示される方式を採用しており、重力法データ、キュリー等温面深度データ、坑井データ特に温度検層データなどを用いている。

貯留層の広がり

地熱貯留層面積及びその厚さ、つまり貯留層体積の見積りは容積法による評価の根幹を占めるものであり、非常に重要なファクターである。貯留層面積に関しては、温泉分布、坑井データ、変質帯分布、第四紀火山分布、地化学データなどを利用して推定することも可能であるが、全国規模の第一次レベルの地熱資源評価作業においては、なるべくデータの地域偏在性を避け、かつ地下の地熱貯留層モデル構築の主観性を排除するため、全国统一の基準で、そして同時に一様な客観性を保つことを念頭に、地熱貯留層の広がりにはブーゲー重力異常のデータのインバージョンを施して求めた重力基盤深度をその根拠とした。これまでの経験から、我が国の地熱地域では、新第三紀層及び第四紀カルデラ堆積物が地熱貯留層になりえる地層と考え、その地域における地下地質構造を考慮した $\Delta\rho$ (重力密度差)をもとに算出した重力基盤深度を、その地域の地熱貯留層の第一次近似的なボトムと想定した。この基準により、全国レベルの地熱資源評価作業の客観化が可能となった。

貯留層温度

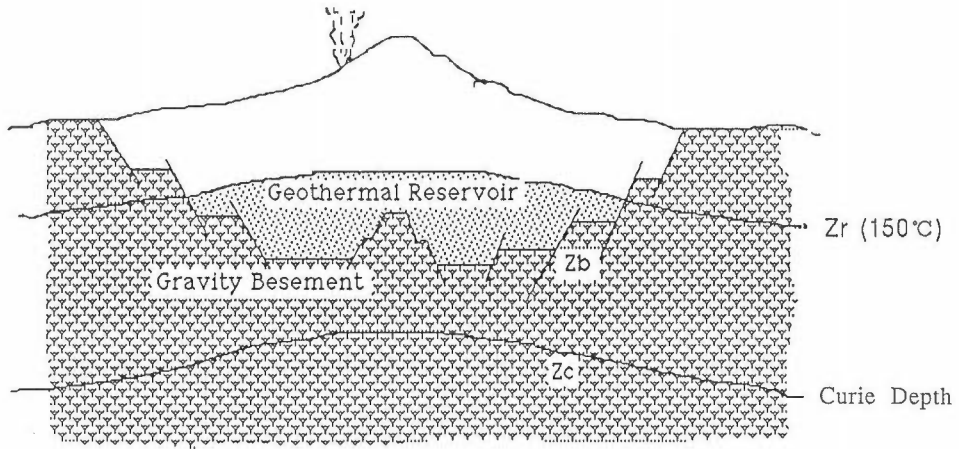
我が国の地熱坑井の数は、諸外国と比べると多いとはいえ、地下温度分布を作成するには決して十分とはいきれない。地質調査所の地熱情報データベースシステム(SIGMA)の坑井データベースには、国による全国的な地熱調査における構造試錐・調査井の542坑のデータが登録されているが、そのうち深度100 m以上の坑井は331坑である(矢野ほか, 1989)。

また地下5 km以深まで到達している井戸は石油井を除くと地熱井では皆無である。このため、地下の地熱貯留層の温度がどれくらいであるのかというのは、貯留層の広がりとの把握と共に難題の一つのパラメータである。評価対象地域内に、たまたま湧出温泉が存在すれば、その地熱流体の化学組成より求められた地球化学的溫度(シリカ温度計やNa-K-Ca温度計など)を利用することも考えうるが、これらの地球化学的溫度計を採用するにあたっては、次のような前提条件を満足していなくては行けない。

- (1) 水・岩石平衡が貯留層の中で確立して保たれていること
- (2) 地質溫度計に使用された元素が地表へ上昇してくる途中の岩石と再平衡の状態にならないこと
- (3) 熱水と非熱水の混合が生じないこと

これらの条件の満足は是非と共に、またその地熱流体の採取可能な場所も偏在し、この手法であれば潜頭性の地熱貯留層の場合には難しいなどその適用に関しては注意が必要である。このため、我々は空中磁気データにインバージョンを施したキュリー等温面深度データを地下深部の温度情報の主要情報とし、付随的に地熱坑井データの温度検層の情報を利用した。つまり貯留層温度に関しては、新エネルギー・産業技術総合開発機構で得られたキュリー等温面深度データと、地質調査所がバンキングを進めている全国の地熱坑井温度データとを活用して貯留層内の温度を算出した。岩石が磁性を失うキュリー温度については、いろいろ議論のあるところであるが(Wasilewski *et al.* (1979), Shuey *et al.* (1977), Haggerty (1978)など)、本研究では、熱的、磁性的、そして地震波速度的に見ても妥当と思われる500°C(Byerly and Stolt (1977))を採用して評価作業を実施した。このキュリー等温面深度データの解釈においては、地下の磁性体が均質かつ等方性を有し、広い範囲の平均的の深度であるという点に注意が必要である。地表からキュリー等温面深度までは、線形的に温度上昇が起こるものと仮定して、地表高度データは国土地理院の国土数値情報を使用し、地表温度は5°C一定とした。

第4図は、本研究で採用した容積法による地熱資源量評価の概念図を示したものである。地熱貯留層は、 Z_b (重力基盤深度)と Z_r (温度150°Cに対応する貯留層深度)によって深度方向に限定され、その貯留



第4図 容積法による地熱資源量評価の概念図

Fig. 4 Basic concept of geothermal resource assessment by volumetric method.

層内温度は下部の Z_c (キュリー等温面深度) によって求められる。熱水からフラッシングによって蒸気を得て発電を行うためには、熱水温度は少なくとも 150°C 以上であることが必要であり、経済性を考慮に入れるならば 200°C 以上であることが望ましい。本研究では高温熱水系 ($>150^\circ\text{C}$) の定義にしたがい、地熱貯留層の上限は温度 150°C に対応する深度とした。地熱貯留層内に蓄えられた熱エネルギー Q_r が算出されると、次に地熱エネルギーの回収率 R_g を乗じて坑口での回収地熱エネルギー Q_{wh} を計算する。

$$Q_{wh} = R_g \cdot Q_r$$

R_g は、物理的及び技術的制約により、すべての熱エネルギーの回収は不可能であり、Brook *et al.* (1979) の容積法は、熱水卓越型の場合、25%を採用している。この値は、スweepプロセス回収(50%)の現実的な値としてとらえることもできるし、また、立場を変えて貯留層存在確率×貯留層発見確率×貯留層エネルギー回収率と見てもよいかもかもしれない。本研究では、アメリカ地質調査所と同じく回収率25%を使用した。なお、この25%には、貯留層内熱水を地上の坑口まで運ぶ際に生ずるわずかなエネルギー損失(数%以下)も含んでいる。

坑口まで運ばれた地熱エネルギーは、その一部を機械的エネルギー(仕事)に変換して、電気エネルギーを起こす。その際、熱力学的な制約より、機械的仕事量(W_a)と呼ばれる最大仕事量が定義される。

$$W_a = \Delta H - T \Delta S$$

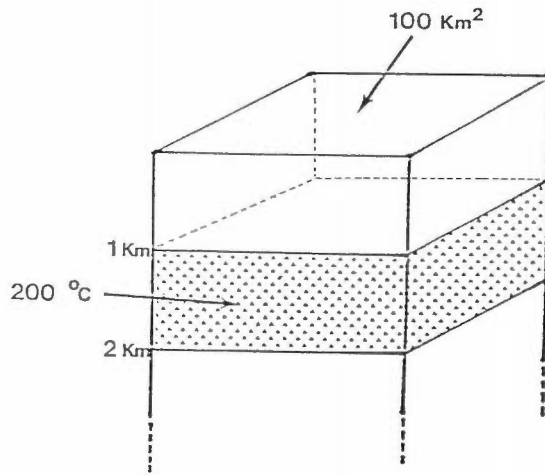
基準温度としては、アメリカ地質調査所と同じく大気温度の 15°C を採用した。基準の温度としては、この他、コンデンサー温度(八丁発電所 43.5°C 、大沼発電所 43.4°C 、森発電所 54.6°C など)を採用する現実的方法もあるが各プラント毎に異なるなど問題も残るので、ここでは 15°C を基準値とした。

有効利用熱量である W_a (機械の仕事量) が求まると、実際のエネルギー変換サイクル(地熱発電所)の発電効率 η_u を乗じて電気エネルギー E が算出される。発電効率は、流体温度、発電サイクルの種類(最適シングルフラッシュ、2段フラッシュなど)によって異なるが、熱水型システムでは、 $\eta_u = 0.4$ が代表値として選ばれるので、本研究でもこれに準拠した。最終的な発電量(万 kW)は、30年間発電を行うものとして算出した。貯留層熱エネルギー(Q_r)から、電力変換可能な高温熱水系資源の電気エネルギー(E)は次式により求めることができる。

$$E = W_a \cdot \eta_u$$

W_a : 機械の仕事量

η_u : 発電効率(熱水卓越型0.4, 蒸気卓越型0.5とする)



第5図 均質な地熱貯留層モデルの模式図
Fig. 5 Simplified model fo homogeneous geothermal reservoir.

ここで

$$W_a = \Delta H - T \Delta S$$

$$= m_{WH} [h_{WH} - h_0 - T_0 (S_{WH} - S_0)]$$

ただし、

H : エンタルピー

S : エントロピー

T : 温度(°K)

m_{WH} : 井戸元で生産される流量

h_{WH} : 井戸元での単位流量あたりのエンタルピー

h_0 : 最終状態(15°C)での単位流量あたりのエンタルピー(蒸気表より求める)

S_0 : 最終状態(15°C)での単位流量あたりのエントロピー(蒸気表より求める)

S_{WH} : 井戸元での単位流量あたりのエントロピー(h_{WH} に相当する値を用いて蒸気表より求める)

ここで

$$h_{WH} = h_R - (Z_R \cdot g)$$

h_R : 貯留層中の流体エンタルピー

Z_R : 貯留層深度

g : 重力加速度

$$m_{WH} = \frac{Q_{WH}}{(h_{WH} - h_{ref})}$$

h_{ref} : 基準温度(15°C)での飽和水単位量あたりのエンタルピー

Q_{WH} : 井戸元での熱エネルギー

これらにより

$$W_A = \frac{Q_{WH}}{(h_{WH} - h_{ref})} [h_{WH} - h_0 - T_0 (S_{WH} - S_0)]$$

また、回収率(R_g)は次の式で表現される。

$$R_g = Q_{WH} / Q_R$$

R_g : 回収率(熱水卓越型は0.25で近似)

Q_{WH} : 井戸元での熱エネルギー

Q_R : 貯留層熱エネルギー

以上より

$$W_A = \frac{Rg \cdot Q_R}{h_R - Z_R \cdot g - h_{ref}} [h_{WH} - h_0 - t_0(S_{WH} - S_0)]$$

均質な地熱貯留層を例にとって容積法のアルゴリズムを説明すると以下のようになる。今、地下1 km から2 km までの間に、面積100 km²(10 km×10 km)、厚さ1 km、温度200°Cなる均質な地熱貯留層が存在すると仮定する。第5図は、この均質な地熱貯留層モデルの模式図を示したものである。

(1) 貯留層エネルギー Q_R (J)は、

$$\begin{aligned} Q_R &= \rho c \cdot a \cdot d \cdot (T - T_{ref}) \\ &= 2.7(\text{J}/\text{cm}^3\text{C}) \cdot 100 \times 10^{10}(\text{cm}^2) \cdot 10^5(\text{cm}) \cdot (200 - 15)(\text{C}) \\ &= 5 \times 10^{19}(\text{J}) \end{aligned}$$

今、平均深度1.5 km、200°Cの飽和熱水1 kgが、重力に反して地上まで上昇する場合を考える。蒸気表より、飽和水の比エンタルピーは、852 kJ/kgであるので、坑口でのエンタルピーは

$$\begin{aligned} H_{WH} &= H_R - (Z_R \cdot g) \\ &= 852 - \frac{1.0 \times 9.8 \times 1500}{1000} \\ &= 837(\text{kJ}/\text{kg}) \end{aligned}$$

この時、重力損失は約1.7%とほとんど無視できる程度である。また、坑口においても飽和水状態であるとすると、蒸気表よりこのエンタルピーに対応する温度は197°C位である。

(2) Q_R に回収率25%を乗じて、坑口での熱エネルギー Q_{WH} を計算する。

$$\begin{aligned} Q_{WH} &= Rg \cdot Q_R \\ &= 0.25 \cdot 5 \times 10^{19} \\ &= 1.25 \times 10^{19}(\text{J}) \end{aligned}$$

(3) W_A (機械的仕事量)の算出

基準温度を15°C(288°K)とすると

$$\begin{aligned} W_A &= M_{WH} \cdot [H_{WH} - H_0 - T_0(S_{WH} - S_0)] \\ &= \frac{Q_{WH}}{H_{WH} - H_{ref}} [H_{WH} - H_0 - T_0(S_{WH} - S_0)] \\ &= \frac{1.25 \times 10^{19}}{837 - 63} [837 - 63 - 288 \times (2.302 - 0.224)] \\ &= 2.84 \times 10^{18}(\text{J}) \end{aligned}$$

この機械的仕事量の貯留層エネルギーに対する場合は、約5.6%になる。容積法の場合、一応の目安として、貯留層エネルギーの約数%強が、有効利用熱量として採取可能と考えてよい。もし基準温度をコンデンサー温度40°C(313°K)にとると

$$\begin{aligned} W_A &= \frac{1.25 \times 10^{19}}{837 - 167} [837 - 167 - 313 \times (2.302 - 0.572)] \\ &= 2.40 \times 10^{18}(\text{J}) \end{aligned}$$

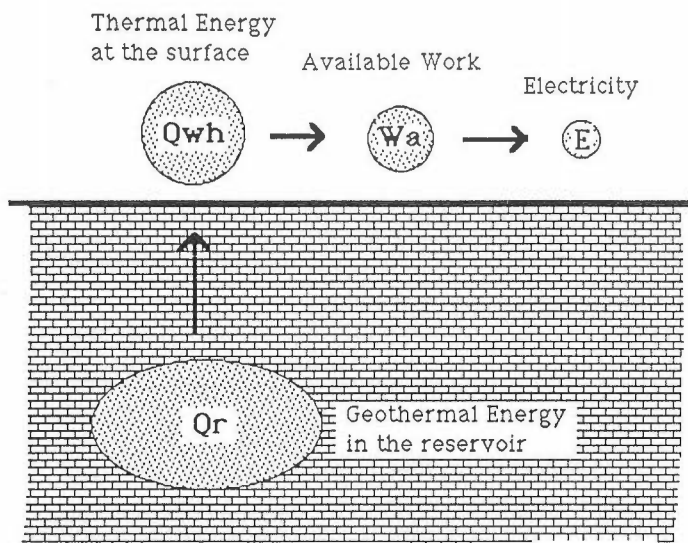
この基準温度40°Cの W_A は、基準温度15°Cの W_A の約15%減となる。

(4) 発電量の計算

発電効率 η_u を0.4とすると、電気エネルギー E は

$$\begin{aligned} E &= W_A \cdot \eta_u \\ &= 2.84 \times 10^{18} \times 0.4 \\ &= 1.136 \times 10^{18}(\text{J}) \end{aligned}$$

30年間の発電を行うものとする、



第6図 容積法アルゴリズムのフロー図
Fig. 6 Flow diagram of volumetric method's algorithm.

$$\begin{aligned}
 &= \frac{E}{30\text{年}} = \frac{1.136 \times 10^{18} \text{ (J)}}{30 \times 360 \times 24 \times 60 \times 60 \text{ (sec)}} \\
 &= 1.22 \times 10^9 \text{ (J/sec)} \\
 &= 122 \text{ (万 kW)}
 \end{aligned}$$

このようにして、模式化した均質貯留層の場合、122万 kW の発電ポテンシャルを有したレザバ―として、地熱資源評価が下されることになる。第6図は、 Q_r (貯留層エネルギー)、 Q_{WH} (坑口での熱エネルギー)、 W_a (機械的仕事量)、 E (発電量)の一連の流れを容積法のアルゴリズムにしたがって示したフロー図である。

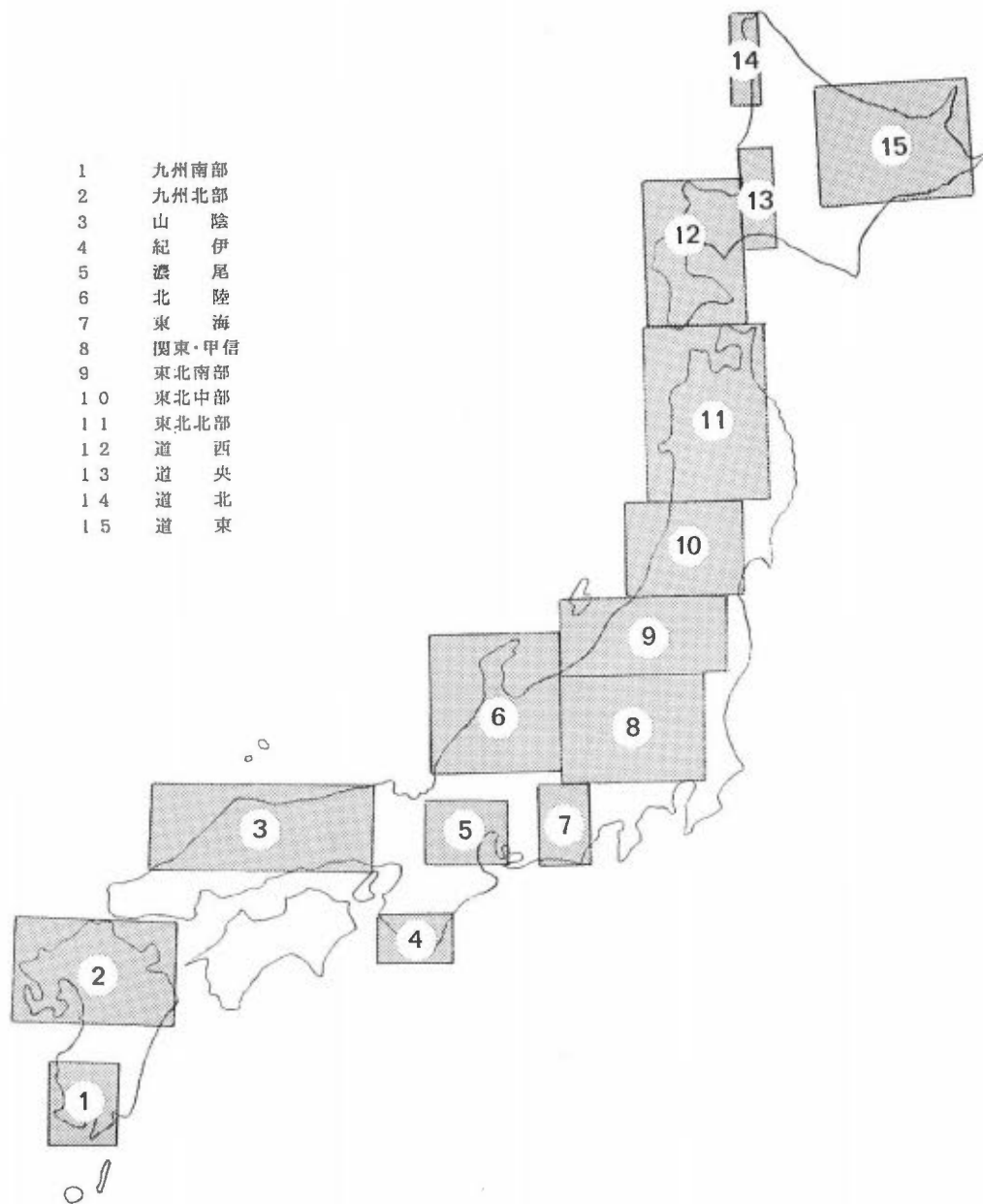
本研究で採用したアルゴリズムは、米国地質調査所と同様であるが、上述の簡易モデルと違って、温度が深度方向に上昇するので各セルごとの熱エネルギーを深度方向に積分しなくてはならない。この方法の中で注意すべき点として次のようなことが上げられる。

- * 地下貯留層より熱水が上昇してきて、坑口に達したときの初期条件は、飽和液であると仮定している。一般的には、井戸の中でのフラッシュによって、液相から2相混合流体となるが、この初期条件が飽和液の仮定の場合、機械の仕事量は最大となる。
- * 基準温度として大気温度15°Cを想定しているが、コンデンサー温度としての約40°Cを採用した場合には、その発電ポテンシャルは約85%位に留まる。

このような事により、今回の評価値は最大値をとるものと考えてよい。

7. 容積法による地熱資源評価

本研究では、新エネルギー・産業技術総合開発機構の重力データ、キュリー等温面深度を使用しているが、重力データは全日本をカバーしておらず、そのカバレッジが限定されるため、全日本を、第7図に示すような15ブロックに分割して評価を行った。ただし、ブロックの中にはとくに急峻地形を含むエリアがある場合には、必ずしも重力データがあるとは限っていない。各ブロックについては、500 m グリッドの格子データとし、重力基盤深度データ、キュリー等温面深度データ、標高データの3つのグリッドファイルを作成した(総計45グリッドファイル)。なお、ブロック1, 2, 8, 9, 10, 11に対しては、重



第7図 熱水対流型資源量算出のための15ブロックの分割エリア
 Fig. 7 15 Blocks for geothermal resource assessment of hydrothermal convection system.

力基盤深度の再解析を施したグリッドデータを、ブロック15についてはキュリー等温面深度の再解析を施したデータを用いた。その他のブロックについては、重力基盤深度、キュリー等温面深度ともに新エネルギー・産業技術総合開発機構のオリジナルのデータを算定に使用した。地質調査所では、資源評価作業の環境整備のために、資源評価システム RHO が構築されている(矢野ほか, 1984)。なお標高データはすべて国土地理院の国土数値情報を用いた。

資源量評価結果のまとめたものを、第1表に示す。この表においては、先に述べた評価基準を満足す

第1表 高温熱水対流型資源量 (>150°C) 評価結果
Table 1 Geothermal resource assessment for high-temperature hydrothermal convection system (>150°C).

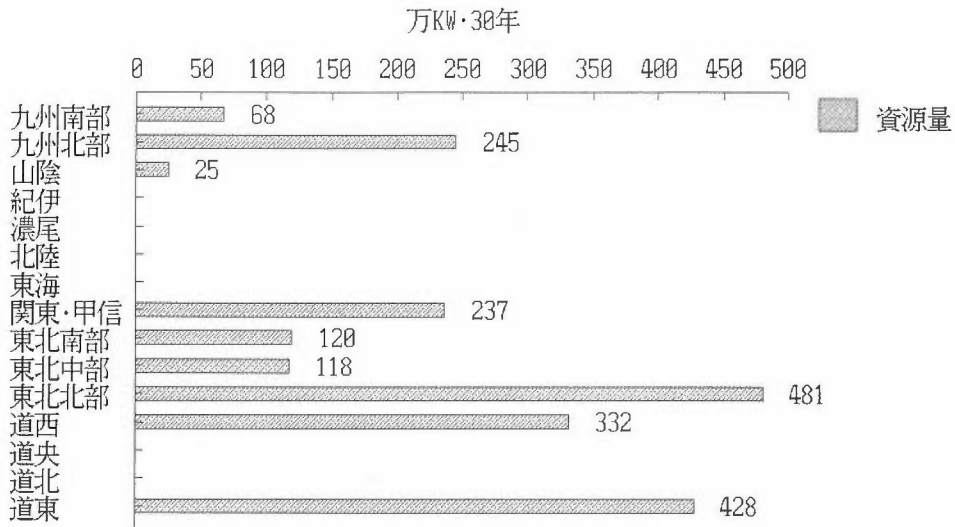
ブロック番号	ブロック名称	陸地面積 (km ²)	評価対象面積 (km ²)	対象エリア (%)	貯留層総体積 (km ³)	貯留層総エネルギー (10 ¹⁸ J)	有効総熱量 (10 ¹⁸ J)	発電量 (万kW・30年)
1	九州南部	7755	132	1.7	73	31.5	1.6	68
2	九州北部	16220	460	2.8	246	110.1	5.8	245
3	山陰	8232	57	0.7	25	11.2	0.6	25
4	紀伊	2948	0	0	0	0	0	0
5	濃尾	5861	0	0	0	0	0	0
6	北陸	14463	0	0	0	0	0	0
7	東海	10803	0	0	0	0	0	0
8	関東・甲信	28559	752	2.6	271	112.9	5.6	237
9	東北南部	18800	518	2.8	147	58.8	2.8	120
10	東北中部	15910	233	1.5	123	53.9	2.8	118
11	東北北部	22427	668	3.0	479	216.1	11.4	481
12	道西	14697	547	3.7	326	147.8	7.8	332
13	道央	6831	0	0	0	0	0	0
14	道北	1481	0	0	0	0	0	0
15	道東	11092	868	7.8	412	187.8	10.1	428

第2表 我が国の熱水対流型資源量の概算 (地域ブロック別熱水対流型資源量一覧)
Table 2 Geothermal resource assessment of each blocks for high-temperature hydrothermal convection system (>150°C).

ブロック番号	ブロック名称	資源量 MW・30年	主な地域名
1	九州南部	680	阿多・始良・霧島・蘭牟田・薩南
2	九州北部	2450	豊肥・雲仙
3	山陰	250	大山
4	紀伊	0	
5	濃尾	0	
6	北陸	0	
7	東海	0	
8	関東・甲信	2370	草津白根・浅間・日光・八ヶ岳・赤城・榛名
9	東北南部	1200	磐梯・吾妻・安達太良・那須
10	東北中部	1180	鳥海・月山・肘折・栗駒・船形・蔵王
11	東北北部	4810	八甲田・十和田・七時雨・八幡平・焼山・岩木山
12	道西	3320	駒ヶ岳・濁川・八雲・登別・いぶり・雷電ニセコ
13	道央	0	
14	道北	0	
15	道東	4280	斜里・摩周・屈斜路・阿寒・喜登牛
合計		20540	

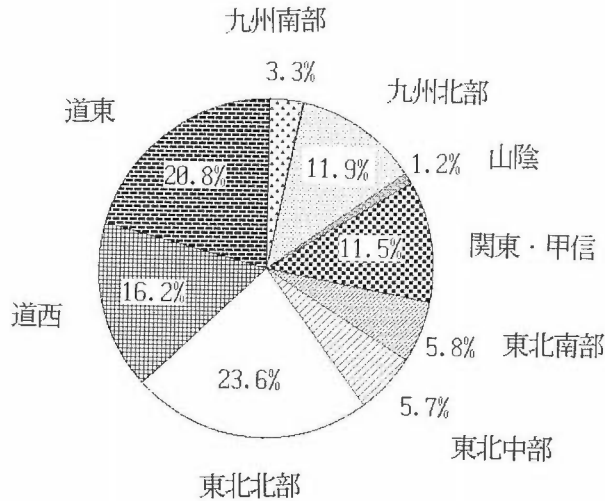
るような対象エリアの評価対象面積 (km²), その陸地面積に対する百分率 (%), 重力基盤深度までの厚みを考慮して算出した貯留層体積 (km³), 貯留層の総エネルギー (Q_r に対応), 有効総熱量 (W_a に対応), そして発電量 (万 kW・30年) を各ブロックごとにまとめて表している。

今回、資源量評価を実施したエリアは、新エネルギー・産業技術総合開発機構で取得した重力データ



第8図 我が国熱水対流型資源量の概算

Fig. 8 Bar graph of geothermal resource assessment for hydrothermal convection system.

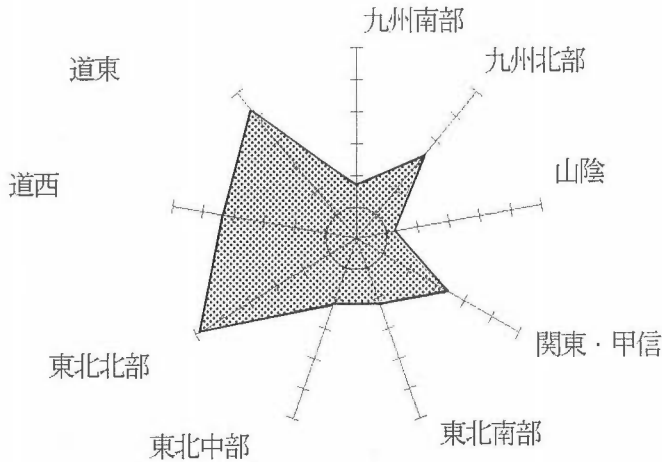


第9図 我が国熱水対流型資源量のブロック別表示

Fig. 9 Pie chart of geothermal resource assessment for hydrothermal convection system.

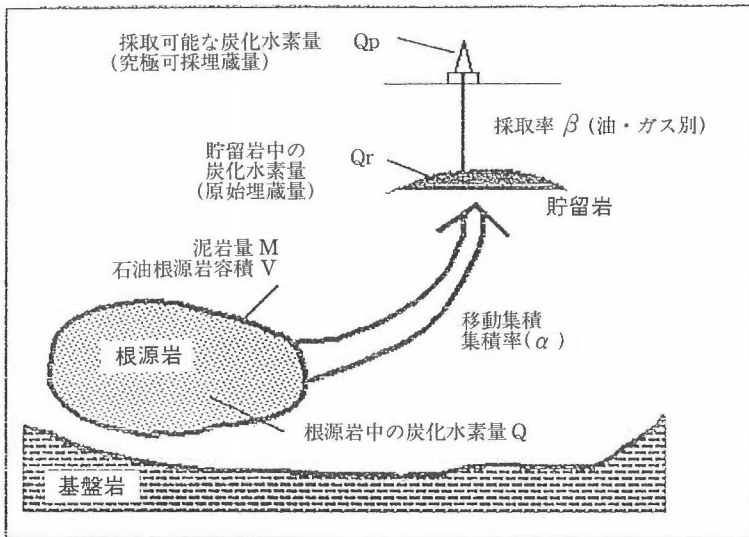
から重力基盤深度が求められる場所で、かつキュリー等温面深度データが存在する場所に限ったので、15ブロックの総陸地面積は186,079 km² となり、この値は我が国の総面積の約50%を占めている。新エネルギー・産業技術総合開発機構の重力データは、地熱ポテンシャルの可能性が高い地域にウェイトを置いているので、総面積の50%と言えども、我が国の地熱資源量評価作業としては不都合はないものと考えてよい。

またこの表より、各ブロックごとで、資源量評価基準を満足して評価対象となり得たエリアは、陸地面積の2-4%であることがわかる。道東のみが7.8%と高い値を示したが、これは重力データがこの地域の火山地帯に偏在すること、及びキュリー等温面深度データが取得範囲の東端にあたり、浅いキュリー等温面深度値が広く外挿されてしまった効果などによるものと思われる。高温熱水対流型資源



第10図 ブロック別資源量

Fig. 10 Geothermal resource assessment for hydrothermal convection system.

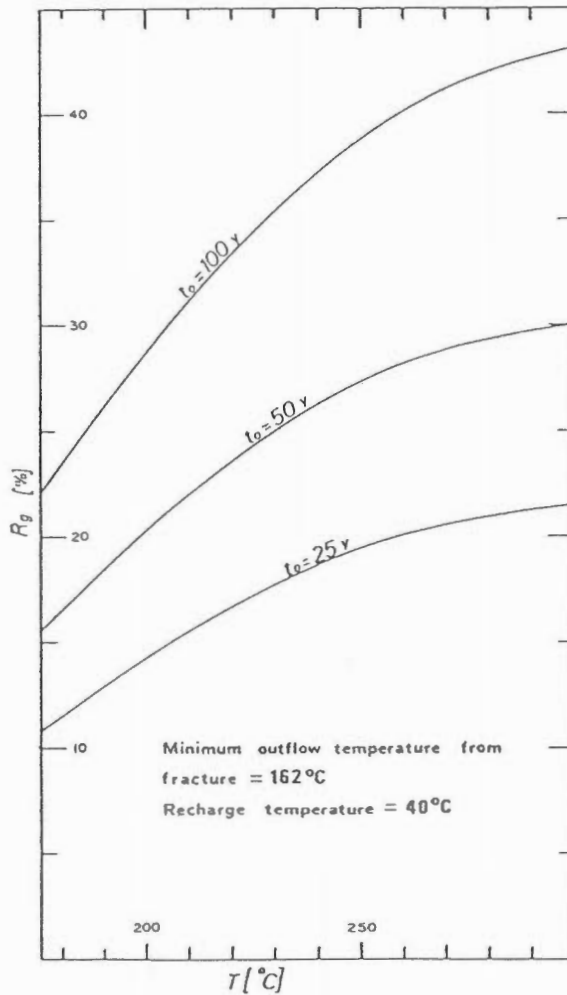


第11図 石油・天然ガス資源究極可採埋蔵量試算方法の概要 (小川克郎(1990)より)

Fig. 11 Basic concept of oil and natural gas resource assessment (From Ogawa (1990)).

(>150°C)のうち、地表で回収できる有効総熱量は、トータルで 48.5×10^{18} Jとなる。地域ブロック別の熱水対流型資源量をまとめたものを第2表に示す。資源量はMW・30年で表記し、各ブロックごとの代表的な地域名を付記してある。ブロック名称で、紀伊、北陸、東海、道央、道北の6ブロックについては評価基準を満たす該当エリアが存在せず、資源量はゼロとなっている。

15個のブロックについて、発電量をたし合わせると、総計2054万kWを得る。重力データのない地域は除いてあるので、我が国の総地熱資源量としてはこの値を越えるものと思われるが、前の議論でこの評価値は熱力学的に最大値をとるものであるので、この点を考慮すると、我が国の総地熱発電の資源量は約2000万kWと予想できる。第8図は、15ブロックの熱水対流型資源量を各ブロック別に棒グラフで表したものである。東北北部が発電量481万kWともっとも高い地熱資源量アセスメント値を示してい



第12図 不透水層のフラクチャを水が流動する場合の理論的回収率 (Muffler and Cataldi, 1978) (Bodvarsson (1974)より計算し直したもの)
 Fig. 12 Theoretical recovery factor when water flows through fracture zone in impermeable bed.

る。第9図は、評価対象となり得た9ブロックについて、各資源量の大きさに応じてブロック別表示を行ったものである。東北地方(北部・中部・南部)全域では35.1%、北海道(道東・道西)37%、関東・甲信11.5%、九州(北部・南部)は15.2%を、我が国全体の資源量にたいして占めていることがわかる。第10図は、同じ資源量を別な形で表現したもので、やはり我が国を東北日本と西南日本とに分けて考えた場合、東北日本の方が地熱資源賦存量が圧倒的に大きいことを示している。

8. 回収率について

前記の容積法の評価算定においては、発電効率や機械的仕事量、回収率などのファクタが混入している。これらの中で、発電効率に関しては、実際の発電所の1段及び2段フラッシュサイクル等の効率を採用しており、非常に客観性・信頼性の高い係数である。機械的仕事率に関しても、これは熱力学的な

制限からくる最大仕事量の理論的な数字であり、任意性はない。ところが回収率に関しては、近似性の高いものであり、また議論の分れるパラメータであると思われるので、この回収率を特記してここに記述する。

回収率(Recovery factor, R_g)の誘導は、Nathenson (1975)、Bodvarsson (1974)の“スィーププロセス”に基づいている。Nathenson (1975)は、理論的な地熱貯留層において、熱エネルギーの50%が回収可能であるとしている。ここでいうモデルとは、粒間や割れ目の中の貯留層岩石によって暖められた熱水が密度が小さくなり上昇・流出し、替わって自然涵養や注入により冷水が流入し、この冷水が再び伝導により暖められるというものである。しかし現実の地熱貯留層においては、この R_g (50%) に対して修正因子を適用しなければならない。

石炭の場合、回収率は、その採掘深度、石炭層の厚さによって異なるが、米国の深部掘削の石炭に関しては回収率50% (Schanz, 1975)が用いられている。石油の場合には、回収率32% (Miller *et al.*, 1975)から60%位までとその幅は大きい。我が国における石油・天然ガスの究極可採埋蔵量計算では、地質調査所、石油公団が中心となって堆積盆面積法、堆積盆容積法を採用して評価を行ってきており、最近では確率法を取り入れたプレイ法について研究をしている。第11図は、石油・天然ガス資源究極可採埋蔵量試算方法の概要を示したもので、採取率 β は、JIS規格で油が25%、ガスが70%と定義されている(小川, 1990)。

地熱貯留層における回収率は、いろいろな要因に依存しているが、もっとも重要と思われるものには次のような要因が考えられる。

- (1) 地熱系のタイプ別(熱水対流系, 高温岩体系, 被圧熱水系など)
- (2) 地熱貯留層内の孔隙率
- (3) 空隙内の流体の性質
- (4) 地熱貯留層内の温度
- (5) 熱抽出, 流体採取技術のレベル

Nathenson の“スィーププロセス”による回収率50%の数字は、与えられた地熱貯留層の約半分のみが空隙のある透水性の良いものという考えにたっているが、実際の地熱貯留層はそれほどポーラスではなく、また最近の断裂型地熱貯留層モデルとはやや相いれないものがあるため、最終回収率を25%相当と見たほうが現実的であると思われる(Nathenson and Muffler (1975))。この最終回収率25%相当という値は、このようにスィーププロセス回収(50%)の現実的な値としてとらえることもできるし、また、立場を変えて、貯留層存在確率×貯留層発見確率×貯留層エネルギー回収率とみてもよいかもしれない。USGSによる資源評価においても回収率25%の数字を採用し、回収率(R_g)を、理想回収率(R_{gi})と補正係数(k)との積に分け、回収率(R_g)の不確定性を k の値の、最小0、最大1.0の三角形確率密度関数で置き換えて表現している(Brook *et al.*, 1979)。もちろんこの手順も依然として定性的な側面があることは否めないが、多くの地熱系で貯留層の性質が明確となっていない段階においては、最良の手順であろう。

回収率に関しては理論的モデルに基づいて、Bodvarsson (1974)やNathenson (1975)などいろいろな研究がなされてきている。これらの理論的モデルは4つのモデルに分類できる。

- (1) 粒間の水の流動
- (2) 不透水層のフラクチャを通る水の流動
- (3) 粒間中で沸騰が生ずる場合
- (4) 蒸気卓越型貯留層の沸騰

粒間中水が流動して熱回収が起こる場合、理想的なポーラス型貯留層では岩石との接触面積が大きく熱交換が完全に行えるので、回収率はほとんど100%に近づくといつてよい。しかしながら、問題は現実の地熱貯留層がこの理想的なポーラス型貯留層よりどれ位その熱交換メカニズムのモデルにおいてかけ離れているかで、回収率は急激に小さくなる。ポーラス型貯留層ではなく、不透水層のフラクチャを水が流動する場合には、Bodvarsson (1974)により理論解が示されている。第12図は、フラクチャモデ

第3表 我が国の中温熱水系地熱資源量の概算
(温度90-150°C)
Table 3 Geothermal resource assessment for
medium-temperature hydrothermal con-
vection system (90-150°C).

ブロック 番 号	ブロック 名 称	貯留層総エネルギー量 (10 ¹⁸ J)
1	九州南部	23.2
2	九州北部	77.8
3	山 陰	4.9
4	紀 伊	0.0
5	濃 尾	0.1
6	北 陸	0.8
7	東 海	4.0
8	関東・甲信	207.5
9	東 北 南 部	113.7
10	東 北 中 部	52.2
11	東 北 北 部	106.1
12	道 西	72.2
13	道 央	3.8
14	道 北	4.8
15	道 東	127.8
合 計		798.9

第4表 我が国の低温熱水系地熱資源量の概算
(温度42-90°C)
Table 4 Geothermal resource assessment for low-
temperature hydrothermal convection
system (42-90°C).

ブロック 番 号	ブロック 名 称	貯留層総エネルギー量 (10 ¹⁸ J)
1	九州南部	39.8
2	九州北部	136.0
3	山 陰	15.0
4	紀 伊	3.4
5	濃 尾	14.6
6	北 陸	34.0
7	東 海	20.0
8	関東・甲信	335.1
9	東 北 南 部	183.1
10	東 北 中 部	90.5
11	東 北 北 部	187.6
12	道 西	104.7
13	道 央	21.0
14	道 北	20.6
15	道 東	164.4
合 計		1369.8

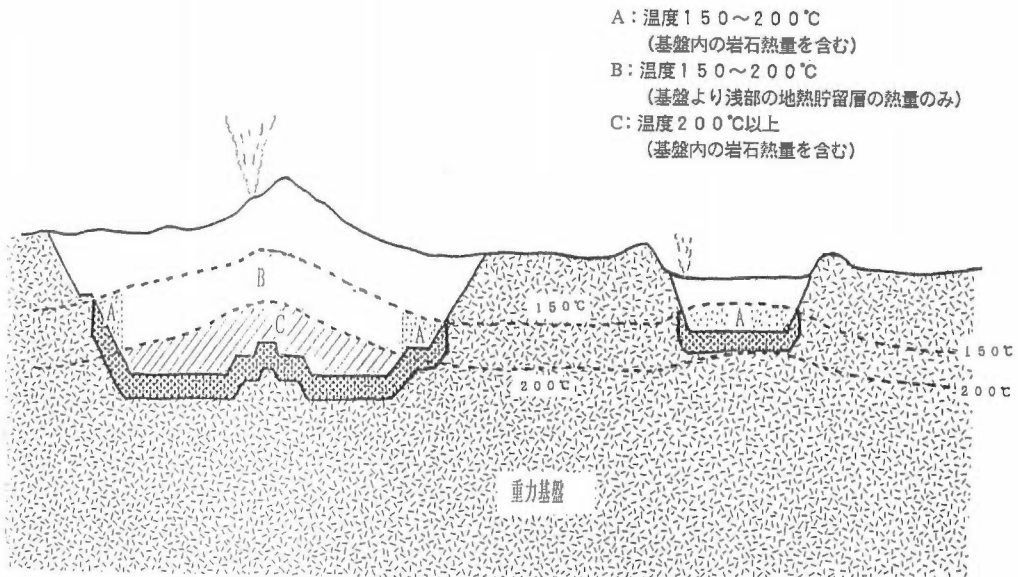
ルの理論的回収率を示した図である。横軸は、貯留層内の初期岩石温度を示し、基準温度40°Cをベースに、フラクチャ間の距離を338 mとして、時間25年、50年、100年について、縦軸に回収率%で表現したものである。これによると、貯留層温度250°C、50年間の時間を見込んだケースでは、理論的回収率は約27%位になる。ここで示された回収率は理論曲線であり、現実の地熱フィールドでは明らかにこの回収率よりも小さい値をとるはずである。沸騰現象をも考慮するともっと複雑になるが、理論的な考察による回収率の計算は可能である。問題となるのは、その熱交換の理論的モデルがどれほど現実の地熱貯留層を表現しきれているかが最重要課題である。

熱水対流系資源の場合、回収率に関するコンセンサスとして Muffer and Cataldi (1978)は、次のように述べている。熱水系のケースでは、孔隙率が $\phi_i = \phi_e =$ 約20%の理想的な透水型貯留層では、回収率は50%まで達するであろうが、孔隙率が減少すれば回収率も線形的に減少し、 $\phi_e = 0$ で回収率もゼロとなる。現実の地熱フィールドでは、回収率は25%を超えることはまずないであろう。

現在、地質調査所においては「包蔵水量法による新しい資源評価手法の研究」で、我が国の地熱貯留層内の温度・浸透率・地質構造等の条件下では、回収率がどれ位であるのか研究を続行している。もちろん、この研究にあたっては、コンピュータを用いての理論的解析、室内実験によるモデル実験、そしてケースヒストリを通してのフィールド規模での現場研究の総合化が望まれるのはいうまでもない。

9. 中低温地熱資源量の算定

高温熱水系(>150°C)資源は、バイナリ発電、フラッシュ蒸気発電等により電気発電に供せられるが、中温熱水系(90°C-150°C)と、低温熱水系(42°C-90°C)の場合には、直接利用が主となる。前述した容積法による手法で、可採深度を3 km までとした場合の、地下に賦存する低温・中温熱水資源量を算出した。有効熱エネルギーまでの評価方法は、USGS 基準(Brook *et al.*, 1979)に準拠し、空隙率は15%



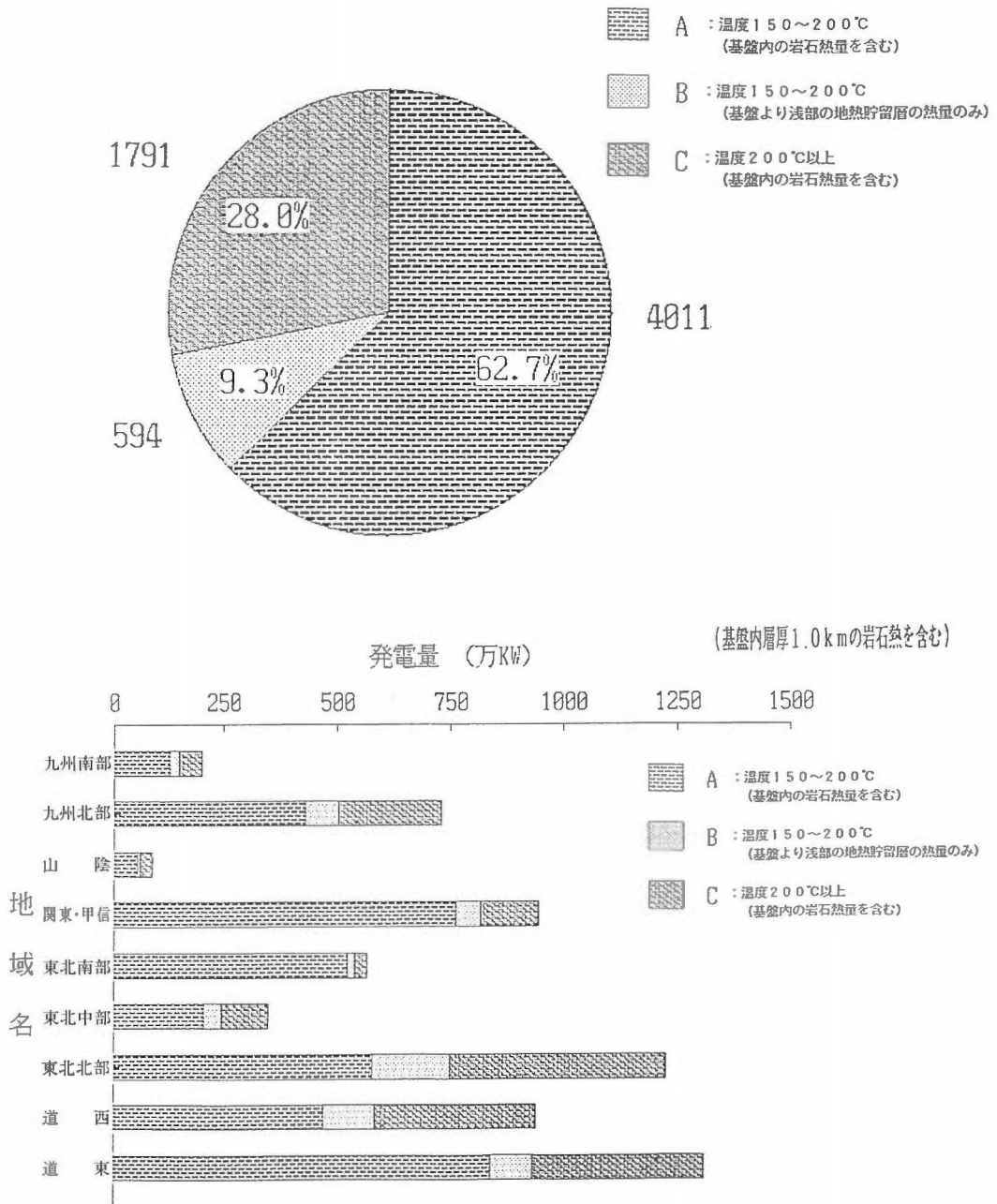
第13図 基盤の厚さ1kmの岩石熱を考慮にいたる深部地熱系モデルの模式図
 Fig. 13 Schematic diagram of deep geothermal reservoir taking into account the rock heat of 1 km basement thickness.

第5表 基盤の厚さ1kmの岩石熱を考慮にいたる時の各地域別発電量
 Table 5 Geothermal resource assessment for each blocks when taking into account the rock heat of 1 km basement thickness.

	各地域別発電量 万kW(基盤熱厚さ1kmを含む)			Total
	A	B	C	
九州南部	130	22	53	205
九州北部	432	73	229	734
山陰	54	8	30	92
関東・甲信	765	56	131	952
東北南部	525	16	30	571
東北中部	209	40	104	353
東北北部	580	172	478	1230
道西	474	113	358	945
道東	842	94	378	1314
総計	4011	594	1791	6396

熱水比熱は4.2J/gk, 基準の温度は15℃とした。ただし、体積盆中の化石熱水というらえ方により、熱量の算出に当たっては、岩石の熱量は除外し、取り出せる熱水の熱量のみを評価対象とした。

その結果、第3表に示すとおり、中温熱水系(90℃-150℃)地熱資源の貯留層熱エネルギーは、約 800×10^{18} J, 有効熱エネルギーは 48×10^{18} Jなる資源量を算出した。低温熱水系(42℃-90℃)地熱資源は、貯留層熱エネルギーが 1370×10^{18} J, その有効熱エネルギーが 82×10^{18} Jという評価を得た(第4表)。共に有効熱エネルギーは、地下の貯留層熱エネルギー量の約6%位に相当する。



第14図 基盤の厚さ1kmの岩石熱を考慮にいれた時の資源量
 Fig. 14 Geothermal resource assessment when taking into account the rock heat of 1 km basement thickness.

10. 深部地熱系資源

前述の高温熱水系(>150°C)地熱資源量の評価値、2054万 kW は、重力基盤深度をもとに貯留層の広がりや深さを規定して評価したものである。このうち、温度200°C以上の主に蒸気発電を対象とする資源量が582万 kW、温度150°C-200°Cの主にバイナリー発電に適する資源量が1472万 kW である。

近年、深部地熱坑井の掘削が進み、様々なケースヒストリが増えてきており、地下深部の地熱貯留層形態のモデルも塗り替えられようとしている。その中で、注目すべきことは、先第三紀基盤内に達しても、優勢な地熱流体の存在の確認を見たことである。この事実は、従来型のポーラス型地熱貯留層に替わって、フラクチャ型深部地熱貯留層の研究を加速させて行かねばならない事を示唆している。この概念モデルの変化は当然、ポーラス型指向の容積法の手法にも変化を与えるものであり、今後改善を重ねていかねばならないことを意味する。

また、資源量評価対象の貯留層モデルについても、今までの重力基盤深度までのどちらかと言えば浅

第6表 200°C以上の地方別地熱資源量と稼働中及び稼働予定の発電量
Table 6 Geothermal resource assessment (>200°C) and actual electricity of working & planned power stations for each region.

九州		
資源量	93万 kW	阿多・始良・霧島・薩南・豊肥・雲仙など
稼働中	7万 kW	大岳 (1.25), 八丁原 (5.5), 杉乃井 (0.3), 霧島ホテル (0.01)
稼働予定	17.5万 kW	八丁原2号 (5.5), 伏目 (3.0), 霧島 (3.0), 滝上 (3.5), 小国 (2.5)
発電量	24.5万 kW	(資源量の26%)
山陰		
資源量	7万 kW	大山など
稼働中	無し	
稼働予定	無し	
関東・甲信		
資源量	28万 kW	草津白根・浅間・日光・八ヶ岳・赤城・榛名など
稼働中	無し	
稼働予定	無し	
東北		
資源量	190万 kW	磐梯・吾妻・安達太良・那須・鳥海・月山・肘折・栗駒・船形・蔵王・八甲田・十和田・七時雨・八幡平・焼山・岩木山など
稼働中	9.5万 kW	松川 (2.2), 大沼 (1.0), 鬼首 (1.25), 葛根田 (5.0)
稼働予定	18万 kW	上ノ袋 (2.5), 葛根田2号 (5.0), 澄川 (5.0), 奥会津 (5.5)
発電量	27.5万 kW	(資源量の14%)
北海道		
資源量	264万 kW	駒ヶ岳・濁川・八雲・登別・いぶり・雷電・ニセコ・斜里・摩周・屈斜路・阿寒・喜登牛など
稼働中	5万 kW	森 (5.0)
稼働予定	無し	
発電量	5万 kW	(資源量の2%)
全国規模		
資源量	582万 kW	
稼働中	21.5万 kW	9箇所
稼働予定	35.5万 kW	9箇所
発電量	57万 kW	(資源量の10%)

第7表 地熱発電所の生産井掘削深度のレンジと平均掘削深度
Table 7 Depth range and average depth of production wells in geothermal power stations.

	掘削深度 (m)	平均掘削深度
松川	945-1507	1251 m
大岳	350-1912	691 m
大沼	1485-1767	1600 m
鬼首	170-1500	415 m
八丁原	550-1971	1166 m
葛根田	887-1820	1197 m
杉乃井	247-778	429 m
森	655-2733	2077 m
霧島	70-250	160 m

(日本地熱調査会 (1985, 1988)の資料を参考)

部地熱系に対して、地質基盤内の熱量をも対象とした深部地熱系のカテゴリーを設ける必要がある。試みに、深部地熱系の資源量の概算を把握するために、容積法により重力基盤深度以深の基盤岩石の熱量を計算してみた結果がまとまっているので紹介する。基盤内のどれ位深部までの岩石熱量が採取可能かは、現時点においては不明な点が多いが、ここでは、基盤内1 kmの岩石熱量を考えることとする(第13図)。

我が国のようにプレートの沈み込みにより活動的な島弧においては、亀裂やフラクチャが全くなくて浸透率がゼロに近いような地質基盤が相当な広がりをもって地下深部に存在している安定大陸のようなケースは稀である。ある程度の破砕を受けた基盤内では、浅部地熱系ほどの輸送効率はないものの、適度な水の通路である断層やフラクチャ、亀裂等により、効果的に高温の岩石熱が熱水の移動を介して抽出できるであろうという推測が可能である。そこで、前述の重力基盤深度とキュリー等温面深度情報を用いた容積法をもとに、深部地熱資源量を算出した。

この深部地熱系では、熱水の熱量は除外し、高温岩体型と同様のスキームで岩石熱のみを基準として評価した。回収率は、浅部地熱系資源と比べると小さいことは予想されるが、対象とする岩石熱量の母岩の厚さの不確定性、そしてその厚さ以深からの熱源からの熱の供給の不確定性等を考慮すると、厳密に仮に数%という回収率を用いたとしても妥当性を欠く。この様な理由により、回収率は、高温熱水系対流資源と同様の25%を採用して深部地熱系資源量を算出した。第5表、第14図で示すように、基盤1 kmの岩石熱までを考慮すると、浅部地熱系2054万 kWの資源量を含んで、6396万 kWなる資源量を算出した。これは、浅部地熱系2054万 kW、深部地熱系4342万 kWということになり、深部地熱資源は、浅部地熱系の約2倍強の資源量が見込まれるということを示している。

11. 地熱資源量評価値に対して

地質調査所においては、「全国規模地熱資源評価の研究」において、新エネルギー・産業技術総合開発機構の全国一次のデータを主に活用して、熱水対流地熱資源のうち的高温熱水系(150°C以上)資源の評価を行い(宮崎ほか, 1986)、ここで紹介したように総計2054万 kWの全国規模の資源量を得ている。200°C以上に限定すると、その資源量は582万 kWとなる。これらの資源評価値そのものについて、その精度及び妥当性について議論する。外国における資源量評価の参考例としては、米国における215カ所の確認されている地熱資源にたいする評価では、150°Cの高温熱水系については、1960万 kW-2640万 kW 発電規模相当という評価結果が報告されている(Brook *et al.*, 1979)。ニュージーランドでは、全土的ではないが北島の13カ所の地熱地帯の資源量として、110万 kW-250万 kWの発電規模という評価結

果が報告されている (Donaldson and Grant, 1978)。イタリアにおいても、全土ではないが、イタリア中部に限定した温度130°C以上の地熱資源量として、450万 kW 発電規模相当という評価結果が報告されている (Cataldi *et al.*, 1978)。各々、その対象面積、温度、評価手法等が異なるので一概には比較できないが、オーダー的には統一的である。

我が国で現在稼働している地熱発電所は約20万 kW であり、今後の一層の開発努力が望まれるところである。ところで地質調査所算定の全国資源量と、この20万 kW との関連について考えてみたい。我が国の高温熱水系地熱資源量(150°C以上)は、容積法により、2054万 kW と評価された。稼働地熱発電所が蒸気フラッシュ発電等で実際に対象としているのは、その経済性等の理由により温度200°C以上の地熱資源であり、2054万 kW のうち200°C以上の地熱資源量は582万 kW である。残りの1472万 kW は温度150°C-200°Cの地熱資源であり、どちらかといえばバイナリー発電用の地熱賦存量と考えてよい。資源量評価値と実際の発電量とを比較する場合、既存の稼働地熱発電所の発電量20万 kW と比較対象となるのは、この200°C以上の地熱資源賦存量(582万 kW)である。

第6表は、現在稼働中及び今後10年間に稼働計画のある地熱発電所(すべてフラッシュ発電)の発電量と、容積法で評価した200°C以上の重力基盤深度までの地熱貯留層資源量評価値582万 kW とを地方別にまとめたものである。現在稼働中の発電所は、9箇所設備容量の総計21.5万 kW、今後10年間に稼働計画のある地熱発電所は、9箇所総計35.5万 kW、合計すると地熱総発電量は57万 kW まで伸びることが予想されている(八丁原2号が入稿後に運開している)。この57万 kW は、資源量評価値582万 kW の1割に相当する。

ここで、現在稼働中の発電所が対象としている地熱貯留層の深度が、容積法で評価対象としている地熱貯留層深度よりずっと浅いことを指摘しておきたい。第7表は、現在稼働中の地熱発電所の生産井掘削深度のレンジと、坑井の数で重みづけして算出した平均掘削深度とを示すものである。森発電所を除くと、ほとんどの発電所が1500 m 以下の非常に浅い地熱貯留層を対象としているのがわかる。森発電所の場合には、ここ特有の事情により1500 m 以下まで掘削しているため、例外的と考えてよい。200°C以上の地熱資源量582万 kW の値は、その評価対象深度を1500 m で限定せず、ブーゲー重力異常より求められた重力基盤深度までの地熱貯留層の熱量を評価しているため、稼働中の発電所が対象としている地熱貯留層の深度よりもっと深部まで計算対象を拡げた結果になっている。

この様に、地質調査所で算出した全国規模地熱資源量と地熱発電所の総発電量との関係については次の2点の点に留意しなければならない。

- (1) 地熱総資源量2054万 kW という数字は、150°C以上の高温熱水系資源量であり、200°C以上の蒸気発電用の資源量は582万 kW である。今後10年間に稼働計画のある地熱発電所を含めた予想地熱総発電量は57万 kW であり、これは資源量評価値582万 kW の1割に相当する。
- (2) 稼働地熱発電所の生産井掘削深度は1500 m 以下がほとんどであるのに対して、資源量評価はもっと深部の重力基盤深度までを対象としている。

これらの点を踏まえうえて、将来の我が国の地熱発電の姿がどうあるべきかについて、活発な議論を望むものである。

また、地質調査所で算出した資源量で、ブロック6の北陸においては、発電量がゼロの評価になってしまっている(第2表を参照)。黒部などの高温地帯があるにもかかわらず、発電量がゼロなのは、ブロック6の北陸では、急峻な北アルプス地帯(黒部を含む)の重力データが欠如しているために、重力基盤深度が計算できず、評価対象区域よりこれらの地域を除外して評価を実施したために生じた結果である。重力データは全日本をカバーしきれておらず、そのため15個のブロックに分割して資源量評価を実施したのであるが、各ブロック内についても同様で、ブロック6のように急峻な山地を含むエリアでは、一部データが欠如しているため、資源量評価の結果を解釈する時には注意が必要である。

資源量を算出する際にはグリッドを設けて各ブロックごとに評価を行っているが、長方形のブロックに描かれているのは、統一的基準で全国レベルの容積法を適用するために、国土地理院の標高データ、キュリー等温面深度データ等を、同じUTM座標系で重力基盤深度データとレジストレーションを施

して、インプットデータとして利用するためである。なお、標高データ、キュリー等温面深度データは、各ブロックともほとんど欠如なく揃っているが、重力データについては偏在的である。今後、重力データが広域に広がって利用可能になってくれば、今回漏れてしまった特定地域も評価対象として算定がなされるであろうし、またデータそのもののアップデートも続けていかなくてはならない。

12. ま と め

国レベルの地熱資源評価は、探査技術・貯留層評価技術のプロジェクトとあいまって重要なウェイトを占める。地質調査所で行った全国レベルの地熱資源量評価では、高温熱水系(>150°C)資源、中温熱水系(90°C-150°C)資源、低温熱水系(42°C-90°C)資源について各々容積法に基づき算定を実施した。

資源評価は、一度実施されるとそれで終了する類のものでなく、ある与えられたデータ量と、経済・技術等に立脚したある仮定のもとでなされる。探査活動が進めば基礎となるデータの量と質は向上するであろうし、後者の経済・技術等に立脚した前提は、エンジニアリング技術の進歩・エネルギー経済の動向・国際経済・環境問題・社会政策等に依存している。この意味で、資源評価作業は時を重ねながら繰り返すことが必要である。

なお、本研究では新エネルギー・産業技術総合開発機構より全国地熱資源総合調査のデータの提供を受けて実施された。ここで、同機構に対し御礼を申し上げておきたい。

文 献

- Banwell, C. J. (1963) Thermal energy from the earth's crust—Introduction and part I. *N.Z.J. Geol. Geophys.*, vol. 6, p. 52-69.
- Bodvarsson, G. (1974) Geothermal resource energetics. *Geothermics*, vol. 3, p. 83-92.
- Brook, C. A., Mariner, R. H., Mabey, D. R., Swanson, J. R., Guffanti, M. and Muffler, L. J. P. (1979) Hydrothermal convection systems with reservoir temperatures $\geq 90^{\circ}\text{C}$, Assessment of geothermal resources of United States—1978. *U.S. Geological Survey Circular*, no. 790, p. 18-85.
- Byerly, P. F. and Stolt, R. H. (1977) An attempt to define the Curie point isotherm in northern and central Arizona. *Geophysics*, vol. 42, p. 1394-1400.
- Cataldi, R., Lazzarorro, A., Muffler, P., Suarci, P. and Stefani, G. (1978) Assessment of geothermal potential of central and southern Tuscany. *Geothermics*, vol. 7, no. 2-4, p. 91-131.
- Chen, C. H. (1970) Geology and geothermal power potential of the Tatun volcanic region. *Geothermics Sp. Iss.*, vol. 3, no. 2, pt. 2, p. 1134-1143.
- Donaldson, I. G. and Grant, M. A. (1978) An estimate of the resource potential of New Zealand geothermal fields for power generation. *Geothermics*, vol. 7, no. 2-4, p. 243-252.
- Haggerty, S. E. (1978) Mineralogical constraints on Curie isotherms in deep crustal magnetic anomalies. *Geophys. Res. Letters*, vol. 5, p. 150-108.
- 金原啓司・阪口圭一・比留川貴・小川健三・須田芳朗・西 祐司・三村弘二・土谷信之・山口昇一・太田英順(1984) 透水性地域の精密容積算定手法の研究. 昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書 深部地熱資源探査技術に関する研究, p. 117-227.
- ・—————・—————・—————・西 祐司・山口昇一(1985) 透水性地域の精密容積算定手法の研究. 昭和59年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書 深部地熱資源探査技術に関する研究, p. 287-309.
- Macdonald, W. J. P. and Muffler, L. J. P. (1972) Recent geophysical exploration of the Kawerau geothermal field, North Island, New Zealand. *N.Z.J. Geol. Geophys.*, vol. 15, p. 303-317.
- McKelvey, V. E. (1968) Mineral potential of the submerged parts of the continents. Proceedings of a sym-

- posium on mineral resources of the world ocean, University of Rhode Island, Naragansett Marine Laboratory, Occasional Publication, vol. 4, p. 31-38.
- Miller, B. M., Thomsen, H. L., Dolton, G. L., Coury, A. B., Hendricks, T. A., Lennartz, F. E., Powers, R. B., Sable, E. G. and Varnes, K. L. (1975) Geological estimates of undiscovered recoverable oil and gas resources in the United States. *U.S. Geol. Survey Circular*, no. 725, 78p.
- 宮崎芳徳・津 宏治・浦井 稔・高倉伸一・大久保泰邦・小川克郎(1986) 国土地熱資源評価技術に関する研究. 昭和59・60年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, p. 285-297.
- Muffler, L. J. P. (1979) Assessment of geothermal resources of United States-1978. *U.S. Geological Survey Circular*, no. 790, 163p.
- and Cataldi, R. (1978) Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, vol. 7, p. 53-89.
- and Guffanti, M. (1979) 'Introduction.' in Assessment of geothermal resources of United States-1978. *U.S. Geological Survey Circular*, no. 790, Muffler, L. J. P. (Ed.), p. 1-7.
- Nathenson, M. (1975) Physical factors determining the fraction of stored energy recoverable from hydrothermal convection systems and conduction dominated areas. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.*, p. 75-525, 38p.
- and Muffler, L. J. P. (1975) Geothermal resources in hydrothermal convection systems and conduction-dominated areas. Assessment of geothermal resources of the United States-1975, *U.S. Geological Survey Circular*, no. 726, p. 104-121.
- 日本地熱調査会(1970) 日本の地熱資源. 地熱, 別冊, vol. 3, p. 1-198.
- (1985) 我が国の地熱発電所設備要覧. 137p.
- (1988) 我が国の地熱発電の動向. 62p.
- Noguchi, T. (1970) An attempted evaluation of geothermal energy in Japan. *Geothermics Sp. Iss*, vol. 2, no. 2, pt. 1, p. 474-477.
- 小川克郎・長谷紘和・花岡尚之・津 宏治・村岡洋文, 山口 靖・矢野雄策・仲沢 敏・西 祐司 (1983) 評価関数法による九州の評価の試行. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源基本図作成に関する研究」, p. 187-216.
- (1985) 物理探査プロジェクトの紹介—「全国地熱資源総合調査」および「全国地熱資源基本図の作成に関する研究」. 物理探査, vol. 38, no. 2, p. 24-40.
- (1986) 日本の地熱資源の評価. 地質ニュース, no. 377, p. 8-17.
- (1990) 国内石油天然ガス資源の賦存可能性. シンポジウム天然ガスの新たな可能性を探る—深部賦存可能性—報告書, (財)エネルギー総合工学研究所, p. 61-90.
- Renner, J. L., White, D. E. and Williams, D. L. (1975) Hydrothermal convection systems: In Assessment of geothermal resources of the United States-1975. *U.S. Geological Survey Circular*, no. 726, p. 5-57.
- Schanz, J. J., Jr. (1975) Resource terminology: an examination of concepts and terms and recommendations for improvement. Palo Alto, Calif., Electric Power Research Institute, Research Project 336, 166p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構(1981) 全国地熱資源総合調査報告書, キュリー点法調査.
- Shuey, R. T., Schellinger, D. K., Tripp, A. C. and Alley, L. B. (1977) Curie depth determination from aeromagnetic spectra. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, vol. 50, p. 75-102.
- Smith, R. L. and Shaw, H. R. (1975) 'Igneous-related geothermal systems', Assessment of geothermal resources of the United States-1975. *U.S. Geological Survey Circular*, no. 726, p. 58-83.
- 角 清愛(1979) 日本の地熱資源評価. 地質ニュース, no. 295, p. 1-9.
- (1982) 日本の熱水対流系地熱資源の評価. 新エネルギー財団昭和56年度地熱開発技術講習会テキスト, p. 1-41.

- Suyama, J., Sumi, K., Baba, K., Takashima, I. and Yuhara, K. (1975) Assessment of geothermal resources of Japan. Proc. of United States-Japan Geological Surveys Panel Discussion on the Assessment of Geothermal Resources, Tokyo, Japan, Oct. 27, 1975, Geological Survey of Japan, p. 63-119.
- 通産省サンシャイン計画推進本部(1977) 全国地熱基礎調査報告書. 日本産業技術振興協会, 209p.
- Wasilewski, P. J., Thomas, H. H. and Mayhew, M. A. (1979) The moho as a magnetic boundary, *Geophys. Res. Letters*, no. 6, p. 541-544.
- White, D. E. and Williams, D. L. (1975) Assessment of geothermal resources of the United States-1975. *U.S. Geological Survey Circular*, no. 726, 155p.
- 山口 靖・村岡洋文・西 祐司・矢野雄策・小川克郎・長谷紘和・大久保泰邦・鎌田浩毅・花岡尚之・川村政和(1983) 地熱資源賦存地域評価手法の研究. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源基本図作成に関する研究」, p. 219-233.
- 矢野雄策・西 祐司・浦井 稔・村田泰章・花岡尚之・津 宏治・小川克郎(1984) 資源評価システム RHO. 昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源基本図作成に関する研究」, p. 279-309.
- ・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.

広域地熱系モデルと広域規模地熱資源評価の研究

河川調査による地熱資源評価の試み —北海道ニセコ地域について—

川村政和*

A trial estimate of geothermal resources by chemical mass discharge in Niseko area, Hokkaido, Japan

By

Masayori KAWAMURA*

Abstract: This paper describes an estimate of geothermal resources by amount of chlorine involving in geothermal liquid discharge in the Niseko area. In Niseko area located western Hokkaido, there are 11 volcanos of 1000 m-level, 67 rivers, and 14 spas include many hot springs, fumaroles and two hotwater pools. The heat discharge has estimated at 13500 kcal/sec, as the result of the survey on that geothermal fields in 1984 and 1985 by NEDO. From those datas, total amounts of water and chlorine discharges through the rivers are calculated at 9 m³/sec and 200 g/sec. Niseko area is divided into seven sections to compare each geothermal potentiality. Two sections of the southern part in this area proved to be the most possible area among those sections for the purpose of geothermal energy development. Each of two sections has geothermal water discharge of about 20×10^{-3} m³/sec. Discharge of geothermal water over 200°C in the whole area is calculated at about 50×10^3 m³/sec. Finally, the possible reserve of geothermal energy is estimated to be 50 MW in Niseko area.

1. はじめに

北海道西部の積丹半島の南部に位置するスキー場で有名なニセコ地域において、新エネルギー産業技術総合開発機構(以下 NEDO と略称する)は第2次全国地熱資源総合調査の一環として昭和59年度から2年間にわたり総合的な地熱調査(火山岩分布年代・流体地化学・精密重力・比抵抗法・放熱量等の調査)を実施した。NEDO (1987)はこれらの調査結果をもとにニセコ地域の地熱構造について総合的に解析しているが、本論文では NEDO (1986)による放熱量調査結果と筆者が同地域で別途実施した河川調査(未公表)の一部を利用して行ったニセコ地域の地熱資源量についての物質収支的観点からの検討結果を述べる。

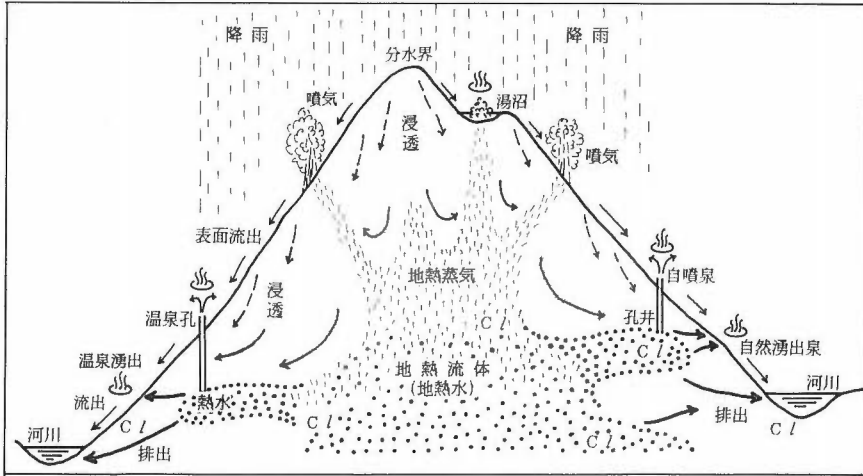
2. 物質排出量測定による地熱資源評価の方法について

地熱資源量に対する推定方法はいくつかあるが、例えば「放熱量法」は地熱地域からの熱エネルギー放出量の規模によって地熱ポテンシャルを見積る。これに対し本方法(「放質量法」と仮称する)は地熱

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

Keywords: Niseko, Hokkaido, river discharge, mass discharge, material balance, chlorine discharge, geothermal energy, geothermal reserve



第1図 地熱系におけるClイオンの動向についての概念図
 Fig. 1 Schematic flow model of chlorine in geothermal system.

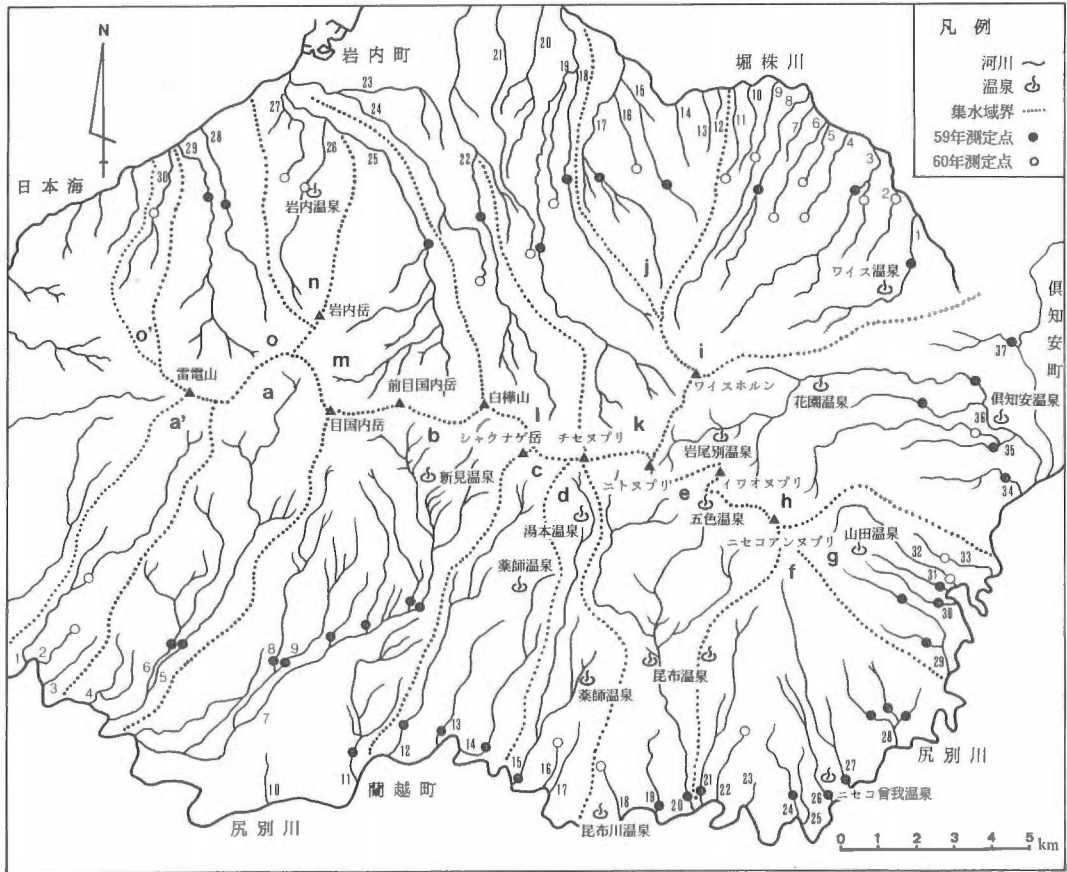
流体中に含まれている化学物質(例えばClイオン)の排出量を指標にして地熱水(以下「地熱蒸気」と「地熱熱水」を総称する「地熱流体」の意味で用いる)の流出量や温度を求め、その規模により地熱ポテンシャルを推定しようとするものである。即ち、ある地熱地域から地熱水の流出に伴って排出されている指標化学物質(第1図)の総排出量とその元の地熱水中における濃度が求められるならば、単純な計算により地熱水の流出総量を算出することができる。しかし一般的には地熱水に含まれている化学物質は普通の地下水にも存在しているので、その点を考慮する必要がある。ここで指標化学物質としては保存性に優れていることが必要であり、地中を流動する過程で地層との間で溶脱や吸着があってはならない。このためには単一成分だけではなく複数の物質によってクロスチェックができることが望ましい。また地熱水の流出による放熱量が求められているならば、この地熱水の温度についても計算できる。以上において、地上に排出されている地熱水量を V (cm^3/sec)、指標物質量を M (g/sec)、その運搬水量を W (cm^3/sec)、放熱量を Q (cal/sec)、また深部地熱水・基準運搬水の指標物質濃度と温度をそれぞれ C, C_0 (g/cm^3) と T, T_0 ($^{\circ}\text{C}$) とすると、次の二式が成立する。但し c, ρ は地熱水の比熱・密度であり、 $c \cdot \rho = 1$ と近似できる。

$$C \cdot V + C_0 \cdot (W - V) = M \quad (1)$$

$$Q = c \cdot \rho \cdot V (T - T_0) \quad (2)$$

本方法による場合、対象地域全体にわたって地熱水の流出状況を把握できることが必要である。川村(1979)は大分県由布院温泉において、指標物質を排出する運搬媒体として温泉採湯量を利用した。しかしニセコ地域は全域において地熱活動があると思われるものの、その調査面積に比して温泉地の分布が偏在しており、温泉孔数もあまり多くないので温泉調査だけに依存するのは問題がある。これに対しニセコ地域では全域にわたり網羅的に大小数多くの河川(第2図)が流下していて、その多くの河川底から温泉湧出がみられる。また温泉孔や自然湧出の地熱水は総て河川に流出しているので河川調査を通じてその量を測定することが可能である。本地域の地熱活動に伴う物質排出量を把握するために河川を利用するのは最適な方法であると考えられる。しかしこの場合当然のことながら域内でその指標物質について人為的な排出がなされていてはならないが、本地域には工場等が全く無く人家も極めて少ないので問題は無い。従って、本報文では河川水を運搬水として利用した。

ここで一つの問題点は、河川流量は気象に依存しているのでその時々で大きく変動し、それと共に化学物質濃度も変動するという点である。しかし、指標物質を含む地熱水の地下からの流出量が一定で



第2図 ニセコ地域における河川と測点位置図
 Fig. 2 Location map of rivers and measurement points in Niseko.

あるならば、地表面において降雨等により希釈されて濃度が変化したとしても、その排出総量を把握する上で問題はないといえる。地下深部からの地熱流体の流出量に対して、降雨等の短周期的変動が全く影響しないことは地熱開発の実績が示している。

また地熱地域では掘削孔井から温泉採取をしている場合がある。それが自噴であるならば、単に地下からの流出速度が大きくなっただけであり、それだけの自然補給能力があるということでは問題は少ない。しかし、ポンプ等により揚湯している場合がある。温泉の枯渇問題があるならば別だが、ニセコ地域については、もし人為的に採取しなくても河川等に自然流出する量が多い地域であると見なせ、流出速度が更に大きくなったとして、地下深部にはそれだけの供給能力が充分あると考えることにする。

「放質量法」をニセコ地域に適用する上で、以下の6項目を作業上の方針とした。

- (1) 指標化学物質としては、深部地熱水の最も基本的な化学成分であってしかも保存性に優れているClイオンを利用する。
- (2) Clイオンの運搬媒体としては既述したように河川水を利用する。ニセコ地域には大小数多くの河川が流下しており、NEDO(1986)の放熱量調査中でそれらほとんどの河川の流量とCl濃度を測定しているため、そのデータを用いて指標物質質量(M)・運搬水量(W)を算出する。
- (3) 本方法では深部地熱水中のCl濃度が既知であることが前提であるから、ある程度深いボーリングによる熱水の情報が必要条件である。ニセコ地域の深部地熱水のCl濃度(C)については、前述の放

熱量調査中の温泉調査による分析値を用いる。

(4) ニセコ地域の基準運搬水の Cl 濃度 (C_0) を当地域における地下水中の濃度 (NEDO, 1987) から考えて $5.0(\text{g}/\text{cm}^3)$ とする。

(5) 放熱量 (Q) については NEDO (1986) の測定結果をそのまま使用する。

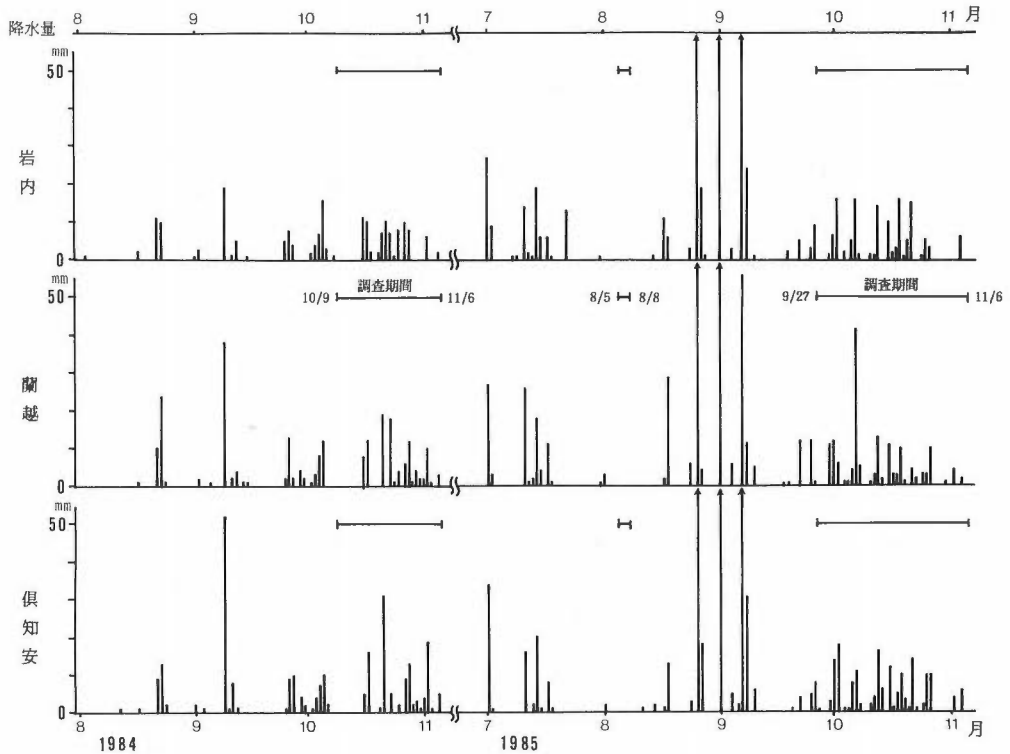
(6) 基準温度 (T_0) について、NEDO は放熱量 (Q) を求める上で気象庁の岩内・倶知安・蘭越観測所およびニセコ山の家(五色温泉)における昭和57年10月1日-昭和59年9月30日の2年間にわたる平均気温を考慮して 6.5°C としているので、本報文中でも同じ値を用いる。

3. ニセコ地域の概況

ニセコ地域とはその南北辺を、羊蹄山(標高1893 m)の西部から北側を流れて北西部の日本海に注ぐ堀株川と南側を流れて日本海に注ぐ尻別川に囲まれている地域(第2図)をさしている。その中央部にはニセコアンヌプリ(標高1309 m)・イワオヌプリ(硫黄山:標高1116 m)・ワイスホルン(標高1046 m)・ニトヌプリ(標高1080 m)・チセヌプリ(標高1135 m)・ジャクナゲ岳(標高1074 m)・白樺山(標高931 m)・前目国内岳(標高981 m)・目国内岳(標高1203 m)・岩内岳(標高1086 m)・雷電山(標高1212 m)等の1000 m級の火山がほぼ東西に並ぶ山岳地である。山麓部は厚い熔岩流の末端にあたり急峻な地形を示すが、それ以下では広い扇状地・岩錐および段丘面が発達し平坦な緩傾地をなしている。しかし、これらの地形を深く刻むV字谷が形成され、堀株川や尻別川に沿っては河(岸)段丘や河床面が発達している。またその基盤は東西両端で高く盛り上がっていて中央部では低くなっていると考えられている(大場, 1960)。ニセコ火山連峰は西側の雷電火山群(雷電山・目国内岳・岩内岳)と東側のニセコ火山群(ワイスホルン・ニセコアンヌプリ・ジャクナゲ岳・白樺山・チセヌプリ・ニトヌプリ・イワオヌプリ)に大きく分けられる。これらの山は、雷電岳西部の日本海側の一部が新第三紀鮮新世である他はいずれも第四紀の火山であり、安山岩質熔岩に覆われている。K-Ar年代法(NEDO, 1987)によると雷電山・目国内岳・岩内岳・白樺山・ジャクナゲ岳・チセヌプリ・ニトヌプリ・イワオヌプリの順序で新しく、最も新しいのは完新世の活動とされている。

当地域の火山活動史は以下の通りである。鮮新世末期に西部の雷電岬で活動が始まり、ニセコ山塊中軸部ではマグマの上昇による隆起が続き、その結果蘭越層が堆積し本地域一帯が陸化しニセコ山塊の基礎が形成された。更新世に入ると雷電山・ワイスホルンが活動を始め、その後中期にかけて目国内岳・岩内岳と活動が続きニセコ火山群のジャクナゲ岳・ニセコアンヌプリ・白樺山の活動が相前後して起こった。ジャクナゲ岳には熔岩円頂丘が形成されている。更新世後期には中央部に収斂してきてチセヌプリの活動が始まり、さらに末期から完新世にかけてニトヌプリ・イワオヌプリが活動し、熔岩円頂丘を形成して活動を終了したが、大小の爆裂火口や硫気孔を残している。

これらの火山活動に伴ってニセコ全域にわたり温泉湧出等の地熱活動がみられ、14ヶ所以上の温泉地(北海道立地下資源調査所, 1977)が分布している。特にニセコアンヌプリからイワオヌプリを経てチセヌプリにかけての南麓においては顕著であり、五色温泉では硫気活動がみられ、湯本温泉付近には大小二つの湯沼があり、その周辺でもやはり硫気・噴気活動がある。これらの地熱活動についてはE-W系およびNE-SW系の断裂が本地域の主要な活動を規制しており、それぞれの深部断裂に沿って地熱流体が上昇していると考えられている。そして、数多くの温泉はその成分比によってCl型・ HCO_3 型・ SO_4 型の3つのタイプに分類(NEDO, 1987)されている。ニセコ地域のほとんどの温泉はCl型に属しており山麓部から低地部にかけて分布している。 SO_4 型温泉はニセコ火山連峰中軸部に沿って東西方向に分布しており、特に噴気活動のみられる五色温泉や湯本温泉には火山性 H_2S ガスが関連していると考えられている。また、 HCO_3 型の温泉は南東部から東部にかけて分布しているが、その数は他タイプに比して少ない。また大部分の温泉は降水起源と考えられているが、岩内温泉についてはいくつかの文献(例えば北海道立地下資源調査所, 1977)において海水の混入の可能性が指摘されている。NEDOの調査はこのニセコ地域の西部の雷電地区を除く約8割に及んでいる。このため以下で「ニセコ地域」と



第3図 ニセコ地域の降水量
Fig. 3 Precipitation at 3 stations in Niseko area.

いった場合は特に断らない限りこの調査範囲をさすこととする。

4. 調査方法と気象概況について

既述した NEDO(1986)の河川調査は昭和59年10月9日-11月6日に76ヶ所、昭和60年9月27日-11月6日に50ヶ所で水温・流量・Cl濃度等の測定が行われている。これらを以下ではそれぞれ「59年測定」と「60年測定」と称することとする。また筆者はこれらとは別に NEDOが調査を行っていない小河川を主な対象として昭和60年8月6-8日に独自の測定(未公表)を実施している。流量測定の方法はいずれも、流量の多い測点では流速計(三映式1型)で10~50cm間隔の測定方法、小さな沢では容器による方法を用いている。Cl濃度について、NEDOはイオンメータ(日立堀場製 N8型:精度0.5%フルスケール)を利用し、筆者は採水し硝酸銀滴定法によって分析した。

また59・60両年の気象状況は、ニセコ地域をとり囲むように配置されている気象庁の岩内・倶知安・蘭越観測所の記録(札幌管区気象台, 1984・1985)によると以下の通りである。

59年:9月上旬末はそれまで続いた好天がくずれて全道的な暴風雨となり大雨が降った。中旬から下旬にかけては移動性高気圧に覆われて雨のない好天が続いたものの、その後は寒気が入り10mm前後の降水や羊蹄山では初冠雪があった。10月初旬は低気圧のためにぐずついた天候が続き、5日頃に10mm前後の降水があった。上旬-中旬は晴天続きで降水がなかったが中頃に気圧の谷の通過で全道的に雨天となった。その後もややまとまった降水があり、月末には冬型気圧配置のため降雪があった。11月に入っても雨や雪が降ったが、岩内ではやや少なかった。

60年:7月中旬は全道的にややくずれて降水があったが、その後は高気圧に覆われて非常に安定した

天候が続きほとんど降水はなかった。しかし8月下旬には気圧の谷の通過で崩れ、雨が多かった。9月上旬は台風13号の渡島半島上陸や発達した低気圧のため、かなりまとまった降水があった。中旬からは雨のほとんどない晴天が続いたが、下旬には崩れ10mm程度の降水が数回あった。月末には回復したものの、10月に入ると気圧の谷の通過によって雨が多かった。その後も雨がちの天候が続き中旬には寒気が入り降雪があり、数日おきに10mm前後の降水を繰り返した。月末には移動性高気圧による晴天となったが、11月には4日頃に数mmの雨がかった。

両年におけるニセコ地域内の地区間水文環境を比較するために、上記3観測所の調査前から調査中にかけての降水記録を第3図に示しているが、3観測所共に同様な降水傾向を示している。また解析データの主体となっている「59年測定」の10月中の岩内・蘭越・倶知安観測所における総降水量は、それぞれ108・101・112mmであった。いずれにしても、ある特定地区だけが特異な降水傾向をもつことはなかった。従って、両年間の水文環境の違いについてニセコ地域を全体として比較を行って差し支えない。

5. 河川流量とCl排出量について

ニセコ地域全体からの総河川流量およびCl排出量を求めるためには、各河川の測定を水文学的環境が安定している一定の時期に集中してできるだけ下流側において実施することが望ましい。従って同一河川で複数ヶ所の測定がなされている場合は、より下流側の測定値を使用することとした。しかしながら前節で述べたように、NEDO(1986)の河川流量とCl濃度についての59年測定はニセコ地域の全河川を網羅している訳ではない。このためNEDOの59年測定データ42点に対し、NEDOおよび筆者の60年測定データ計22点を補足した。それらの測定位置を第2図に示しているが、図中●印が59年測定点、○印が60年測定点である。しかし、両年の間では当然降水量等の気象環境が違っているから水文学的条件が異なっており、たとえ同一河川であっても流量データをそのまま混用する訳にはいかない。そこでよりデータ数の多い59年測定をベースにして利用することとし、60年測定データについては以下の方法により補正を加えて用いた。即ち、ある河川の流量(V)とその流域面積(S)および比流量(C)の間には(3)式なる関係がある。類似の流域をもつ河川であれば、既知の比流量と流域面積との積から、その河川流量の概略値を求めることができる。従って、同一河川の近接した測点における異なる時期の流量は、それぞれに対応する流域面積はほぼ等しいとすることができるので比流量(C)の違いであり、それらの関係を(4)式のように表せる。しかしこれは結局河川流量間の関係に帰着し(5)式が成立する。即ち、代表的な河川において両年の流量がわかるならば、補正係数(k)を求めることができ、(5)式を利用して流量(V₂)の補正值(V₁)を求めることができる訳である。

$$V=C \cdot S \quad (3)$$

$$C_1=k \cdot C_2 \quad (4)$$

$$V_1=k \cdot V_2 \quad (5)$$

第1表に示している15河川では、比較的近接した合計30測点において両年にわたる測定がなされている。それらの測点毎の59年測定に対する60年測定の流量比を計算し、各集水域別の平均値を求めると0.563~1.98の範囲にあることが知られた。補正にあたっては集水域毎にそれぞれの補正係数(k)を用いるのが望ましいが、3集水域(d・j・o)についてのk値を求められない上に、b・c・e以外の集水域は1.0前後の比較的近い値を示しているのに対し、3集水域(b・c・e)はそれらと比べて差が大きく特別な傾向も示していない。これらのことから集水域毎の補正係数(k)を設定するとかえって誤差を大きくすることが懸念されるので、ニセコ全域に対するk値として12集水域の平均値である1.14を用いることとした。即ち、60年測定の河川流量データについては1.14を乗じた値を補正值とした。各河川では流量と同時にCl濃度も測定しているので、各河川毎のCl排出量を計算することができる。

以上の方法によりニセコ地域における南部の尻別川に注ぐ37河川と、北部の堀株川および岩内湾に注ぐ30河川の59年換算の流量とCl排出量を求め第2表に示している。表中の集水域a-nはNEDOの区

第1表 59・60年河川流量比較
Table 1 Comparison of river discharge in 1984 and 1985.

集水域	河川番号	59年流量 (V ₁)		60年流量 (V ₂)		流量比 (V ₁ /V ₂)	集水域別平均 (V ₁ /V ₂)
		× 10 ⁻³ m ³ /sec	測点	× 10 ⁻³ m ³ /sec	測点		
a	5S	1282.0	2	600.4	102	2.14	1.46
	"	499.5	3	644.0	G4	0.776	
b	7S	13.1	9	39.0	H4	0.336	0.563
	"	61.5	13	76.5	s5	0.804	
	"	213.4	a1	389.0	106	0.549	
c	12S	112.3	16	56.6	t3	1.98	1.98
e	20S	390.2	e7	646.3	110	0.604	0.700
	"	82.6	f3	121.8	115	0.678	
	"	14.2	e1	34.0	I6	0.418	
	"	293.3	32	310.0	I4	0.946	
	"	13.8	34	44.0	I2	0.314	
	"	65.5	35	53.0	I3	1.24	
	"	293.3	32	310.0	I4	0.946	
f	21S	177.0	36	82.5	118	2.15	1.16
	"	16.7	37	70.2	122	0.238	
	27S	31.7	41	29.0	②	1.09	
g	32S	48.0	n2	52.0	J4	0.923	1.03
	"	19.5	n1	17.2	w1	1.13	
h	35S	105.0	49	108.0	K2	0.972	0.900
	36S	31.8	54	38.4	v3	0.828	
i	1H	145.7	56	103.0	L5	1.41	1.11
	"	80.8	58	119.0	L4	0.679	
	9H	13.7	61	11.0	N6	1.25	
k	18H	9.9	64	10.0	O5	0.990	1.18
	"	15.0	65	11.0	O2	1.36	
l	22H	336.1	68	544.0	P6	0.618	0.994
	"	541.6	69	394.0	P5	1.37	
m	25H	394.2	71	207.0	Q5	1.90	1.09
	"	19.2	72	71.0	Q4	0.270	
n	26H	97.5	74	48.0	R3	2.03	1.47
	"	87.8	73	91.0	R4	0.905	
平均値							1.14

分けに従っているが、a'・n'はa・nの西側に位置している河川の集水域である。第2-1表に示したa'-hは尻別川の支流の集水域でニセコ地域の南部にあたる。南部で最大の流量を示したのはパンケ目国内川(5S)の約1300×10⁻³ m³/secである。しかしCl排出量についてはニセコアンベツ川(20S)の約66 g/secである。これはその流域内に比較的Cl濃度が大きい温泉が多いことと、昆布温泉からの採湯量が多いことなどが原因していると思われる。南部全体の河川流量とCl排出量はそれぞれ約6500×10⁻³ m³/sec・175 g/secである。また、第2-2表に示している集水域i-o'の河川は北部の堀株川の支流にあたっている。しかし、正確にはm-o'は日本海に直接注いでいる。北部全体の河川流量とCl排出量はそれぞれ約2500×10⁻³ m³/secと約30 g/secである。また、北部で最大の流量を示したのは野東川(25H)の約500×10⁻³ m³/secであり、Cl排出量については中ノ川(19H)の約5 g/secであり、前述の南部に比べて著しく少ない。

以上からニセコ地域全体からの総河川流量は合わせて約9 m³/secであるが、南部は北部の約2.5倍の

地質調査所報告(第275号)

第2-1表 河川別流量・Cl⁻排出量(南部)
Table 2-1 List of outflow and chlorine discharge from rivers (south).

集水域	河川番号	河川名	河川流量 ×10 ⁻³ m ³ /sec	Cl ⁻ 濃度 mg/l	Cl ⁻ 排出量 g/sec	測点
南部	S	尻別川	6458.2		175.01	
a'	1S	○ オサンナイ川	100.3	9.8	0.98	F5
	2S	○ ①	50.2	11.3	0.57	ア
	3S	× ②				
a	4S	× ③				
	5S	ペンケ目国内川	1282.0	17	21.79	2
	6S	提の沢川	116.7	12	1.40	1
b	7S	ペンケ目国内川	539.8	13~19	8.67	8・9・10・11
	8S	白井川	62.2	16	1.00	4
	9S	黒井川	250.1	14	3.50	6
	10S	× ホロツツナイ川				
	11S	小南部川	114.1	19	2.17	14
c	12S	南部川	472.7	10	4.73	15
	13S	滝の沢川	70.0	17	1.19	17
	14S	浅瀬川	127.3	13	1.65	18
d	15S	馬場川	338.7	55	18.63	21
	16S	○ ④	2.3	10.5	0.02	㉔
	17S	× 北の沢川				
e	18S	○ ⑤	0.5	13.3	0.01	エ
	19S	⑥	244.5	14	3.42	30
	20S	ニセコアンベツ川	752.2	88	66.19	31
f	21S	大沢の川	177.0	14	2.48	36
	22S	○ ⑦	6.8	15.7	0.11	㉕
	23S	× ⑧				
	24S	⑨	57.7	20	1.15	38
	25S	× ⑩				
	26S	西川	88.1	14	1.23	39
	27S	滝の沢川	113.0	21	2.37	40
	28S	⑪	281.4	15~18	4.58	42・43・44
g	29S	大沢川	151.2	12~17	2.06	45・46
	30S	左俣川	22.3	13	0.29	㉖
	31S	中俣川	29.3	22	0.64	m3
	32S	○ 親爺川	59.3	34	1.97	J4
	33S	○ ⑫	28.5	20	0.57	125
h	34S	四線川	65.4	31	2.03	47
	35S	○ ジャコ川	280.4	12~24	5.45	48・K6
	36S	硫黄川	529.3	16~26	13.35	50・51
	37S	○ クトサン2号川	44.9	18	0.81	55

第 2-2 表 河川別流量・Cl⁻ 排出量(北部)
Table 2-2 List of outflow and chlorine discharge from rivers (north).

集水域	河川番号	河川名	河川流量 × 10 ⁻³ m ³ /sec	Cl ⁻ 濃度 mg/l	Cl ⁻ 排出量 g/sec	測 点
北部	H	堀株川	2470.3		28.964	
i	1H	第二パンノ沢	145.7	15	2.19	56
	2H	○ パンノ沢	29.2	16	0.47	131
	3H	○ 上ビラ川	190.4	15~20	3.61	59・132
	4H	○ (m)	0.1	14.1	0.002	(38)
	5H	○ (n)	20.5	9.6	0.20	ク
	6H	○ (o)	0.4	12.5	0.01	(39)
	7H	× (p)				
	8H	下ビラ川	61.6	11	0.68	60
	9H	○ ビラ川	10.3	14	0.13	N6
	10H	× (q)				
	11H	○ (r)	0.9	12.1	0.01	(40)
j	12H	× (s)				
	13H	× (t)				
	14H	× (u)				
	15H	チップサップ川	32.5	10	0.33	62
	16H	○ (v)	0.2	13.6	0.002	(43)
17H	シノナイ川	23.7	15	0.36	63	
k	18H	ボン神恵内川	9.9	17	0.17	64
	19H	○ 中ノ川	314.1	15	4.72	66・(44)
	20H	× 赤玉川				
l	21H	○ (w)	257.6	9.4	2.42	(45)
	22H	宿内川	336.1	10	3.36	68
	23H	× ボンイワナイ川				
m	24H	○ ウンジョウヤ川	23.9	11.8	0.28	(46)
	25H	野東川	492.6	9	4.43	70
n	26H	○ 権太川	103.7	9.7	1.01	R4
	27H	○ (x)	4.6	14.9	0.07	(48)
o	28H	ニチナイ川	75.7	14	1.06	75
	29H	幌別川	284.3	9	2.56	76
o'	○ 当別川	52.3	17	0.89	150	

流量のあることが知られる。また、Cl 排出量は合わせて約200 g/sec であり、南部が北部に比して約6倍の排出をしている。即ち、北部に比べて南部の Cl 排出量が圧倒的に大きいことがわかる。このことは地熱活動が南部域において非常に活発である状況とも一致している。

6. ニセコ地域の地下熱構造についての考察

NEDO(1986)は、ニセコ調査域全体を第2図に示している a-n の14の集水域に分けて、温泉・河川・湯沼・噴気そして伝導による放熱量を求めている。第3表は、前節で求めた河川別の流量と Cl 排出量を集水域毎にまとめて対比させたものである。但し放熱量については、既述したように本報文では地熱流体による放熱量を対象としているので温泉(湯沼・河川を含む)と噴気による値だけを示しており、

第3表 集水域別地熱活動総括表
Table 3 Geothermal activity for each basin.

集水域	温泉地	面積 km ²	年間降水量 × 10 ⁶ m ³	放熱量			温泉		河川			
				温泉	湯沼・噴気	河川	計	採湯量 t/min	最高Cl ⁻ 濃度 mg/l	流量 × 10 ⁻³ m ³ /sec	Cl ⁻ 排出量 g/sec	平均Cl ⁻ 濃度 mg/l
a'				0	0	214	214	0	—	150.5	1.55	10.3
a	新見	25.4	27.6	292	0	928	1220	326	—	1398.7	23.19	16.6
b	業師	47.5	51.7	91	0	205	296	606	122	966.2	15.34	15.9
c	業師・湯本	20.1	21.9	698	4800	141	5639	2594	37	670.0	7.57	11.3
d	昆布・昆布川・五色	13.2	14.4	3319	0	724	4043	5586	1030	341.0	18.65	54.7
e	昆布・ニセコ管我	31.2	33.9	89	0	0	89	179	3610	997.2	69.62	69.8
f	山田	28.6	31.1	240	0	158	398	318	2840	724.0	11.92	16.5
g	山田	15.4	18.8	475	0	135	610	3345	745	290.6	5.53	19.0
h	倶知安・花園・岩尾別	43.3	52.7	344	0	0	344	591	787	920.0	21.64	23.5
i	アイス	33.0	40.2	0	0	0	0	0	1650	459.1	7.30	15.9
j		10.9	7.5	0	0	0	0	0	—	56.4	0.69	12.2
k		23.6	16.2	0	0	0	0	0	—	581.6	7.31	12.6
l		15.1	10.4	1	0	27	28	25	24	360.0	3.64	10.1
m		22.9	15.7	0	0	22	22	0	—	492.6	4.43	9.0
n	岩内	10.6	7.3	565	0	0	565	620	1060	108.3	1.08	10.0
o		17.9	12.3	0	0	0	0	0	—	360.0	3.62	10.1
o'										52.3	0.89	17.0
総計		358.7	361.7	6114	4800	2554	13468	14190		8928.5	203.97	22.8

第4表 ブロック別地熱資源解析表
Table 4 Estimation of geothermal resources in geothermal sections.

ブロック		該当 集水域	面積 km ²	年間降水量 ×10 ⁶ m ³	放熱量 kcal/sec	河川		地熱水					
番号	名称					流量 ×10 ⁻³ m ³ /sec	Cl-排出量 g/sec	平均Cl-濃度 mg/l	源泉番号	Cl-濃度 mg/l	流量 ×10 ⁻³ m ³ /sec	温度 °C	降水量比 %
◎ケースⅠ													
I①	蘭越中西	ab	72.9	79.3	1434	2364.9	38.53	16.3	d13	1030	26.1	62	1.0
I②	蘭越中東	cd	33.3	36.3	5935	1011.0	26.22	25.9	d13	1030	20.7	294	1.8
I③	蘭越東	ef	59.8	65.0	4132	1721.2	81.54	47.4	e18	3610	20.2	211	1.0
I④	倶知安	gh	58.7	71.5	1008	1210.6	27.17	22.4	NS61-1	974	21.8	53	1.0
I⑤	共和東	ij	43.9	47.7	344	515.5	7.99	15.5	i63	1650	3.3	111	0.2
I⑥	共和西	kl	38.7	26.6	28	941.6	10.95	11.6	i63	1650	3.8	14	0.5
I⑦	岩内東	mno	51.4	35.3	587	960.9	9.13	9.5	nA1-2	1060	4.1	150	0.4
合計		a~o	358.7	361.7	13468	8725.7	201.53	—	—	—	100.0	—	0.9
◎ケースⅡ													
II(a)	ニセコ中西	abmno	124.3	114.6	2021	3325.8	47.66	14.3	nA1-2	1060	29.4	75	0.8
II(b)	ニセコ中東	cdl	48.4	46.7	5963	1371.0	29.86	21.8	d13	1030	22.4	272	1.5
II(c)	ニセコ東	efghijk	186.0	200.4	5484	4028.9	124.01	30.8	e18	3610	28.8	197	0.5
合計		a~o	358.7	361.7	13468	8725.7	201.53	—	—	—	80.6	—	0.7

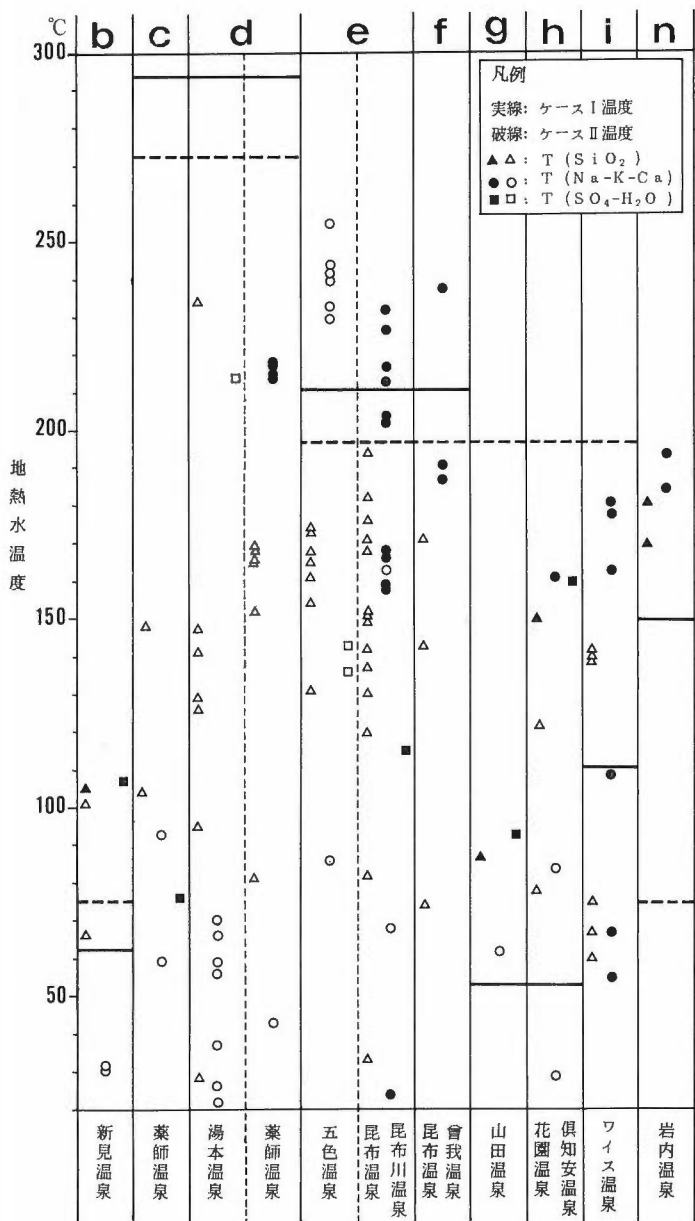
伝導放熱量は必ずしも地熱流体の流出に起因しているとはいえないので省いている。放熱量は二つの湯沼から熱水湧出がある d 集水域が約5600 kcal/sec と最大であり、その東側に位置する e 集水域では温泉採取や河川底からの湧出が多く約4000 kcal/sec である。しかし、Cl 排出量については e が約70 g/sec と最大であるのに対し、d では20 g/sec より少なく逆転している。これは湯沼への熱供給が熱水ではなく蒸気によっていることを示唆している。これらの放熱量と Cl 排出量が総て地熱水の流出に伴って運ばれていると考え、第2節で論じたように地下深部からの元の地熱水量やその温度を求めることができる。また表中における各集水域の面積および年間降水量は NEDO の値をそのまま参考までに記載している。

但し、この解析を行う場合のブロック単位としては各集水域毎に計算することも可能であるが、いずれも河川に沿った細長い地形となってしまうため、地下熱構造のモデルを考える上で現実的でない。このため地形・地質構造それに火山の分布や地熱活動の状況を考慮して、全域を(I①)-(I⑦)の7ブロックに分類(第4表)した。結果的には2集水域毎にまとめたことになっている。これはいわば平面的な分け方であるが、実際のモデルとしては火山を中心とした立体的な構造を考えるべきであると思われる。しかし南側の地熱活動が極めて活発であるニセコ地域の状況を考えると、必ずしも後者の考え方が妥当であるとは思えず、放熱量調査の結果からだけではどちらにすべきか判断が難しい。以上の点を考慮して、以下では前者をケースⅠ、後者をケースⅡとして両ケースについて(1)・(2)式によりそれぞれのブロック毎の Cl 排出量(M)や放熱量(Q)を用いて流出地熱水量(V)とその温度(T)についての解析を行った。但し、深部地熱水の Cl 濃度(C)については各ブロック内温泉の最高 Cl 濃度(第3表)を用いた。しかし、倶知安(I④)では1000 mg/l 以下であり、このような低 Cl 濃度のところで本方法を適用することにはやや問題があると思われるが、ニセコ地域全体について比較を行うためにそのまま解析を行う。また基準温度(T_0)と基準 Cl 濃度(C_0)については第2節で設定したとおりそれぞれ6.5°Cと5.0 g/cm³として計算を行った。その結果を第4表に示している。

ケースⅠ：面積が最大なのは蘭越中西(I①)であるが、いずれのブロックもほぼ50 km²前後であって極端な差はない。放熱量は蘭越中東(I②)が最も大きく約6000 kcal/sec で、次いで蘭越東(I③)の約4000 kcal/sec である。これらに対し、ニセコ地域北部の共和東(I⑤)・共和西(I⑥)・岩内東(I⑦)の3ブロックはいずれも600 kcal/sec 以下で他ブロックに比べてかなり小さい。また河川流量は(I①)が最大であり、最小の(I⑤)と比べてほぼ5倍の差がある。Cl 排出量は(I③)が約80 g/sec で最大であり、(I⑤)・(I⑦)はいずれも10 g/sec に満たない。地熱水の温度については(I②)がほぼ300°Cと最高を示す。しかし、(I①)・(I④)・(I⑥)の3ブロックは100°C未満であり、極めて低温である。また、地熱水量については(I①)・(I②)・(I③)・(I④)の南側4ブロックがいずれも約 20×10^{-3} m³/sec とほぼ同じ値であるが、これに対し北側の3ブロック(I⑤)・(I⑥)・(I⑦)はいずれも 5×10^{-3} m³/sec に満たず非常に少ない。

ケースⅡ：面積についてはニセコ中東(II⑥)が約50 km²であって、他ブロックに比べ極端に狭い。しかし放熱量は約6000 kcal/sec と最大である。約5500 kcal/sec のニセコ東(II⑦)がこれに次いでいる。河川流量は面積の差を反映したような結果となっている。Cl 排出量は(II⑦)が124 g/sec と他ブロックの3~4倍の値を示す。これらの3ブロックについてケースⅠの場合と同様の解析を行うと、地熱水量はいずれも $20 \sim 30 \times 10^{-3}$ m³/sec ではほぼ等しい値を示す。しかしその温度については各ブロックで差があり、(II⑥)の約270°Cが最高である。

以上、ケースⅠ・ケースⅡの両ケース共に地熱水温度の最高はほぼ300°C弱であり、100°C以上を示したブロックの地熱水量の合計が約 50×10^{-3} m³/sec となるところが興味深い。また北側3ブロック(I⑤)・(I⑥)・(I⑦)以外の個別ブロックにおける地熱水量は $20 \sim 30 \times 10^{-3}$ m³/sec である。それぞれのブロックにおいて地熱水量の降水量に対する割合(第4表)を計算しているが、北側を除いた各ブロックでもニセコ全域でもほぼ1%前後であることが知られる。北側3ブロックは、面積や年間降水量が例えば蘭越中東(I②)と比べてほぼ同程度である。しかし河川流量は同じであるものの、地熱水量が非常に小さい。これは Cl 排出量が小さいことが影響しており、ブロック内における地熱活動が低調であるこ



第4図 地化学温度と「放質量法」温度との比較図

Fig. 4 Comparison of temperature between calculation by chlorine discharge and geochemical thermometers.

とを反映している。

また地熱水温度については、NEDO(1987)も温泉水の地化学温度計を利用して8種類の方法で推定を行っている。しかしその水の性質や化学組成によって地化学温度計の適用範囲は限られているので、それらの中で適当とされている3種類の結果と上述の計算結果(第4表)による温度を第4図で比較している。3種類の方法とはSiO₂の絶対濃度を用いるシリカ温度計T(SiO₂)と陽イオンの比を用いるT(Na-K-Ca)および硫酸同位体を用いるT(SO₄-H₂O)である。図中各キャラクタが、対応する方法に

よる各々の温泉試水の地化学温度値を表している。本来ならば妥当だとされている値だけと比較すべきであるが、それらのデータが非常に少ないのでそれ以外の値についても参考値として白抜きキャラクタで示している。「放質量法」の結果(第4表)については、ケースⅠ・ケースⅡの温度をそれぞれ実線と破線でブロック毎に示しているが、それらは地化学温度よりは高めになっているものの、比較的良好一致を示していると考えられる。

7. ニセコ地域の地熱資源評価

前節では「放質量法」によりニセコ地域から流出している地熱水量と温度を推定したが、以下ではその結果を用いて当地域でどの程度の地熱発電が可能であるかについて検討する。地熱流量を電力量に換算する方式は現在のところ確立してはいないが、一般に地熱蒸気量100 t/hで約10 MWの発電が可能とされている。蒸気量対熱水量の気水比は平均1:4であるから、換言すれば地熱流体500 t/hで10 MWの発電ができるということである。しかし、ニセコ地域に最も近い地熱開発地である濁川地域の北海道電力(株)森地熱発電所における実績(日本地熱調査会, 1985)では、約1800 t/hの地熱流体(蒸気量380 t/h, 熱水量1410 t/h)により5万kWの出力を得たことが報告されているので、ここではその実績を利用する。これは地熱流体500 t/hにつき約14 MWの発電にあたり、上述した一般例に比して森地熱発電所の発電効率が良いのは2次蒸気を利用していることによると思われる。即ち、 $1 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{sec} = 3.6 \text{ t/h}$ であるから、次式により地熱流体 $1 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{sec}$ 当たり0.1 MWの発電が可能ということである。

$$1 \times 10^{-3} (\text{m}^3/\text{sec}) = 3.6 (\text{t/h}) \times \frac{50 (\text{MW})}{1800 (\text{t/h})} = 0.1 (\text{MW}) \quad (6)$$

以上の実績をニセコ地域にあてはめ、先ずケースⅠ(第4表)について検討を行う。ニセコ地域全体から流出している地熱流量は合計 $100 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{sec}$ である。しかしこの内には低温なブロックも含まれていて、そのまま扱うのは問題がある。地熱水温度が 100°C 以上を示したのは4ブロック(Ⅰ②・Ⅰ③・Ⅰ⑤・Ⅰ⑦)あり、その地熱水量の合計は約 $48 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{sec}$ である。また地熱水温度が 200°C 以上を示した蘭越中東(Ⅰ②)と蘭越東(Ⅰ③)の両ブロックから流出している地熱流量はいずれも約 $20 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{sec}$ である。これらの電力への変換については(6)式から(Ⅰ②)と(Ⅰ③)ではそれぞれ約2 MW、ニセコ地域全体では約5 MWとなる。しかしこれらは自然に流出している量である。地下深部の地熱貯留層にはそれに数倍する量がストックされており、開発を行った場合はその何倍にあたる発電が可能で

第5表 地熱資源開発可能量の推定
Table 5 Possible reserve of geothermal energy.

ブ ロ ッ ク	放 質 量 法			放 熱 量 法		
	地熱水量 $\times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{sec}$	電力換算 MW	開発可能量 MW	放熱量 kcal/sec	電力換算 MW	開発可能量 MW
	●ケースⅠ			●除伝導		
Ⅰ② 蘭越中東	20.7	2.07	20.7	5935	24.8	248
Ⅰ③ 蘭越東	20.2	2.02	20.2	4132	17.3	173
ニセコ全域	48.3	4.83	48.3	13468	56.3	563
	●ケースⅡ			●含伝導		
Ⅱ(b) / Ⅰ②	22.4	2.24	22.4	5902	24.7	247
Ⅱ(c) / Ⅰ③	28.8	2.88	28.8	5203	21.8	218
ニセコ全域	51.2	5.12	51.2	15129	63.3	633

ある。最大可採量を「放熱量法」と同様に10倍(後述)とすると、(I②)・(I③)両ブロックでそれぞれ約2万kW、ニセコ全域では5万kWなる発電が可能と推定される。これらの結果を第5表に示している。

次にケースIIについて検討する。地熱水温度が約200°C以上を示したニセコ中東(II⑥)とニセコ東(II⑦)の2ブロックおよびニセコ全域から流出している地熱流量はそれぞれ $22 \cdot 29 \cdot 51 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{sec}$ であるから、第5表に示す通りそれぞれおよそ2・3・5万kWの発電が可能と推定される。(II⑥)・(II⑦)両ブロックの合計がニセコ地域全体の値に等しいという点や個々の発電可能量がケースIと全く同じ結果となっているが、これらは前節で述べたようにそれぞれの地熱水量(第4表)が両ケースで等しかったことを反映しているにすぎない。

参考までにケースIについて「放熱量法」による見積りを行い、上述の「放質量法」の結果と比較する。地熱地域では自然に放出されている熱エネルギーに数倍する開発が可能であるということが経験上知られているので、「放熱量法」においては開発可能量(W)は一般に(7)式で自然放熱量(H)のn倍として推定されている。ここでnは電力変換効率と地域特性に係わる係数である。係数nは地熱系の種類や対象地域の開発状況によって異なった値をとり、おおよそ数10~100程度が妥当とされている。ここでは開発目安を得る上で多用されているn=10とする。

$$W = n \cdot H \quad (7)$$

第4表に示したように蘭越中東(I②)・蘭越東(I③)の伝導による部分を除いた放熱量はそれぞれ約6000・4000 kcal/sec、ニセコ地域全体では約13500 kcal/secである。普通「放熱量法」による開発可能量の推定では伝導放熱量も含めて計算するが、「放質量法」と同列の比較を行うために、とりあえずその値を省いて見積る。放熱量はそのまま電力にkW換算でき、上述したようにそれを10倍した開発可能量はそれぞれ約25・17・56万kWとなる。ちなみに(I②)の伝導放熱量はほぼ0であり、(I③)は1100 kcal/sec、ニセコ全域では1600 kcal/secであるから、伝導部分を含めた総放熱量は(I②)・(I③)・ニセコ地域全体でそれぞれ約6000・5200・15100 kcal/secである(NEDO, 1986)。これらの値を用いた開発可能量は第5表に示す如く、それぞれ約25・22・63万kWである。上述した伝導放熱量を含めない場合と本質的な差は無いといえる。しかしながら、既述したように昆布温泉においては温泉揚湯量がやや多いので、同温泉を含む(I③)ブロックについてのn値は他より小さ目にすべきであり、上述の開発可能量についても割り引いて考える必要があることを付記する。

以上地熱流量を用いた「放質量法」による推定値は「放熱量法」による値のほぼ10分の1にあっている。これらの当否は当地域を開発してみなければわからないが、地熱資源開発可能量は各種の評価方法によって差があるのが通例であり、現時点では目安程度に考えるべきである。

8. おわりに

北海道西部ニセコ地域で地熱調査の一環として実施された河川流量とClイオン濃度等の河川調査データを利用して、同地域における地熱ポテンシャルについて物質収支的観点からの考察を行った。これらの結果については実際に開発しなければ実証できないが、当地域の地熱構造や地熱資源量については、現在更にNEDOにより様々な側面から評価されつつあるので、今後本研究結果との比較検討がなされることを期待する。また本「放質量法」については他成分によるクロスチェックおよび流出地熱流量からの地熱資源開発可能量の見積り方法の確立が課題であり、今後既開発地の事例等を研究することが必要である。

文 献

北海道立地下資源調査所(1977) 北海道の地熱・温泉(B) 西南北海道北部。北海道立地下資源調査所調査研究報告, no. 4, p. 140-164.

地質調査所報告(第275号)

川村政和(1979) 由布院温泉の地下熱構造と熱エネルギー及び化学物質排出量. 大分県温泉調査研究会報告, no. 25, p. 15-22.

日本地熱調査会(1985) 森地熱発電所. わが国の地熱発電所設備要覧, p. 115.

大場与志男(1960) ニセコ火山群の岩石について. 地質雑, vol. 66, p. 788-794.

札幌管区气象台(1984) 北海道気象月報, 昭和59年7月-11月.

——(1985) 北海道気象月報, 昭和60年7月-11月.

新エネルギー産業技術総合開発機構(1986) 昭和60年度全国地熱資源総合調査(第2次)火山性熱水対流系地域タイプ①(ニセコ地域調査)放熱量調査報告書.

——(1987) 昭和61年度全国地熱資源総合調査(第2次)火山性熱水対流系地域タイプ①(ニセコ地域)地熱調査成果図集.

地質調査所(1977) 全国地熱基礎調査報告書(昭和48-50年度). p. 208-209.

八甲田地熱地域における重・磁力異常の意味

大久保泰邦*

Interpretation of gravity and magnetic anomalies in the Hakkoda geothermal area, Japan

By

Yasukuni OKUBO

Abstract: The Hakkoda geothermal area is an extensive promising geothermal area selected through geological and geophysical data collections and mappings performed by the New Energy Development Organization. I interpret gravity and magnetic anomalies of this area in order to elucidate sources of those anomalies as compared with geological columns and density, susceptibility and remanent measurements of rock samples.

Gravity highs are mainly caused by dense pre-Neogene formation and Neogene intrusive rocks interbedded in the Yotsuzawa formation and Okiura formation. Sources of magnetic highs are supposed to be Neogene dolerite intrusive rocks in the Yotsuzawa formation and the Ohrakumaekawa formation. Additionally, magnetic lows are presumably due to the Neogene Tobe formation which has intense reverse magnetization.

Neogene formation dominant areas are inferred from gravity and magnetic anomalies and geologic columns. Lost circulation information of drillholes for geothermal prospecting shows that the Yotsuzawa formation and Ohrakumaekawa formation are potentially promising as a geothermal reservoir. We can find some promising areas for geothermal resources as overlapping of the inferred dominant areas of Yotsuzawa formation and Ohrakumaekawa formation, and the high temperature gradient zones derived from temperature loggings.

I insist that gravity and magnetic data are useful for geothermal assessment of extensive area.

1. はじめに

八甲田地熱地域は新エネルギー・産業技術総合開発機構(以下新エネ機構)の全国地熱資源総合調査によって抽出された、八甲田火山群、十和田湖、沖浦を含む地熱有望地域である。この地域の面積は数十km×数十kmであり、開発を対象とする地域に比べればかなり広域である。すなわち、探査段階から見れば対象面積は概査段階の面積に対応する。ここでは概査段階での調査から精査あるいは開発の対象となる有望地域を抽出する、あるいは概査対象地域の資源量を算出するためのデータ解釈についての考察する。

八甲田地熱地域においては地熱開発を目的とした種々の地表調査が行われた。またボーリング調査も地熱資源探査を目的としたものばかりではなく、温泉開発や鉱床探査を目的としたものなど数多く掘削されている。ボーリングデータのうち温度検層データについては大久保・村岡(1988)がまとめた。

* 地殻物理部

* Geophysics Department

Keywords: Hakkoda Volcanoes, Geothermal resource, hot spring, assessment, gravity, magnetics, geological column, Quaternary

地表調査の多くは地質調査、地化学調査、物理探査である。開発対象地域の抽出や資源量算出については全てのデータの総合解釈が不可欠である。この中で物理探査データは主に地下構造を表すものである。しかし、地熱地帯において地表で得られた異常と地下構造との比較についての検討が欠如しているために、物理探査データの表す異常が何であるか曖昧な場合が多い。もしそれらのデータの意味が明確になれば、いくつかの手法の組合せによって地熱探査にとって有用な構造、例えば地熱流体の貯留部、を抽出し得るであろう。

新エネ機構が全国地熱資源総合調査の第2次、第3次調査で行っている広域規模の地表調査において、利用できる物理探査データは、空中磁気データ、重力データ、MT法調査データである。MT法調査データから得られる比抵抗構造と地下構造との比較については内田(1990)が検討を行っている。

本稿では重・磁力異常とボーリングデータから作成された地質柱状図を比較し、重・磁力異常の原因となる地層を解明し、さらにこの結果をもとに地熱探査において重要な地層の分布域を求め、開発対象地域抽出の可能性をさぐる。

2. 八甲田地熱地域の概要

八甲田地熱地域は青森県、秋田県の2県にまたがり、中央やや東部に八甲田火山群と十和田湖が位置する。北側には青森市、西南部には秋田県小坂、西方には弘前市が位置する。この地域には鮮新世から第四紀の火山活動で形成されたカルデラがいくつか発見されており(村岡ほか(1983a), 村岡(1986), 村岡ほか(1983b), Hayakawa (1985)), 主なものとしては碓ヶ関カルデラ、沖浦カルデラ、八甲田カルデラ、十和田カルデラがあげられる。

八甲田火山群は地形的な特徴から北八甲田火山群と南八甲田火山群に分れる。田茂菴山、赤倉岳、井戸岳、小岳、硫黄岳、高田大岳、雛岳などの火山は北八甲田火山群に含まれ、横岳、下岳、櫛ヶ峰、駒ヶ峰、乗鞍岳は南八甲田火山群に含まれる(Fig. 1)。

対象地域内には金属鉱業事業団が実施した広域調査北鹿北地域および八甲田地域、新エネ機構が実施した地熱開発促進調査沖浦地域および八甲田西部地域、同じく新エネ機構が実施した全国地熱資源総合調査(第2次)八甲田地域、日本地熱調査会が実施した地熱開発精密調査八甲田が位置する。

八甲田地熱地域の温度勾配分布は大久保・村岡(1988)によって各種ボーリングの温度検層データによって明らかにされた。

以下に主な地層について、村岡・高倉(1988)、新エネ機構(1983)の記載に従って述べる。

八甲田地熱地域の基盤を構成する先新第三系は、堆積岩と貫入岩とからなる。前者は、粘板岩、チャート、石灰岩、苦鉄質凝灰岩などからなり、最もまとまった露出は弘前市南方にみられる。青森市東方のものは白亜紀貫入岩類の花崗閃緑岩に貫かれている。

中新統は、八甲田地熱地域に普遍的に分布する地質单元の一つであり、地熱貯留層を構成する地質单元として最も重要である。

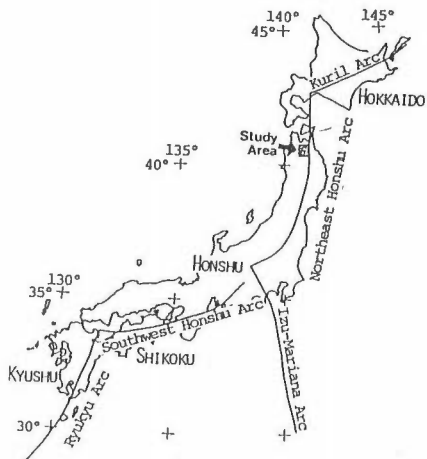
中新統は先新第三系の周辺および八甲田火山群北方に発達するほか、第四紀火山噴出物分布域にも地窓状に分布する。中新統は、男鹿半島の門前階から船川階にかけての諸層で構成される。中新統に属する地層は金ヶ沢層、鍋倉沢層、四沢層、板留層、大川原層、和田川層、早瀬森層等である。これらの地層は、玄武岩、安山岩、石英安山岩等の火山岩類と堆積岩から成る。

鮮新統は、流紋岩および安山岩の火山岩類と堆積岩からなる。大落前川層、遠部層、市ノ渡層、碓ヶ関層は鮮新統に属する。大落前川層は溶結凝灰岩を主とする。遠部層は安山岩質の溶岩と凝灰岩からなる。市ノ渡層は遠部層と岩相が似ており、和田川層の上位に位置することから、一部は遠部層と同時異相の関係にあるものである(金属鉱業事業団, 1976)。碓ヶ関層は湖成の堆積層である。

第四系は鮮新世から更新世にかけての青荷層と、更新世後期の火山岩類に分けられる。青荷層は、石英安山岩火山砕屑岩と溶岩からなり、カルデラ噴出物と考えられるようになった。更新世後期の火山岩類として、八甲田・十和田等の新期火山の噴出物がある。新期火山の噴出物は、溶岩と泥流堆積物、軽



Fig. 1 Topography of the study area. Contour interval is 200 m. Hachures indicate lower side. Borehole sites are represented by solid squares with borehole names, and folded lines correspond to profiles for geologic column of Fig. 4(a)-(f). Triangles and dots indicate the location of peaks of the Hakkoda volcanoes and hot springs, respectively. The names of peaks are as follows: A, Mae-take; B, Tamoyachi-yama; C, Akakura-dake; D, Ido-dake; E, Oh-take; F, Ko-dake; G, Iou-dake; H, Takadaoh-take; I, Hina-dake; J, Yoko-take; K, Kushiga-mine; L, Komaga-mine; M, Norikura-dake; N, Shimo-take. The location of Okiura Caldera rim, Hakkoda Caldera rim, and Towada Caldera rim is described as broken curves after Muraoka and Takakura (1988). Thick lines express temperature gradient with the interval of 20°C/km which was estimated from 99 boreholes data by Okubo and Muraoka (1988).



石流堆積物、降下軽石堆積物、湖成堆積物等で構成され、本地域周辺に広範囲な分布を示す。

3. データ

3.1 空中磁気データ

対象地域の空中磁気データは1982年に新エネ機構によって実施された東北地方における調査データの一部である。この調査は概ね4500フィート(1972 m)の気圧高度一定の測定飛行で行われ、対地高度が十分とれない山岳地帯では高度を上げて飛行した。取得データは日変化補正、国際標準地球磁場の除去などの処理を経た後に正方格子データに変換された。Bhattacharyya and Chan (1977)のアルゴリズムを一般化した方法を用いてもっとも高い飛行高度に相当する一定高度面上に上方接続した。この結果対象地域のデータ作成面高度は8000フィート(2438 m)となった。Fig. 2に八甲田地熱地域の全磁力異常図を示す。

八甲田火山群周辺では、火山に対応してその南側に正、北側に負の双極の異常が位置する。また、八甲田火山群の北西側に高磁気異常を示す帯がある。この帯は青森市の北側まではほぼ南北に伸びる。

沖浦カルデラ内は高磁気異常を示す。この異常はカルデラ形成時に生成された火山噴出物あるいはそれらを供給した貫入岩に起因した異常であろうと予想される。

十和田湖の周辺には北西岸に正異常、北東岸に強い負異常、南岸に南側負、北側正の双極異常が分布する。後者の2つの異常は地磁気の反転期に形成された火成岩に起因した異常であろうと推定される。事実、金属鉱業事業団(1982)が実施した57MAHD-1号井で採取された遠部層溶結凝灰岩のボーリングコアを用いた残留磁気測定では1 A/m以上の高い残留磁化強度の逆帯磁であった。

3.2 重力データ

対象地域の重力データは、主として新エネ機構が1981年に取得したものと、1985年と1986年の2年にわたり取得したもので、一部、地質調査所、金属鉱業事業団のデータが含まれている(新エネ機構、1987a)。測点密度は1 km²に1点以上である。測点標高はレベルによる水準測量によって決定した。Fig. 3は地形との相関が比較的少ない仮定密度2.30 g/cm³のブーゲ異常図である。

青森湾東方から高重力異常域が南北方向に南に伸び、八甲田火山群はこの帯の南端に位置する。この高重力異常域の西縁は南北に伸びる重力の急傾斜帯となる。この急傾斜帯は八甲田火山群の北西側と南西側ではほぼ南北に伸びる高温度勾配域と良く一致する。八甲田カルデラ、沖浦カルデラは低重力域を形成する。十和田カルデラでは、北東、北西および東南東のカルデラ縁周辺で低重力域を示すが、カルデラ内ではデータが不足しており明瞭な低重力域を示すかどうかの判断はできない。

3.3 ボーリングデータ

重・磁力データと比較するボーリングデータは、地質柱状図が明示されている新エネ機構、金属鉱業事業団および日本地熱調査会が掘削したものである。ボーリング位置はFig. 1に示した。Fig. 4には地質柱状図を八甲田地域、沖浦南北断面、沖浦東西断面、十和田湖北部、十和田湖西部、十和田湖南東部の6地域に分けて、断面に沿った重・磁力異常とともに示した。

八甲田地域の地質柱状図中(Fig. 4(a))では四沢層が卓越している。四沢層中には貫入岩が多くみかけられるが、新エネ機構(1987b)によれば貫入岩は新第三紀粗粒玄武岩あるいは安山岩である。この貫入岩は日本地熱調査会(1976)のHK-1とHK-2の地質柱状図の四沢層中にも現れる。

新第三系下部層の金ヶ沢層はN1-HD-2号井でもっとも深く、北東側と南側でやや浅くなっている様である。

沖浦南北断面(Fig. 4(b))では青荷層、大落前川層、板留層、および沖浦玄武岩が卓越している。沖浦玄武岩は板留層下部中に見られる玄武岩溶岩をさす。中新統上面の深度はN56-OU-3号井-47EAHK-2号井で深く、南側と北側で浅い傾向にある。

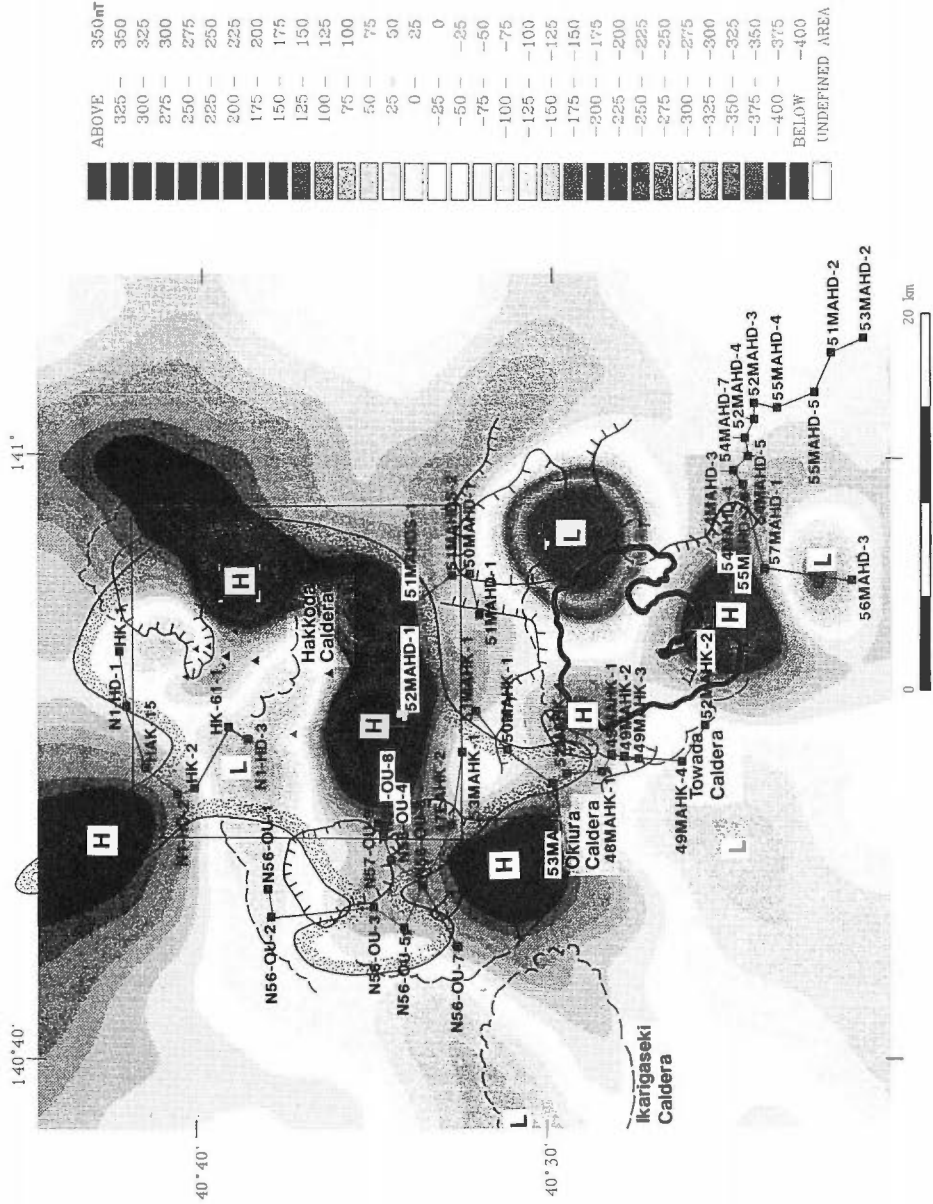


Fig. 2 Total intensity aeromagnetic map of the Hakkoada Area. Source data were compiled by NEDO partly using the existing data by GSJ. Anomalies values were reduced to a constant elevation of 2438 m (8000 ft). H and L denote a magnetic high and low, respectively. Solid squares and folded lines represent borehole sites and their profiles. Solid triangles are peaks of the Hakkoada volcanoes, and caldera rims are shown as broken curves. The thick solid line outlines Lake Towada. Curves with hachures express gravity anomalies and the direction of hachures points lower anomaly sides. Thick curve with dots denotes the area of high temperature gradient more than 100°C/km.

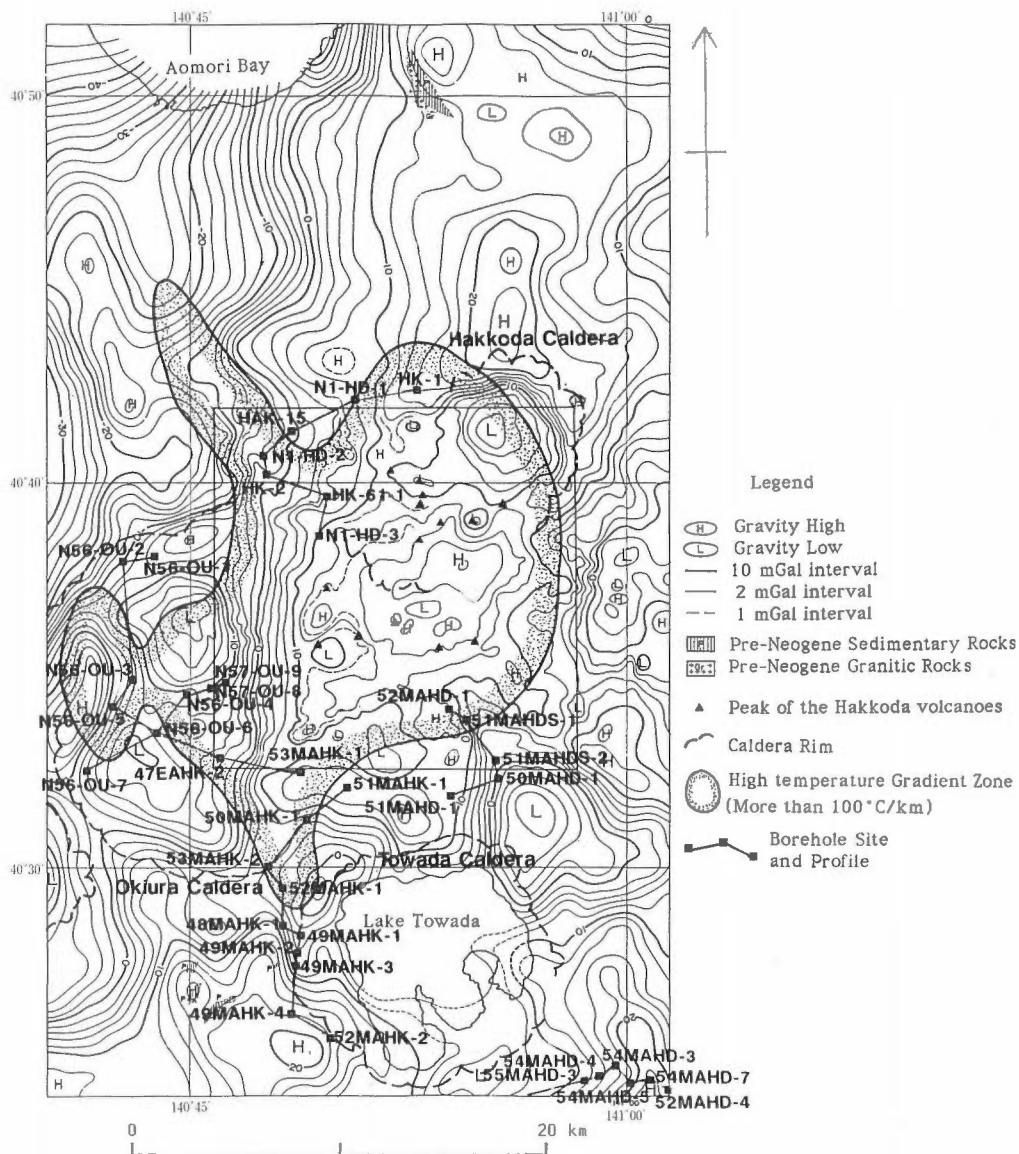


Fig. 3 Bouguer gravity anomaly map compiled by NEDO. A density of 2.3 g/cm^3 was assumed to reduce topographic effect.

沖浦東西断面 (Fig. 4(c)) では沖浦南北断面と同様青荷層, 大落前川層, 板留層が卓越する。中新統上面の深度は西側で浅く, 東側で深くなる。

十和田湖北部 (Fig. 4(d)) では断面の両端で四沢層が卓越し, 中央で遠部層が卓越する。ボーリングの位置から四沢層上面深度は東側で深く, 西側で浅いといえる。

十和田湖西部 (Fig. 4(e)) は南側で遠部層が卓越しており, 北側で早瀬森層が卓越する。早瀬森層の下部層, 鍋倉沢層の上面深度は南側で深く, 北側で浅くなる傾向にある。

十和田湖南東部 (Fig. 4(f)) は遠部層, 和田川層, 四沢層などの中新世の地層が卓越する。先新第三系は55MAHD-3号井付近で深く, その西側と東側の54MAHD-3号井付近で浅くなる。さらにその東側

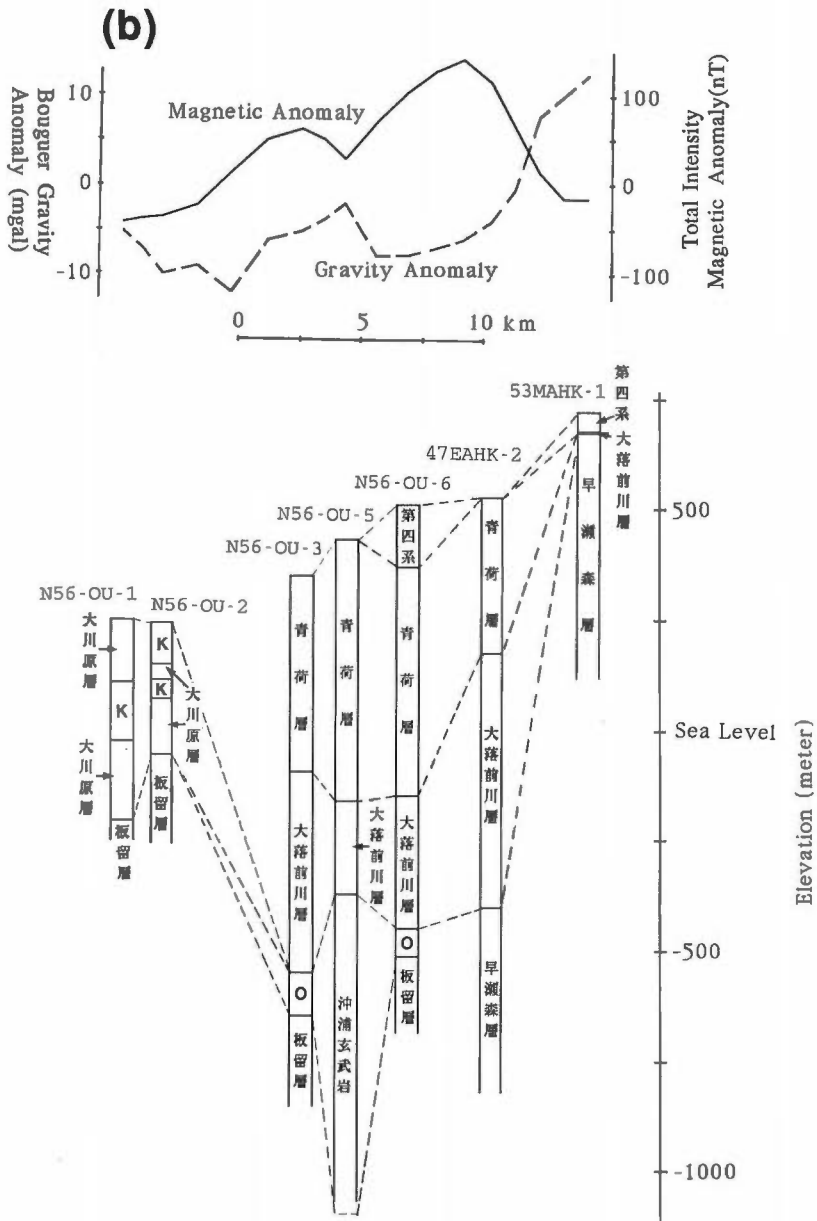


Fig. 4 continued (b)

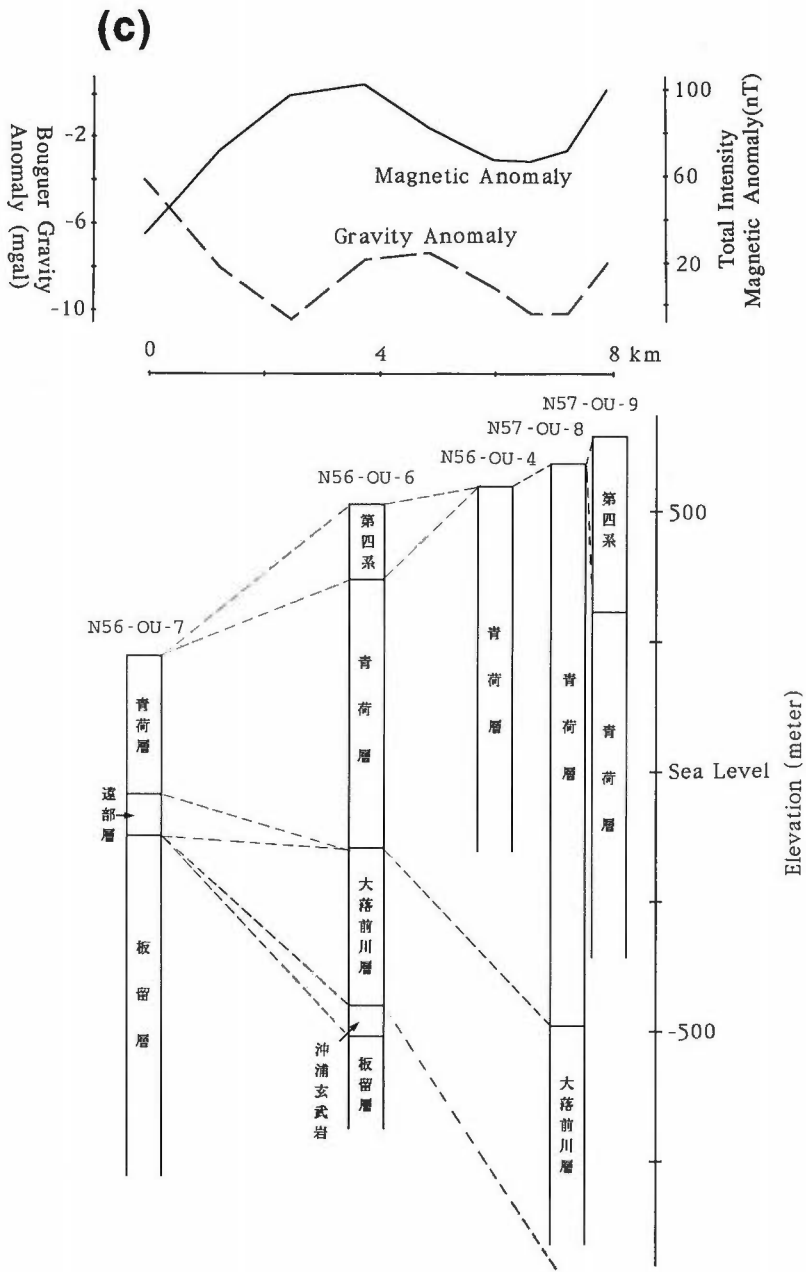


Fig. 4 continued (c)

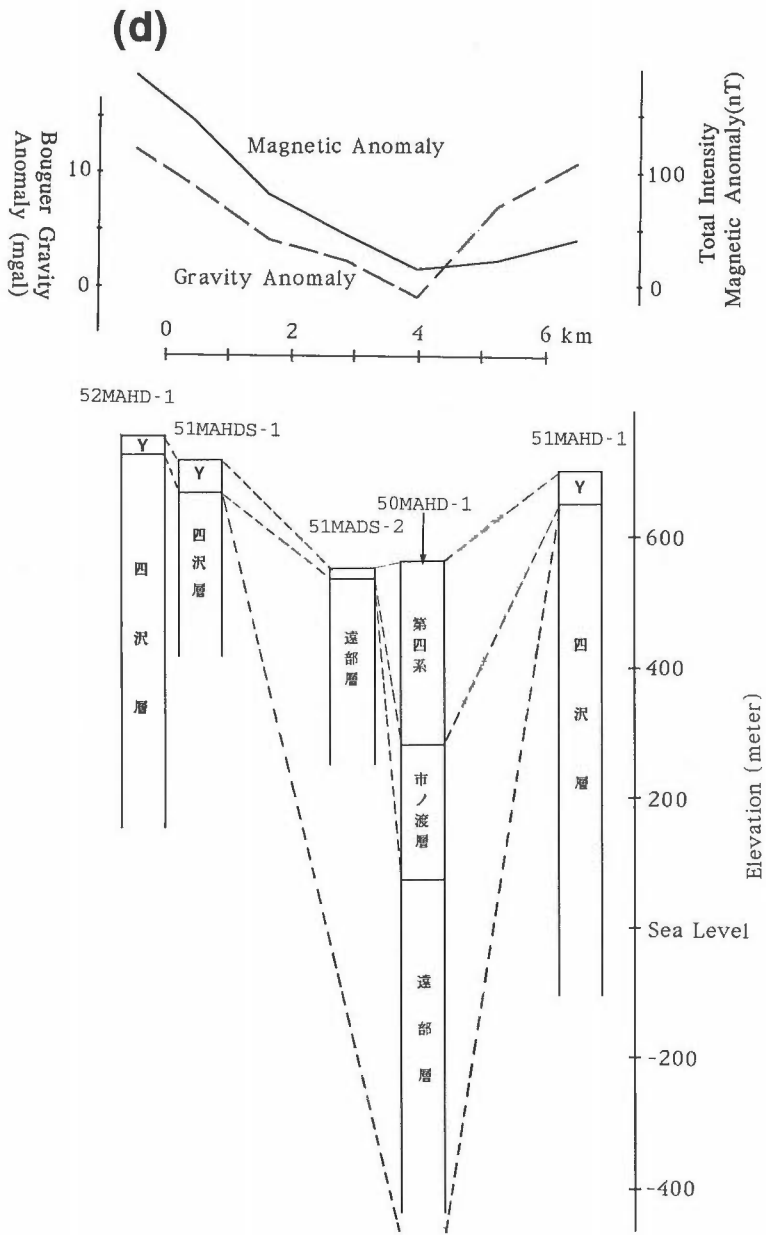


Fig. 4 continued (d)

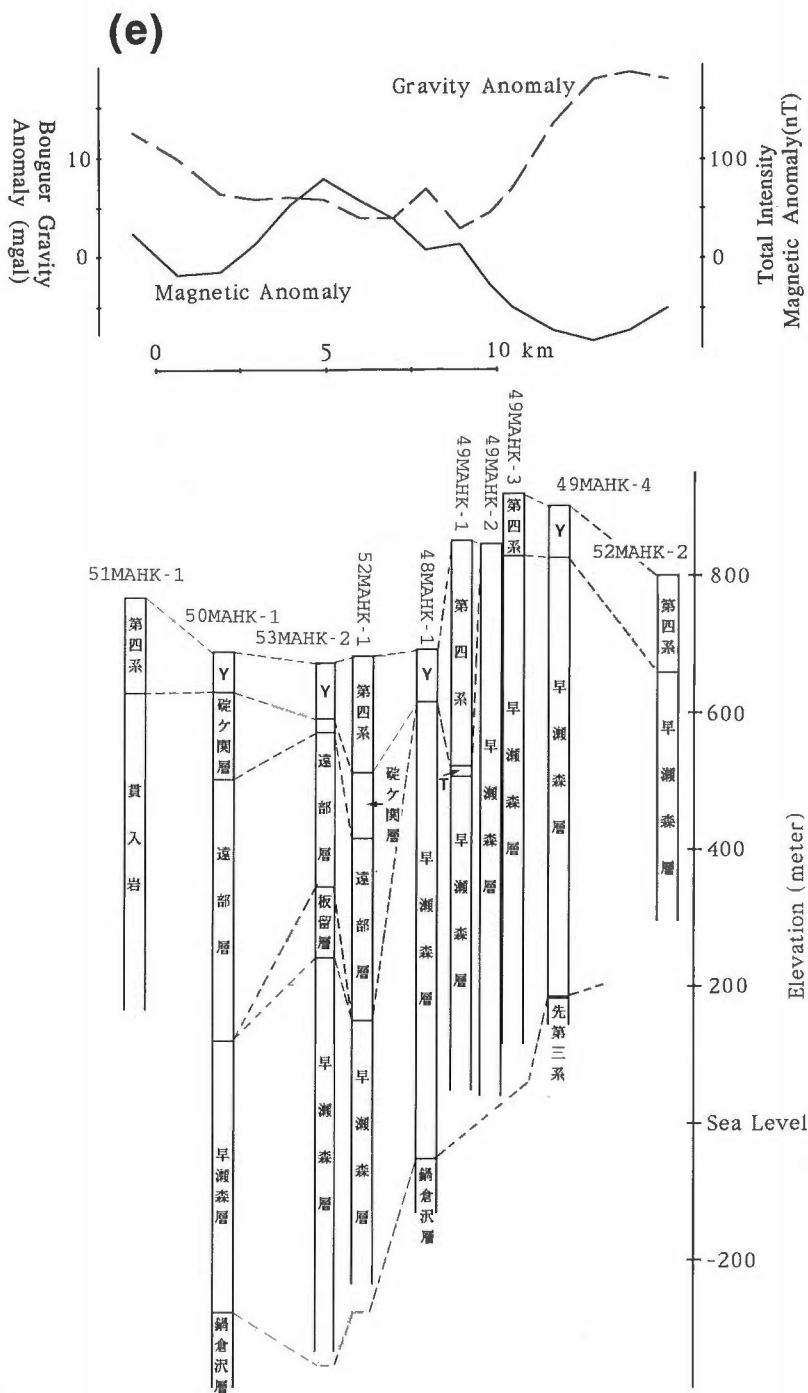


Fig. 4 continued (e)

で再び深くなる。

4. 岩石試料測定による磁化率, 残留磁化, 密度

岩石試料の磁化率, 残留磁化や密度の測定は日本地熱調査会の地熱開発精密調査八甲田, 新エネ機構の地熱開発促進調査沖浦地域と八甲田西部地域, 金属鉱業事業団の広域調査八甲田のボーリングコアを用いた測定, 全国地熱資源総合調査(第2次)の八甲田地域のボーリングコアを用いた測定と地表の岩石サンプルを用いた測定がある。このうち八甲田地域の地表岩石サンプルの磁化率の測定値は Okubo and Ogawa (1988)により, 他は日本地熱調査会(1976), 新エネ機構(1983, 1986a, 1990)による。

各地層ごとの磁化率と密度の測定値の平均値を Table 1 に示す。第四系の溶岩と八甲田溶結凝灰岩の磁化率と残留磁化強度の全測定値を Fig. 5 および Fig. 6 に示す。

Fig. 5 に従えば八甲田溶岩類の磁化率は高く, 各平均値はすべて $1 \times 10^{-3} \times 4\pi$ (SI) 以上である。八甲田溶結凝灰岩は溶岩類よりやや低く, 平均値は $1 \times 10^{-3} \times 4\pi$ (SI) 程度である。

Table 1 に従えば第四系以外に磁化率が高いものは粗粒玄武岩質貫入岩, 和田川層, 遠部層, 大落前川層である。貫入岩の多くは粗粒玄武岩で, 安山岩質貫入岩に比べ磁化率は高く, 平均値は約 $4 \times 10^{-3} \times 4\pi$ (SI) である。粗粒玄武岩質貫入岩は全国地熱資源総合調査(第2次)の八甲田地域と地熱開発促進調査の八甲田西部地域のものであり, 全て四沢層中に貫入するものである。

続いて磁化率の高いものは沖浦玄武岩と板留層と青荷層である。金ヶ沢層, 四沢層, 大川原層は低い磁化率を示す。

鍋倉沢層, 早瀬森層, 市ノ渡層, 碓ヶ関層は試料測定例がない。このうち層厚が厚いと予想され, ま

Table 1 Susceptibility and density of rock samples.

Age	Formation	Number of Samples	Average Susceptibility $\times 10^{-6} \times 4\pi$	Number of Samples	Average Density g/cm^3
Quaternary	Hakkoda Lavas		Figure 5	48	2.64
	Hakkoda Welded Tuff		Figure 5	20	2.06
Pliocene	Aoni F.	261	170	171	1.90
	Ichinowatari F.	-	-	17	1.83
	Tobe F.	3	1243	24	2.15
Neogene	Ohrakumaekawa F.	61	816	61	2.09
	Watagawa F.	11	2460	36	2.43
	Hayasemori F.	-	-	-	-
	Ohkawara F.	21	95	23	2.02
Miocene	Yotsuzawa F.	179	97	198	2.25
	Intrusive Dolerite	33	3761	71	2.54
	Rocks Andesite	12	150	12	2.59
	Itadome F.	65	332	66	2.27
	Okiura Basalt	48	452	48	2.62
	Kangasawa F.	8	73	8	2.59
Pre-Neogene	Pre-Neogene	-	-	11	2.66

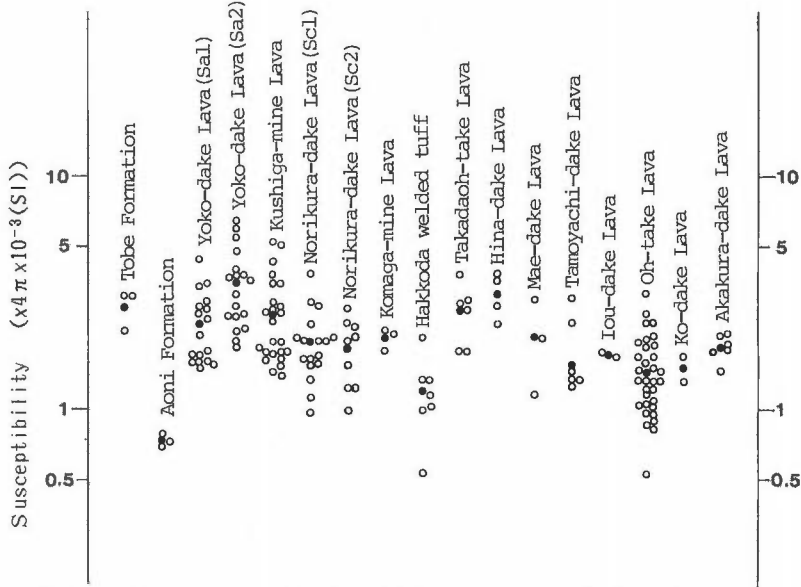


Fig. 5 Susceptibility of rock samples. Open circles represent measured values and the average value for each rock group is shown as solid circle. Yoko-take Lava and Norikura-dake Lava are divided into two groups on the effusive age.

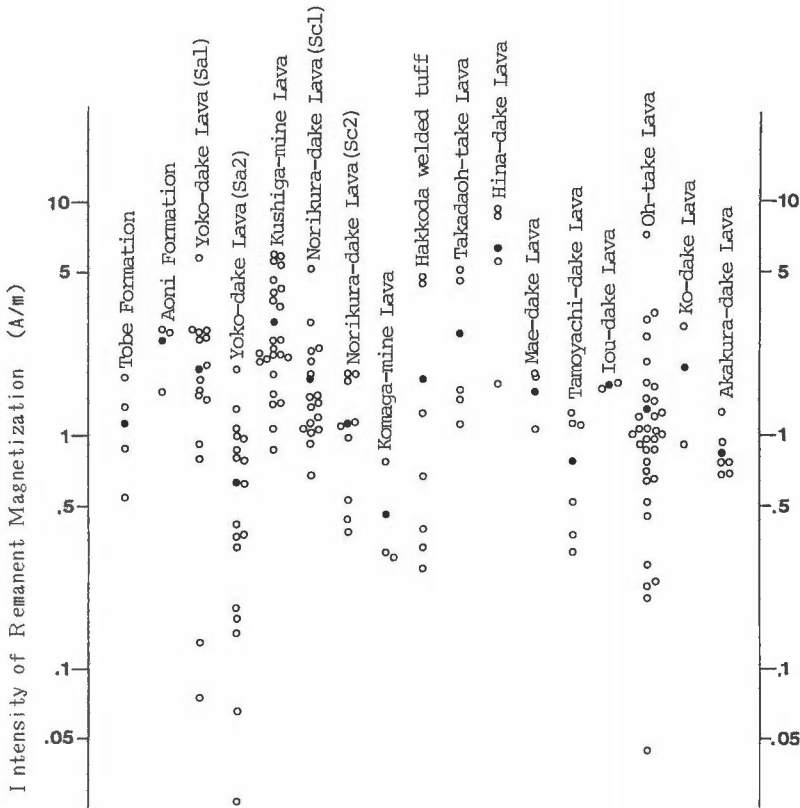


Fig. 6 Intensity of remanent magnetization of rock samples. Open circles represent measured values and solid circles are average values. Yoko-take Lava and Norikura-dake Lava are divided into two groups on the effusive age.

Table 2 Average direction of remanent magnetization of rock samples.

Formation	Number of Samples	Average Direction of Magnetization	
		Inclination* (deg)	Declination# (deg)
Akakura-dake and Ko-dake Lava	8	61	7
Oh-take Lava	32	63	-16
Iou-take and Tamoyachi-take Lava	8	52	14
Mae-take and Hina-take Lava	7	53	7
Norikura-take Lava	18	50	18
Kushiga-mine Lava	24	64	40
Yoko-take Lava(Sa2)	13	57	3
Yoko-take Lava(Sa1)	5	-57	177

*Positive downward.

#Positive clockwise from the north.

た Fig. 4 の地質柱状図中に出現する頻度の高い地層は、早瀬森層と市ノ渡層である。これらの地層の磁化率を、記載されている岩相から判断すると、早瀬森層は主に石英安山岩溶岩および同質火砕岩よりなり、板留層と岩相上対比される(金属鉱業事業団, 1978)ことから、板留層程度の磁化率を示すものと予想される。また市ノ渡層は、主に礫岩、砂岩などの互層から成り(金属鉱業事業団, 1976)、低い磁化率であると予想される。

先新第三系のうち堆積岩類の測定例はない。しかし、一般に堆積岩の磁化率は低く $1 \times 10^{-4} \times 4\pi$ (SI) 以下であることから、堆積岩類の岩相から考えて磁化率は低いと予想される。

Ishihara (1979) は日本の花崗岩類の磁化率を測定し、 $1 \times 10^{-4} \times 4\pi$ (SI) 程度の磁化率をもつ花崗岩類と、 $1 \times 10^{-3} \times 4\pi$ (SI) 程度のものに2分されることを示した。八甲田地熱地域の白亜紀花崗閃緑岩は高い磁化率を示す可能性がある。しかし、花崗閃緑岩の分布は、知られている露頭から考えて対象地域の北側に限られるであろう。そこで対象地域の先新第三系は堆積岩類が卓越していると考え、磁化率は低いといえる。

残留磁化の強度と方向については八甲田火山岩類の例以外にはほとんど測定例がない。Fig. 6 には各溶岩と八甲田溶結凝灰岩の残留磁化強度の全測定値を、Table 2 には残留磁化方向の測定結果を示す。

八甲田火山岩類の残留磁化強度は非常に高く平均値でおよそ $0.5-5$ A/m を示す。また磁化方向は横岳溶岩類の一部を除いてはほぼ現在の地球磁場方向を向き、正帯磁である。八甲田溶岩類の誘導磁化と残留磁化を合わせた磁化の方向は現在の地球磁場を向くといえ、また磁化強度は誘導磁化強度と残留磁化強度のスカラー和であるといえる。Fig. 7 には地球磁場強度を八甲田地熱地域の平均的な値 48500 nT とし各溶岩の平均磁化率から誘導磁化強度を求めたものと、残留磁化強度の平均値および両者のスカラー和を示した。溶岩類の磁化強度は 2 A/m 以上となった。

八甲田火山岩類以外には57MAHD-1の遠部層での3つのボーリングコアの残留磁化測定例があるだけである。この結果は、 1 A/m 以上の強い逆帯磁を示した。遠部層の平均磁化率から誘導磁化強度を計算すると約 0.5 A/m であるから残留磁化を加えた磁化の方向は残留磁化方向、すなわち逆帯磁を示すであろう。

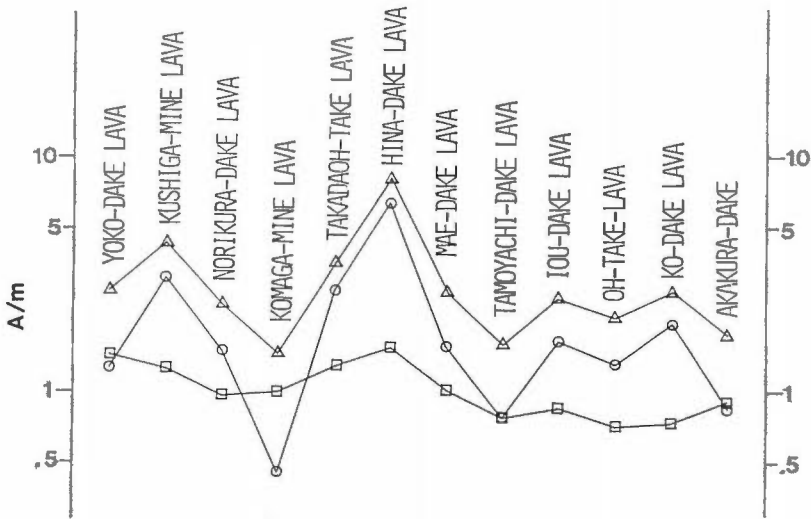


Fig. 7 Average intensity of induced magnetization (□) and remanent magnetization (○) of rock samples, and their scalar summation (△).

他の地層の残留磁化強度の大小については不明であるが、相対的な強弱の関係は、いくつかの例外はあるが、おそらく磁化率の相対的な大小関係と同じであると予想される。そこで磁化強度について以下の様にまとめられる。

(1) 八甲田火山岩類の磁化強度は他の地層に比べもっとも強く数 A/m を示す。八甲田火山岩類は地表付近に分布し、磁気探査の観測面に近いので、八甲田火山群周辺に見られる高磁気異常は八甲田火山岩類の影響であると思われる。

(2) 新第三系については遠部層、板留層下部の沖浦玄武岩、四沢層中の粗粒玄武岩質貫入岩の磁化強度が強い。

(3) 先新第三系の磁化強度は弱い。

岩石試料の密度測定結果は各地層ごとの平均値をサンプル数とともに Table 1 に示した。平均値が 2.5 g/cm^3 以上の地層は八甲田溶岩類、新第三紀貫入岩、金ヶ沢層、沖浦玄武岩、先新第三系である。続いて和田川層、四沢層、板留層が高く、 $2.2\text{--}2.5 \text{ g/cm}^3$ 程度である。八甲田溶結凝灰岩、青荷層、遠部層、大落前川層、大川原層の密度は低く $2.0\text{--}2.1 \text{ g/cm}^3$ である。早瀬森層の密度測定例はないが岩相上板留層と似ていることから 2.3 g/cm^3 程度であろう。

以上をまとめると以下のようになる。

(1) 先新第三系、金ヶ沢層、沖浦玄武岩の密度が高く、これらの地層が対象地域の最下層を形成することから、板留層相当層以前の地層の上面深度の凹凸がブーゲ異常図中に現れるであろう。

(2) 新第三系では下位層の密度が上位層より高い傾向にある。

(3) 八甲田溶岩類の密度は高く、溶岩類が地表に厚く分布する地域ではブーゲ異常図中に地形の凹凸の影響として現れることが予想される。

(4) 新第三紀貫入岩の密度は高く、先新第三系の密度に近い値を示し、広く貫入する場合はブーゲ異常図中に高重力異常として現れる可能性がある。

5. 地層と重・磁力異常との関係

重力異常では、高密度の地層に対応して高重力異常が分布する。磁気異常においては磁性体の形状や

磁化方向によって事情が異なるが、この地域では高磁化強度の地層に対応して概ね高磁気異常が分布する。そこで、前章にまとめた各地層の密度と磁化強度から、ある地層が広く厚く分布する場合の重・磁力異常が予想できる。例えば八甲田溶岩や粗粒玄武岩質貫入岩であれば、高密度、高磁化強度であるから、高重力異常、高磁気異常を形成するであろう。金ヶ沢層や先新第三紀堆積岩は高密度、低磁化強度であるから、高重力異常、低磁気異常を形成するであろう。これとは逆に八甲田溶結凝灰岩は低密度、高磁化強度であるから、低重力異常、高磁気異常が期待される。しかし地層と重・磁力異常の間に必ずこの様な関係があるとは限らない。一つの理由は異常の高低は地層が胚胎する深度や層厚と広がり、すなわち体積に関係することである。また一つの理由は、異常は対象とする岩体と周辺の岩体との相対的な物性値の差を表しているからである。すなわち先新第三紀堆積岩中に貫入した粗粒玄武岩は、高磁気異常を形成するが、重力異常は周辺の先新第三紀堆積岩より平均約 0.1 g/cm^3 だけ密度が小さいために低重力異常を形成することがあり得るといえることである。

Fig. 4 より地層と重・磁力異常の関係を考察する。

八甲田地域の断面では重力異常は中央で低く、両端で高くなる。磁気異常はその逆で中央で高く、両端で低くなる。N1-HD-2号井では海水準面下600 mにおいて四沢層下面に達していない。すなわち金ヶ沢層およびその下位層はN1-HD-2号井付近でもっとも深く、その両側で浅くなっている。重力異常の傾向は金ヶ沢層およびその下位層の先新第三紀堆積層上面の深度分布を表していると思われる。N1-HD-2号井、HK-2号井、HK-61-1号井には四沢層中の粗粒玄武岩質貫入岩が多いことから、高磁気異常の原因はこの貫入岩であろう。Table 1に述べた貫入岩は密度が高く、高重力異常を形成するはずである。おそらく周辺の地層が先新第三紀堆積岩であるため、相対的な低密度となること、全体の体積についても先新第三紀堆積岩に比べて小さいことのために、低重力異常となっているのであろう。Fig. 3の重力図によればN1-HD-2号井、HK-2号井、N1-HD-3号井周辺の等重力線が歪んでおり、これは貫入岩と関係があるものと思われる。この歪は八甲田火山群北西部から北西方向に約5 km連続する。これはFig. 2に示した磁気異常図中の高磁気異常に対応し、高磁気異常の伸びの方向とも一致する。

沖浦南北断面では南北端と中央部で高い重力異常を示す。特に南側で高い値を示す。磁気異常はこれとはほぼ逆の相関を示し、南北端と中央で低い値を、中央の北側と南側で高い値を示す。柱状図に示されている地表付近の主な地層である青荷層と大落前川層の密度が低いことから、重力異常の高低は板留層もしくはその下位層、すなわち金ヶ沢層と先新第三系の上面の凹凸を表していると思われる。ただし、中央部の高重力異常は密度の高い沖浦玄武岩に起因したものであろう。Fig. 3の重力異常を見ると、N56-OU-3号井、N56-OU-5号井の西側の高重力異常域は沖浦玄武岩の分布を表していると予想される。

この柱状図中に示されている地層のうち、貫入岩は安山岩であることから、もっとも磁化率の高い地層は大落前川層である。大落前川層の層厚と磁気異常の高低との相関が高いことから、高磁気異常は大落前川層に起因したものであろう。

沖浦東西断面では、沖浦南北断面と同様両端と中央部で高重力異常を示す。地質柱状図中で密度が高い地層は、N56-OU-6号井の第四系は火砕流が主で、N57-OU-9号井の第四系は溶岩が主であることを考慮に入れて、N57-OU-9号井最上部の第四系と沖浦玄武岩だけである。この東西断面上では両者とも分布が限られており、高重力異常の主要な原因とはならない。重力異常の高低は、主に板留層の下位層の金ヶ沢層相当層あるいは先新第三系の上面の凹凸に起因するものであると思われる。

磁気異常は断面の中央部で高異常、東端で再び高異常を示す。これらの高異常の原因は大落前川層あるいはN57-OU-9号井最上部に見られる八甲田溶岩類であろう。

十和田湖北部の断面では重力異常、磁気異常とも両端で高異常、中央部で低異常を示す。地質柱状図では区分していないが、52MAHD-1号井の四沢層中では層厚が計約200 mの安山岩質貫入岩と坑底付近に粗粒玄武岩が存在し、また51MAHD-1号井の四沢層中には層厚約400 m以上の安山岩質貫入岩が浅部に現れ、層厚が100 m以上の粗粒玄武岩質貫入岩が坑底まで続く。そこで高重・磁力異常の原因は

四沢層中の貫入岩、特に磁気異常の場合粗粒玄武岩質貫入岩である可能性がある。Fig. 2の磁気異常とFig. 3の重力図によれば52MAHD-1号井と51MAHD-1号井の西側には高磁気異常および高重力異常が分布する。上述のことが正しいとすれば、両高異常は四沢層中の貫入岩に起因するものである。

遠部層は残留磁化が強く、逆帯磁を示す。地質柱状図中遠部層が出現する51MADS-2号井と50MAHD-1号井の位置では低い磁気異常を示す。Fig. 2の磁気異常図には十和田湖北部の断面の南側に強い負異常が現れる。この異常は逆帯磁の岩体に起因したものであると予想され、おそらく遠部層が原因となっているものと思われる。

十和田湖西部の断面の重・磁力異常は互いに逆相関の関係にある。重力異常は南北両端で高異常を、中央部で低異常を示すが、磁気異常は南北両端で低異常、中央部で高異常を示す。地質柱状図中もっとも出現頻度の高い早瀬森層の岩石試料の密度や磁性測定例がないが、板留層と岩相が似ており、 2.3 g/cm^3 程度の密度、 $100 \times 10^{-6} \times 4\pi$ (SI)程度の磁化率を有すると考えられる。51MAHK-1号井に現れる貫入岩は安山岩であり、磁化率は低いと考えられる。この坑井は、四沢層中の粗粒玄武岩質貫入岩に起因したと考えられる高磁気異常の西側縁に位置する。そこで、安山岩質貫入岩の下位に粗粒玄武岩質貫入岩が現れることが予想される。50MAHK-1号井周辺の低磁気異常は逆帯磁の遠部層の影響と思われるが、磁気異常分布と地層との明瞭な相関は少ない。中央部の高磁気異常の原因となる地層は見当たらない。この高磁気異常は沖浦カルデラ内の高磁気異常と十和田カルデラ内北西部の高磁気異常が連続したものである可能性がある。すなわち高磁気異常の原因は断面直下の地層でなく、北西側の沖浦カルデラ内の地層あるいは東側の十和田カルデラ内の地層であると解釈できる。

第四系は軽石や火山灰が主体であり、また新第三系についても高密度の地層は出現せず鍋倉沢層あるいは先新第三系上面深度と重力異常との相関がよいことから、重力異常は密度の高い鍋倉沢層あるいは先新第三系の上面の凹凸を表していると予想される。

十和田湖南東部の断面では、西側で低磁気異常、中央部から東側では高磁気異常を示す。また高重力異常は断面の中央から東側に現れる。断面西側の低磁気異常は逆帯磁である遠部層によるものであろう。地質柱状図中に現れる貫入岩は全て安山岩であり、磁化強度は低いと考えられる。遠部層以外に磁化強度が高い地層は和田川層である。この地層は高磁気異常の原因となろうが層厚が薄く大きな異常の原因とはならないであろう。低磁気異常とその東側の高磁気異常の差は 200 nT 以上あるが、これは断面東側に分布する和田川層と西側の逆帯磁である遠部層の両者に起因したものであろう。

遠部層と四沢層の密度が小さいことから、高重力異常の原因は密度の大きい先新第三紀貫入岩、金ヶ沢層、和田川層であろう。

6. 地熱有望地域の抽出

前章で述べた地層と重・磁力異常図との対応についての解釈に基づいて、重・磁力異常から、地表下 2000 m 以浅を対象として、新第三系のうち、強い逆帯磁である遠部層、高磁化率、低密度である大落前川層、高磁化強度、高密度である粗粒玄武岩を主とする四沢層中の貫入岩、やや磁化強度が高く高密度の沖浦玄武岩が卓越すると予想される分布域を推定した(Fig. 8)。Fig. 8には、重・磁力異常から抽出した新第三紀地層の分布域を大久保・村岡(1988)が示した 100°C/km 以上の高温度勾配域とともに示した。

八甲田火山群は高磁化強度の八甲田溶岩類が卓越し、高磁気異常を形成する。地質柱状図の八甲田地域の断面では金ヶ沢層の深度が八甲田火山群に近づくにつれ浅くなる傾向にあり、八甲田火山群周辺の高重力異常は金ヶ沢層相当層あるいはその下位層の先新第三系の高まりと関係するものと思われる。四沢層あるいは四沢層中の貫入岩が八甲田火山群下に厚く分布するか否かは不明である。

遠部層は十和田湖周辺に分布する低磁気異常、低重力異常域に卓越するであろう。

大落前川層と、板留層下部層に対応する沖浦玄武岩は、沖浦カルデラ内の、前者は高磁気異常、低重力異常域に分布し、後者は高重力異常域に分布するであろう。青荷層は沖浦カルデラ内の火山噴出物で

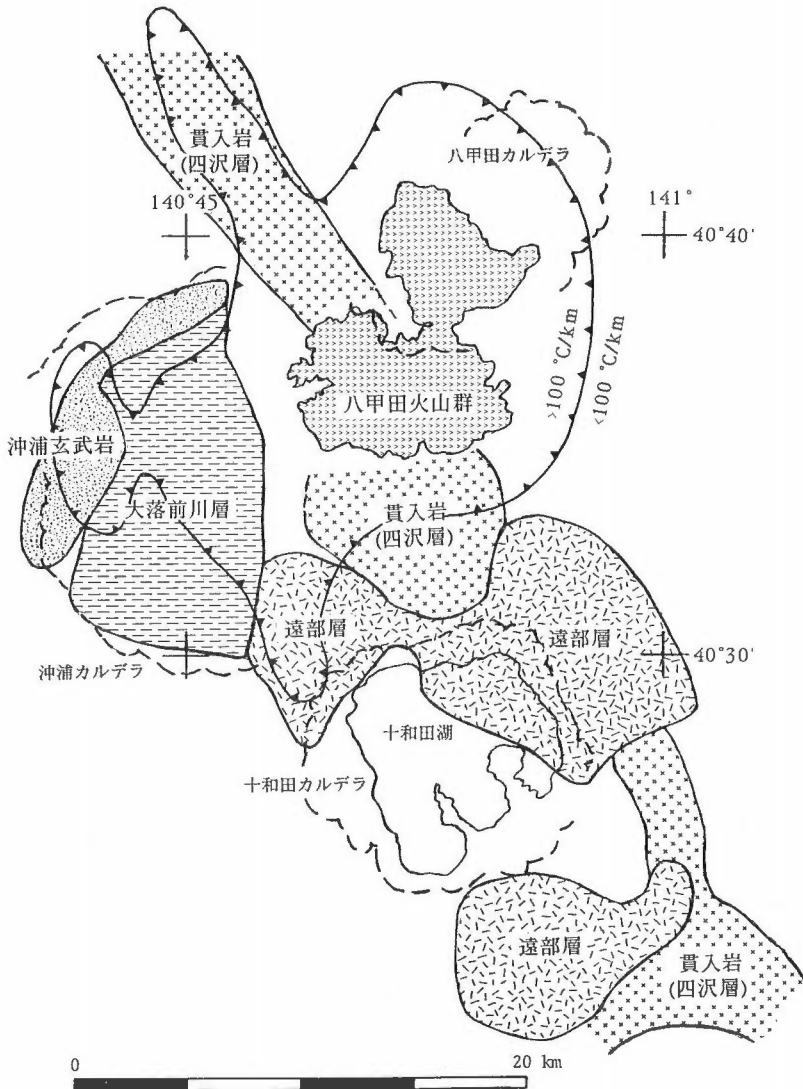


Fig. 8 Distribution of dominant Neogene formation inferred from the comparison of magnetic and gravity maps, with geologic columns. Here, intrusive rock is an interbedded formation in the Yotsuzawa formation. Hakkoda volcanoes area is indicated as an area of higher elevation than 1000 m above sea level. The curve with thorns show the border of high and low temperature gradient zones.

あるとされており、大落前川層や沖浦玄武岩層を覆っており層厚は500 m程度である。

粗粒玄武岩を主とする貫入岩は、高磁気異常かつ高重力異常域に分布すると予想される。ただし、八甲田火山群北西側の貫入岩は高密度の先新第三系中に分布すると考え、高磁気異常域を貫入岩分布域とした。これらの貫入岩は四沢層中に胚胎するものであり、貫入岩分布はそのまま四沢層の分布を表すと考える。貫入岩の分布は北西-南東の方向性があり、火山活動に一定の方向性があったことを示唆するものである。

地熱資源探査を目的としたボーリングのデータには逸水の情報が含まれている。逸水の量は地層の断裂の量を表し、地熱貯留部の可能性の指標となると考えられている。ボーリングデータ中の逸水データ

Table 3 Lost circulation of formation during drilling.

Age	Formation	Lost Circulation	
		Total Lost Circulation(l/min) Total Thickness(m)	Lost Circulation per Unit Thickness (l/min/100m)
Quaternary	Quaternary	1870/654	286
	Aoni F.	3405/4110	83
Pliocene	Tobe F.	0/80	0
	Ohrakumaekawa F.	500/1470	34
Neogene	Watagawa F.	80/220	36
	Ohkawara F.	110/470	23
	Yotsuzawa F.	988/3490	28
Miocene	Intrusive Rocks	315/1047	30
	Itadomari F.	16/1265	1
	Okiura Basalt	95/850	11
	Kangasawa F.	0/47	0

より、地層ごとの逸水量をまとめると Table 3 になる。ただし全量逸水の場合は送水量を逸水量とした。逸水量の合計が最も多い地層は青荷層、続いて第四系、四沢層、大落前川層、貫入岩である。このうち層厚100 m 当りの逸水量では第四系が最も多く、続いて青荷層、大落前川層、貫入岩、四沢層である。和田川層と大川原層の層厚100 m 当りの逸水量は比較的大きい。しかし全体の層厚が他と比べて薄く、この地域での出現頻度は小さいことが予想される。沖浦玄武岩などのその他の地層の逸水量は小さい。先新第三系については地熱資源探査用のボーリングでは掘り当てていないために、逸水量の大小についてはわからない。地表面下2000 m 以浅を対象とした地熱資源探査の場合、八甲田地熱地域では主に新第三系と第四系が対象となるともいえる。また Table 3 の層厚の合計を比べると第四系の層厚は青荷層や四沢層に比べて小さい。すなわち第四系は地表付近に薄く分布するため、大規模な地熱貯留部とはなり難いであろう。そこで、新第三系と第四系の中で地熱貯留部として有望な地層は、逸水データから判断すると青荷層、大落前川層、四沢層および四沢層中の貫入岩といえる。

四沢層の分布は四沢層中に胚胎する粗粒玄武岩質貫入岩分布域として推定することができる。しかし青荷層の分布域については重・磁力異常からは推定できなかった。青荷層については他の地表調査、例えば電気探査や MT 法探査によって分布域や層厚がわかるものと思われる。八甲田地熱地域の場合、地質調査が詳細に行われており、青荷層は沖浦カルデラの噴出物であると予想されている。おそらく青荷層卓越地域は沖浦カルデラ内に限られているであろう。

地熱資源として有望な地域は、Fig. 8 の四沢層中の貫入岩分布域および大落前川層分布域と高温度勾配域が重なる八甲田北西域、南八甲田火山群南側、沖浦カルデラ内であろう。沖浦カルデラの場合、高温度勾配域であるが、地熱貯留部になる可能性の高い青荷層は浅部に分布し、高温は望めない。青荷層の下位には大落前川層あるいは沖浦玄武層が卓越するであろう。しかしこれらの地層の逸水量は青荷層に比べ小さい。高温勾配域を形成する熱源の主なもの、八甲田火山噴出物を供給した未固結貫入岩すなわちマグマ、あるいは固結貫入岩であろう。これらの貫入岩は八甲田火山群下にあり、固結状態であれば高密度、高磁化強度であると予想される。しかし、重・磁力異常図中にはこの貫入岩の分布を示唆する異常はない。おそらく数 km 以深のかなり深部に分布するか、高磁化強度、高密度の八甲田溶岩類や高密度の先新第三系に隠されていて、異常として現れていないのかもしれない。

7. 結 論

重・磁力異常図, 岩石の磁化率, 残留磁化, 密度の測定値, 地質柱状図を比較した結果以下のことがわかった。

- (1) 八甲田火山群上の高磁気異常の原因は八甲田溶岩類である。
- (2) 八甲田火山群北西部の高磁気異常, 南八甲田火山群の南側, 十和田湖北側の高磁気異常は四沢層中の粗粒玄武岩貫入岩が原因である。重力異常図には前者の貫入岩に対しては等重力線の歪として現れ, 後者の貫入岩に対しては高重力異常として現れる。
- (3) 沖浦カルデラ内の高磁気異常は大落前川層が原因である。大落前川層は低重力異常を形成する。
- (4) 大落前川層の西側には沖浦玄武岩が卓越し, 高重力異常域を形成する。
- (5) 十和田湖北西岸, 北東岸および南岸の3つの低磁気異常の原因は強い逆帯磁を示す遠部層が原因である。これらの遠部層は低重力異常を形成する。
- (6) 八甲田火山群下では先新第三系の上面深度は浅く, 高重力異常を形成する。
- (7) 逸水データによれば地熱貯留部として重要な地層は青荷層, 大落前川層と四沢層である。
- (8) 温度勾配図と青荷層, 大落前川層, 四沢層の分布より, 八甲田火山群北西域, 南八甲田火山群南側および沖浦カルデラ内がもっとも有望な地熱資源賦存地域である。

謝辞 本研究を進めるにあたり, 多くの方々から御助言をいただいた。地質調査所地殻物理部中塚 正技官より原稿を査読していただき, 有意義な御教示をいただいた。地質調査所では何度か地熱資源量評価グループで討論を重ね, グループ員から貴重な御意見をいただいた。また小川容子嬢にはワードプロセッサの入力をしていただいた。ここに関係各位に感謝の意を表わす。

文 献

- Bhattacharyya, B. K. and Chan, K. C. (1977) Reduction of magnetic and gravity data on an arbitrary surface acquired in a region of high topographic relief. *Geophysics*, vol. 42, p. 1411-1430.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada Volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, vol. 60, p. 507-592.
- Ishihara, S. (1979) Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 85, p. 509-523.
- 金属鉱業事業団(1976) 昭和50年度広域調査報告書, 八甲田地域. 88p.
- (1978) 昭和52年度広域調査報告書, 北鹿北地域. 88p.
- (1982) 昭和57年度広域調査報告書, 八甲田地域. 64p.
- 村岡洋文(1986) 沖浦カルデラの形成年代. *地調月報*, vol. 36, p. 33-42.
- ・高倉伸一(1988) 10万分の1八甲田地熱地域地質図説明書. 特殊地質図(21-4), 地質調査所, 27p.
- ・山口 靖・長谷紘和(1983a) 碓ヶ関カルデラ: 遠部層を噴出した新第三紀クレーターレーク型カルデラ. *日本地質学第90回学術大会講演要旨*, p. 341.
- ・———・中澤 敏(1983b) 南八甲田火山と八甲田カルデラの相互作用—レーダー画像判読とその現地検証—. *地質雑*, vol. 89, p. 661-664.
- 日本地熱調査会(1976) 昭和50年度地熱開発精密調査報告書, no. 4 八甲田. 170p.
- Okubo, Y. and Ogawa, K. (1988) Estimation of intrusive rocks from topographic effect removed magnetic map in the Hakkoda volcanic area, Japan. *Exploration Geophysics*, vol. 19, p. 331-335.
- 大久保泰邦・村岡洋文(1988) 八甲田地熱地域における温度勾配図の作成. *日本地熱学会誌*, vol. 10,

p. 339-357.

新エネ機構(1983) 地熱開発促進調査報告書, no. 5 沖浦地域. 586p.

——(1986a) 昭和61年度全国地熱資源総合調査(第2次) 火山性熱水対流系地域タイプ3(八甲田地域)調査火山岩分布年代調査報告書要旨. 84p.

——(1986b) 昭和61年度全国地熱資源総合調査(第2次) 火山性熱水対流系地域タイプ3(八甲田地域)調査精密重力調査報告書要旨. 113p.

——(1987a) 全国重力図(ブーゲー異常図) 1:1,000,000.

——(1987b) 昭和62年度全国地熱資源総合調査(第2次) 火山性熱水対流系地域タイプ3(八甲田地域)調査放熱量調査報告書要旨. 90p.

——(1990) 平成元年度地熱開発促進調査 八甲田西部地域構造試錐及び調査工事報告書. 391p.

内田利弘(1990) 比抵抗構造から解釈される地熱貯留層構造について—仙岩地熱地域を例にして—. 日本地熱学会誌, vol. 12, p. 1-12.

八甲田火山群の深部比抵抗構造に関する考察

小川 康雄*

On the deep resistivity structure of Hakkoda volcanoes

By

Yasuo OGAWA*

Abstract: Magnetotelluric (MT) method is widely used for geothermal explorations in Japan. Although it has deep investigation depth, two things should be taken into account, in modeling resistivity structure. One is the shallow localized structure, which causes static distortion to apparent resistivity curves. The other is the regional structure around the survey area, which may lead to infer misleading deep structure directly beneath the survey area. In this paper, I paid special attention to the latter problem and re-investigated the MT data in Hakkoda geothermal field, obtained by NEDO (New Energy and Industrial Technology Development Organization). I found out that the anisotropy in apparent resistivity at low (<0.1 Hz) frequencies is due to regional resistivity structure, in stead of combination of many vertical conductive dykes, which were interpreted as magma dykes. Influential resistivity structure on low frequency anisotropy are surrounding sedimentary basin, the two oceans (the Pacific ocean and the Japan sea), and deep conductive body in the crust, whose top is 10 km depth. It is not plausible to separate the deep conductor into pieces like dykes.

1. はじめに

地質調査所は、新エネルギー・産業技術総合開発機構と連携して、全国の地熱資源を評価するために、地熱開発の有望地域においてMT法調査データの再解析を行っている。八甲田地域は、その一つである。

MT法の特徴は、アクセスの悪い山岳地でも適用でき、比較的深部までの比抵抗構造を解析できることにある。MT法は、近年、リアルタイム処理やリモートレファレンス処理が実用化され、データ処理における品質の向上が図られてきた。

処理されたデータを解析する段階では、未だに技術開発が行われている。また、解析された比抵抗構造のもつ地質学的な意味についても研究の余地がある(内田・村上, 1989; 内田, 1990)。本論文では解析上の問題について議論することにする。

解析上の問題は、局所的な構造の影響の問題と、広域的な構造の影響の問題とに分けられる。

前者は、galvanic distortionや、スタティック効果と呼ばれるものである(Berdichevsky and Dmitriev, 1976)。測点近傍の局所的な比抵抗構造が、log周波数 vs. log見掛比抵抗のグラフで見掛比抵抗曲線を上下に平行にシフトさせることになる。これは、そもそも、電場を計る際に、電極を大地に接触させて計測する必要がある限り、なくなる問題である。これを克服するための方法がいろいろと考案されている(Andrieux and Wightman, 1984; Bostick, 1986; Sternberg *et al.*, 1988)。EMAP法(Bostick, 1986)は

* 地殻物理部

* Geophysics Department

Keywords: Hakkoda volcano, MT method, anisotropy of apparent resistivity, deep structure, regional resistivity structure

その一つである。

後者は、広域的なデータ取得と、広域的な比抵抗モデリングとによって、解明される問題である。カレント・チャネリング(Jones, 1983; Cheng and Fung, 1988)は、この問題に属する。MT法では、低周波数になるほど、深部構造を反映するとともに、広域的な構造をも反映する。それゆえ、地熱地域の深部構造を解析するにあたっては、その周辺を含むデータの取得およびモデリングが重要となる。

本論文では、広域的な視野から、八甲田地域のMT法データ(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1985)を見直すこととした。解析にあたっては、測点近傍の構造による影響も後述のように考慮してある。

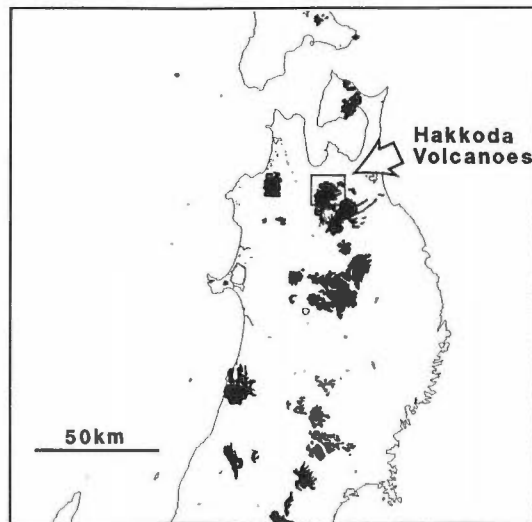
2. 広域的な地質概略

MT法データを示す前に、八甲田地熱地域の地質の概略を、村岡・高倉(1988)を参考にして述べる。

八甲田地熱地域は、第1図のように、東北日本弧に位置する。第2図のように北八甲田火山群(MTK, TMY, AKY, IDD, OOD, KDK, TKD, IDK), と南八甲田火山群(YKD, KSG, KMG, NRK, AKD)とからなる。八甲田地域の先第三紀の基盤岩は、北部北上帯に相当する堆積岩と花崗岩とからなる。中新世までは、海性堆積盆であり、先鮮世以降に、陸化した。八甲田地熱地域には、5つのカルデラ(湯の沢カルデラ、碓ヶ関カルデラ、沖浦カルデラ、八甲田カルデラ、十和田カルデラ)が存在している。これらの形成年代は、3.5 Maから0.02 Maである。八甲田カルデラは、八甲田火砕流堆積物の噴出によって、形成されたものである。カルデラ形成時にはすでに南八甲田火山群が存在しており、村岡ほか(1983)は、これがカルデラの外輪山であることを示した。

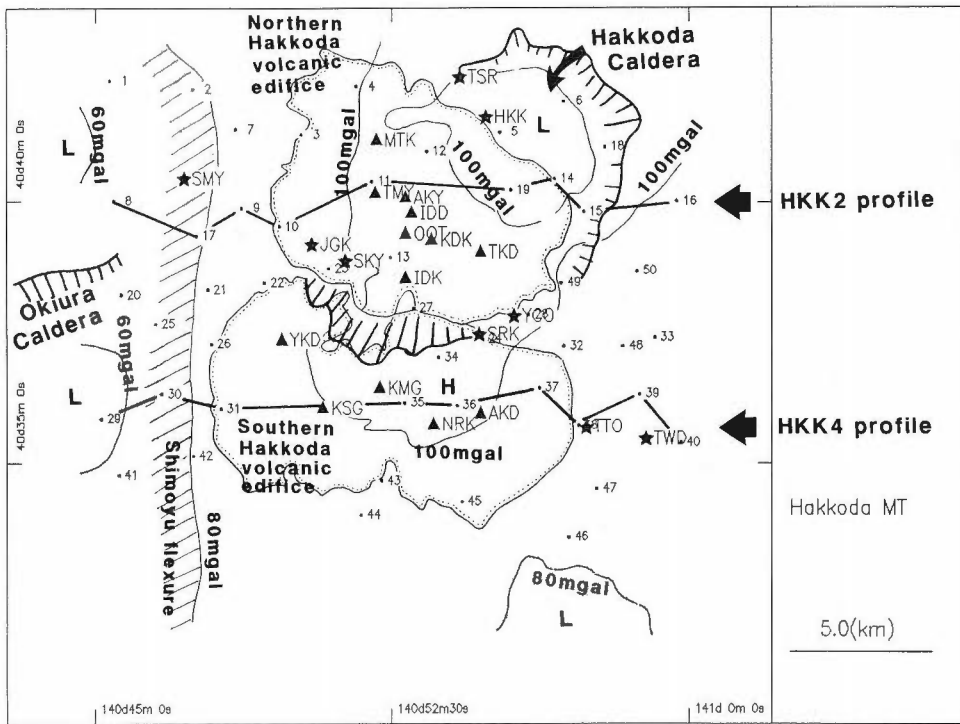
当地域の広域的な基盤構造は、南北性の地壘構造に特徴づけられる。広域的な地質構造は、この南北走行の構造と、カルデラ構造との重ね合わせと考えられる。南北性の構造が卓越することは、後に示すMT法の2次元構造解析からも明らかになる。

北八甲田火山群と南八甲田火山群との境界線上に北西-南東方向に、地熱兆候地が線条に配列している。すなわち、下湯温泉(SMY)、城ヶ倉温泉(JGK)、酸ヶ湯温泉(SKY)、猿倉温泉(SRK)、谷地温泉



第1図 八甲田地熱地域の位置。黒く塗りつぶした箇所は第四紀火山岩類の分布を示す。

Fig. 1 Location of Hakkoda Geothermal field. Solid parts denote distribution of Quaternary volcanic rocks.



第2図 八甲田地熱地域の火山, 地熱兆候, ブーゲ重力異常(仮定密度 2.0 g/cm^3 , Muraoka *et al.*, 1985)および MT 法測点の分布.

Fig. 2 Distribution of volcanoes (triangles), geothermal manifestations (stars), Bouguer gravity anomalies (assumed density is 2.0 g/cm^3 , after Muraoka *et al.*, 1985) and MT stations (dots with site numbers).

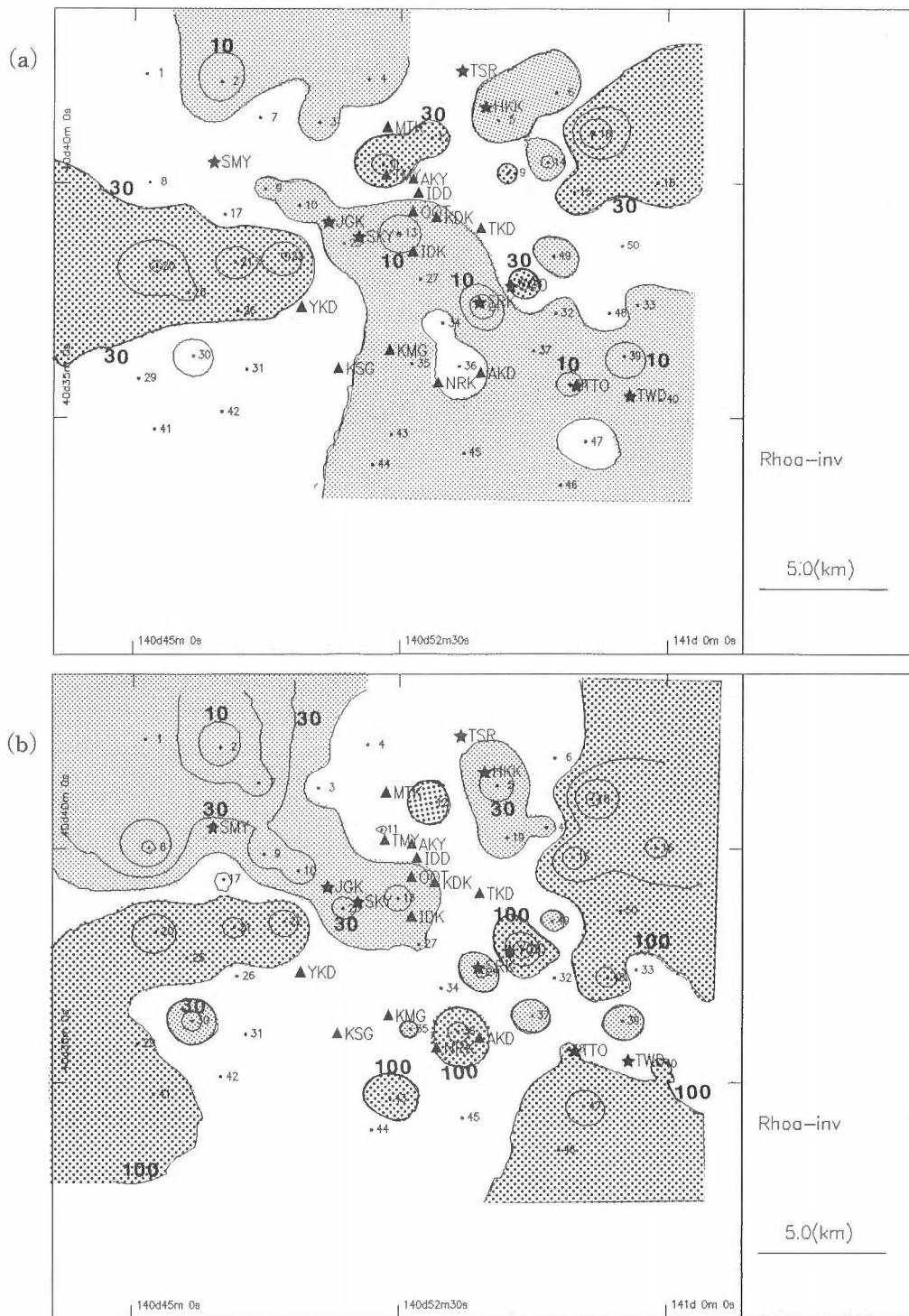
(YCO), 鳶温泉(TTO), 十和田温泉(TWD)がある。また, 八甲田カルデラの北部には, 田代元湯(TSR), 八甲田温泉(HKK)がある。

3. MT 法のデータについて

第3図(a)に, 周波数 8 Hz の見掛比抵抗の分布を示す。ここで見掛比抵抗は, テンソルの determinant によるインパリアント・モードについて示してある。 $20 \Omega\text{m}$ 以下の低比抵抗は, 八甲田温泉(HKK)付近と, 調査域の北西部, および, 下湯温泉(SMY)から十和田温泉(TWD)方向へ地熱兆候に沿って延びている。

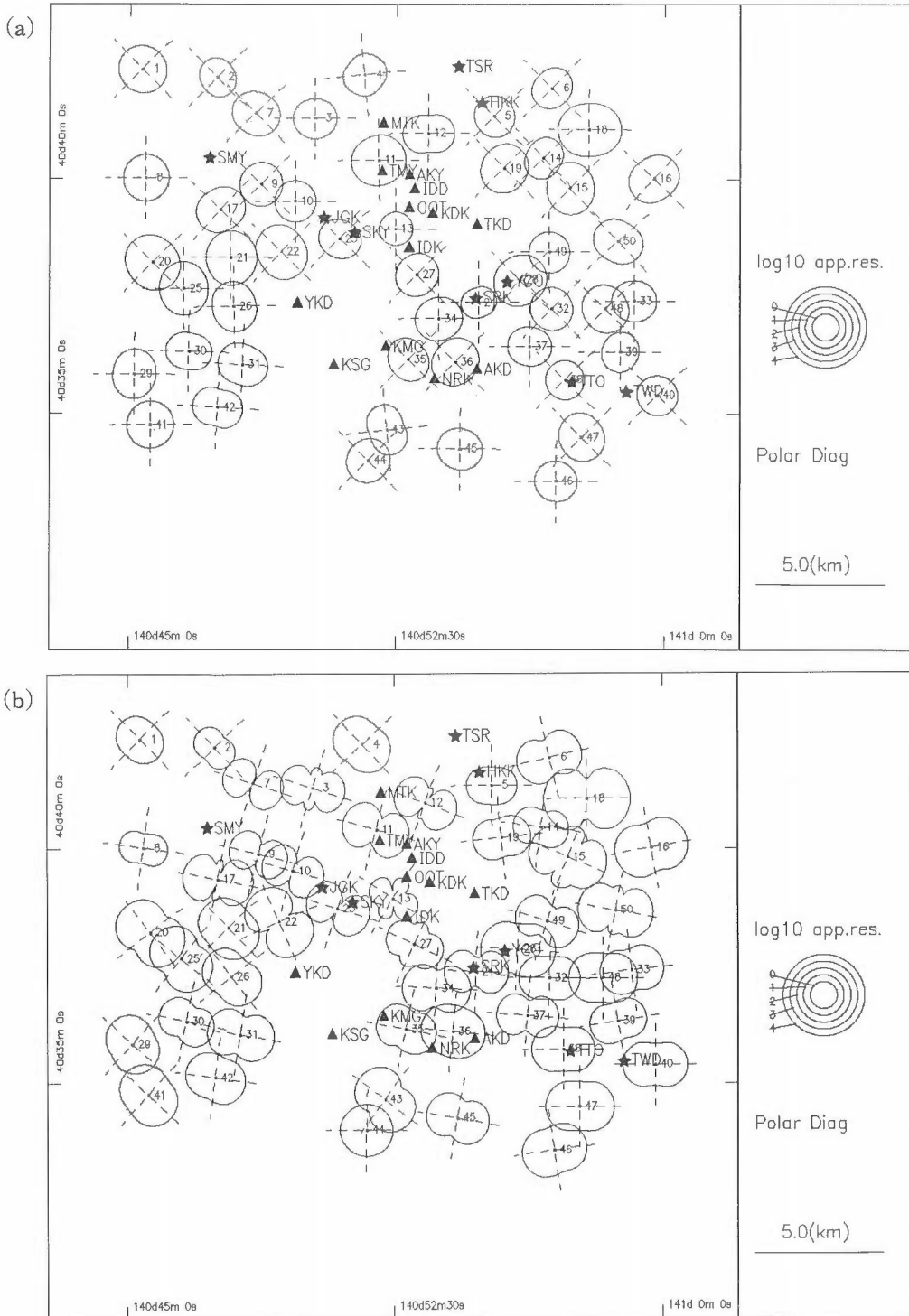
第3図(b)に, 周波数 $1/64 \text{ Hz}$ の見掛比抵抗の分布を示す。調査域東部で, 高比抵抗が南北方向に顕著に現われている。調査域南西部でも, 高比抵抗が顕著である。 8 Hz で, 見えていた調査域中央部の北西-南東方向の低比抵抗ベルトは, この周波数でも見える。しかし, MT 法では, 浅部の局所的な構造が, 低周波数の見掛比抵抗値に影響するため, この図をもって, 北西-南東方向の地熱兆候地の深部まで低比抵抗異常が及んでいると言うことはできない。

次に, 見掛比抵抗の異方性から, 本地域の比抵抗構造を検討する。第4図(a)(b)に, 見掛比抵抗のポーラー・ダイアグラムを示した。図中の円, 楕円, クローバーは, 見掛比抵抗の異方性を表わし, 破線は見掛比抵抗の2本の主軸を示す。第4図(a)は, 8 Hz について示した。主軸は, 南-北, 東-西のパターンを示すものと, 北東-南西, 北西-南東のパターンを示すものがある。下湯から十和田温泉に向

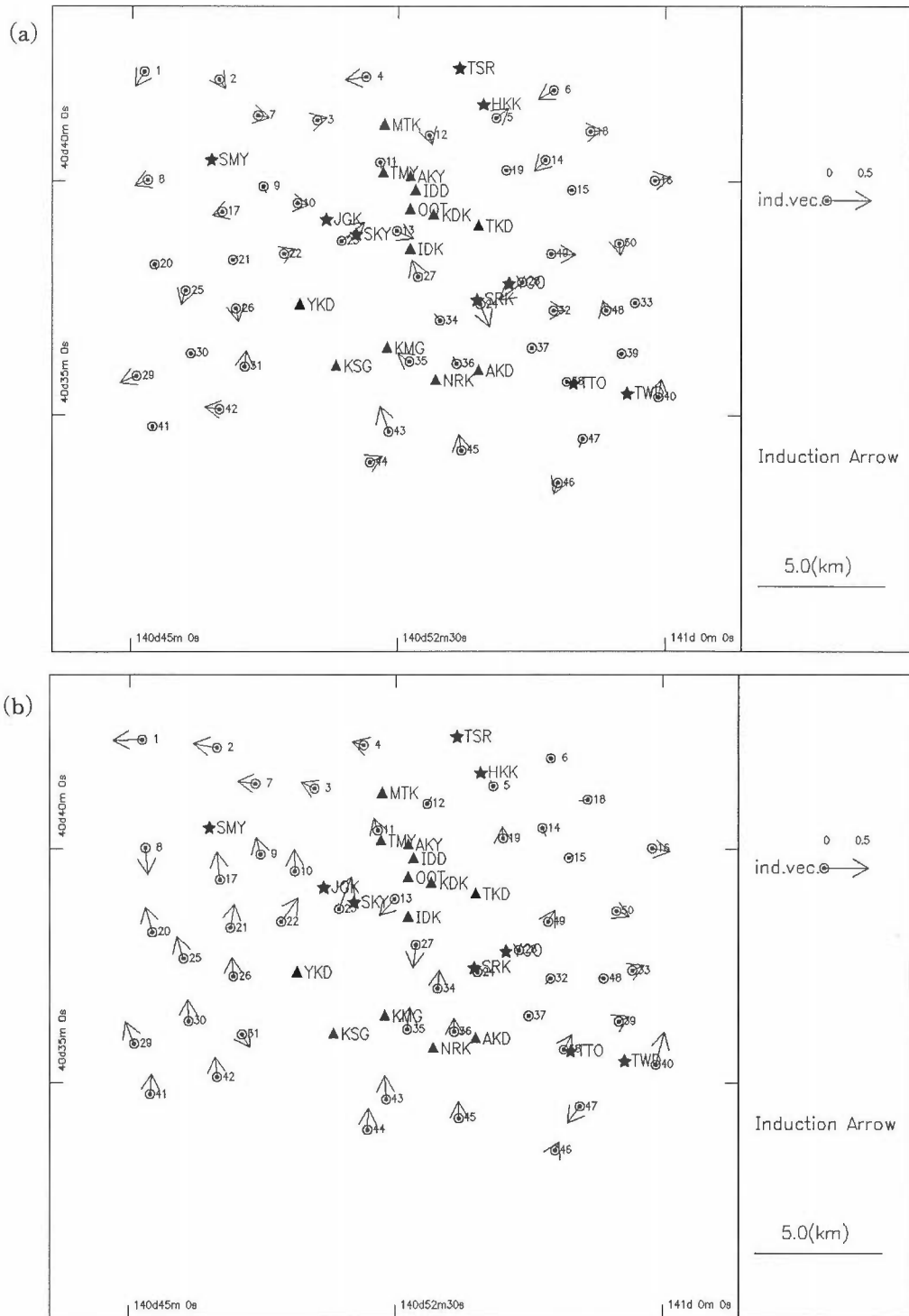


第3図 (a) 8 Hz のインバリエント(回転不変量)見掛比抵抗の分布図。20 Ω m 以下の低比抵抗を細かいドットで、30 Ω m 以上の高比抵抗を荒いドットで示した。(b) 1/64 Hz のインバリエント見掛比抵抗の分布図。20 Ω m 以下の低比抵抗を細かいドットで、50 Ω m 以上の高比抵抗を荒いドットで示した。

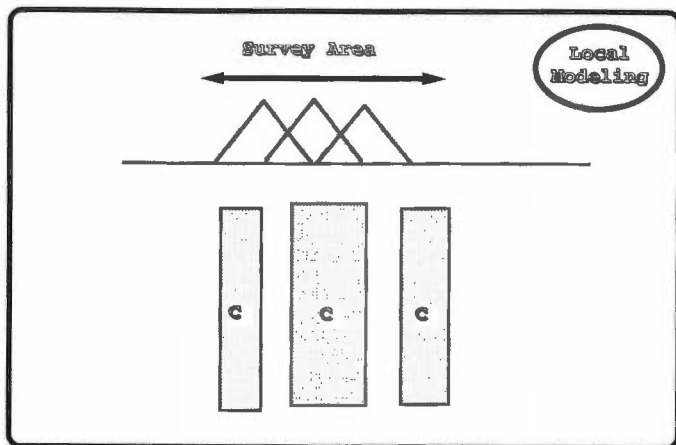
Fig. 3 (a) Distribution of rotation-invariant apparent resistivity at 8 Hz. Low resistivity (<20 ohm-m), and high resistivity (>30 ohm-m) are represented by fine and coarse dots, respectively. (b) Distribution of rotation-invariant apparent resistivity at 1/64 Hz. Low resistivity (<50 ohm-m), and high resistivity (>100 ohm-m) are represented by fine and coarse dots, respectively.



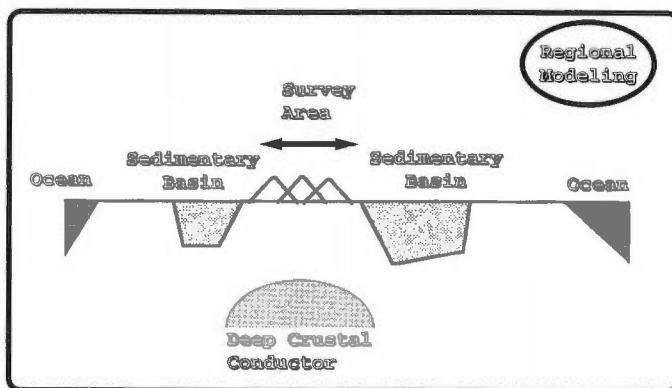
第4図 (a) 8 Hz の見掛け比抵抗のポーラーダイアグラム、(b) 1/64 Hz の見掛け比抵抗のポーラーダイアグラム。
 Fig. 4 (a) Polar diagram of apparent resistivity at 8 Hz. (b) Polar diagram of apparent resistivity at 1/64 Hz.



第5図 (a) 8 Hzのインダクション・アローの実部の分布. (b) 1/64 Hzのインダクション・アローの実部の分布.
 Fig. 5 (a) Real parts of induction arrows at 8 Hz. (b) Real parts of induction arrows at 1/64 Hz.



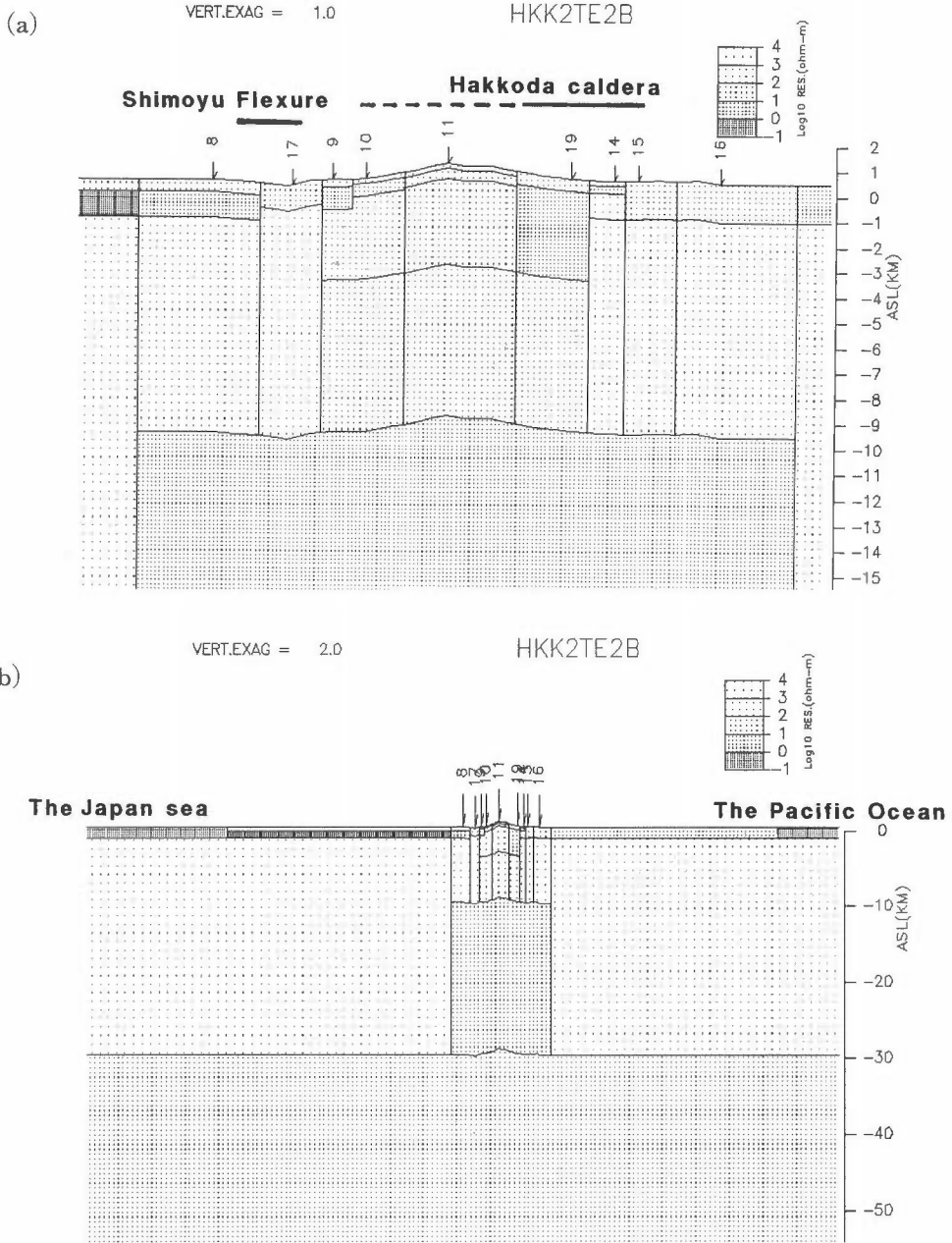
第6図 低周波数における見掛比抵抗の異方性の原因を調査地域直下に求めるモデル。
 Fig. 6 Schematic structure which explains the anisotropy in apparent resistivity at low frequencies by the structure directly beneath the survey area.



第7図 低周波数における見掛比抵抗の異方性の原因を広域的な構造に求めるモデル。
 Fig. 7 Schematic structure which explains the anisotropy in apparent resistivity at low frequencies by the regional structures.

かって後者の傾向を示す測点が並んでいる。これは、第3図(a)の見掛比抵抗分布と調和的であり、北西-南東方向の構造が卓越することを示していると考えられる。しかし、1/64 Hzになるとこの傾向は失われる(第4図(b))。すなわち、1/64 Hzになると、調査域全体に、主軸が、南-北、東-西のパターンを示す。多くの測点で、ポーラー・ダイアグラムが、東西方向に長い楕円を示す。すなわち、南北方向の電場に対して、見掛比抵抗が小さく、東西方向の電場に対して見掛比抵抗が大きくなる。この異方性は、広域的な比抵抗構造を反映していると考えられる。

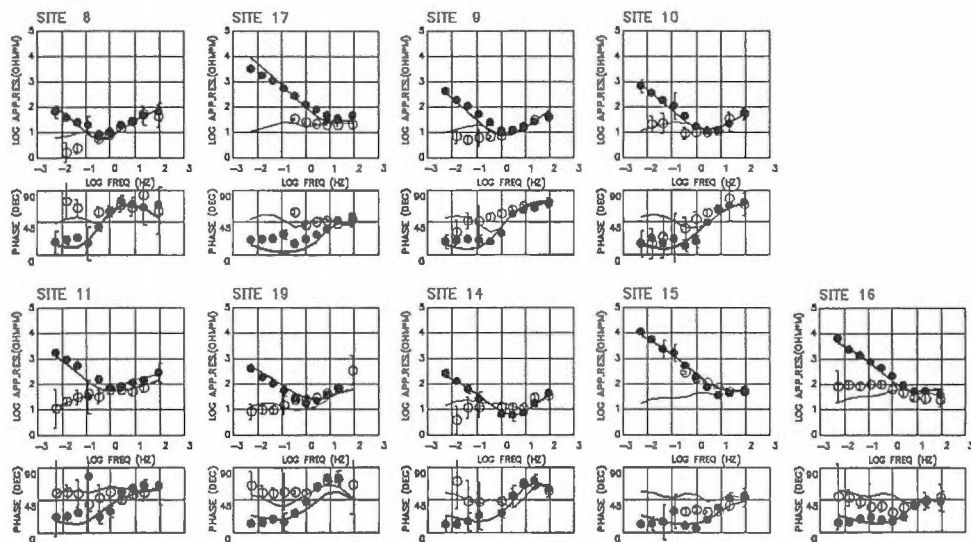
また、電場を用いずに磁場だけから求められる応答関数であるティッパーは、浅部の局所的な構造に影響されにくい。そのため、深部構造を考察するために有用である。第5図(a)は、8 Hzのティッパーの実部を Induction arrow プロットしたものであり、ベクトルの向きに相対的な低比抵抗が推定され、ベクトルの大きさが比抵抗コントラストに対応する。第3図(a)で得られたような、下湯温泉(SMY)から十和田温泉(TWD)に向かう北西-南東方向の低比抵抗帯を追跡できない。よって、第3図(a)で得られた北西-南東方向の低比抵抗は、局所的な浅部の低比抵抗をたまたまサンプリングしていることによ



第8図 北八甲田火山を横切る測線(HKK2)の比抵抗構造。(a)は浅部構造,(b)は広域深部構造を示す。

Fig. 8 Two-dimensional resistivity structure beneath northern Hakkoda volcanoes (profile HKK2).

HKK2TM2B



第9図 第8図の比抵抗モデルに対する計算値と観測値の比較。黒丸、白丸はそれぞれTMモード、TEモードの観測値を表し、太い曲線、細い曲線はそれぞれTMモード、TEモードの計算値を表す。

Fig. 9 Comparison between observed and calculated apparent resistivity and phase curves for the profile HKK2. Solid and open circles denote TM and TE observed values and thick and thin lines denote TM and TE calculated values.

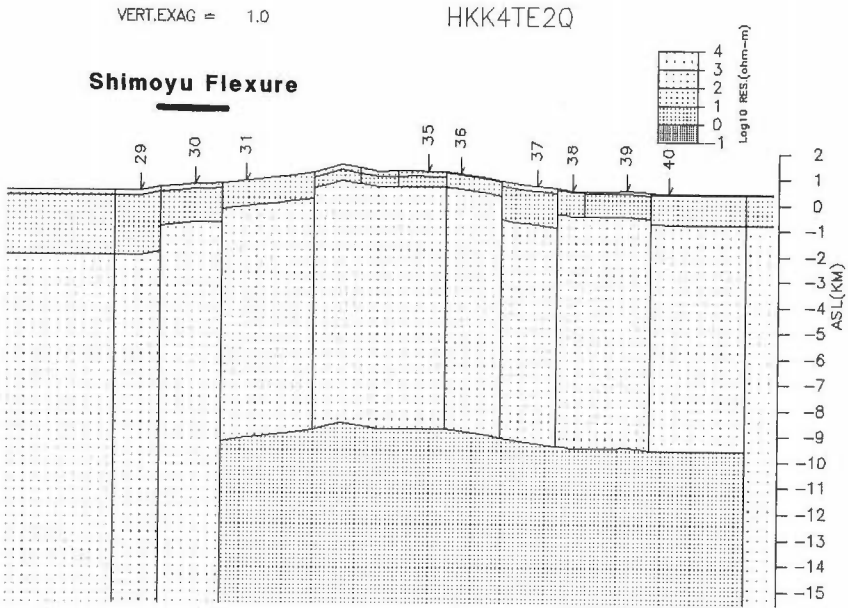
る可能性が高い。第5図(b)は、1/64 HzのInduction Arrowである。Ogawa (1987b)で示されたように、この程度の周波数になると、東北日本弧スケールの広域的なInduction Arrowの分布がある。Ogawa (1987b)によれば、それは、八甲田地熱地域付近では、北向き成分が卓越する。これは、観測点より北側に低比抵抗異常の存在することを示唆する。この原因としては、津軽海峡を流れる誘導電流のチャネリングが考えられている。第5図(b)では、調査域の南西部でこの傾向が顕著である。また、Ogawa (1987b)によると、Induction Arrowの北向き成分は、火山フロントから西側にかけて急激に減少することが知られている。この原因としては、火山帯の深部に低比抵抗異常が存在することが考えられている。第5図(b)でも、調査域の東半分で、Induction Arrowの北向き成分が顕著に小さい。これは、調査域の東半分の深部に低比抵抗異常が存在することを示唆する。

以上のことから、低周波数になると、八甲田地熱地域のMT法の応答が、広域的な構造に強く影響されていることがわかった。磁場の鉛直成分によるティーパーだけから考えると、低周波数で比抵抗構造の走行は東西ということになる。ところが、後の2次元解析で示される通り、電場から求められる見掛比抵抗と位相とを説明するためには、南北走行の2次元モデルが必要である。とくに、調査地域の外側の浅部の低比抵抗層(厚い堆積層)や太平洋と日本海の存在がTMモードの低周波数データに与える影響が大きい。電場は東西方向に卓越するため、電場には津軽海峡を流れる誘導電流のチャネリングの影響が小さいと言える。このように、電場と磁場とは、異なった振舞いをしていく。

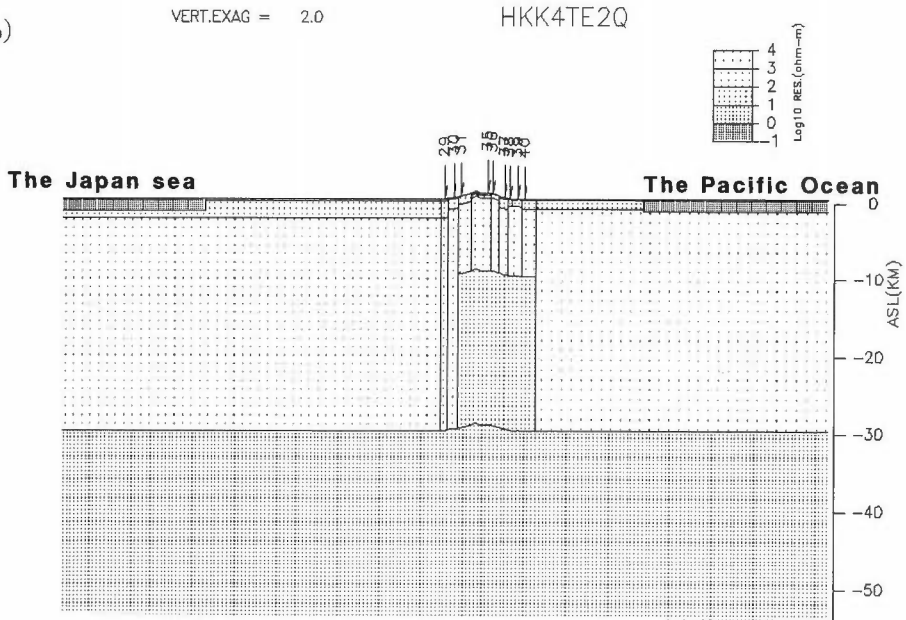
5. 比抵抗構造解析の2通りの方針

八甲田地域の比抵抗曲線は、周波数が0.1 Hz以下になると、電場の方向によって顕著な異方性を示す。すなわち、周波数が0.1 Hzより低くなるにつれて、南北方向の電場の見掛比抵抗が低くなり、東

(a)



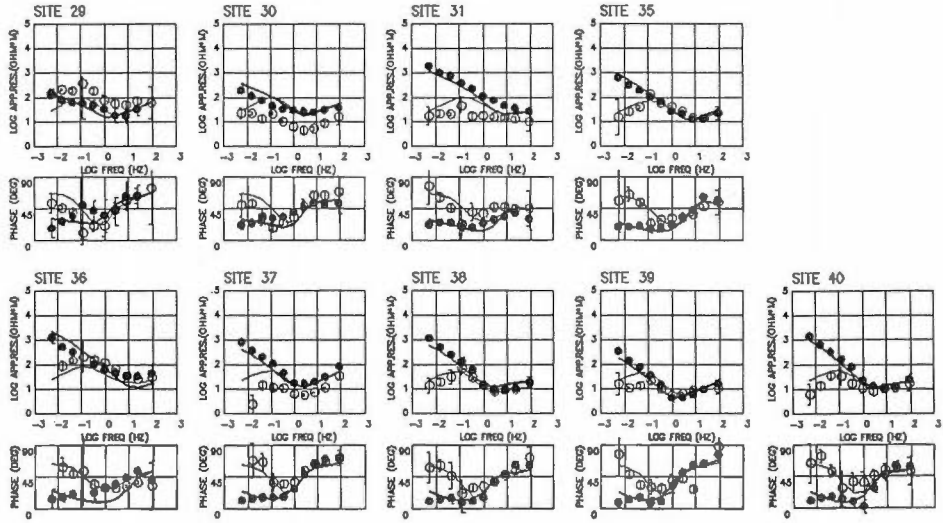
(b)



第10図 南八甲田火山を横切る測線(HKK4)の比抵抗構造。(a)は浅部構造,(b)は広域深部構造を示す。

Fig. 10 Two-dimensional resistivity structure beneath southern Hakkoda volcanoes (profile HKK4).

HKK4TM2Q



第11図 第10図の比抵抗モデルに対する計算値と観測値の比較. 黒丸, 白丸はそれぞれ TM モード, TE モードの観測値を表し, 実線は計算値を表す.

Fig. 11 Comparison between observed and calculated apparent resistivity and phase curves for the profile HKK4. Solid and open circles denote TM and TE observed values and thick and thin lines denote TM and TE calculated values.

西方向の電場の見掛比抵抗が高くなる傾向が見られる。これは、さきに述べたように第4図(b)で顕著である。

新エネルギー総合開発機構(1986)は、この見掛比抵抗の異方性の原因を八甲田地域の直下に縦に長い低比抵抗体をいくつか置くことによって説明しようとした(第6図参照)。この深部の縦長の低比抵抗体はマグマであると推定され、当地熱地域の熱源として解釈されている。

これに対し、筆者は、この異方性の原因を広域的な比抵抗構造に求める。0.1 Hz 以下になって顕著になる見掛比抵抗の異方性は、八甲田地域にかぎらずに、東北地方北部の脊梁山地で広く認められる。八幡平周辺の仙岩地域で行われた MT 法データでも、0.1 Hz 以下の低周波数になると、東西方向の電場が、南北方向の電場に比べて、広域的に大きい傾向が認められる。また、東北地方北部で行った 20 km × 20 km グリッドの ULF 帯域(0.1 Hz-0.005 Hz)の MT 測定でも、脊梁付近では低周波数に向かって、南北方向の電場では、見掛比抵抗が減少し(位相が45度以上)、東西方向の電場では、見掛比抵抗が増加する(位相が45度以下)傾向が認められている(Ogawa, 1987a)。

八甲田地域の0.1 Hz 以下での、見掛比抵抗の異方性は、東北地方北部の広域的な異方性と同じ傾向を持つ。そのため、この異方性の原因となる構造は、広域的な比抵抗構造にあると考えられる(第7図)。

6. 2次元解析結果

八甲田地域の MT データのうち、第2図のように北八甲田火山を通る測線(HKK2)と南八甲田火山とを通る測線(HKK4)について、それぞれ2次元解析を行った。先に述べたように、八甲田地域では、南北走行の2次元の大構造が推定されたため、東西方向に測線を設定し、電場が南北方向のモードを TE、電場が東西方向のモードを TM として解析した。解析には小川(1988)のプログラムを使用し、順解析と逆解析を併用した。

解析には、周囲の広域的な比抵抗構造の影響を考慮するため、調査地域の外側のブロックの比抵抗値も未知数として解析した。特に海(太平洋と日本海)の存在もモデルの両端に考慮してある。海水は $0.03 \Omega\text{m}$ と比抵抗が低く、海岸線における海陸の比抵抗コントラストが、MT法の低周波数データに影響するからである。

解析された構造と見掛比抵抗曲線については、第8図-第11図に示した。

本稿で注目している周波数0.1 Hz以下の見掛比抵抗曲線の異方性について、モデルは、観測値を説明することができる。解析されたモデルの特徴は、八甲田地域の深度10 km以深に数 Ωm という低比抵抗体が存在することである。この低比抵抗体は、周期10秒以上でTEモードの見掛比抵抗を下げるために必要となる。MT法だけからでは、新エネルギー総合開発機構(1986)のようないくつものダイクを推定する根拠は見いだせなかった。また、TMモードについては、周波数0.1 Hz以下で、(1)周波数が下がるにつれて見掛比抵抗が単調に増加すること、(2)インピーダンスの位相が30度程度に低いこと、を説明するためには、調査域外部の堆積層や海といった表層の低比抵抗体の存在が必要である。

7. ま と め

八甲田地域を例にとり、深度数 km までの構造について、熱源探査という観点から、データを見直した。その結果、新エネルギー総合開発機構(1986)が解析した、深部のマグマと思われる数本の低比抵抗ダイクは、MTからは一本ずつ分離できないことがわかった。新エネルギー総合開発機構(1986)では、低周波数(<0.1 Hz)での見掛比抵抗の異方性をすべて調査域の直下に押し付けたために、このような構造が必要になった。一方、本論文ではより広域的な構造を考慮することにより、容易に見掛比抵抗の異方性を説明することができることを示した。

MT法では、周波数が低くなるにつれ深部の構造の影響を受けると共に、側方の広い範囲の浅部構造の影響も受けるので、熱源と関連する深部構造を解析するに当たっては、調査域を取り囲む広域的な構造についても注意を払う必要がある。このような視点から、筆者を含むグループでは、磐梯地域および秋田駒地域の高比抵抗構造を明らかにする目的で、その周辺での広帯域MT法測定を行っている(小川・高倉, 1990; Ogawa and Takakura, 1990)。

8. 文 献

- Andrieux, P. and Wightman, W. E. (1984) The so-called static corrections in magnetotelluric measurements, 54th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, p. 43-44.
- Berdichevsky, M. N. and Dmitriev, V. I. (1976) Distortion of magnetic and electric fields by near surface inhomogeneities. Acta Geod. et Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung. Tomus 11, p. 447-483.
- Bostick, F. X. Jr. (1986) Electromagnetic array profiling, 56th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, p. 60-61.
- Chen, P. F. and Fung, P. C. W. (1988) Frequency response of the transfer functions of the current channeling between two oceans. *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 40, p. 335-355.
- Jones, A. G. (1983) The problem of current channelling: A critical review, *Gephys. Surv.*, vol. 6, p. 79-122.
- 村岡洋文・山口 靖・中澤 敏(1983) 南八甲田火山と八甲田カルデラの相互関係—レーダー画像判読とその現地検証—。地質雑, vol. 89, p. 661-664.
- ・高倉伸一(1988) 10万分の1八甲田地熱地域地質図説明書。特殊地質図21-4, 地質調査所。
- Muraoka, H., Hori, M. and Takagi, S. (1985) Nationwide geothermal exploration survey project (2nd step) with special reference to the Hakkoda area, Japan. Geothermal Resources Council, p. 481-485.
- Ogawa, Y. (1987a) Two-Dimensional Modeling Based on Regional Magnal Magnetotelluric Survey

- beneath the Tohoku District, Northeastern Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 39, p. 349-366.
- Ogawa, Y. (1987b) Preliminary interpretation on detailed magnetovariational profilings in the northern Tohoku district. *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 39, p. 559-569.
- and Takakura, S. (1990) Wide band magnetotelluric transects across northeast Japan arc with special reference to geothermal fields, presented at Western Pacific Geophysical meeting, Kanazawa.
- 小川康雄(1988) MT法の2次元順・逆解析プログラム・リスト. 地質調査所研究資料集, no. 59, 96p.
- ・高倉伸一(1990) 東北地方南部のMTトランセクト(2). 地球惑星科学関連学会1990年合同大会, 講演予稿集, p. 246.
- 新エネルギー総合開発機構(1986) 昭和60年度全国地熱資源総合調査(第2次)火山性熱水対流系地域タイプ(3)(八甲田地域)調査, 比抵抗法(MT法)調査.
- Sternberg, B. K., Washburne, J. C. and Pellerin, L. (1988) Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. *Geophysics*, vol. 53, p. 1459-1468.
- 内田利弘(1990) 比抵抗構造から解釈される地熱貯留層について—仙岩地熱地域を例にして—. 日本地熱学会誌, vol. 12, p. 1-21.
- ・村上 裕(1989) 地熱レザバースと比抵抗構造. 物理探査, vol. 42, p. 458-468.

八甲田地熱地域で見出されたカルデラ群

村岡洋文*・山口 靖*・長谷紘和*

Clustered calderas found in the Hakkoda geothermal field, Northeast Japan

By

Hirofumi MURAOKA*, Yasushi YAMAGUCHI*
and Hirokazu HASE*

Abstract: The Hakkoda geothermal field, which lies at the northern part of the volcanic front of the Northeast Japan arc, contains Hakkoda and Towada calderas of late Pleistocene. Volcanic centers older than the early Pleistocene age had not been investigated so far in detail and they have been systematically studied by geologic remote sensing combined with succeeding ground survey. As a result, three unknown calderas of Pliocene and early Pleistocene have been identified, and five calderas have come to be recognized. Topographic features and caldera-forming tuffs of those calderas are summarized. Those clustered calderas have successively formed in the last 3.5 million years in the limited area of 40 kilometers by 40 kilometers. Although clustered calderas have been commonly reported from continental or subcontinental regions such as the Basin and Range Province and Taupo Volcanic Zone, those in the Hakkoda geothermal field would provide a rare example from island arc regions.

1. ま え が き

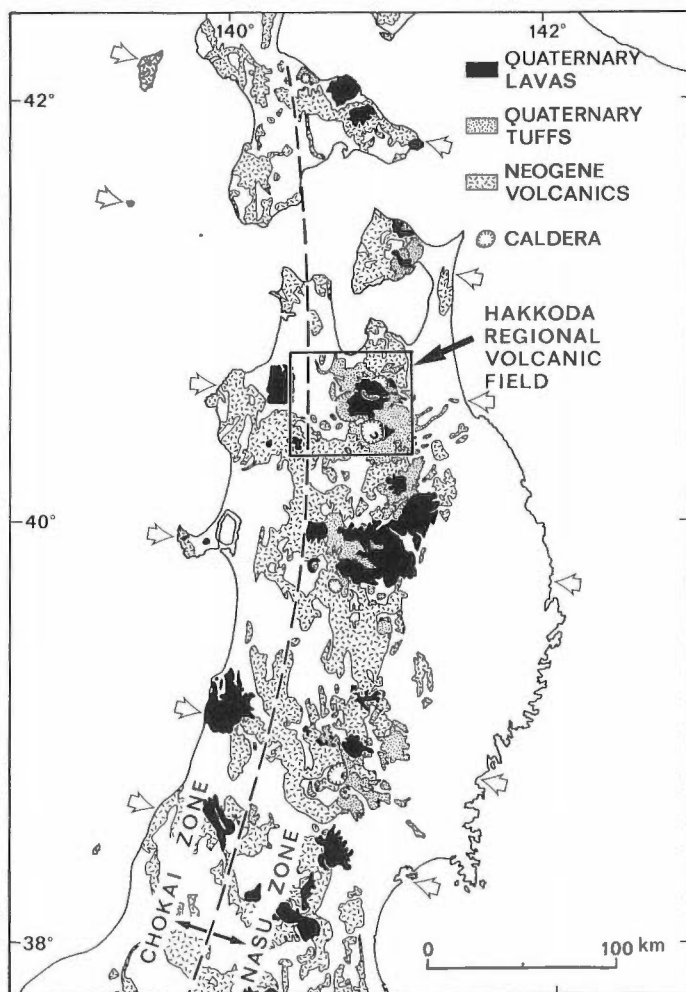
東北日本弧の火山フロントには、大型の火山群が70-80 kmの間隔で分布し、そのそれぞれが有数の地熱地域を構成している。仙岩地熱地域、栗駒地熱地域などはその代表的な例である。仙岩地熱地域の約80 km北方には、八甲田カルデラや十和田カルデラなど、第四紀後期の火山群を含む地域があって、その周辺には高温の温泉が多数分布している。本報では、この広域的な地域を狭義の八甲田火山地域と区別して、八甲田地熱地域と呼ぶことにする(第1図)。

八甲田地熱地域におけるこれまでの火山地質学的研究は主に、中新世の海底火山噴出物を扱う層序・鉱床研究者と第四紀後期の新鮮な火山噴出物を扱う火山研究者とがリードしてきた。その反映として、鮮新世-第四紀前期の火山噴出物は注目されることが少なかった。たとえば、鮮新世-第四紀前期の火山噴出物は、しばしば中新世の火山噴出物に含められてきた。同じ状況は東北日本弧全般にみられ、鮮新世-第四紀前期の時代の火山活動が微弱であったというかつての認識(Sugimura *et al.*, 1963)は、むしろ、このような研究の流れの反映である可能性が強い。したがって、後期新生代における東北日本弧の火山発達史を理解するためには、これら鮮新世-第四紀前期の時代の火山活動を、再度検討する必要がある。筆者らは、これらの問題を明らかにすることを目的として、十年来、八甲田地熱地域を調査してき

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

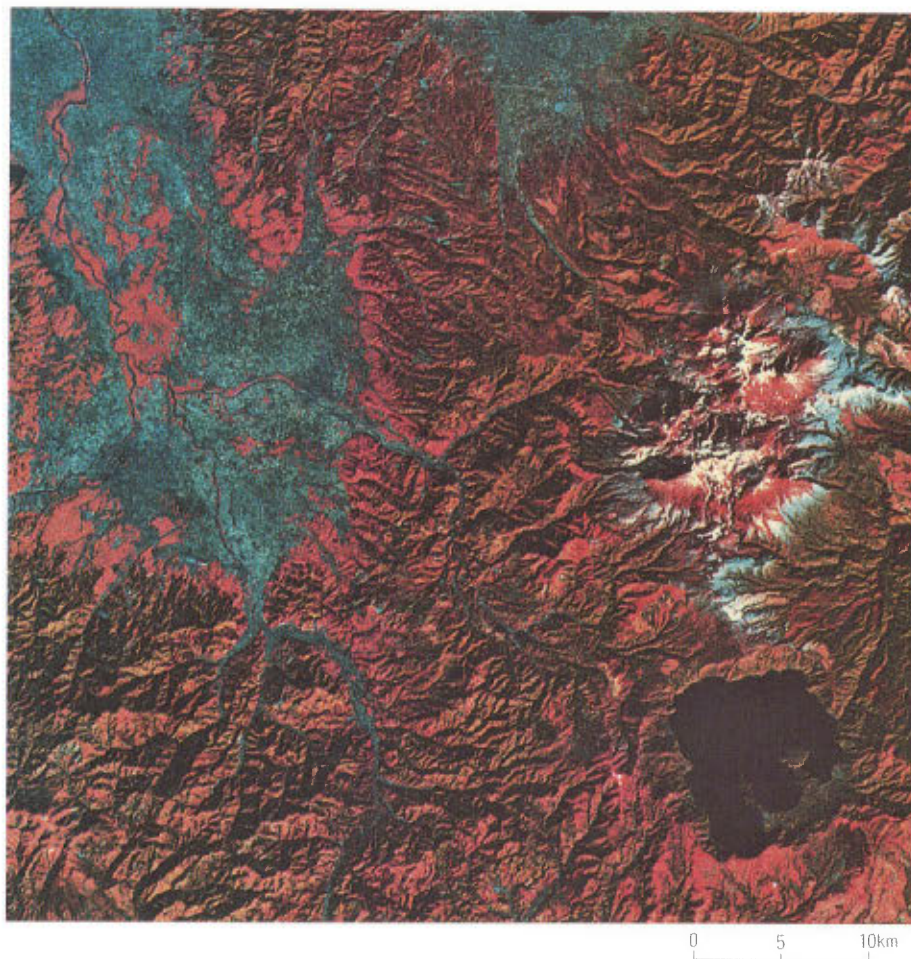
Keywords: Hakkoda, Aomori Prefecture, geothermal field, Hakkoda caldera, Towada caldera, clustered caldera, remote sensing, Landsat imagery, radar imagery, stratigraphy, welded tuff, pyroclastic flow deposit, Plio-Pleistocene



第1図 八甲田地熱地域の位置図
 Fig. 1 Locality of the Hakkoda geothermal field.

た。その結果、鮮新世-第四紀前期の3つのカルデラの存在が明らかとなり、既知の八甲田カルデラや十和田カルデラと合わせると、5つのカルデラが八甲田地熱地域に分布することが明らかとなった。八甲田地熱地域の地質図についてはすでに村岡・高倉(1988)で公表したが、これらカルデラを認識する契機を開いたのは、衛星画像やレーダー画像などを利用した地質リモートセンシングである。そこで、本報では、地質リモートセンシングを利用しつつ、カルデラの地形的特徴をまとめ、それに対する検証結果として、それぞれの大型火山噴出源から噴出した火砕流堆積物の分布をまとめる。

謝辞 本研究は新エネルギー・産業技術総合開発機構の全国地熱資源総合調査(第1次)および(第2次)と緊密な協力体制のもとに進められ、同調査の成果に負う所が大きい。特に、もと新エネルギー総合開発機構地熱調査部の馬場健三(現東電設計㈱)、高木慎一郎、同和工営㈱の山田敬一、吉川治男、黒沼廣治、藤原茂久、金龍之緒、今野宏秀の各氏には終始お世話になった。本地域の地質と温泉を永年にわたって調査された弘前大学の岩井武彦教授には、様々の御教示を受けた。地質調査所の小川克郎、中井順二、津 宏治、玉生志郎の各氏には、国土地熱資源評価技術の研究を一貫して、御支援を受けた。以上



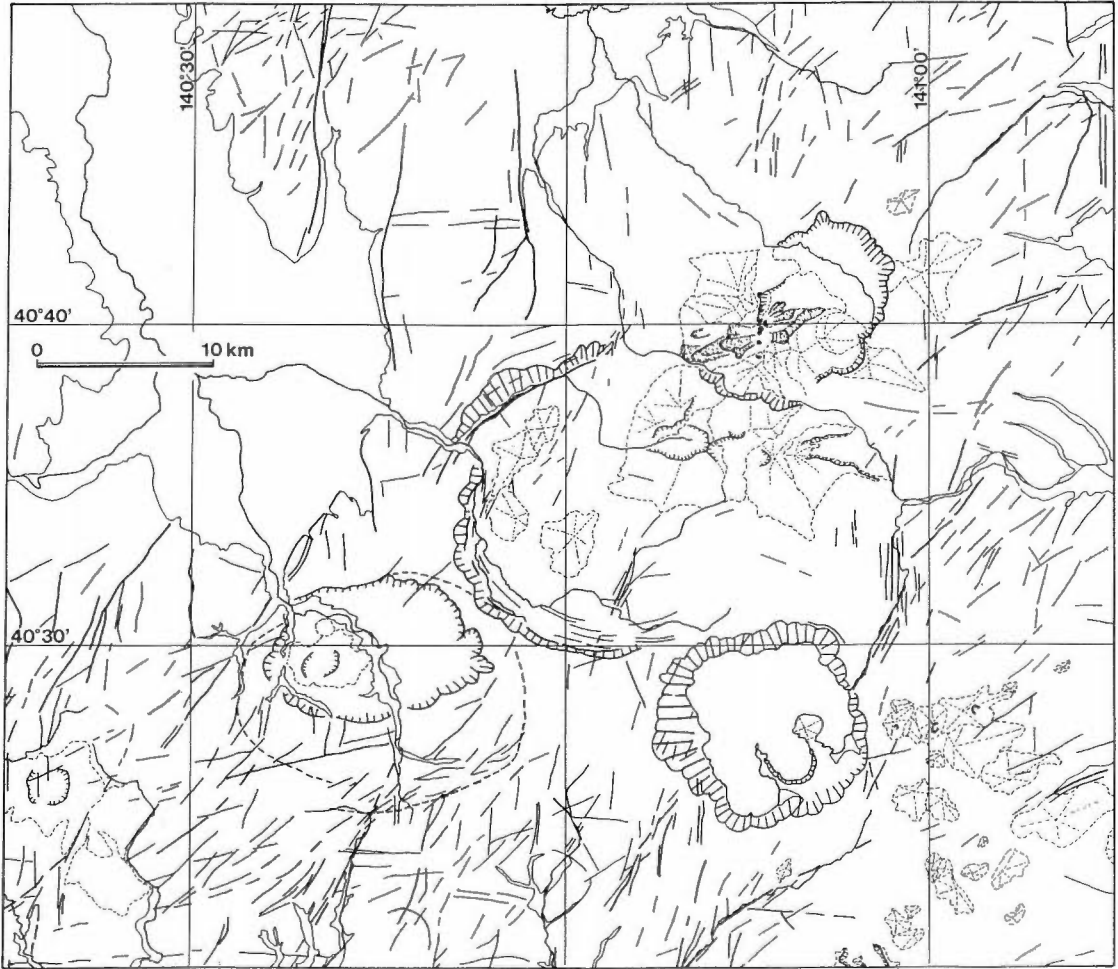
第2図 八甲田地熱地域の Landsat MSS 画像
村岡ほか(1981)により画像強調処理したもの

Fig. 2 Landsat MSS imagery of the Hakkoda geothermal field.

の方々に心から謝意を表する。

2. 陥没カルデラの認定

未知のカルデラを、予備的情報なしに、野外の火山噴出物の分布のみから推定して行くことは、効率的とはいえない。大型のカルデラは、一般に、大きな深部構造をもっている。例えば、珪長質マグマに関連する最も大規模な火山形態は、陥没カルデラであり、陥没カルデラは削剝されたものでも環状構造などの深部構造を示すことが多い。したがって、未知のカルデラを探るための、一つの効率的な方法は、地質リモートセンシングを活用し、これら巨視的地形形態に注目しつつ、地質調査を行うことであろう(村岡・長谷, 1980)。筆者らは、八甲田地熱地域において、早期よりこの方針に沿って、調査を進めてきた。

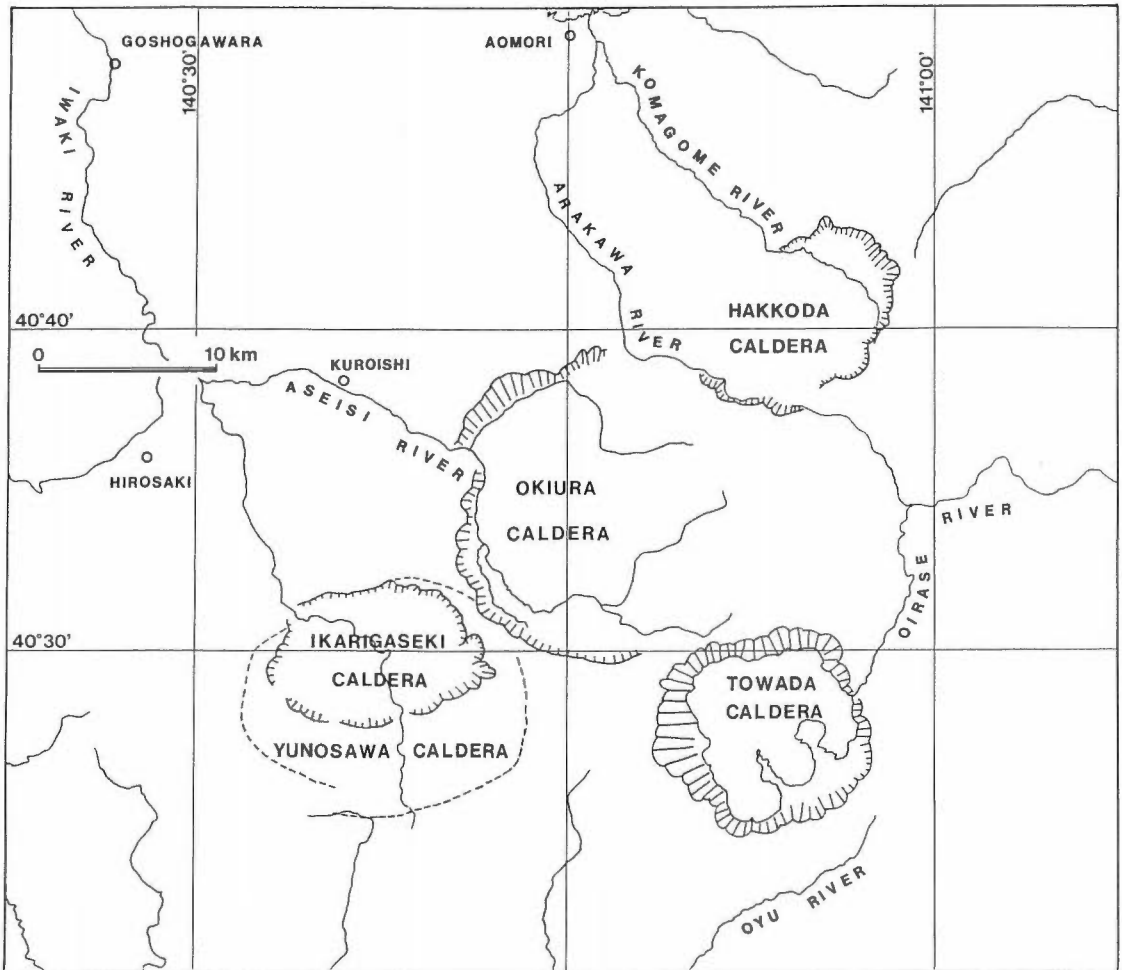


第3図 八甲田地熱地域の衛星画像判読図
 第2図の Landsat MSS 画像および Landsat TM 画像を判読したもの
 Fig. 3 Interpretation of satellite imagery of the Hakkoda geothermal field.

2.1 地形的特徴

八甲田地熱地域の位置は、第1図に示した。その範囲は便宜上、東経 $140^{\circ}22.5' - 141^{\circ}07.5'$ 、北緯 $40^{\circ}20' - 40^{\circ}50'$ に囲まれる約 $3,510 \text{ km}^2$ の地域とした(村岡・高倉, 1988)。第2図に八甲田地熱地域の Landsat MSS 画像を示す。また、第3図には第2図および最近の Landsat TM 画像を判読した結果を衛星画像判読図として示す。

八甲田地熱地域には、発生の新しい方から、十和田カルデラ、八甲田カルデラ、沖浦カルデラ、碓ヶ関カルデラおよび湯ノ沢カルデラの計5つのカルデラの存在が認識される(第4図)。このうち、十和田カルデラおよび八甲田カルデラについては、従来からその存在が知られていたが、地質リモートセンシングにより若干の知見を加えることができた。また、沖浦カルデラおよび碓ヶ関カルデラは、衛星リモートセンシングを契機として、初めてその存在が認識された。さらに、湯ノ沢カルデラは、沖浦カルデラや碓ヶ関カルデラに関する調査に付随して、その存在が認識された。ここでは、これらのカルデラについて、若い方からその地形的特徴を記述する。



第4図 八甲田地熱地域の5つのカルデラの位置図
 Fig. 4 Index map of five calderas in the Hakkoda geothermal field.

十和田カルデラ 十和田カルデラは、一辺が約11 kmの正方形の陥没域をもち、古くから多くの火山研究者により研究されてきた。カルデラ内は、現在なお湖水を湛えており、十和田湖と呼ばれている。このカルデラはクラカタウ型カルデラ(Williams, 1941; 荒牧, 1969, 1983)の代表的な例の一つであるオレゴン州、クレーターレークカルデラと類似した地形的特徴をもつ。また、十和田カルデラ内には、後カルデラ火山の活動に伴って、直径3 kmの中湖カルデラが生じており、陥没構造が2重になっている。十和田カルデラは八甲田地熱地域で最も若いカルデラであり、原地形の保存がよいため、地質リモートセンシングによって、新たに付け加える知見は少ない。しかし、TM画像の判読によれば、カルデラの周辺、特に、東側や南東側に多数の小規模な火山体を読み取ることができ、十和田カルデラの先カルデラ火山群としての可能性が注目される。坑井など層序学的資料によれば、これらの火山体を構成する安山岩溶岩は、八甲田火砕流堆積物より上位である可能性が強く(村岡・高倉, 1988)、十和田カルデラの先カルデラ火山群として矛盾しない。

八甲田カルデラ 八甲田カルデラの存在は古くから知られていたが、従来の認識は田代平付近の盆状地形やその北西のカルデラ壁の存在にもとづくものであった。そして、八甲田カルデラの南西側につい

ては、北八甲田火山や南八甲田火山に覆われて見えないものと解釈されていた。しかし、新エネルギー総合開発機構(現新エネルギー・産業技術総合開発機構)が取得した航空機レーダー画像の判読によれば、八甲田カルデラの形成に伴って噴出した八甲田火砕流堆積物は、北八甲田火山の溶岩に覆われているものの、南八甲田火山の溶岩を覆っているように推定された(村岡ほか, 1983b)。この推定は、実際に現地の調査で検証され、南八甲田火山が八甲田カルデラの外輪山の一部を構成することが明らかにされた(村岡ほか, 1983b)。

これにより、八甲田カルデラの基本構造と基本的な火山層序とが明らかとなった。すなわち、八甲田カルデラ先のカルデラ火山は多数存在し、カルデラ内については陥没のため不明ながら、外輪山として残存する最大のものが南八甲田火山ということになる。南八甲田火山が八甲田カルデラの南西外輪山であることから、八甲田カルデラの広がりには北西・南東9 km、北東・南西13 kmとなる。また、北八甲田火山は中央火口丘として位置づけられる。八甲田カルデラはクラカタウ型カルデラの地形的特徴をもっている。

沖浦カルデラ 沖浦地域の Landsat 画像上には明瞭な半環状地形が認められ、長谷とその共同研究者は、これを未知の火山性陥没構造として注目した(長谷, 1978; 石井・長谷, 1978; 村岡・長谷, 1980)。Muraoka and Hase (1981)および村岡(1985, 1986)は、その火山形態が半環状でかつ削剝されているものの、バイアス型カルデラに類似することを指摘し、沖浦カルデラと名づけた。

沖浦地域では、様々の地形要素が環状地形を構成している。最も顕著な要素は、浅瀬石川と中野川とからなる直径15 kmの環状水系であり、これがカルデラ底の端の caldera moat に当たっている。環状水系は標高400 m-700 mの環状の稜線に囲まれており、これが地形的カルデラ縁を表している。地形的カルデラ縁にもつげば、沖浦カルデラの直径は17 kmである。地形的カルデラ縁の内側の斜面は急崖となっており、カルデラ壁をなしている。他方、地形的カルデラ縁の外側の斜面は緩傾斜で、きわめて広い範囲に広がっている。環状水系の内側には、いくつかのビュートが環状に配列し、その標高は600 m-1,000 mである。各ビュートの山頂には平坦面が認められ、それらは系統的にカルデラの外側に向かって緩傾斜している。これらの地形形態は、ニューメキシコ州、バイアスカルデラを代表例とするバイアス型カルデラ(Smith and Bailey, 1968; 荒牧, 1969, 1983)に類似している。これらの地形的意義は、沖浦環状正断層系の確認を始め、地質学的にも検証された(村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990)。

なお、沖浦カルデラは半環状であり、東半分が不明となっている。これは、下湯撓曲帯により東側が隆起しているためである(村岡・高倉, 1988)。下湯撓曲帯の東側は、奥羽脊梁山脈中軸部に相当し、第四紀後期にいたるまで隆起し、削剝され、かつ第四紀後期の火山岩類に被覆されている。したがって、沖浦カルデラの東半分がかつては存在した可能性も残されている。

碓ヶ関カルデラ 碓ヶ関カルデラは、東西に長い盆状地形をなしており、村岡ほか(1983a)が Landsat 画像の判読と地質調査の結果から、その存在を指摘した。

碓ヶ関カルデラの地形的カルデラ縁付近には、いくつもの火山体が分布している。東側の地形的カルデラ縁は比較的良好に保存されているが、西側の地形的カルデラ縁は開析され、より不明瞭となっている。その標高も、東側では最高峰の三ッ森872.0 mを始め、一般に400 m以上であるのに対して、西側では300 m以下である。盆状地形の内側の標高は、中心部に向かってやや低下し、起伏の少ないカルデラ底をなしている。これは、湖成堆積物の碓ヶ関層の分布に一致している。しかし、この例外として、カルデラ中央やや西寄りの位置に、標高709.1 mの阿闍羅山の火山体が分布し、これが中央火口丘をなしている。このため、カルデラ内の主要水系である平川と虹貝川とは阿闍羅山を取り巻くように流れ、宿川原付近の隘路で合流し、カルデラ外に至る。碓ヶ関カルデラは、東西12 km、南北8 kmの広がりを持ち、クラカタウ型カルデラの地形的特徴を示す。

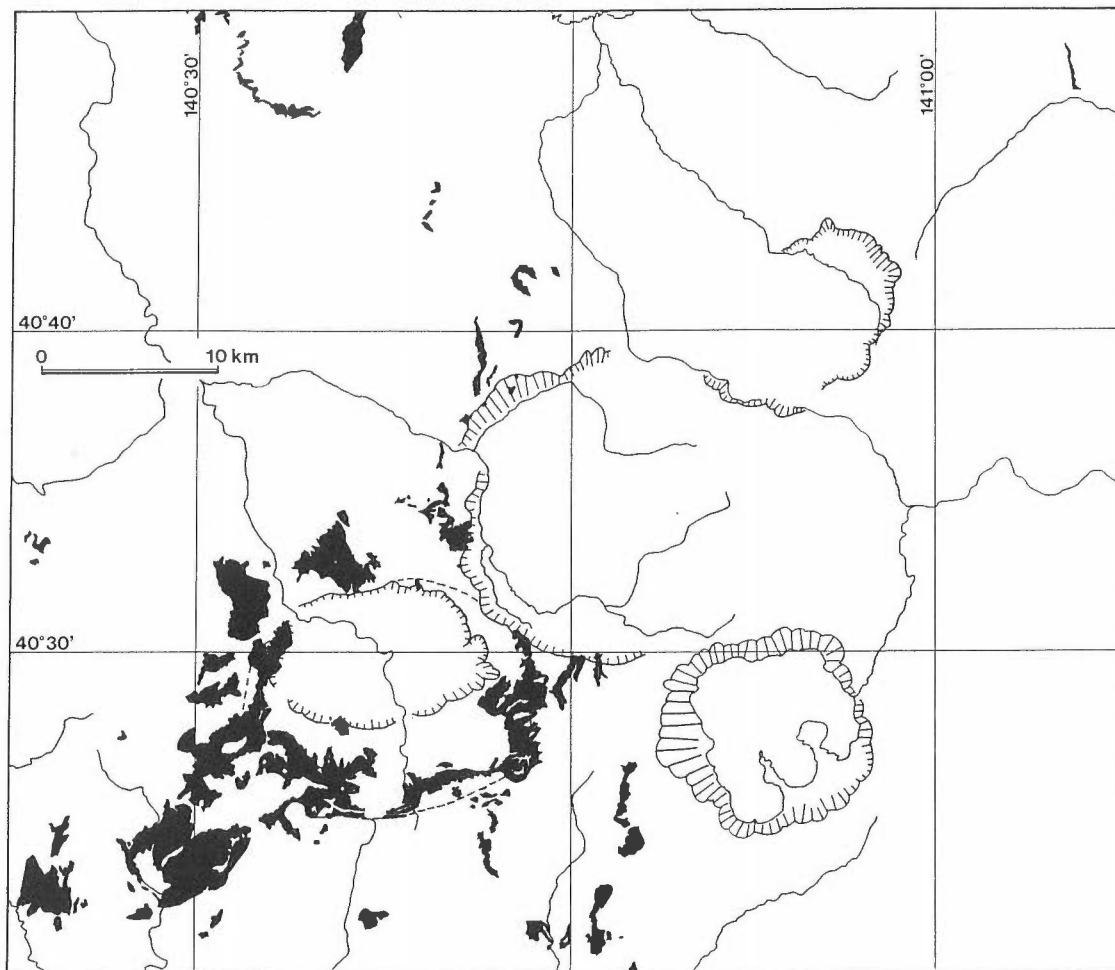
碓ヶ関カルデラの地形をさらに詳細にみるならば、次のような点が注目される。碓ヶ関カルデラの東側の民部平付近では、カルデラ底が部分的にカルデラ縁側に張り出し、“民部平湾入部”をつくっている。このような例は、阿蘇カルデラの内ノ牧湾入部のように、陥没カルデラにしばしば認められる特徴である。この民部平湾入部では、カルデラ壁が他の部分に比べ、特に良好に保存されている。また、民

第1表 八甲田地熱地域の火砕流堆積物の比較
Table 1 Comparison of pyroclastic flow deposits in the Hakkoda geothermal field.

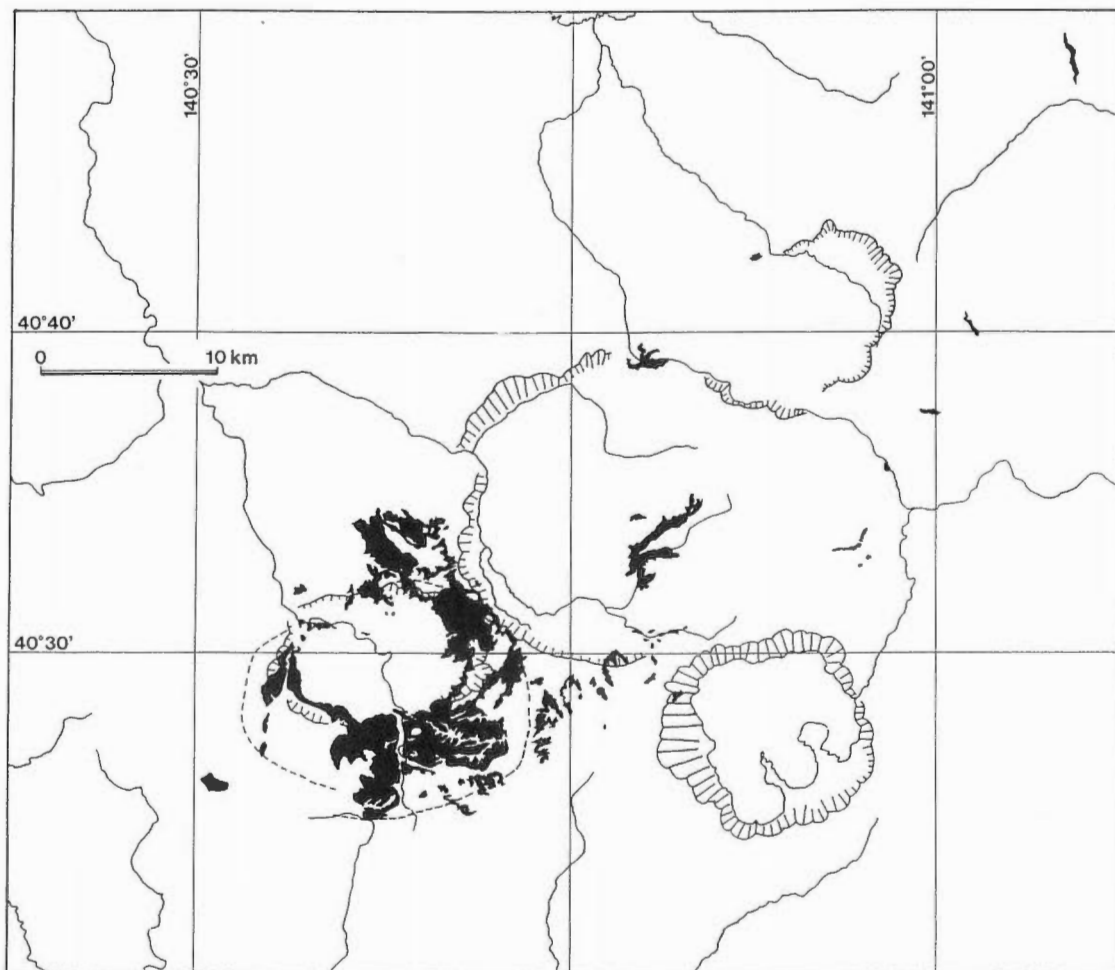
火砕流堆積物 (カルデラ名)	1) カルデラ のタイプ	2) 噴出年代 Ma	3) 層序 単位	4) 総体積 km ³	5) 本質物の組成	6) 軽石など本 質物の量化	7) 石質岩片など 異質物の量比
尾開山凝灰岩 (湯ノ沢カルデラ)	パイアス型	3.5	2?	210	流紋岩質	ごく多量	ごく少量
虹貝凝灰岩 (錠ヶ関カルデラ)	クラカタウ型	2.5	複数	21	安山岩質- デイサイト質	中-少量	ごく多量
青荷凝灰岩 (沖浦カルデラ)	パイアス型	1.5	複数	150	流紋岩質- デイサイト質	ごく多量	少量
八甲田火砕流堆積物 (八甲田カルデラ)	クラカタウ型	0.5	2	38	デイサイト質	中-少量	多量
十和田軽石流堆積物 (十和田カルデラ)	クラカタウ型	0.02	2	40	デイサイト質	多量	多量

2) 各ユニットの年代を平均した値(村岡, 1990による)

4) 非溶結凝灰岩には0.5を, 溶結凝灰岩には0.75を乗じたマグマ換算体積(村岡, 1991による)



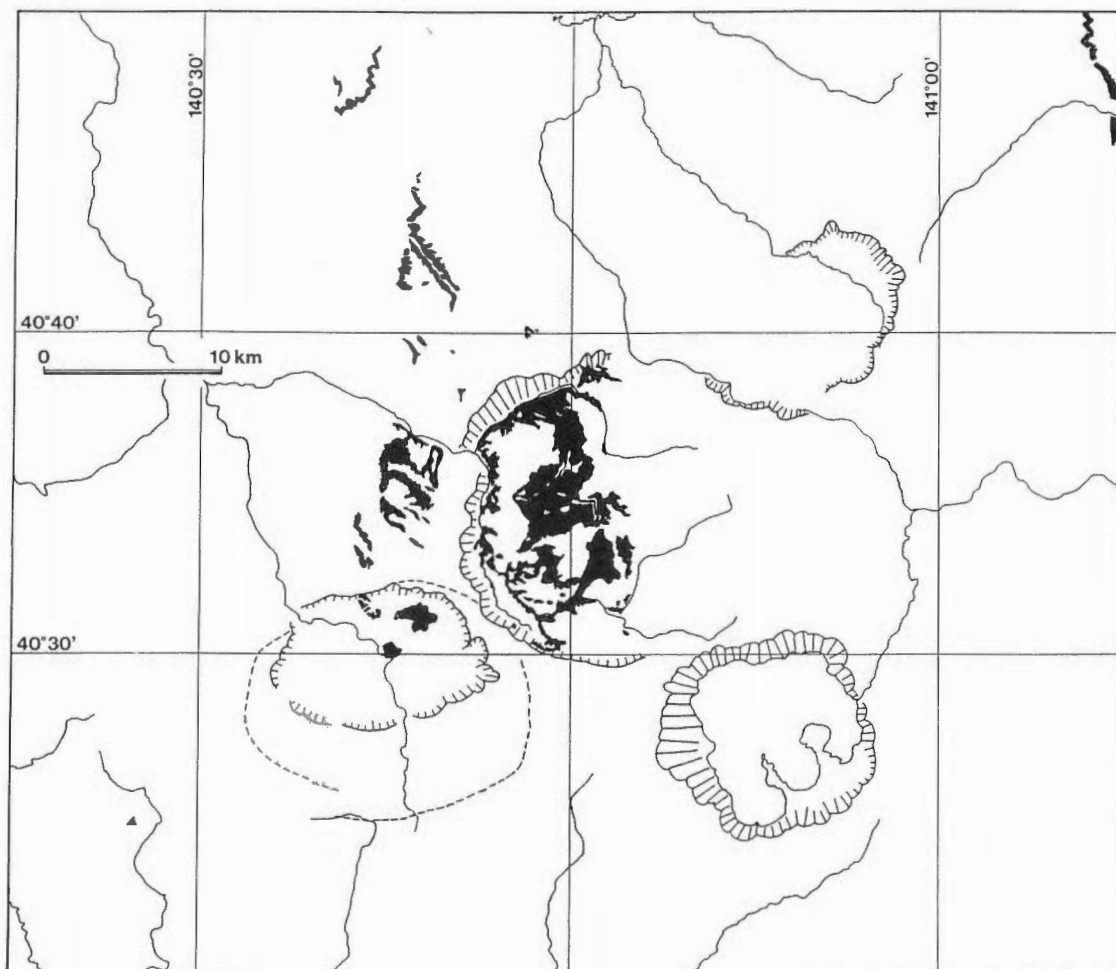
第5図 湯ノ沢カルデラから噴出した尾開山凝灰岩の分布図
Fig. 5 Distribution of the Obirakiyama Tuff from Yunosawa caldera.



第6図 碓ヶ関カルデラから噴出した虹貝凝灰岩の分布図
 Fig. 6 Distribution of the Nijikai Tuff from Ikarigaseki caldera.

部平湾入部の約2 km 西方には、2つの弧状の小丘が爆裂火口状の地形をつくっている。この地形は、空中写真あるいはカルデラ縁からの遠望によって認められる。現地を調査した結果では、これらの小丘もまた、阿闍羅山を構成する安山岩溶岩と同種の岩石から構成されている。これは規模こそ小さいが、後カルデラ丘が阿闍羅山の他に、カルデラの東側にも存在することを示す点で重要である(村岡・長谷, 1990)。

湯ノ沢カルデラ 湯ノ沢カルデラは地質構造、重力データ(広島ほか, 1989)および火砕流堆積物の分布などから、村岡ほか(1982)、村岡(1987)および村岡・高倉(1988)が記載したカルデラである。湯ノ沢カルデラは八甲田地熱地域の5つのカルデラの中で最も形成年代が古い。湯ノ沢カルデラは、削剝や若い火山岩の被覆により、ほとんど地形的形態を留めていない。このため、衛星画像上の地形的特徴のみから、その存在を認識することは困難である。しかし、地質構造、重力データおよび火砕流堆積物の分布などから推定される湯ノ沢カルデラの位置には、断片的にカルデラに関連する地形的特徴が判読される。すなわち、湯ノ沢カルデラの東縁や南縁には、水系により弧状の地形的カルデラ縁が判読され、南縁の部分は分水嶺をなしている。地形形態の保存は良好でないが、カルデラ周辺の重力急傾斜帯の一部



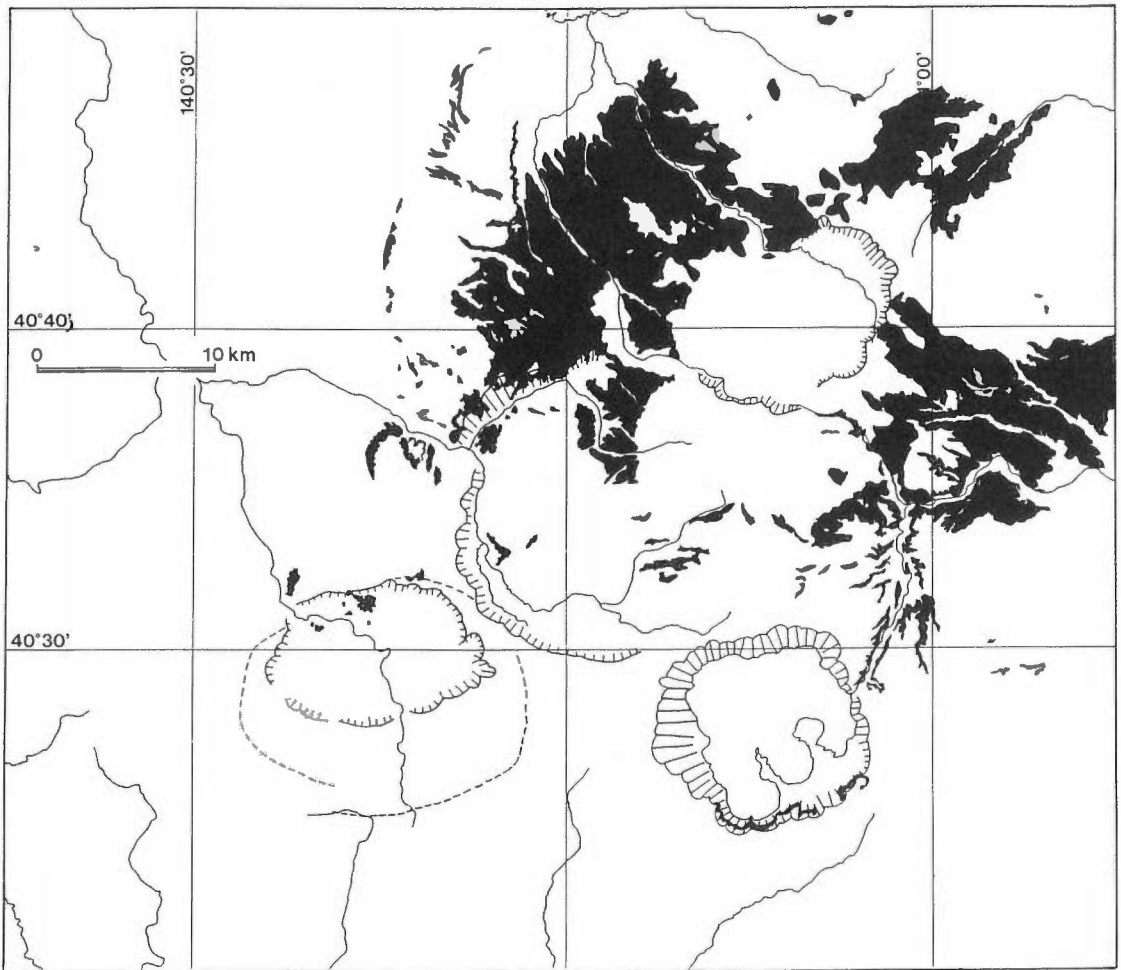
第7図 沖浦カルデラから噴出した青荷凝灰岩の分布図
 Fig. 7 Distribution of the Aoni Tuff from Okiura caldera.

に、環状断層の露出がみられる(村岡・高倉, 1988)。このことから、湯ノ沢カルデラは、ピストン状の陥没構造を特徴とするバイアス型カルデラに属する可能性が強い。

2.2 火砕流堆積物の分布

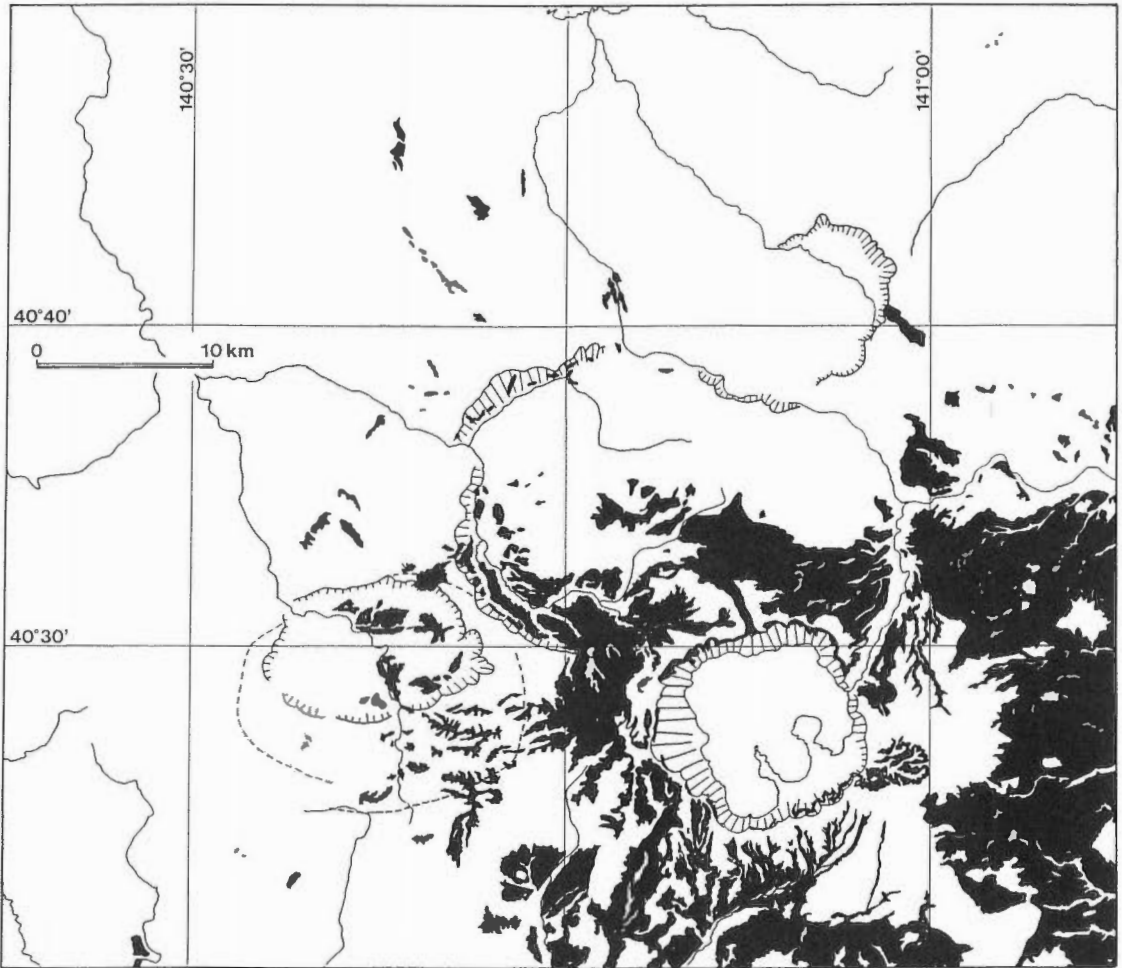
上述の5つのカルデラは、それぞれ、複成火山であり、様々の火山噴出物を繰り返し噴出している。このうち最も大量で、かつカタストロフィックに噴出した火砕流堆積物は、カルデラのマグマ溜まりについて多くの情報を与えるであろう。この観点から、ここでは各カルデラの火砕流堆積物に焦点を当てる。第1表に、各カルデラの火砕流堆積物の名称や産状の特徴をまとめる。また、第5図から第9図までに、5つのカルデラの形成に伴って噴出した火砕流堆積物の分布を示す。以下、各カルデラの火砕流堆積物の分布について、古い方から記述する。なお、それぞれの火砕流堆積物の定義・層序・岩相については、村岡・長谷(1990)に記述されている。

湯ノ沢カルデラの尾閉山凝灰岩 第5図に尾閉山凝灰岩の露出部分の分布を示す。尾閉山凝灰岩は湯ノ沢カルデラの周辺に広く分布する。この部分の層厚は150 m-250 mに達する。湯ノ沢カルデラの北縁



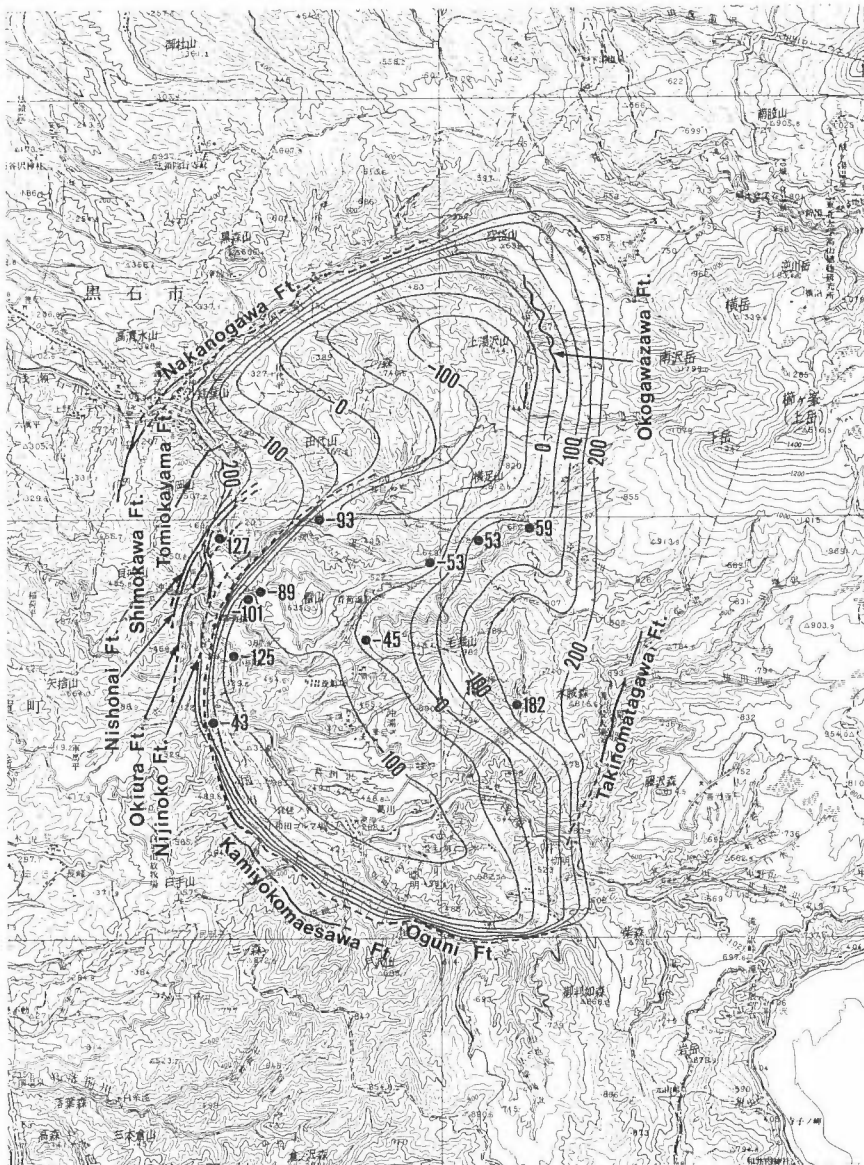
第8図 八甲田カルデラから噴出した八甲田火砕流堆積物の分布図
 Fig. 8 Distribution of the Hakkoda Pyroclastic Flow Deposits from Hakkoda caldera.

に露出するものは、その北方延長を温湯、長谷沢、法峠などに追跡することができる。この層厚は温湯で約30 m、長谷沢上流で250 mである。さらに北方の津軽半島南部にも分布が認められる。また、湯ノ沢カルデラの南西縁に露出するものは、田代岳南縁まで追跡できる。しかし、いくつかの坑井資料によれば、尾開山凝灰岩の本来の分布がさらに大きいことが理解される。例えば、津軽平野南東端には、沖積層が宿川原付近まで入り込んでいるが、温泉ボーリングの結果から平賀町大坊温泉付近で厚さ約100 m、平賀町大光寺の鷹の羽温泉付近で厚さ約320 mの尾開山凝灰岩の伏在が確認されている(岩井, 1980)。同様に、虹貝凝灰岩の被覆によりみかけ上分布を欠いている平賀町唐竹温泉付近で厚さ約270 m、その津軽平野への延長に当たる平賀町居温泉付近で厚さ約300 mの尾開山凝灰岩の伏在が確認されている(岩井, 1980)。さらに、沖浦カルデラ内で尾開山凝灰岩が分布を欠く理由は、ここが沖浦カルデラの陥没域に当たっているためである。最近、沖浦カルデラ内で実施された9本の地熱開発促進調査の試錐調査の結果によれば、カルデラ内青荷凝灰岩の下位には尾開山凝灰岩(大落前川層)が広く分布すること、その層厚が110 mから400 mに及ぶことが明らかとなっている(新エネルギー総合開発機構, 1983)。しかし、尾開山凝灰岩の真の分布は、これらに、さらに、削剝部分を加味する必要がある。



第9図 十和田カルデラから噴出した十和田軽石流堆積物の分布図
 Fig. 9 Distribution of the Towada Pumice Flow Deposits from Towada caldera.

碓ヶ関カルデラの虹貝凝灰岩 本凝灰岩は碓ヶ関カルデラの地形的カルデラ縁およびその外側に広く分布する(第6図)。また、カルデラ内では本凝灰岩が碓ヶ関層の下位に、内座層(inlier)として点々と露出する。さらに沖浦カルデラの陥没域で掘削された地熱開発促進調査のN56-OU-7号坑のコアにおいては下位の尾開山凝灰岩と上位の青荷凝灰岩との間に虹貝凝灰岩の存在が確認されている(新エネルギー総合開発機構, 1983)。碓ヶ関カルデラの地形的カルデラ縁から外側の分布についてみると、カルデラの東側では広範かつ連続的であるのに対して、西側では南西方にわずかな分布があるのみである。一方、カルデラ内で窓状に露出するものの分布をみると、逆にカルデラの西側で、より広い露出がみられる。この関係は、碓ヶ関カルデラの西側がより深くまで削剝されたことを反映している(村岡・高倉, 1988の地質断面図)。虹貝凝灰岩は最上部が削剝されていることが多く、層厚の見積りが難しい。しかし、N56-OU-7号坑においては、本凝灰岩の層厚が80 mに達している(新エネルギー総合開発機構, 1983)。おそらく、この値がカルデラ外の虹貝凝灰岩の最大層厚であり、平均的な層厚は40-80 m程度であると推定される。碓ヶ関カルデラの中心部では重力資料などからみて、大きな層厚を有すると推定されるが、まだこの点を確認した試錐調査はない。



第10図 沖浦カルデラにおける青荷凝灰岩の基底深度(海水準, m)

Fig. 10 Basal depth of the Aoni Tuff in Okiura caldera.

沖浦カルデラの青荷凝灰岩 青荷凝灰岩の分布は沖浦カルデラ内、碓ヶ関層分布域、大釈迦層分布域の3つに大別される(第7図)。最もまとまった分布は直径約15 kmの沖浦カルデラ陥没域を埋積しているものである。沖浦カルデラ内の青荷凝灰岩は、カルデラ周辺で中新統や鮮新統にアバットしている。このため、本来の青荷凝灰岩の基底部は地表調査によって観察できず、最大400 m程度の層厚が確認されるのみである。他方、沖浦カルデラ内では広域調査(金属鉱物探鉱促進事業団, 1973)で1坑、地熱開発基礎調査(日本地熱資源開発促進センター, 1979)で1坑、地熱開発促進調査(新エネルギー総合開発機構, 1983)で7坑、浅瀬石川ダム工事(建設省資料)に伴って2坑の合計11坑の試錐調査が行われてい

る。第10図はこれらの試錐データやコアの薄片をもとに、青荷凝灰岩の基底深度を模式的に示したものである(村岡・長谷, 1990)。試錐のない所は重力データを参考にした。このようにカルデラ内の青荷凝灰岩はビストン状の陥没域を埋積したものであろう。青荷凝灰岩の坑井中での層厚は345 m-603 mの範囲である。これらに、地形から削剝量を加味すると、青荷凝灰岩の真の層厚は最大700 m-800 mと推定される。碓ヶ関層分布域の青荷凝灰岩は、駒ノ台周辺、唐牛東方、手代森周辺の3地域にみられる。いずれも、碓ヶ関層に整合的に重なり、碓ヶ関層と同一の湖成環境で堆積したものである。それらの層厚は小さく、最大層厚40 m程度と見積られる。大釈迦層分布域の青荷凝灰岩は高館-花巻周辺、六萬平-嘉瀬沢周辺、唐竹周辺などの3地域にみられる。いずれも大釈迦層に整合的に重なり、大釈迦層と同一の浅海-海浜環境で堆積したものである。その層厚は高館-花巻周辺で観察される限り40 m程度、六萬平-嘉瀬沢周辺で約200 mである。第7図のように、青荷凝灰岩の分布面積は、他のカルデラの火砕流堆積物に比べて小さい。これは、青荷凝灰岩がカルデラ外では海成層中に凝灰岩層として含まれることから、未確認の部分が多いためと考えられる。

八甲田カルデラの八甲田火砕流堆積物 八甲田火砕流堆積物は八甲田第1期火砕流堆積物と八甲田第2期火砕流堆積物の2つのフローユニットに分けられ、両者とも、八甲田カルデラの北西と南東に広大な火砕流台地を形成している(第8図)。この部分では八甲田第2期火砕流堆積物のみで層厚100 mに達し、八甲田第1期火砕流堆積物は河床に露出するため、層厚の見積りが困難であるが、少なくとも50 mに達する。他方、これらの火砕流堆積物は八甲田カルデラの南西で欠除する傾向がある。これはカルデラ陥没時に南八甲田火山がすでに存在したため、それが地形的障壁の役割を果たしたためと考えられる(村岡ほか, 1983b)。八甲田第1期火砕流堆積物は八甲田第2期火砕流堆積物に被覆されるため、その分布に関してやや不明な点があるが、おそらく、八甲田第2期火砕流堆積物より、広がり・層厚ともに小規模であったと推定される。

十和田カルデラの十和田軽石流堆積物 十和田軽石流堆積物は下位の大不動軽石流堆積物と上位の八戸軽石流堆積物という2つのフローユニットに分けられる(中川ほか, 1972; Hayakawa, 1985)。大不動軽石流堆積物および八戸軽石流堆積物とも、十和田カルデラの周辺に分布し、特にカルデラの東方に向かって広大な分布をもっている(第9図)。両者を比較すると、上位の八戸軽石流堆積物の方がやや広く分布する傾向がある。カルデラの近傍で、両者を合わせて、最大層厚100 m程度である。

3. 議 論

東北日本弧は、少なくとも中新世の15 Ma頃から島弧であったことが確かであり(当舎, 1984)、それ以降、島弧性の火山活動が活発であったと考えられる。一方、八甲田地熱地域には八甲田カルデラと十和田カルデラという2つの大型火山噴出源が知られていたが、それらはせいぜい第四紀後期のものに過ぎない。荒牧(1969)が指摘したように、斉一観の観点からは、より古いカルデラが日本列島にもっと多数存在していたであろう。それらが十分見出されない理由は、後述のように島弧の地質環境が一つの原因であろう。しかし、それはこれまでの研究の流れにも関係しているように思われる。たとえば、東北日本弧におけるこれまでの火山研究者は、主に第四紀後期の新鮮な火山および火山岩を扱ってきた。他方、層序・鉱床研究者は、中新世の海底火山噴出物を扱ってきたが、必ずしも火山噴出源の復元を主題としている訳ではなかった。しかも、鮮新世や第四紀後期の火山および火山岩は、これらの流れからとり残されてきた。東北日本弧において、古い火山噴出源の復元が積極的に試みられたことは、必ずしも多くなかったといえよう。

筆者らは、地熱探査の一環として八甲田地熱地域において、地質リモートセンシングを利用しつつ、鮮新世-更新世の火山噴出源の探査を行ってきた。その結果、少なくとも、沖浦カルデラと碓ヶ関カルデラという2つのカルデラが、衛星画像上に比較的明瞭に推定され、現地での調査結果からも、これらに対応する火砕流堆積物の分布が明らかとなった。また、これらの調査に関連して、さらに古い湯ノ沢カルデラとその火砕流堆積物の存在が明らかとなった。既知の八甲田カルデラについては、レーダー画

像の判読によって、南八甲田火山が南西カルデラ縁であることが明らかとなり(村岡ほか, 1983b), その2単位の火砕流堆積物の存在が明らかとなった(村岡・高倉, 1988)。その結果、八甲田地熱地域には、古い方から湯ノ沢カルデラ、碓ヶ関カルデラ、沖浦カルデラ、八甲田カルデラ、十和田カルデラといった5つのカルデラが分布することが判明した。その年代は、それぞれ、およそ3.5 Ma, 2.5 Ma, 1.5 Ma, 0.5 Ma および0.02 Ma である(村岡, 1991)。5つのカルデラは、時間的にはわずか350万年の間に順次形成され、おおむね1 Maの間隔で1個づつ生じたことになる。5つのカルデラは、地域的にはわずか40 km×40 kmの範囲に集中している。これら5つのカルデラは、一連の火山-テクトニクスを背景として生じた、一つのカルデラ群として認識できよう。

このようなカルデラ群の存在は、ペーズンアンドレンジ地域(Lipman, 1984)やタウボ火山帯(Wilson *et al.*, 1984)など大陸地域に、多くみつがっている(ニュージーランド付近も海底の大陸地殻の広がりからみると準大陸である)。そして、これらの生成場は活動的大陸縁の島弧-縁海化の過渡期ともいべき、広域的な伸張テクトニクスで特徴づけられる。しかし、カルデラ群が、短縮テクトニクスに支配された典型的な島弧から報告された例は、これまでにほとんどない。八甲田地熱地域の状況からみると、その理由は島弧地域における埋積、変形および削剝といった3つの要因に帰することができよう。埋積の要因についてみると、八甲田地熱地域においては、後に生じたカルデラの火砕流堆積物が先在するカルデラの陥没地形を例外なく埋めている。同様のことは、活動的大陸縁でも期待しうるが、島弧ではこれに加えて、海成堆積岩などによる埋積の効果が無視できない。変形の要因については、島弧の方が活動的大陸縁よりずっと激しいようにみえる。たとえば、中央アンデスでは8 Ma 前後のカルデラが現在も原形を保っているが(Francis *et al.*, 1983)、八甲田地熱地域では第四紀前期の沖浦カルデラでさえ、下湯撓曲帯のためその東半分が不明となっている。削剝の効果については、島弧が一般に湿潤気候に支配されるため、乾燥気候を特徴とする活動的大陸縁より、はるかに大きい。これについても、活動的大陸縁の中新世のカルデラが、碓ヶ関カルデラや沖浦カルデラより、地形の開析の程度が小さいことから明らかである。このように、島弧では、活動的大陸縁よりもカルデラを消失させる要因が多く、このことがカルデラ群の認識を困難にしているのであろう。

前述のように、八甲田地熱地域の5つのカルデラは、地域的にはわずか40 km×40 kmの範囲に集中している。それにもかかわらず、湯ノ沢カルデラと碓ヶ関カルデラとに、若干の地域的重複があるものの、おおむねカルデラが相互に重複しないように、隣り合って分布している。このような傾向は、ペーズンアンドレンジ地域のカルデラ群(Lipman, 1984)やタウボ火山帯のカルデラ群(Wilson *et al.*, 1984)にも認められる現象であり、「カルデラの棲み分け」と呼ぶことができる。筆者らは、その原因を、一つのカルデラのカルクアルカリマグマが地殻下部の部分融解により生じると、その部分の地殻下部がSiO₂やincompatible成分に枯渇してしまい、次のカルデラのカルクアルカリマグマが別の部分から発生せざるを得ないことによると考えている。しかし、この問題の詳細については、別の観点から、検討する必要がある。

文 献

- 荒牧重雄(1969) カルデラ学説に関するいくつかの問題. 火山 第2集, vol. 14, p. 55-76.
- (1983) 日本のカルデラの成因に関するいくつかの問題. 鉱山地質特別号, no. 11, p. 139-154.
- Francis, P. W., Halls, C. and Baker, M. C. W. (1983) Relationships between mineralization and silicic volcanism in the Central Andes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 18, p. 165-190.
- 長谷紘和(1978) 地熱探査とリモートセンシング. 地熱エネルギー, no. 8, p. 7-16.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada Volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, vol. 60, p. 507-592.
- 広島俊男・駒澤正夫・中塚 正(1989) 20万分の1青森地域重力図(ブーゲー異常). 重力図(1), 地質調

査所.

- 石井武政・長谷紘和(1978) 十和田湖北西方にみられる環状地形と地質・構造について. 日本地質学会第85年大会講演要旨, p. 77.
- 岩井武彦(1980) 青森県弘前盆地地域における温泉群の研究. 青森県環境保健部, 27 p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団(通商産業省)(1973) 昭和47年度広域調査報告書, 北鹿地域. 23 p.
- Lipman, P. W. (1984) The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the top of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.*, vol. 89, p. 8801-8841.
- 村岡洋文(1985) 沖浦カルデラの火山噴出物から推定されるバイモーダルマグマの共存. 吉田博直先生退官記念文集, p. 263-279.
- (1986) 沖浦カルデラの形成年代. 地調月報, vol. 36, p. 33-42.
- (1987) 八甲田広域火山地域のカルデラ群の研究 その1. 湯ノ沢カルデラ. 日本地質学会第94年大会講演要旨, p. 438.
- (1991) 八甲田地熱地域の熱源系. 地調報告, no. 275, p. 113-134.
- ・長谷紘和(1980) 陥没カルデラに由来する環状地形構造の評価. 地質ニュース, no. 311, p. 7-29.
- Muraoka, H. and Hase, H. (1981) Okiura caldera, discovery of a Valles-type caldera in the northern Honshu, Japan, In Abstract 1981 IAVCEI Symposium, Arc Volcanism, Tokyo, p. 242-243.
- 村岡洋文・長谷紘和(1990) 黒石地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 124p.
- ・鎌田浩毅・長谷紘和(1981) 地質構造解析のための Landsat 画像のデジタル強調処理—沖浦-八幡平地域を例として—. 昭和55年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書 国土地熱資源基本図作成に関する研究, 地質調査所, p. 45-67.
- ・高倉伸一(1988) 10万分の1八甲田地熱地域地質図説明書. 特殊地質図(21-4), 地質調査所, 27p.
- ・山口 靖・長谷紘和(1982) 奥羽山脈北縁のカルデラ群とその熱源評価(演旨). 日本地熱学会誌, vol. 5, p. 225-226.
- ・———・———(1983a) 礎々関カルデラ: 遠部層を噴出した新第三紀クレーターレーク型カルデラ. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 341.
- ・———・仲澤 敏(1983b) 南八甲田火山と八甲田カルデラの相互関係—レーダー画像判読とその現地検証—. 地質雑, vol. 89, p. 661-664.
- 中川久夫・中馬教允・石田琢二・松山 力・七崎 修・生出慶司・大池昭二・高橋 一(1972) 十和田火山発達史概要. 岩井淳一教授退官記念論文集, p. 7-18.
- 日本地熱資源開発促進センター(1979) 地熱開発基礎調査報告書 no. 9 沖浦, そのⅢ. 99 p.
- 新エネルギー総合開発機構(1983) 地熱開発促進調査報告書 no. 5 沖浦. 586p.
- Smith, R. L. and Bailey, R. A. (1968) Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 116, p. 613-662.
- Sugimura, A., Matsuda, T., Chinzei, K. and Nakamura, K. (1963) Quantitative distribution of late Cenozoic volcanic materials in Japan. *Bull. Volcanol.*, 2, vol. 26, p. 125-140.
- 当舎利行(1984) 東北日本の古地磁気学. 月刊地球, vol. 6, p. 601-608.
- Williams, H. (1941) Calderas and their origin. Univ. Calif. Publ., *Bull. Dept. Geol. Sci.*, vol. 25, p. 239-346.
- Wilson, C. J. N., Rogan, A. M., Smith, I. E. M., Northey, D. J., Nairn, I. A. and Houghton, B. F. (1984) Caldera volcanoes of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Geophys. Res.*, vol. 89, p. 8463-8484.

八甲田地熱地域の熱源系

村岡洋文*

Heat source systems in the Hakkoda geothermal field, Northeast Japan

By

Hirofumi MURAOKA*

Abstract: The Hakkoda geothermal field, Northeast Japan, contains five collapse calderas of Pliocene and Pleistocene, three of which have been recently identified. Outlines of geology and structure of the five calderas are described. Volumes, radiometric ages and whole rock chemistry of caldera-forming tuffs are also summarized. Based on these data, geothermal energy that still remains in the magma bodies and consolidated equivalents beneath the five calderas is estimated after Smith and Shaw (1975, 1979)'s method. Most of the results are relatively consistent with temperature regimes found in those hydrothermal systems. The magma chambers of the Yunosawa and Ikarigaseki calderas may be consolidated in temperature between 300°C and 150°C. The magma chamber of the Okiura caldera may be slightly higher than 300°C. The magma chamber of the Hakkoda caldera may be slightly higher than the solidus temperature. The magma chamber beneath the Towada caldera is estimated to be of the highest geothermal potential among the five calderas, because of the youngest formation age. It, however, is not consistent with the fact that no geothermal manifestation is accompanied with this caldera at the surface. This gives rise to a question how the surface geothermal manifestation is masked in the Towada caldera.

1. ま え が き

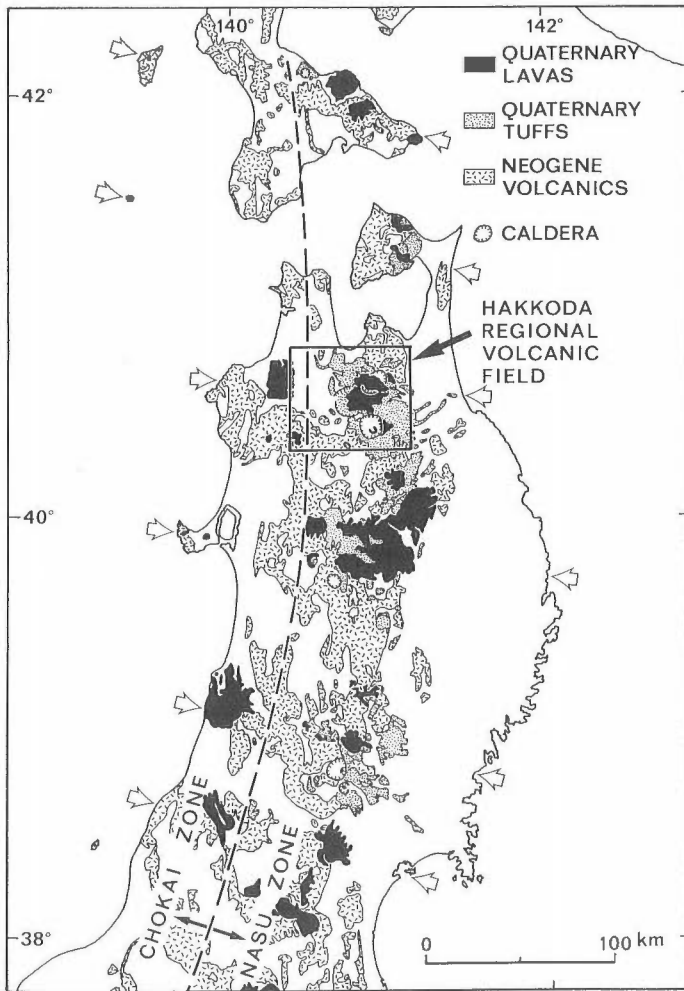
東北日本弧の火山フロントには、大型の火山群が70-80 kmの間隔で分布し、そのそれぞれが有数の地熱地域を構成している。仙岩地熱地域、栗駒地熱地域などはその代表的な例である。仙岩地熱地域の約80 km北方には、八甲田カルデラや十和田カルデラなど、第四紀後期の火山群を含む地域があって、その周辺には高温の温泉が多数分布している。本報では、この広域地域を狭義の八甲田火山地域と区別して、八甲田広域火山地域、あるいは八甲田地熱地域と呼ぶことにする(第1図)。

最近、八甲田地熱地域の火山地質が噴出源の探査という観点から再検討された。その結果、従来中新世とされた火山碎屑岩類の中に、鮮新世-第四紀前期の大規模な火砕流堆積物の存在が明らかにされるとともに、鮮新世-第四紀前期のいくつかの大型火山噴出源の存在が明らかにされた(村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990; 村岡ほか, 1991)。このことから、鮮新世-第四紀前期は、後期新生代における火山活動の一つの最盛期であることが明らかとなった。これら鮮新世以降の大型火山噴出源や火砕流堆積物については、村岡・高倉(1988)に地質図として表現したほか、本書の別稿で詳細に記述した(村

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

Keywords: heat source, geothermal field, Hakkoda, Aomori Prefecture, Plio-Pleistocene, caldera, radiometric age, Smith and Shaw diagram, magma chamber, K-Ar age, resource assessment, residual heat, chemical composition



第1図 八甲田地熱地域の位置図

村岡ほか(1991)による。白い矢印間は東北日本弧を横断する火山の群集域

Fig. 1 Locality map of the Hakkoda geothermal field.

岡ほか, 1991).

火山噴出源に関するこれらの認識は、八甲田地熱地域の地熱系の理解に、新しい視座を与えるものである。たとえば、いくつかの高温の温泉の存在は従来、熱源の点でも、貯留構造の点でも、説明困難であった。しかし、これら火山噴出源の認識は、それらに初めて合理的な説明を与えるものである。したがって、これら大型火山噴出源の熱源について、地熱ポテンシャルの観点から再検討する必要がある。本報では、八甲田地熱地域の熱源系について、火山噴出源の地質、火砕流堆積物の体積、年代および化学組成を総括し、Smith and Shaw (1975, 1979)の方法によって熱源系の地熱ポテンシャルを評価する。

謝辞 本研究は新エネルギー・産業技術総合開発機構の全国地熱資源総合調査(第2次)と緊密な協力体制のもとに進められ、同調査の成果に負う所が大きい。特に、もと新エネルギー総合開発機構地熱調査部の馬場健三(現東電設計㈱)、岡部賢二(現地質調査所)、高木慎一郎、玉生志郎(現地質調査所)、堀昌雄(現日本鉱業㈱)、品田正一(現石油資源開発㈱)、阿部昭夫(現日本重化学工業㈱)の各氏、同和工営㈱の山田敬一、吉川治男、黒沼廣治、藤原茂久、金龍之緒、今野宏秀の各氏、日鉱探開㈱の土屋 徹、

秤 信男の各氏には終始お世話になった。本地域の地質と温泉を永年にわたって調査された弘前大学の岩井武彦教授には、様々の御教示を受けた。青森県鉱政保安課の方々には調査の便宜を計っていただいた。地質調査所の小川克郎、中井順二、津 宏治の各氏には、国土地熱資源評価技術の研究を一貫して、御支援を受けた。地質調査所の久保泰邦氏には物理探査の観点から様々の御支援を受けた。地質調査所の長谷紘和と山口 靖の両氏には、以前から本調査地域を共同して調査し、数々の御支援を受けた。以上の方々には心から謝意を表する。

2. マグマ性熱源へのアプローチ

地熱系という用語は、狭義には地殻浅所に賦存する地熱流体系を指すが、より広義には、地殻浅所に賦存する熱源、レザバー、地熱流体など地熱現象の主要構成要素を総合した系に対して用いることができる。以下、本報でも、地熱系をこの意味に用いる。この場合、地熱系の中核は熱源であり、熱源の存在が地熱系生成の根本的な原因であることはいうまでもない。地殻上部における熱の発生機構に関しては、マグマの熱、岩石の摩擦熱、放射性同位元素の崩壊熱、鉱物の反応熱など、様々の可能性がある。しかし、地熱開発の対象となる高温の地熱系の熱源は、一般に、マグマやその高温の固結物であることが知られている。熱源としてのマグマやその高温の固結物のことを、ここでは**マグマ性熱源**と呼ぼう。マグマ性熱源は地熱系生成の主要な原因であり、地熱系を理解する上で不可欠の要素である。

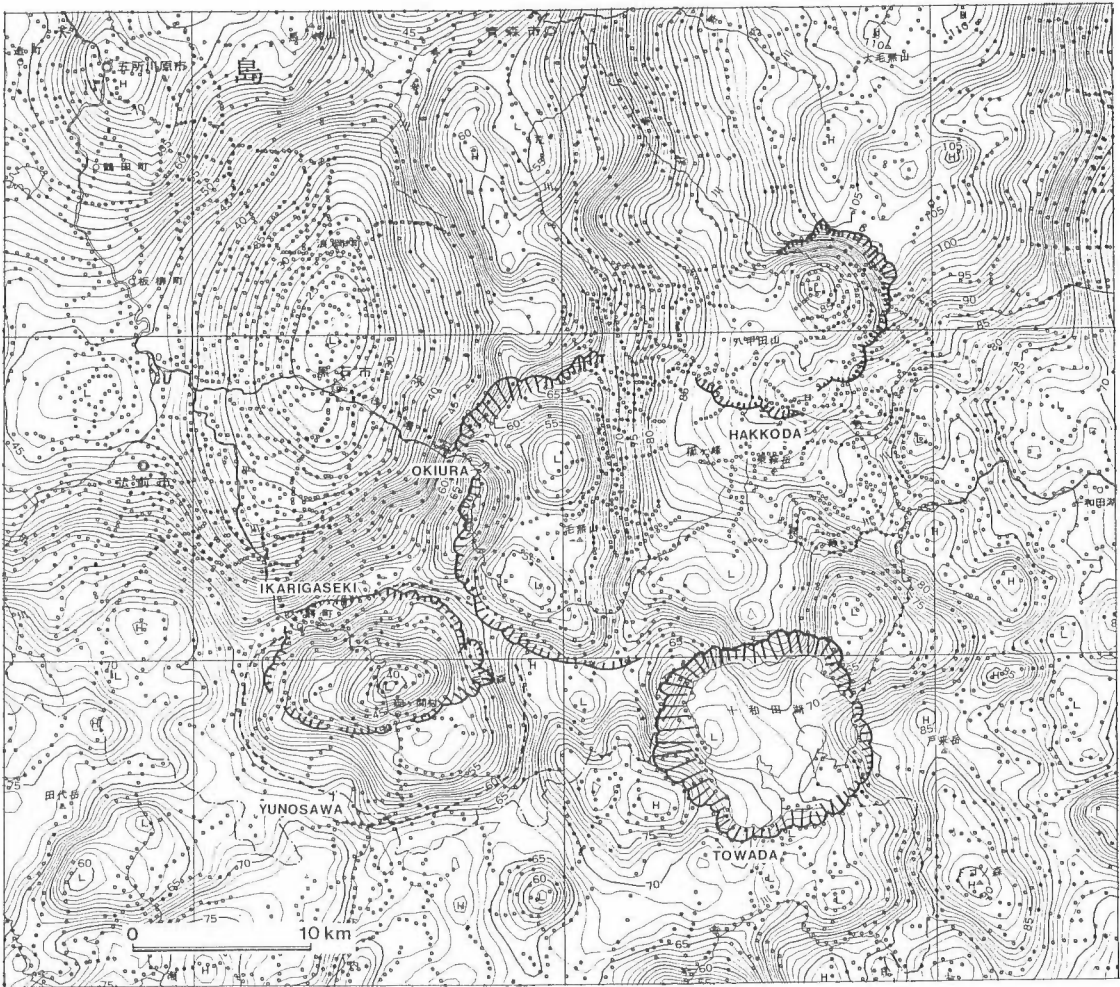
マグマ性熱源の存在を地表から認識することは、一般に容易でない。P波遅延法など、ある種の地震学的手法は、溶融したマグマ性熱源を、弾性波的に透視できることがある。しかし、これらの方法は一般に大掛かりな探査システムを必要とし、固結したマグマ性熱源には必ずしも適用できない。マグマ性熱源を認識するために、地熱探査で常套的にとられる方法は、地質学的手法である。すなわち、マグマ性熱源を、その地表形態である火山噴出源や、その放出物である火山噴出物から推論する方法である。

ところで、火山噴出源の全てが、地殻浅所にマグマ性熱源をもつという訳ではない。中村(1986)のいう独立単成火山群、特にアルカリ玄武岩を特徴とする単成火山群は、地下にマグマの溜まりが生じている訳ではなく、マグマの通路(岩脈のような)がただ一度生じただけの可能性が高い。さらに、ハワイやアイスランドなどのホットスポット地域を除くと、苦鉄質マグマ全般が、地殻浅所にマグマ溜まりをつくりにくいとする考えも根強い(Smith and Shaw, 1975)。これは、苦鉄質マグマと珪長質マグマとを比べた場合、前者は火山岩(玄武岩)として産することが多いのに対して、後者は深成岩(カコウ岩)として産することが多いという、R. A. Daly 以来の経験的事実にもとづいている。苦鉄質マグマの方が地殻浅所にマグマ溜まりをつくりにくい理由については、低粘性で上昇速度が早いこと(藤井, 1978)、およびリキダス・ソリダス温度の差が大きく上昇中に固結しにくいこと(荒牧, 1978)、の2点が上げられる。これらの点から、珪長質火山噴出源の方が、地殻浅所にマグマ性熱源をもつ可能性が高い。特に、珪長質の火砕流堆積物や溶岩を繰り返し噴出する複成の火山噴出源は、地殻浅所にマグマ性熱源をもつことが確実といえよう。地熱探査では一般に、このような火山噴出源が対象となる。

火山噴出源の構造を復元することにより、マグマ性熱源の水平的位置や水平的広がりも推定できる。また、火山噴出源の明確な火山噴出物について、層序や年代を調査することにより、マグマ性熱源の発生時代が推定できる。さらに火山噴出物の化学分析により、マグマ性熱源の化学的性質も推定できる。マグマ性熱源の地熱ポテンシャルを評価する方法は、Smith and Shaw (1975, 1979)によって示された。これは、火山噴出源や火山噴出物に関する地質学的情報から、マグマ性熱源の年代と体積とを見積り、これから熱伝導による冷却を仮定して、現在のマグマ性熱源の残存熱量を評価する方法である。本報でも、基本的には彼らの方法を踏襲する。

3. 火山噴出源の地質および構造

八甲田地熱地域には、湯ノ沢カルデラ、碓ヶ関カルデラおよび沖浦カルデラという3つの大型火山噴



第2図 八甲田地熱地域のカルデラ群と重力図 (広島ほか, 1989)
 Fig. 2 Clustered calderas and a gravity map of the Hakkoda geothermal field.

出源が復元され、既知の八甲田カルデラと十和田カルデラとを合わせると、合計5つのカルデラが認識された(村岡・高倉, 1988; 村岡ほか, 1991)。これら大型火山噴出源の存在は、重力データからも認識することができ、第2図に重力図(広島ほか, 1989)と各カルデラの輪郭とを示す。以下に、各火山噴出源の特徴をまとめる。

3.1 湯ノ沢カルデラ

湯ノ沢カルデラは直径約15 kmの陥没域をもち、尾開山凝灰岩の噴出により形成された(村岡ほか, 1982, 1991; 村岡・高倉, 1988, 村岡, 1987)。湯ノ沢カルデラの内側では、尾開山凝灰岩の露出が直径約11 kmの範囲で欠落しており、尾開山凝灰岩の層厚はその周辺で大きい。露出の欠落域は、尾開山凝灰岩より若い地質単元に覆われており、重力的にみて一つの閉じた低重力異常帯をなしている(第2図)。この範囲には後述の碓ヶ関カルデラによる低重力異常域が含まれるが、これを除外しても、一回り大きな低重力異常帯が存在することが明らかである。すなわち、碓ヶ関カルデラの部分はじょうご状の低重力異常パターンを示すのに対して、それを取り囲む低重力異常帯は鍋底状のパターンを示してい

る。このことから、湯ノ沢カルデラは環状断層をもつと推定される。事実、湯ノ沢カルデラ周辺の重力急傾斜帯の一部には、環状断層とみなされる断層の露出が確認される(村岡・高倉, 1988)。しかし、その露出は断片的であり、その連続性については重力資料から推定する他ない。

湯ノ沢カルデラの地質は、碓ヶ関カルデラの重複のため、不明の点が多い。しかし、湯ノ沢カルデラの陥没構造は地質および重力異常の特徴からみて、どちらかといえばバイアス型カルデラ(Smith and Bailey, 1968)に近い性格をもっているといえよう。

尾開山凝灰岩は様々な層準の中新統を不整合に被覆している。また、ほとんどの中新統が海成層であるのに対して、尾開山凝灰岩のかかなりの部分は陸成の溶結凝灰岩として産する。したがって、この不整合の間に、少なくとも古地理的環境が大きく変わっている。湯ノ沢カルデラの古地理的環境は尾開山凝灰岩の海成相と溶結凝灰岩相の分布状況から推定される。両者の分布からみると湯ノ沢カルデラは現在の始良カルデラのように北方の海域に向かって開いた湾を形成していたらしい。

3.2 碓ヶ関カルデラ

碓ヶ関カルデラは8 km×12 kmの陥没域をもち、虹貝凝灰岩の噴出により形成された(村岡ほか, 1983a, 1991; 村岡・高倉, 1988)。碓ヶ関カルデラは先カルデラ火山岩類として三ッ森安山岩、カルデラを形成した火砕流堆積物として虹貝凝灰岩、カルデラ湖の堆積物として碓ヶ関層、後カルデラ火山岩類として阿闍羅山安山岩など、クラカタウ型カルデラ(Williams, 1941; 荒牧, 1969)の基本的な構成要素を全て備えている。一つの特徴は、虹貝凝灰岩の噴出に先立ち、先カルデラ火山群の三ッ森安山岩がカルデラを含む広い範囲に噴出したことである。後カルデラ丘をなす阿闍羅山安山岩は碓ヶ関層堆積の最末期に噴出した。

碓ヶ関カルデラは、上述のように地質学的にみてクラカタウ型カルデラの特徴をもっている。これは、重力データ(第2図)がじょうご状の陥没構造を示すことと調和的である。一般にクラカタウ型カルデラの陥没域からは、カルデラを形成した火砕流堆積物の存在はほとんど報告されていない。にもかかわらず、より削削の進んだ碓ヶ関カルデラにあっては、虹貝凝灰岩がカルデラの内側に窓状に露出しており、カルデラ内を埋積していることが明らかである。

大部分の虹貝凝灰岩は海成相として産する。このことは、尾開山凝灰岩堆積後に海進があったことを示している。虹貝凝灰岩の海成相と溶結凝灰岩相の分布状況からみると、虹貝凝灰岩堆積当時の碓ヶ関カルデラの古地理的環境は、現在のクラカタウカルデラに類似しており、地形的カルデラ縁などのごく一部が海上に出ている。しかし、碓ヶ関カルデラ内では、虹貝凝灰岩を被覆して、湖成の碓ヶ関層が堆積している。したがって、虹貝凝灰岩堆積後、再び急速に海退が進行したのであろう。

3.3 沖浦カルデラ

沖浦カルデラは直径約15 kmの半環状の陥没域をもち、青荷凝灰岩の噴出によって形成された(Muraoka and Hase, 1981; 村岡・高倉, 1988; 村岡ほか, 1991)。大量の青荷凝灰岩はカルデラ内にみられるほか、カルデラ外ではカルデラの西縁や碓ヶ関カルデラ内に分布する。カルデラ内では、青荷凝灰岩の上位に、後カルデラ丘群をなす沖浦デイサイトが分布している。

沖浦カルデラは鍋底状の低重力異常で特徴づけられる(第2図)。低重力異常の縁部の重力急傾斜帯には、多数の環状断層が確認され、沖浦環状正断層系と呼称されている(村岡・長谷, 1990)。沖浦デイサイトの分布も環状であり、マグマの流路(conduit)が環状岩脈であることを示唆している。事実、沖浦デイサイトの一部には、岩脈として産するものが報告されている(村岡・長谷, 1990)。沖浦カルデラの東半分については後の削削や被覆のため不明の点が多い。しかし、沖浦カルデラの陥没構造がピストン状であることは地質、重力(第2図)および坑井などの資料から明確である(村岡・長谷, 1990)。したがって、沖浦カルデラはバイアス型カルデラに比較される。

青荷凝灰岩は観察される限り、ほとんど全てが水底火砕流堆積物として産する。青荷凝灰岩の層相からみると、その堆積時期に、沖浦カルデラ内は湖であったが、その西側には、海域が広がっていた。こ

のため、ここではカルデラ外の青荷凝灰岩が海成層として堆積し、砂岩層と互層している。また、この時期には、碓ヶ関カルデラ内がまだ、湖の環境にあり、そこでは、カルデラ外の青荷凝灰岩が湖成層として堆積した。

3.4 八甲田カルデラ

八甲田カルデラは9 km×13 kmの陥没域をもち(村岡ほか, 1983b), 2単位の八甲田火砕流堆積物を噴出することによって形成された(村岡ほか, 1991; 村岡・高倉, 1988)。一つの特徴は、これら八甲田火砕流堆積物の噴出に先立ち、先カルデラ火山群の南八甲田第1期溶岩および南八甲田第2期溶岩がカルデラを含む広い範囲に噴出したことである。北八甲田溶岩は後カルデラ丘として噴出し、一部の溶岩流はカルデラ縁から溢れ出た。

八甲田カルデラはじょうご状の低重力異常で特徴づけられ(第2図)、環状断層が明瞭でない。しかも、その後カルデラ丘は中央火口丘状である。このことから、八甲田カルデラは、クラカタウ型カルデラとみなされる。

層相の分布からみると、2単位の八甲田火砕流堆積物のうち、八甲田第1期火砕流堆積物の堆積時期には、カルデラ北西の青森市街地から黒石市街地にかけて海域が広がっていた。しかし、八甲田第2期火砕流堆積物の堆積時期には、海岸線は、津軽平野から黒石市街地の南東にかけての地域を除き(村岡・長谷, 1990)、現在の状況に近かったと考えられる。現在、八甲田カルデラには湖水はみられないものの、田代平などのカルデラ底は多量の地下水を涵養していることが推測される。

3.5 十和田カルデラ

十和田カルデラは一辺が11 kmのほぼ正方形の陥没域をもち、大不動軽石流堆積物および八戸軽石流堆積物を噴出することによって形成された(中川ほか, 1972; Hayakawa, 1985)。一つの特徴は、これら十和田軽石流堆積物の噴出に先立ち、先カルデラ火山群の御鼻部山溶岩がカルデラを含む広い範囲に噴出したことである。カルデラ内には、後カルデラ丘群の活動に伴って、直径約3 kmの中湖カルデラが生じている。十和田カルデラは、重力図上で、わずかな低重力異常を示し(第2図)、環状断層が明瞭でない。しかも、その後カルデラ丘は中央火口丘状である。したがって、十和田カルデラはクラカタウ型カルデラと考えられる。十和田カルデラは現在なお湖水を湛えており、大量の天水を涵養している。

4. 火砕流堆積物の体積

上述の5つのカルデラは、それぞれ、複成火山であり、様々の火山噴出物を繰り返し噴出している。このうち最も大量で、かつカタストロフィックに噴出した火砕流堆積物は、カルデラのマグマ性熱源について多くの情報を与えるであろう(Smith, 1979)。この観点から、ここでは、八甲田地熱地域の5つのカルデラの各火砕流堆積物の体積を見積る。なお、もとなる各火砕流堆積物の分布については、ここでは説明を省略するが、村岡ほか(1991)に詳しく記載されている。

4.1 湯ノ沢カルデラの尾開山凝灰岩

尾開山凝灰岩は、火砕流堆積物として特筆すべき連続性をもっている。加えて、層厚も大きい。この点から、きわめて単純化した体積の見積りとして、分布域の半径が20 km、平均層厚が250 mであったとすると、314 km³となる。尾開山凝灰岩の体積はこのように、少なくとも300 km³のオーダーに達し、八甲田地熱地域に分布する鮮新世以降の火砕流堆積物の中では、最も大規模なものの一つといえることができる。

なお、上述の体積は、そのままでは他の火砕流堆積物と比較できない。すなわち、火砕流堆積物が溶結しているか、非溶結であるかによって、岩石の密度が大きく異なる。たとえば、Smith (1979)はこれをマグマ換算の体積に補正する場合、溶結しているものに0.75を、非溶結のものに0.50を乗じている。

尾開山凝灰岩は全体の約2/3が溶結しているので、 314 km^3 に0.67を乗じると、 210 km^3 が得られる。

4.2 碓ヶ関カルデラの虹貝凝灰岩

虹貝凝灰岩は大部分が海成のため、本来の分布を復元するのが困難である。きわめて単純化した体積の見積りとして、分布域の半径が15 km、平均層厚が60 mであったとすると 42 km^3 となる。これは、碓ヶ関カルデラが八甲田カルデラとはほぼ同規模の大きさをもつことや虹貝凝灰岩の本来の分布が推定困難なことなどから考えて、やや過少の見積りであろう。しかし、本凝灰岩は分布や平均的層厚などからみて八甲田火砕流堆積物より若干規模が小さい可能性が強い。虹貝凝灰岩は大部分が非溶結のため、 42 km^3 に0.50を乗じると、マグマ換算の体積 21 km^3 が得られる。

4.3 沖浦カルデラの青荷凝灰岩

カルデラ外では砂岩層などと互層するため、その分布の把握はまだ十分でない。しかし、カルデラ内の青荷凝灰岩の体積を、厚さ0.6 km、半径15 kmの半円板で近似して求めると、それだけで 212 km^3 となる。カルデラ外にこの半分の体積が見込まれるとすると、青荷凝灰岩の全体積は 300 km^3 のオーダーと算定される。青荷凝灰岩は大部分が非溶結のため、 300 km^3 に0.50を乗じると、マグマ換算の体積 150 km^3 が得られる。

4.4 八甲田カルデラの八甲田火砕流堆積物

Yagi *et al.* (1963)は本火砕流堆積物について、当時の資料から分布面積を 170 km^2 、平均層厚を50 mとみなし、全体積を 8.5 km^3 と算定した。村岡ほか(1991)は比較的最近の資料にもとづいて分布の概要を示したが、これによれば露出面積のみで約 384 km^2 となる。ここで、全体の5分の1程度は伏在していることを考慮すると、分布面積は約 512 km^2 と見込まれる。筆者の調査結果から、平均層厚を70 mとすると、八甲田第2期火砕流堆積物の体積は約 36 km^3 と算定される。これに八甲田第1期火砕流堆積物の体積を加えると、八甲田カルデラから噴出した火砕流堆積物の全体積は少なくとも 50 km^3 のオーダーであろう。八甲田火砕流堆積物は大部分が溶結しているので、 50 km^3 に0.75を乗じると、マグマ換算の体積 37.5 km^3 が得られる。

4.5 十和田カルデラの十和田軽石流堆積物

Hayakawa (1985)により、大不動軽石流堆積物および八戸軽石流堆積物ともに、それぞれ 40 km^3 と見積られており、合計すると 80 km^3 となる。十和田軽石流堆積物はほぼ全て非溶結のため、 80 km^3 に0.50を乗じると、マグマ換算の体積 40 km^3 が得られる。

5. 火山噴出物の年代

これら5つのカルデラのマグマ性熱源が、地殻浅所に定置した年代は、上述の各火砕流堆積物の年代から推定することができる。これら火砕流堆積物の年代測定資料は、最近の地熱調査によって、ある程度揃ってきた。以下に、それらの年代測定結果をまとめる。

5.1 湯ノ沢カルデラの尾開山凝灰岩

尾開山凝灰岩のK-Ar年代測定結果を第1表にまとめる。年代測定資料は必ずしも多くないが、尾開山凝灰岩が K_2O 成分に富むため、年代値は比較的よく収束している。ただし、唯一の黒雲母の年代測定結果(No. 4)のみが、やや古い値を与えている。黒雲母年代はまだ一例に過ぎず、今後検討する余地はあるものの、当面、全岩年代の方を採用すべきであろう。全岩年代についてみると、溶結凝灰岩に比べて、軽石の方がやや若い傾向がある。試料の条件からみて、溶結凝灰岩の方がより信頼できる。以上のことから、尾開山凝灰岩のK-Ar年代は、 3.5 Ma ということが出来る。これは、尾開山凝灰岩をし

第1表 湯ノ沢カルデラの火山岩のK-Ar年代
Table 1 K-Ar ages of volcanic rocks of Yunosawa caldera.

No	Unit	Sample	Locality	Type	Occurrence	K %	^{40}Ar (scc / gm $\times 10^{-5}$)	Radio. ^{40}Ar (%)	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)	Average Age (Ma)	Ref.
1	Obiraki-yama Tuff	790628-05	Houtoge Pass	rhyolite	pumice	1.96 1.98	0.018 0.020	6.9 8.6	2.3 \pm 1.0 2.6 \pm 0.8	2.5 \pm 0.6	1)
2	Obiraki-yama Tuff	800608-01	Northwest of Oguni	rhyolite	pumice	2.67 2.66	0.030 0.032	20.3 17.3	2.9 \pm 0.3 3.1 \pm 0.4	3.0 \pm 0.3	1)
3	Obiraki-yama Tuff	810808-01	Kamiyoko-maesawa	rhyolite	welded tuff	2.96 2.97	0.041 0.041	40.2 38.7	3.55 \pm 0.18 3.55 \pm 0.18	3.55 \pm 0.18	1)
4	Obiraki-yama Tuff	ditto	ditto	biotite	ditto	5.20 5.13	0.107 0.112	20.2 20.6	5.32 \pm 0.64 5.57 \pm 0.66	5.45 \pm 0.46	1)
5	Obiraki-yama Tuff	H-55	Shimizume-gawa	rhyolite	pumice	2.44	0.03643 0.03534	25.4 24.7	3.84 \pm 0.16 3.73 \pm 0.16	3.79 \pm 0.16	1)
6	Obiraki-yama Tuff	T-92	Uchimachi-zawa	rhyolite	welded tuff	2.20	0.034	25.1		3.8 \pm 0.3	2)

文献欄の1)は本論文, 2)は金属鉱業集団(1980a).

第2表 碓氷関カルデラの火山岩のK-Ar年代
Table 2 K-Ar ages of volcanic rocks of Ikarigaseki caldera.

No	Unit	Sample	Locality	Type	Occurrence	K %	^{40}Ar (scc / gm $\times 10^{-5}$)	Radio. ^{40}Ar (%)	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)	Average Age (Ma)	Ref.
1	Nijikai Tuff	851120-20C	Minbetai	andesite	scoria	1.01 1.01	<0.001 <0.001	<1.0 <1.0		<0.3	1)
2	Nijikai Tuff	A-16	Tsuta River	dacite	pumice	0.47 0.48	0.004(2) 0.004(5)	7.9 11.7		2.4 \pm 0.8	2)
3	Nijikai Tuff	HK-182	Yachino-sawa	dacite	welded tuff	1.15 1.16	0.013 0.014	24.2 16.6		3.0 \pm 0.5	2)

文献欄の1)は本論文, 2)は新エネルギー総合開発機構(1985).

第3表 沖浦カルデラの火山岩のK-Ar年代
Table 3 K-Ar ages of volcanic rocks of Okiura caldera.

No	Unit	Sample	Locality	Type	Occurrence	K %	40Ar (sec) /gm $\times 10^{-5}$	Radio. 40Ar(%)	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)	Average Age(Ma)	Ref.
1	Aoni Tuff	800530-01	Aoni River	grano- diorite	lithic fragment	1.55 1.56	0.010 0.010	10.8 11.1	1.7 \pm 0.1 1.7 \pm 0.1	1.7 \pm 0.1	1)
2	Aoni Tuff	800530-02	Aoni River	dacite	pumice	1.05 1.04	0.006 0.007	6.9 7.1	1.5 \pm 0.2 1.7 \pm 0.3	1.6 \pm 0.2	1)
3	Aoni Tuff	810516-06	Aoni River	dacite	pumice	1.05 1.05	0.003(9) 0.004(6)	4.2 5.2	1.0 \pm 0.5 1.1 \pm 0.3	1.1 \pm 0.3	1)
4	Aoni Tuff	791002-01	Mt. Kenashi -yama	basalt	tava	0.25 0.25	0.002(0) 0.006(7) 0.001(0)	1.7 6.6 1.2	2.1 \pm 6.2 6.9 \pm 1.3 1.0 \pm 6.3	6.9 \pm 15.7	1)
5	Aoni Tuff	810516-02	Takaba	dacite	pumice	1.35 1.38	0.006(1) 0.006(6) 0.008(7)	3.4 3.3 4.6	1.1 \pm 0.8 1.2 \pm 1.0 1.6 \pm 0.6	1.5 \pm 0.6	1)
6	Aoni Tuff	800603-03	Mt. Kenashi -yama	dacite	welded tuff	2.05 2.05	0.007 0.007	10.6 13.0	0.9 \pm 0.1 0.9 \pm 0.1	0.9 \pm 0.1	1)

文献欄の1)は、本論文。

ばしば中新統とみなした従来の層序の見解に、修正を迫るものである。なお、尾開山凝灰岩の溶結凝灰岩の自然残留磁化方位を野外で測定した結果では、例外なく逆帯磁であった。現状ではこの逆帯磁はギルバート逆磁極期後期(Mankinen and Dalrymple, 1979の3.80-3.40 Ma)に帰すのが妥当であろう。

5.2 碓ヶ関カルデラの虹貝凝灰岩

虹貝凝灰岩のK-Ar年代測定結果を第2表にまとめる。虹貝凝灰岩については、筆者も一試料(No. 1)を碓ヶ関カルデラのカルデラ壁から採取し、測定を試みた。しかし、この試料は海成凝灰岩中のスコリアという条件の悪さのためか、放射性 ^{40}Ar がほとんど失われており、年代評価の対象となりえない。新エネルギー総合開発機構(1985)の2つの測定結果(No. 2と3)は、 $2.4 \pm 0.8 \text{ Ma}$ および $3.0 \pm 0.5 \text{ Ma}$ を示す。この値は前述の尾開山凝灰岩と後述の青荷凝灰岩の年代値の間に入り、層序と矛盾しない。したがって、虹貝凝灰岩のK-Ar年代測定結果は、単純化していえば、 2.5 Ma ということができる。これは、虹貝凝灰岩を中新統とみなしてきた従来の層序の見解に、修正を迫るものである。また、上述の2つの年代測定試料の自然残留磁化方位は逆帯磁である(新エネルギー総合開発機構, 1985)。

5.3 沖浦カルデラの青荷凝灰岩

青荷凝灰岩のK-Ar年代測定結果を第3表にまとめる。青荷凝灰岩の形成年代はK-Ar年代から1.7-0.9 Maと見積られる(村岡, 1986)。青荷凝灰岩はほとんどの部分が水底火砕流堆積物として産するが、これらが複数のクーリングユニットからなることは明らかである。このことから、青荷凝灰岩は、多少、年代範囲に幅があることが予想される。しかし、上述の1.7-0.9 Maという年代範囲はむしろ、測定誤差に負うものである。したがって、ここでは青荷凝灰岩のK-Ar年代を、より単純化して、 1.5 Ma とみなす。いずれにせよ、これらの年代値は、青荷凝灰岩を中新統とみなしてきた従来の層序の見解に、修正を迫るものである。

5.4 八甲田カルデラの八甲田火砕流堆積物

八甲田火砕流堆積物のK-Ar年代測定は最近、全国地熱資源総合調査(第2次)の一環として多数行われた(新エネルギー総合開発機構, 1985, 1986)。その結果のうち、単一の実験室で測定したものを、紫蘇輝石の固溶体組成など村岡・長谷(1990)の八甲田第1期火砕流堆積物と八甲田第2期火砕流堆積物との判別基準によって再整理すると、それぞれに対応して年代値が分かれ、合理的に両ユニットの平均年代値を求めることができる(Muraoka, 1989)。そのようにして、再整理した両ユニットのK-Ar年代値を第4表にまとめる。その平均年代値によれば、八甲田第1期火砕流堆積物のK-Ar年代は 0.65 Ma 、八甲田第2期火砕流堆積物のK-Ar年代は 0.40 Ma である。この両年代値は、比較的長時間間隔が大きく、地質層序からの予想を満足する。本火砕流堆積物の時代については、西村ほか(1977)がフィッシュトラック法により、 2.0 および 2.1 Ma という年代を提案していた。しかし、この年代は下位の青荷凝灰岩のK-Ar年代が1.7-0.9 Maを示すこと(村岡, 1986)とも矛盾しており、現時点からみれば修正する必要がある。なお、2単位の八甲田火砕流堆積物の平均年代値としては、 0.5 Ma を採る。

5.5 十和田カルデラの十和田軽石流堆積物

十和田軽石流堆積物は、 ^{14}C 年代測定法により、大不動軽石流堆積物の年代が25,000年 B.P., 八戸軽石流堆積物の年代が13,000年 B.P.として知られている(中川ほか, 1972; Hayakawa, 1985)。なお、2単位の十和田軽石流堆積物の平均年代値としては、20,000年 B.P., すなわち 0.02 Ma を採る。

6. 火砕流堆積物の全岩化学組成

これら5つのカルデラのマグマ性熱源が、どのような化学組成の特徴をもつかは、上述の各火砕流堆積物の全岩化学組成から推定することができる。これら火砕流堆積物の全岩化学組成の資料は、最近の

第4表 八甲田カルデラの火山岩のK-Ar年代
Table 4 K-Ar ages of volcanic rocks of Hakkoda caldera.

No.	Unit	Sample	Locality	Rock type	Occurrence	K %	^{40}Ar (scc / gm $\times 10^{-8}$)	Radio. ^{40}Ar (%)	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)	NRM	Ref.
1	HT1	YK-151	Tsutagawa	dacite	welded tuff	0.66	1.42 \pm 0.15	14.3	0.55 \pm 0.07	N	1)
2	HT1	YK-183	Otsubogawa	dacite	welded tuff	0.71	1.92 \pm 0.11	18.4	0.70 \pm 0.06	N	1)
3	HT1	YK-130	Kazekonai-sawa	dacite	welded tuff	0.69	1.59 \pm 0.21	11.7	0.59 \pm 0.08	N	1)
4	HT1	YK-155	Tsutagawa	dacite	welded tuff	1.08	2.74 \pm 0.43	10.1	0.65 \pm 0.11	N	1)
5	HT1	YK-141	Kazekonai-sawa	dacite	welded tuff	0.98	2.75 \pm 0.23	17.1	0.72 \pm 0.07	N	1)
6	HT1	YK-160	Tsutataki-zawa	dacite	welded tuff	0.98	2.41 \pm 0.17	20.3	0.63 \pm 0.06	N	1)
7	HT1	YK-181	Osegawa	dacite	welded tuff	1.00	2.74 \pm 0.18	22.0	0.71 \pm 0.06	N	1)
8	HT2	YK-44	Kutaisan	dacite	welded tuff	0.88	1.05 \pm 0.10	16.4	0.13 \pm 0.03		1)
9	HT2	YK-203	Otsubogawa	dacite	welded tuff	1.31	1.80 \pm 0.37	7.5	0.35 \pm 0.07	N	1)
10	HT2	YK-121	Otakei tai	dacite	welded tuff	0.85	1.11 \pm 0.26	6.7	0.34 \pm 0.08	N	1)
11	HT2	YK-150	Tsutagawa	dacite	welded tuff	0.87	1.68 \pm 0.14	18.3	0.50 \pm 0.05	N	1)
12	HT2	YK-127	Kazekonai-sawa	dacite	welded tuff	0.91	4.47 \pm 0.53	12.9	1.26 \pm 0.16	N	1)
13	HT2	YK-138	Igurizawa	dacite	welded tuff	1.08	1.35 \pm 0.11	21.8	0.32 \pm 0.03	N	1)
14	HT2	YK-123	Kazekonai-sawa	dacite	welded tuff	0.94	1.50 \pm 0.89	2.7	0.41 \pm 0.24	N	1)
15	HT2	YK-22	Kansuizawa	dacite	welded tuff	1.40	2.16 \pm 0.19	16.8	0.40 \pm 0.04	N	1)
16	HT2	YK-143	Moyatoge	dacite	welded tuff	0.66	1.28 \pm 0.62	3.2	0.50 \pm 0.24	N	1)
17	HT2	YK-142	Igurizawa	dacite	welded tuff	1.22	1.77 \pm 0.20	12.9	0.37 \pm 0.05	N	1)

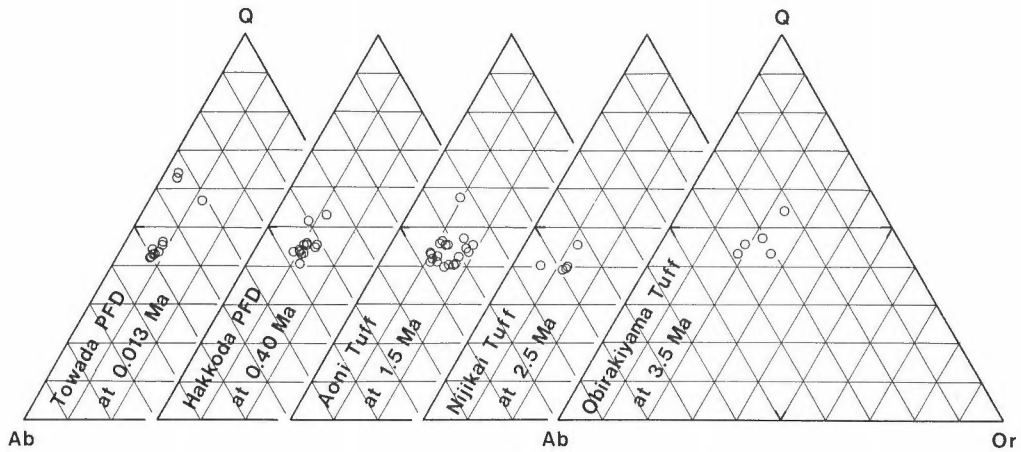
文献欄の1)は、新エネルギー総合開発機構(1986)。

地熱調査によって、ある程度揃ってきた。第3図は、各火砕流堆積物の全岩化学組成をQ-Or-Ab-An図によって比較したものである。以下に、それらの特徴をまとめる。

6.1 湯ノ沢カルデラの尾開山凝灰岩

尾開山凝灰岩の全岩化学組成を第5表にまとめる。それらは、Jakeš and White (1972)のアンデス型カルクアルカリ流紋岩に相当する。第四紀後期の奥羽脊梁山脈の珪長質火砕岩は、一般に、Jakeš and White (1972)の島弧型カルクアルカリデイサイトであり、尾開山凝灰岩の全岩化学組成はこれらと対照的である。

尾開山凝灰岩がアンデス型カルクアルカリ流紋岩に相当することは、尾開山凝灰岩の時代の東北日本弧が、アンデスのような低角度のチリ型サブダクションに支配されていた可能性を示している。Niitsuma (1978)やUyeda (1982)は、堆積速度やサブダクション帯の比較論にもとづいて、5-2 Ma頃の東北日本弧がチリ型サブダクションに支配されていたという仮説を提唱している。尾開山凝灰岩の全岩化学組成の特徴は、この仮説を火山岩化学組成の面から補強するものであり、尾開山凝灰岩の時代の東北



第3図 八甲田地熱地域の火砕流堆積物の全岩化学組成のQ-Or-Ab-An図
 Fig. 3 Q-Or-Ab-An diagram showing the whole rock chemistry of pyroclastic flow deposits in the Hakkoda geothermal field.

第5表 湯ノ沢カルデラの火山岩の全岩化学組成
 Table 5 Whole rock chemistry of volcanic rocks of Yunosawa caldera.

Rock No.	810808-01	T-92	Z-67	800728-05	800608-01	H-55
Unit	Yt	Yt	Yt	Yt	Yt	Yt
SiO ₂	76.54	74.85	73.76	73.71	70.71	69.62
TiO ₂	0.09	0.25	0.19	0.24	0.16	0.23
Al ₂ O ₃	12.63	12.17	13.14	13.87	13.87	12.34
Fe ₂ O ₃	1.01	1.92	1.29	0.40	1.20	1.49
FeO	0.19	0.54	1.01	1.01	0.72	1.62
MnO	0.06	0.02	0.05	0.03	0.06	0.10
MgO	0.09	0.26	0.38	0.41	0.36	0.88
CaO	0.38	1.02	1.39	1.27	1.49	2.16
Na ₂ O	3.26	3.96	3.52	3.09	2.03	2.09
K ₂ O	3.44	2.81	2.75	3.83	3.17	2.54
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.04	0.90	0.03	0.05
H ₂ O+	0.92	1.20	1.53	0.97	5.07	0.18
H ₂ O- CO ₂	0.41	0.62	0.48	0.46	0.96	5.91
Total	99.04	99.65	99.53	99.38	99.83	99.21
Ref.	This paper	MMAJ(1980)	MMAJ(1982)	This paper	This paper	This Paper

文献欄のMMAJ(1980)およびMMAJ(1982)は、金属鉱業事業団(1980b)および金属鉱業事業団(1982)の略。

日本弧は、チリ型サブダクションに支配されていたとみてよいであろう。Jakeš and White (1972)のアンデス型カルクアルカリ流紋岩はまた、バイアス型カルデラに特徴的であり(Muraoka, 1989), これは構造から推定した湯ノ沢カルデラのタイプとも矛盾しない。

6.2 碓ヶ関カルデラの虹貝凝灰岩

虹貝凝灰岩は、本質物の全岩化学組成からみて、安山岩質であり(第6表), Jakeš and White (1972)の島弧型カルクアルカリ岩に属する。第3図の比較からみると、全体として各火砕流堆積物の化学組成は、時代とともに次第にOr成分に乏しくなっている。これは、上述のようにサブダクションの様式が、尾開山凝灰岩の時代のチリ型サブダクションから、中程度の傾斜をもつ東北日本型サブダクション

に移行したことの反映として理解される。しかし、虹貝凝灰岩のみは、この傾向からはずれ、比較的古い割に Or 成分に乏しく(第3図)、かつ、SiO₂に最も乏しい(第6表)。この原因については後述する。

6.3 沖浦カルデラの青荷凝灰岩

青荷凝灰岩は、本質物の全岩化学組成からみて、流紋岩質であり、どちらかといえば Jakeš and White (1972)の島弧型カルクアルカリ岩に属する(第7表)。しかし、八甲田火砕流堆積物や十和田軽石流堆積物など、第四紀後期の奥羽脊梁山脈の珩長質火砕岩に比べると、明らかに Or 成分に富んでいる(第3図)。

青荷凝灰岩に関して注目すべき点は、カルデラ内で青荷凝灰岩や沖浦デイサイトと同時に玄武岩マグマが噴出しており、マグマ混合の証拠が巨視的なスケールから顕微鏡的なスケールに至るまで系統的に認められることである(村岡, 1985)。このことから、青荷凝灰岩の化学組成は、島弧型ソレアイトである玄武岩マグマの混合の影響を受けていると考えられる。そのため、本来の青荷凝灰岩は少なくとも、Jakeš and White (1972)のアンデス型カルクアルカリ岩と島弧型カルクアルカリ岩の中間付近の化学組成をもっていたと推定される。マグマの混合はマグマが地殻浅所に定置した後の現象であるが、マグマがカルデラのタイプを左右するのは、マグマが地殻浅所に定置するときの現象である。すなわち、一般にアンデス型カルクアルカリ流紋岩マグマがバイアス型カルデラをつくるが(Muraoka, 1989)、青荷凝灰岩のマグマは、定置した時点ではよりアンデス型カルクアルカリ流紋岩マグマに近かったと推定される。

6.4 八甲田カルデラの八甲田火砕流堆積物

八甲田火砕流堆積物の全岩化学組成は最近、新エネルギー総合開発機構(1985, 1986)の全国地熱資源総合調査(第2次)の一環として多数取得された(第8表)。八甲田火砕流堆積物は、第四紀後期の奥羽脊梁山脈を代表する珩長質火砕岩であり、Jakeš and White (1972)の島弧型カルクアルカリデイサイトに属する。

6.5 十和田カルデラの十和田軽石流堆積物

十和田軽石流堆積物は、第四紀後期の奥羽脊梁山脈を代表する珩長質火砕岩であり、Jakeš and White (1972)の島弧型カルクアルカリデイサイトに属する(第9表)。しかし、十和田軽石流堆積物は八甲田火

第6表 碓ヶ関カルデラの火山岩の全岩化学組成
Table 6 Whole rock chemistry of volcanic rocks of Ikarigaseki caldera.

Rock No.	851120-02A	KN-19	851120-02B	851120-02C	A-16	HK-182
Unit	lt	lt	lt	lt	lt	lt
SiO ₂	59.00	59.13	61.34	61.96	64.27	66.39
TiO ₂	0.72	0.78	0.75	0.75	0.72	0.59
Al ₂ O ₃	15.95	15.59	15.71	15.54	16.94	14.88
Fe ₂ O ₃	2.28	3.52	2.69	2.43	3.14	2.74
FeO	4.93	4.31	4.28	4.45	2.38	2.49
MnO	0.14	0.13	0.13	0.13	0.15	0.11
MgO	3.32	3.81	2.98	2.69	1.80	1.82
CaO	6.74	7.00	6.38	6.10	5.72	4.55
Na ₂ O	2.73	2.97	2.99	3.04	3.85	3.24
K ₂ O	0.95	1.08	1.12	1.17	0.67	1.37
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12	0.07
H ₂ O ⁺	2.29	0.80	1.17	1.08	0.28	1.13
H ₂ O ⁻	0.38	0.83	0.14	0.11	0.16	0.32
CO ₂						
Total	99.54	100.09	99.79	99.56	100.20	99.70
Ref.	This paper	NEDO(1986)	This paper	This paper	NEDO(1986)	NEDO(1986)

文献欄の NEDO (1986)は、新エネルギー総合開発機構(1986)の略。

第7表 沖浦カルデラの火山岩の全岩化学組成
Table 7 Whole rock chemistry of volcanic rocks of Okiura caldera.

Rock No.	800603-01	790928-01	800606-01	810516-04	810516-07	810516-03	810516-06	810516-02	800530-02	810516-01
Unit	Intra Ot	Intra Ot	Intra Ot	Intra Ot	Intra Ot	Intra Ot	Intra Ot	Intra Ot	Intra Ot	Intra Ot
SiO ₂	52.01	61.72	62.61	63.53	66.93	67.29	68.81	70.04	70.54	72.35
TiO ₂	0.38	0.71	0.62	0.67	0.54	0.39	0.44	0.31	0.28	0.32
Al ₂ O ₃	20.18	17.31	16.75	15.69	14.51	14.87	14.22	13.69	14.18	12.73
Fe ₂ O ₃	1.91	2.59	2.71	2.12	0.48	0.94	1.19	0.75	0.96	0.67
FeO	5.53	1.72	2.98	3.20	2.91	1.90	2.12	1.72	1.33	1.65
MnO	0.11	0.13	0.12	0.14	0.13	0.09	0.11	0.09	0.11	0.11
MgO	6.34	0.96	1.46	1.48	1.24	0.58	0.70	0.47	0.38	0.43
CaO	8.53	3.73	4.47	4.62	4.04	3.46	2.84	2.68	2.64	1.94
Na ₂ O	1.91	2.33	3.36	3.47	3.71	3.16	4.06	3.72	3.91	4.01
K ₂ O	0.52	1.02	1.06	1.18	1.46	2.12	1.33	1.65	1.19	1.69
P ₂ O ₅	0.06	0.13	0.12	0.13	0.12	0.08	0.08	0.05	0.06	0.06
H ₂ O+	1.66	5.79	2.77	2.80	2.37	3.87	3.23	3.80	3.12	3.39
H ₂ O-	0.44	1.36	0.52	0.38	0.36	0.56	0.36	0.36	0.38	0.36
CO ₂										
Total	99.58	99.50	99.59	99.41	99.80	99.32	99.49	99.33	99.36	99.71
Ref.	This paper	This paper	This paper	This paper	This paper	This paper	This paper	This paper	This paper	This paper

Rock No.	810515-08	810515-05	810515-04	810515-10	790628-02	810515-07	790628-03	810515-06	810515-11	810515-03	810515-02
Unit	Extra Ot	Extra Ot	Extra Ot	Extra Ot	Extra Ot	Extra Ot	Extra Ot	Extra Ot	Extra Ot	Extra Ot	Extra Ot
SiO ₂	62.56	66.72	67.56	67.93	68.06	68.37	68.60	68.69	69.09	70.16	70.74
TiO ₂	0.70	0.57	0.56	0.51	0.49	0.49	0.49	0.51	0.49	0.30	0.33
Al ₂ O ₃	15.43	14.72	14.62	13.94	14.14	13.92	13.95	13.81	13.77	13.09	13.27
Fe ₂ O ₃	4.16	1.94	1.87	1.59	1.17	1.27	1.36	1.11	1.39	1.42	0.91
FeO	1.94	2.16	2.08	1.51	1.65	1.72	1.80	1.76	1.44	1.51	1.76
MnO	0.22	0.11	0.13	0.16	0.12	0.15	0.11	0.13	0.17	0.11	0.12
MgO	1.17	0.90	0.74	0.64	0.93	0.72	0.79	0.64	0.59	0.37	0.32
CaO	4.01	3.52	3.22	2.38	2.79	2.61	2.66	2.41	2.14	1.98	1.97
Na ₂ O	3.24	3.61	3.80	3.25	3.26	3.33	3.14	3.62	4.16	3.89	4.26
K ₂ O	1.90	2.04	1.96	2.01	2.23	2.36	2.35	2.24	2.05	1.51	1.68
P ₂ O ₅	0.06	0.12	0.12	0.10	0.11	0.09	0.12	0.09	0.08	0.07	0.10
H ₂ O+	3.58	3.07	2.26	5.40	3.88	3.90	3.58	3.92	3.81	4.41	3.65
H ₂ O-	0.48	0.38	0.30	0.36	0.30	0.36	0.50	0.34	0.46	0.58	0.18
CO ₂											
Total	99.44	99.87	99.52	99.78	99.43	99.29	99.44	99.27	99.64	99.40	99.29
Ref.	This paper	This paper	This paper	This paper	This paper	This paper	This paper	This paper	This paper	This paper	This paper

第8表 八甲カルデラの火山岩の全岩化学組成
Table 8 Whole rock chemistry of volcanic rocks of Hakkoada caldera.

Rock No.	YK-151	YK-183	YK-130	YK-155	YK-141	851124-01	YK-160	F-79	YK-181	791001-01	YK-44	YK-203
Unit	HT1	HT1	HT1	HT1	HT1	HT1	HT1	HT1	HT1	HT2	HT2	HT2
SiO ₂	67.84	67.96	68.07	68.67	68.84	68.90	69.26	69.31	70.30	66.84	67.24	67.66
TiO ₂	0.54	0.53	0.52	0.50	0.48	0.52	0.45	0.51	0.52	0.50	0.59	0.56
Al ₂ O ₃	16.11	16.32	15.72	15.42	14.63	14.77	15.12	15.18	14.13	15.64	15.32	15.05
Fe ₂ O ₃	2.88	3.04	2.26	2.51	2.58	2.17	2.38	2.39	2.78	1.96	2.46	2.65
MnO	1.13	1.04	1.55	1.07	1.12	1.35	0.90	1.96	0.94	2.80	2.10	1.64
MgO	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.13	0.09	0.10	0.12	0.12	0.10	0.10
MgO	0.93	0.91	1.09	0.96	0.89	1.11	0.73	1.20	0.66	1.47	1.32	1.31
CaO	4.48	4.59	4.30	4.07	3.59	3.02	3.45	4.23	2.69	4.21	3.98	3.79
Na ₂ O	3.70	3.82	3.88	3.89	3.83	3.92	3.89	3.70	4.07	3.49	3.72	3.53
K ₂ O	1.15	0.92	1.28	1.24	1.52	1.89	1.51	1.22	1.37	0.85	1.29	1.33
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.11	0.05	0.05	0.06	0.10	0.04	0.06
H ₂ O ⁺	0.92	0.61	1.32	1.07	1.82	1.54	1.59	0.01	1.90	0.90	1.14	1.90
H ₂ O ⁻	0.08	0.15	0.05	0.08	0.07	0.33	0.08	0.06	0.17	0.46	0.79	0.50
Total	99.91	100.70	100.23	99.63	99.53	99.76	99.50	99.92	99.70	99.34	100.11	100.10
Ref.	NEDO(1986)	NEDO(1986)	NEDO(1986)	NEDO(1986)	NEDO(1986)	This Paper	NEDO(1986)	NEDO(1986)	NEDO(1986)	This paper	NEDO(1986)	NEDO(1986)

Rock No.	V-32	YK-150	YK-127	YK-138	YK-123	YK-22	HK-199	HK-167	YK-143	YK-142
Unit	HT2	HT2	HT2	HT2	HT2	HT2	HT2	HT2	HT2	HT2
SiO ₂	68.21	68.56	68.11	68.30	68.66	69.99	70.27	70.89	71.19	71.90
TiO ₂	0.51	0.55	0.55	0.49	0.25	0.50	0.54	0.52	0.47	0.46
Al ₂ O ₃	15.34	15.02	14.96	14.95	14.93	14.24	14.00	14.34	14.22	13.93
Fe ₂ O ₃	1.17	1.86	3.73	2.54	3.30	1.81	1.29	1.96	2.95	2.41
FeO	0.10	2.40	0.85	1.45	0.83	2.21	2.39	1.83	0.60	1.00
MnO	1.33	0.09	0.10	0.09	0.10	0.09	0.13	0.07	0.07	0.09
MgO	1.33	0.99	1.31	1.19	1.29	1.02	0.90	0.77	0.97	0.87
CaO	4.22	3.48	3.72	4.10	3.86	3.55	3.18	3.10	3.03	2.98
Na ₂ O	3.87	3.27	3.68	3.87	3.86	4.16	3.99	3.05	3.75	3.85
K ₂ O	1.12	1.03	1.38	1.25	1.44	1.56	1.28	1.50	1.79	1.84
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05	0.04	0.05
H ₂ O ⁺	0.59	1.07	0.69	0.63	0.44	0.19	2.12	2.22	0.45	0.61
H ₂ O ⁻	0.12	0.28	0.08	0.02	0.07	0.44	0.06	0.11	0.08	0.03
Total	99.69	99.68	100.22	99.92	100.38	99.82	100.24	100.41	100.21	100.03
Ref.	NEDO(1986)	NEDO(1986)	NEDO(1986)	NEDO(1986)	NEDO(1986)	NEDO(1986)	NEDO(1986)	NEDO(1986)	NEDO(1986)	NEDO(1986)

文献値の NEDO (1986) は、新エネルギー総合開発機構(1986)の略。

第9表 十和田カルデラの火山岩の全岩化学組成
Table 9 Whole rock chemistry of volcanic rocks of Towada caldera.

Rock No.	790629-01	C-17	MI-16	S-3	C-18	S-6	C-21	790824-01
Unit	TT	TT	TT	TT	TT	TT	TT	TT
SiO ₂	66.45	66.85	66.95	68.20	68.21	68.47	68.47	68.61
TiO ₂	0.49	0.71	0.60	0.42	0.66	0.69	0.69	0.44
Al ₂ O ₃	15.36	14.45	15.23	15.75	14.49	15.14	15.14	14.92
Fe ₂ O ₃	1.31	1.43	1.62	1.65	1.23	1.26	1.26	1.19
FeO	2.34	2.19	2.06	1.85	2.22	1.68	1.68	1.65
MnO	0.11	0.11	0.13	0.11	0.10	0.10	0.10	0.09
MgO	1.07	1.19	1.18	1.07	1.09	0.73	0.73	0.86
CaO	4.21	3.99	4.33	4.14	3.61	3.89	3.89	3.62
Na ₂ O	3.61	4.09	4.15	2.53	4.21	4.28	4.28	3.80
K ₂ O	0.94	0.90	0.98	0.37	0.98	0.92	0.92	0.99
P ₂ O ₅	0.12	0.13	0.11	0.13	0.13	0.12	0.12	0.11
H ₂ O+	2.80	3.33	1.99	2.78	2.45	2.31	2.31	2.69
H ₂ O- CO ₂	0.46	0.45	0.61	0.30	0.41	0.05	0.05	0.36
Total	99.27	99.82	99.62	99.30	99.79	99.64	99.64	99.33
Ref.	This paper	Chiba	NEDO(1986)	Satoh	Chiba	Satoh	Chiba	This paper

Rock No.	C-19	S-2	T-4	S-4	T-3	C-22	S-5	S-1
Unit	TT	TT	TT	TT	TT	TT	TT	TT
SiO ₂	68.80	69.21	69.30	69.73	69.86	70.40	70.40	73.76
TiO ₂	0.57	0.53	0.41	0.39	0.52	0.58	0.58	0.07
Al ₂ O ₃	14.08	15.13	14.65	13.59	13.85	14.03	13.93	13.89
Fe ₂ O ₃	0.90	1.95	1.48	1.14	1.79	0.91	0.91	1.08
FeO	1.88	1.61	1.47	1.36	1.47	1.67	1.67	0.34
MnO	0.09	0.11	0.06	0.08	0.08	0.12	0.12	0.12
MgO	0.88	0.96	0.95	0.64	0.53	0.62	0.62	0.14
CaO	3.34	3.80	3.56	2.81	3.14	3.15	3.15	0.37
Na ₂ O	4.22	2.68	4.13	4.13	4.06	4.35	4.35	3.11
K ₂ O	1.05	0.44	1.13	1.20	1.11	0.97	0.97	1.78
P ₂ O ₅	0.17	0.10	0.22	0.21	0.21	0.20	0.20	0.02
H ₂ O+	3.18	2.74	2.50	4.16	2.37	2.63	2.63	4.35
H ₂ O- CO ₂	0.70	0.29	0.00	0.97	0.20	0.19	0.19	0.56
Total	99.86	99.55	99.86	100.41	99.19	99.82	99.72	99.59
Ref.	Chiba	Satoh	Taniguchi	Satoh	Taniguchi	Chiba	Satoh	Satoh

文献欄のChiba, NEDO, SatohおよびTaniguchiは、それぞれ、Chiba(1966)、新エネルギー総合開発機構(1986)、Satoh(1966)および谷口(1972)の略。

砕片堆積物に比べて、有意にOr成分に乏しく、注目に値する(第3図)。両者の形成年代には約50万年の違いがある。したがって、これは上述のような、チリ型サブダクションから東北日本型サブダクションへの進化過程の反映であるかもしれない。

7. 議 論

八甲田地熱地域には、一連の島弧テクトニクスのもとで生じた一つのカルデラ群が存在する(村岡ほか, 1991)。それは5つのカルデラからなり、各カルデラが大規模な火砕片堆積物を含めて、繰り返し火山噴出物を噴出している。すなわち、5つのカルデラの直下には、これら火山噴出物の供給源としてのマグマ溜まりが、存在しているか、もしくは存在していたらしい。したがって、それらのマグマ性熱源については、Smith and Shaw(1975, 1979)が示したように、地熱流体系や地熱微侯などの情報を一切用いずに、固体の火山岩に関する地質学的な情報のみから地熱ポテンシャルを評価することが可能であ

る。

7.1 八甲田地熱地域のマグマ性熱源の基礎情報

上述のことを試みるために、いくつかの火山地質学的情報を整理した。5つの火山噴出源は、それぞれ珪長質マグマ溜まりに関連した陥没カルデラという特徴をもつ。このうち、湯ノ沢カルデラと沖浦カルデラとがバイアス型カルデラに、碓ヶ関カルデラと八甲田カルデラと十和田カルデラとがクラカタウ型カルデラに属する。バイアス型カルデラは、環状正断層によってピストン状に陥没していること、後カルデラ丘がカルデラ底全体に広がっていることなどから、マグマ溜まりの水平的広がりがカルデラと同程度であると推定される。他方、クラカタウ型カルデラは、カルデラの中心に向かってじょうご状に陥没していること、後カルデラ丘がカルデラ底の一部に集中していることなどから、マグマ溜まりの水平的広がりがカルデラよりかなり狭いと推定される(荒牧, 1969, 1983)。

各カルデラの火砕流堆積物の体積を見積ると、バイアス型カルデラのものが数百 km^3 であり、クラカタウ型カルデラのものが数十 km^3 である。すなわち、バイアス型カルデラのものが、クラカタウ型カルデラのものより一桁近く大きい傾向がある。火砕流堆積物の年代データからみると、各カルデラの形成年代は、湯ノ沢カルデラが約3.5 Ma, 碓ヶ関カルデラが約2.5 Ma, 沖浦カルデラが約1.5 Ma, 八甲田カルデラが約0.5 Ma, そして十和田カルデラが約0.02 Ma となる。各カルデラの火砕流堆積物の化学組成は、おおむね時代とともに、アンデス型カルクアルカリ流紋岩から島弧型カルクアルカリデイサイトへと変化している。これは、中新世末以降の東北日本弧が、チリ型サブダクションから東北日本型サブダクションに進化しつつある(Niitsuma, 1978; Uyeda, 1982)ためと推定される。

しかし、碓ヶ関カルデラの虹貝凝灰岩のみは、この時代的傾向からはずれ、比較的古い割に Or 成分に乏しく、かつ、 SiO_2 に最も乏しい(第3図)。それだからといって、虹貝凝灰岩の噴出時代のみ、一時的に東北日本型サブダクションが起こったと解釈するのは、ご都合主義に過ぎよう。これについては次の説明が最も合理的と思われる。村岡ほか(1991)は、八甲田地熱地域のカルデラ群が相互に重複しないように隣り合って分布すること、同じ傾向が他地域のカルデラ群にも認められることを指摘し、この傾向を「カルデラの棲み分け」と呼んだ。そして、その原因は、一つのカルデラのカルクアルカリマグマが地殻下部の部分融解により生じると、その部分の地殻下部が incompatible 成分に枯渇してしまい、次のカルデラのカルクアルカリマグマは別の部分から発生せざるを得ないことによると推定した。ところで、八甲田地熱地域の「カルデラの棲み分け」には、一つだけ例外がある。すなわち、碓ヶ関カルデラだけは、先在する湯ノ沢カルデラの北側に重複して生じている。これを「カルデラの棲み分け」の概念にもとづいて解釈すると、碓ヶ関カルデラのマグマは、すでに湯ノ沢カルデラのマグマを生成した、incompatible 成分に枯渇した地殻下部から発生したことになる。これが、虹貝凝灰岩のみが、第3図の時代的傾向からはずれ、Or 成分や SiO_2 に乏しい理由であろう(Muraoka, 1989)。

また、各火砕流堆積物の化学組成からみると、アンデス型カルクアルカリ流紋岩マグマはバイアス型カルデラを形成し、島弧型カルクアルカリデイサイトマグマはクラカタウ型カルデラを形成する傾向がある(Muraoka, 1989)。

7.2 マグマ性熱源の残存熱量評価

以下、煩雑を避けるため、マグマ性熱源のことをしばしば単にマグマと略すが、厳密にはマグマの固結したものを含んでいる。Smith and Shaw (1975, 1979)が示したように、マグマの体積とマグマの年代とから、現在のマグマ性熱源に残存する熱量を比較的簡単に計算することができる。ただし、彼らの方法には2つの前提がある：(1)マグマ溜まりの周辺母岩中の熱の移動は、固体の熱伝導による、そして、(2)先在するマグマからの熱の寄与も、マグマ溜まりが定置して以降に供給されたマグマの寄与も無視する。マグマ上面の深度は4 km, マグマの化学組成は一律に珪長質と仮定している。彼らの方法にマグマの化学組成を考慮して、改良することも考えられる。しかし、現状ではそれ以前に、マグマの体積の見積りという難問があり、過度の精密化は時期早尚であろう。

第10表 八甲田地熱地域のマグマ性熱源の残存熱量評価

Table 10 Estimation of thermal energy still remaining in igneous systems of the Hakkoda geothermal field.

地熱系	1) SiO ₂ wt.%	2) 噴出年代 Ha	3) マグマ面積 km ²	4) マグマ体積 km ³	5) 初期熱量 ×10 ¹² cal	6) 放出熱量 ×10 ¹² cal	7) 残存熱量 ×10 ¹² cal
湯ノ沢カルデラ (バイアス型)	69-77	3.5	177	1493	858	959	
碓ヶ関カルデラ (クラカタウ型)	59-67	2.5	26	204	117	119	
沖浦カルデラ (バイアス型)	61-73	1.5	177	1193	686	629	57
八甲田カルデラ (クラカタウ型)	66-72	0.5	32	307	177	66	111
上和田カルデラ (クラカタウ型)	66-74	0.02	40	352	202	16	186

- 1) 火砕流堆積物の組成範囲
- 2) 火砕流堆積物の年代より平均
- 3) バイアス型カルデラはカルデラ面積、クラカタウ型カルデラはカルデラ面積の1/3
- 4) 各カルデラについて、マグマ面積×5 km²と火砕流堆積物の体積×10の2通りで算出し、両者を平均
- 5) リキダス温度の850°Cにあるマグマが300°Cまで冷却するとき失う熱量0.575×10¹²cal/km³
- 6) マグマから天盤に移動する熱量をΔQ=51.6 At^{1/2}にて計算、ここにAはcm²単位の3)、tは秒単位の2)
- 7) 前出の5)から6)を引いた値

Smith and Shaw (1975, 1979)の方法により、八甲田地熱地域の5つのカルデラの地熱ポテンシャルを評価してみよう。彼らの方法の骨子は、マグマの体積とマグマの年代とを見積ることにあるが、そのほかにも、若干検討すべき要素がある。以下第10表の評価結果にもとづき、順次パラメータを説明する。

1) 火砕流堆積物の化学組成からマグマの化学組成をみると、碓ヶ関カルデラの虹貝凝灰岩がやや苦鉄質であることを除き、おおむねSiO₂ wt%は70%前後である。これは、彼らの用いた850°Cというリキダス温度や650°Cというソリダス温度に適合している。2) マグマの年代について、Smith and Shaw (1975, 1979)は最終噴出年代を用いている。しかし、これは彼らの前提と多少矛盾するようにみえる。たとえば、彼らはマグマの熱量の計算において、マグマの初期温度をリキダス温度の850°Cとしている。このことからみると、マグマの年代はむしろ、マグマが地殻浅所に定置してからの年代か、最初期噴出年代か、あるいは最盛期噴出年代を採るべきであろう。その方が論理に合っているだけでなく、実用的でもある。したがって、本報では、マグマの年代として、火砕流堆積物などの、最盛期噴出年代を用いる。

3) マグマからの放出熱量を計算するために、マグマ溜まりの面積を見積る必要がある。これについては、上述の議論から、バイアス型カルデラについては、カルデラの面積をマグマの面積とし、クラカタウ型カルデラについては、カルデラの面積の1/3をマグマの面積とした。

4) マグマ溜まりの体積を推定する一般的な方法は、現在まだ、知られていない。Smith and Shaw (1975, 1979)はカルデラの面積に、一定の厚さを与えたり、火山噴出物総量を比較したりして、経験的にマグマの体積を見積った。Smith (1979)が指摘するように、一般に、カルデラの面積とカルデラを形成した火砕流堆積物の体積との間には、正の相関がみられる。このことは、これらのパラメータが、未知量であるマグマ溜まりの体積を介して、相関していることを示している。このことから、Smith (1979)はオーダーの見積りとして、マグマ溜まりの体積が、カルデラの面積に厚さ10 km弱を乗じた程度で、かつカルデラを形成した火砕流堆積物の体積の10倍強と推定した。現状では、マグマの体積の推定は、このようにオーダーの見積りの域を出ない。本報では、マグマの体積の見積りとして、次のような2つの方法で計算した。1つは上述の火砕流堆積物のマグマ相当の体積を、10倍して算出した。今1つはすでに算出したマグマの面積に、一律に厚さ5 kmを乗じて算出した。両者には一長一短があり、

最終的には便宜上、両者を平均した。

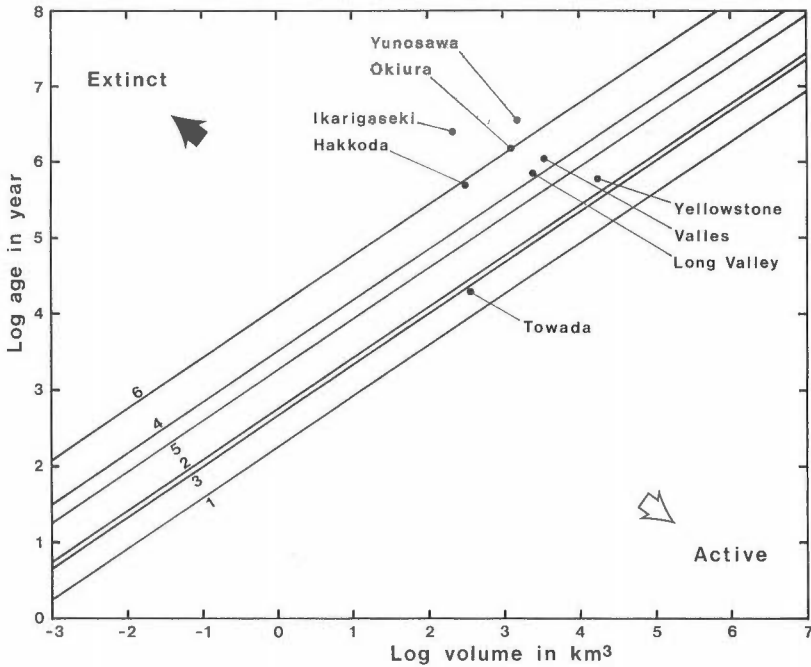
マグマの熱量は Smith and Shaw (1975, 1979) に準じて、最終的に 3 種の値を求めた。すなわち、初期熱量、放出熱量および残存熱量である。5) 初期熱量は、リキダス温度の 850°C にあったマグマがサブソリダスの 300°C まで冷却するとき失う熱量である。結晶化の潜熱を 65 cal/g、マグマの熱容量を 0.3 cal/g/°C、マグマの密度を 2.5 g/cm³ とすると、マグマ 1 km³ 当たりの初期熱量として 0.575 × 10¹⁸ cal が得られる。これにマグマの体積を乗じたものが、初期熱量である。6) 放出熱量はマグマから天盤に移動する熱量を、 $\Delta Q = 51.6 At^{1/2}$ により計算した (Smith and Shaw, 1975)。ただし、A はマグマ面積を cm² で表した値、t はマグマ年代を秒で表した値である。7) 残存熱量の取扱いは、Smith and Shaw (1975, 1979) において、やや不鮮明である。マグマ天盤の厚さを 4 km、その熱拡散率を 0.007 cm²/sec としたとき、マグマの熱伝導が定常状態に達するのに約 36 万年を要する (Smith and Shaw, 1975)。彼らは、この関係から、最終噴出年代が 36 万年より十分若いマグマは、その残存熱量がほぼ初期熱量に等しいとした。事実、Smith and Shaw (1975) の第 7 表では、ほとんどの残存熱量の値が初期熱量と同じにしてある。しかし、ほとんどのマグマ年代が 36 万年より若くなっている背景には、上述のように最終噴出年代というやや不合理なマグマ年代を採用している影響が大きい。また、放出熱量は計算されても、熱収支の対象にはされていない。したがって、多くの場合、最終目的である残存熱量の値は、単に初期熱量と同じであり、年代情報の意義が事実上、活用されていないという結果となっている。そこで、本報では、残存熱量を次のようにして求めた。先ず、初期熱量と放出熱量とを上述の方法で求め、熱収支にもとづき初期熱量から放出熱量を差引いたものを残存熱量とした。これにも問題がない訳ではない。というのは、放出熱量の計算はマグマから天盤へ輸送される熱を扱っているので、マグマの固結に要する時間が、マグマの年代より大きいときにのみ有意である。言い換えると、放出熱量の計算は、固結してからずっと時を経たマグマには適用困難という制約がある。この意味で、本報の放出熱量や残存熱量の計算方法は、湯ノ沢カルデラや碓ヶ関カルデラなどには、適用困難であるかもしれない。

7.3 評価結果の意義

Smith and Shaw (1975, 1979) の方法がきわめて概略的な地熱ポテンシャル評価法であることはいうまでもない。特に、マグマ体積の見積りが大きな問題として残る。しかし、反面、その概略性がこの方法の利点でもある。しかも、この方法は通常地熱資源量評価で用いられる地熱流体系や地熱微侯などの情報を一切用いていない。このため、全く独自の評価を与えることができる。たとえば、もし潜頭性地熱系があるとすれば、それは地表地熱微侯以外のものから評価する必要があり、この方法が有効となるであろう。

第 4 図に第 10 表の結果をプロットした。この図には、参考のため、北米西部のパイアスカルデラ、ロングバレーカルデラおよびイエローストーンカルデラの値 (Smith and Shaw, 1975) も示した。ただし、マグマ年代は、全て最盛期噴出年代を用いた。このため、北米西部のものも、Smith and Shaw (1975, 1979) のプロットに比べて、全体に不活性な側に寄っている。パイアスカルデラやロングバレーカルデラは、ソリダス温度以下の領域にプロットされている。しかし、これは 6 つの線で表されるモデル計算の問題であるかもしれない。

第 10 表において、湯ノ沢カルデラや碓ヶ関カルデラの放出熱量の値は、初期熱量より大きくなっており、矛盾しているように見える。これは、上述のように、適用限界を超えて算出したためであろうか。しかし、ここで初期熱量算出の根拠に立ち戻ると、これは前述のようにマグマが 300°C まで冷却したとき失う熱量である。いま、これを 150°C までに変えると、初期熱量は湯ノ沢カルデラが 1,026 × 10¹⁸ cal、碓ヶ関カルデラが 140 × 10¹⁸ cal となり、それぞれ、放出熱量の値より若干大きくなる。すなわち、放出熱量が初期熱量より大きくなっているのは、みかけ上に過ぎない。むしろ、この関係から、湯ノ沢カルデラや碓ヶ関カルデラのマグマ性熱源が 300°C 以下で、150°C 近くまで冷却していると考えれば、これはこれらの地域に最高 80°C 程度の温泉が知られること (村岡・高倉, 1988) と、よく符合するように思われる。



第4図 八甲田地熱地域のマグマ性熱源の Smith and Shaw 図
 図中の6本のアイソサームの番号は、Smith and Shaw (1975, 1979)の図に対応している。直線1, 3
 および5は縦・横に対して高さが1/10の板状のマグマ溜まりモデルを、直線2, 4および6は立方体
 のマグマ溜まりモデルを仮定。直線1, 2, 3および4は850°Cのリキダス温度にあったマグマが
 650°Cのソリダス温度で固結するまでの固結時間を表す。つまり、650°Cのソリダスアイソサームと
 みてもよい。このうち、直線1および2は固結するまでマグマ内で対流冷却を、直線3および4は伝
 導冷却のみを仮定している。直線5および6は850°Cのリキダス温度にあったマグマが中心温度
 300°Cのブルトンとなるまでの冷却時間を表す。つまり、300°Cのサブソリダスアイソサームとみて
 よい。

Fig. 4 Smith and Shaw's diagram showing the relation of ages and sizes of igneous systems in the Hakkoda geothermal field.

新エネルギー総合開発機構(1983)が沖浦カルデラ地域で実施した500-1,500 m級の地熱調査試錐のうち、カルデラの内側で実施したものは、6坑中1坑を除き、いずれも140°C以上の坑底温度を記録した。最高のもは1,500 mにおいて167.1°Cであった。このことから、沖浦カルデラのマグマ性熱源は300°C程度かそれ以上の温度にあると期待される。第10表はこれと調和的である。すなわち、残存熱量が 57×10^{18} cal ということは、マグマの熱容量を0.3 cal/g°C、マグマの密度を2.5 g/cm³とすると、1193 km³のマグマ性熱源を基準温度の300°C(初期熱量や残存熱量の基準温度)から63.7°C上昇させるエネルギーに等しい。363.7°Cという値は、沖浦カルデラのマグマ性熱源の現在の平均温度として、不自然な値ではない。しかし、第4図のモデル計算の線は、この点でやや過少評価のようである。

新エネルギー総合開発機構が八甲田カルデラ周辺で実施した、ほとんど最初の本格的な地熱調査試錐は、1,000 mの坑底で169.8°Cに達した(村岡ほか, 1987)。また、八甲田カルデラには、まだ噴気現象がみられる。このことから、八甲田カルデラのマグマ性熱源の少なくとも一部はソリダス温度かそれ以上の温度にあると期待される。第10表の結果はこれと調和的である。すなわち、結晶化の潜熱を65 cal/g、マグマの熱容量を0.3 cal/g°C、マグマの密度を2.5 g/cm³とすると、初期熱量 177×10^{18} calの内訳は、307 km³のマグマが①850°Cから650°Cまでの冷却過程で放出する熱量 46×10^{18} cal、②850°Cから650°Cまでの固結過程で放出する結晶化の潜熱 50×10^{18} cal、および③650°Cから300°Cまでの冷却過程で放出する熱量 81×10^{18} calに分けられる。ここで①と②の放熱過程が温度に対して直線的とすると、残

存熱量の 111×10^{18} cal という値は、 307 km^3 のマグマ性熱源を基準温度の 300°C から 650°C まで上昇させた後、さらに 62.5°C 上昇させるエネルギーに等しい。 712.5°C という値は、八甲田カルデラのマグマ性熱源の現在の温度として、不自然な値でない。第4図のモデル計算の線は、この点でやや過少評価のようである。

これらの結果の中で、最も注目されるのは十和田カルデラである。十和田カルデラには、そのカルデラ内はもとより、その山麓部にも温泉徴候は認められない。このため、地熱徴候にもとづく、通常的地熱資源量評価においては注目されることがない。本報の観点からみれば、最も若い十和田カルデラこそは、最大の地熱ポテンシャルをもつことが明らかであり(第10表)、第4図ではイエローストーンカルデラよりも活性な側に評価されている。この観点からみると、十和田カルデラに地表地熱徴候がない理由は、きわめて興味のある問題である。そして、それはおそらく貯留構造の問題であろう。

文 献

- 荒牧重雄(1969) カルデラ学説に関するいくつかの問題。火山 第2集, vol. 14, p. 55-76.
- (1978) 第4章3節フェルシックマグマの起源。久城育夫・荒牧重雄編, 岩波講座地球科学 3, 地球の物質科学II, 岩波書店, p. 128-150.
- (1983) 日本のカルデラの成因に関するいくつかの問題。鉱山地質特別号, no. 11, p. 139-154.
- Chiba, M. (1966) Genesis of magmas producing pumice flow and fall deposits of Towada caldera, Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 29, p. 545-558.
- 藤井敏嗣(1978) マグマの粘性・密度と上昇速度。火山 第2集, vol. 23, p. 117-130.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada Volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, vol. 60, p. 507-592.
- 広島俊男・駒澤正夫・中塚 正(1989) 20万分の1青森地域重力図(ブーゲー異常)。重力図(1), 地質調査所。
- Jakeš and White (1972) Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 83, p. 29-40.
- 金属鉱業事業団(通商産業省)(1980a) 昭和54年度精密調査報告書, 北鹿地域。160p.
- (通商産業省)(1980b) 昭和54年度精密調査報告書, 北鹿北地域。46p.
- (通商産業省)(1982) 昭和56年度広域調査報告書, 西津軽地域。167p.
- Mankinen, E. A. and Dalrymple, G. B. (1979) Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y.B.P. *J. Geophys. Res.*, vol. 84, p. 615-626.
- 村岡洋文(1985) 沖浦カルデラの火山噴出物から推定されるバイモーダルマグマの共存。吉田博直先生退官記念文集, p. 263-279.
- (1986) 沖浦カルデラの形成年代。地調月報, vol. 36, p. 33-42.
- (1987) 八甲田広域火山地域のカルデラ群の研究 その1。湯ノ沢カルデラ。日本地質学会第94年大会講演要旨, p. 438.
- Muraoka, H. (1989) Geologic and magmatic evolution of clustered calderas in the Hakkoda regional volcanic field, Northeast Japan. Ph. D. Thesis, Hiroshima Univ. Hiroshima, 274p.
- and Hase, H. (1981) Okiura caldera, discovery of a Valles-type caldera in the northern Honshu, Japan. In Abstract 1981 IAVCEI Symposium, Arc Volcanism, Tokyo, p. 242-243.
- 村岡洋文・長谷紘和(1990) 黒石地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 124p.
- ・高木慎一郎・玉生志郎・堀 昌雄・品田正一・山田敬一(1987) 全国地熱資源総合調査の地域レポート[3]八甲田地域(火山性熱水対流系地域タイプ③)。地熱エネルギー, vol. 12, p. 155-

181.

- 村岡洋文・高倉伸一(1988) 10万分の1八甲田地熱地域地質図説明書。特殊地質図(21-4), 地質調査所, 27p.
- ・山口 靖・長谷紘和(1982) 奥羽山脈北縁のカルデラ群とその熱源評価(演旨)。日本地熱学会誌, vol. 5, p. 225-226.
- ・———・———(1983a) 碓ヶ関カルデラ: 遠部層を噴出した新第三紀クレーターレーク型カルデラ。日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 341.
- ・———・———(1991) 八甲田地熱地域で見出されたカルデラ群。地調報告, no. 275, p. 97-111.
- ・———・仲澤 敏(1983b) 南八甲田火山と八甲田カルデラの相互関係—レーダー画像判読とその現地検証—。地質雑, vol. 89, p. 661-664.
- 中川久夫・中馬教允・石田琢二・松山 力・七崎 修・生出慶司・大池昭二・高橋 一(1972) 十和田火山発達史概要。岩井淳一教授退官記念論文集, p. 7-18.
- 中村一明(1986) 火山とプレートテクトニクス。火山 第2集, vol. 30, 特別号, p. S1-S16.
- Niitsuma, N. (1978) Magnetic stratigraphy of the Japanese Neogene and the development of the island arcs of Japan. *J. Phys. Earth*, vol. 26 (suppl.), p. S367-S378.
- 西村 進・佐藤博之・山田敬一(1977) 八甲田溶結凝灰岩のフィッシュントラック年代—日本の地熱活動に関連する火成岩のフィッシュントラック年代(2)—。地調月報, vol. 28, p. 593-595.
- Satoh, Hiroyuki (1966) Pumice flow deposits of the Towada caldera at the vicinity of Kosaka Town, Akita Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 72, p. 405-411.
- 新エネルギー総合開発機構(1983) 地熱開発促進調査報告書 no. 5, 沖浦. 586p.
- (1985) 昭和59年度全国地熱資源総合調査(第2次)火山性熱水対流系地域タイプ③(八甲田地域)調査火山岩分布年代調査報告書。45p.
- (1986) 昭和60年度全国地熱資源総合調査(第2次)火山性熱水対流系地域タイプ③(八甲田地域)調査火山岩分布年代調査報告書。84p.
- Smith, R. L. (1979) Ash-flow magmatism. In: Chapin, C. E. and Elston, W. E., eds., *Ash flow tuffs*, Geol. Soc. Amer. Bull., Spec. Paper 180, p. 5-27.
- and Bailey, R. A. (1968) Resurgent cauldrons. *Studies in volcanology*, *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 116, p. 613-662.
- and Shaw, H. R. (1975) Igneous-related geothermal systems. In: White, D. E. and Williams, D. L., eds., *Assessment of geothermal resources of the United States—1975*, U.S. Geol. Surv. Circular, no. 726, p. 58-83.
- and ———(1979) Igneous-related geothermal systems. In: Muffler, L. J. P., ed., *Assesment of geothermal resources of the United States—1978*, U.S. Geol. Surv. Circular, no. 790, p. 12-17.
- 谷口宏充(1972) 十和田火山の岩石学的研究。岩鉱, vol. 67, p. 128-138.
- Uyeda, S. (1982) Subduction zones: an introduction to comparative subductology. In: Hales, A. L., ed., *Geodynamics final symposium*. Tectonophysics, vol. 81, p. 133-159.
- Williams, H. (1941) Calderas and their origin. Univ. Calif. Publ., *Bull. Dept. Geol. Sci.*, vol. 25, p. 239-346.
- Yagi, K., Kawano, Y. and Aoki, K. (1963) Types of Quaternary volcanic activity in Northern Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 26, p. 223-235.

八甲田地熱地域の熱水系

村岡洋文*・上田 晃**

Hydrothermal systems in the Hakkoda geothermal field, Northeast Japan

By

Hirofumi MURAOKA* and Akira UEDA**

Abstract: The Hakkoda geothermal field, Northeast Japan, contains five collapse calderas of Pliocene to Pleistocene ages; three of which have been recently identified. Most of high temperature hot springs are distributed within or in close connection to the four calderas. Chemical characteristics of high temperature hot springs are distinctive from one caldera to another, indicating that each caldera forms an isolated hydrothermal reservoir. Hydrogen, oxygen and sulfur isotope data indicate that these hydrothermal systems have been originated from meteoric waters, fossil sea water and volcanogenetic gases. Discharge and recharge areas of the hydrothermal systems estimated by the geochemical data are consistent with those estimated by the geothermal gradient map. The Towada caldera, which is the youngest among the five calderas and hence might be the most prospective from the viewpoint of geothermal heat sources, does not show any geothermal manifestation. The Towada caldera may be a cryptic geothermal system masked by a large water body near surface.

1. ま え が き

東北日本弧の火山フロントには、大型の火山群が70-80 kmの間隔で分布し、そのそれぞれが有数の地熱地域を構成している。仙岩地熱地域、栗駒地熱地域などはその代表的な例である。仙岩地熱地域の約80 km北方には、八甲田カルデラや十和田カルデラなど、第四紀後期の火山群を含む地域があって、その周辺には高温の温泉が多数分布している。本報では、この広域的な地域を、狭義の八甲田火山地域から区別して、八甲田広域火山地域、あるいは八甲田地熱地域と呼ぶ(第1図)。

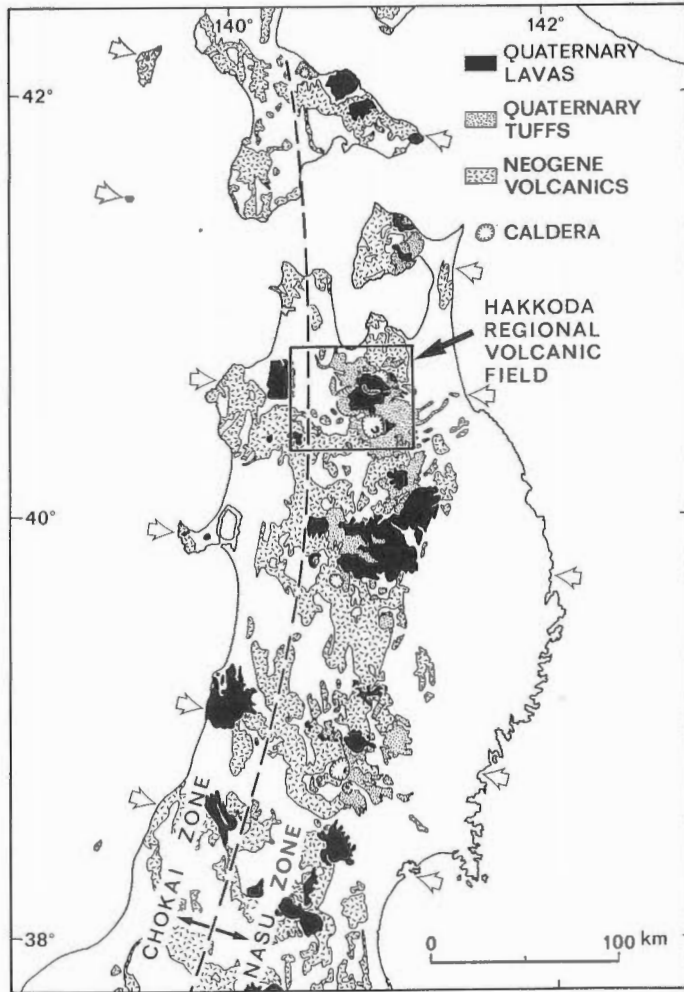
最近、八甲田地熱地域の火山地質が火山噴出源の探査という観点から再検討された。その結果、従来中新世とされた火山砕屑岩類の中に、鮮新世-第四紀前期の大規模な火砕流堆積物の存在が明らかにされるとともに、鮮新世-第四紀前期のいくつかの大型火山噴出源の存在が明らかにされた(村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990; 村岡ほか, 1991)。このことから、鮮新世-第四紀前期の時代は、後期新生代における火山活動の一つの最盛期であることが明らかとなった。これら鮮新世以降の大型火山噴出源や火砕流堆積物については、村岡・高倉(1988)に地質図として表現したほか、本書の別稿で詳細に記述した(村岡ほか, 1991; 村岡, 1991)。

火山噴出源に関するこれらの認識は、八甲田地熱地域の熱水系の理解に、新しい視座を与えるもので

* 地殻熱部 **三菱マテリアル(株)中央研究所

* Geothermal Research Department ** Mitsubishi Materials Co. Central Research Institute

Keywords: hydrothermal system, Hakkoda, Aomori Prefecture, Plio-Pleistocene, hot spring, clustered caldera, chemical characteristics, reservoir, isotope geochemistry, discharge, recharge



第1図 八甲田地熱地域の位置図
 村岡ほか(1991)による。白い矢印間は、東北日本弧を横断する火山の群集域。
 Fig. 1 Locality of the Hakkoda geothermal field.

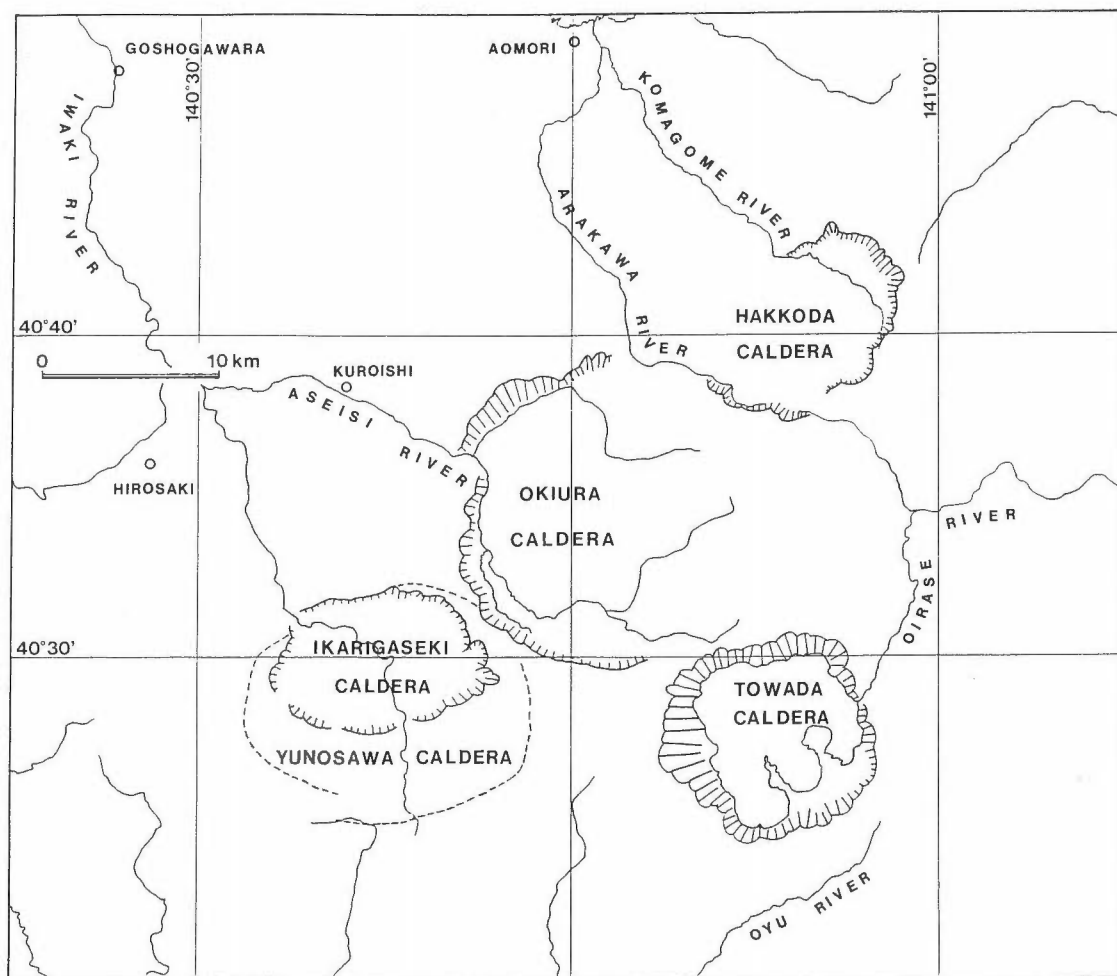
ある。たとえば、いくつかの高温の温泉の存在は従来、熱源の点でも、貯留構造の点でも、説明困難であった。しかし、これら火山噴出源の認識は、それらに初めて合理的な説明を与えるものである。したがって、熱水系の分布や化学組成などについても、これら大型火山噴出源の観点から再検討する必要がある。本報では、八甲田地熱地域の熱水系の分布、化学組成および同位体組成などについて、この観点から検討した結果を記述する。熱水系の化学組成や同位体組成の多くは、公表資料を用いているが、既存資料のない沖浦カルデラ周辺の熱水系の同位体組成については、本研究で新たに分析した。本報ではまた、これらの知識をもとに、八甲田地熱地域の主要な熱水系に関して、対流の様式を考察する。

謝辞：本研究は新エネルギー・産業技術総合開発機構の全国地熱資源総合調査(第2次)と緊密な協力体制のもとに進められ、同調査の成果に負う所が大きい。特に、新エネルギー総合開発機構地熱調査部の馬場健三(現東電設計㈱)、岡部賢二(現地質調査所)、高木慎一郎、玉生志郎(現地質調査所)、野田徹郎(現地質調査所)、堀 昌雄(現日本鋳業㈱)、品田正一(現石油資源開発㈱)、阿部昭夫(現日本重化学工

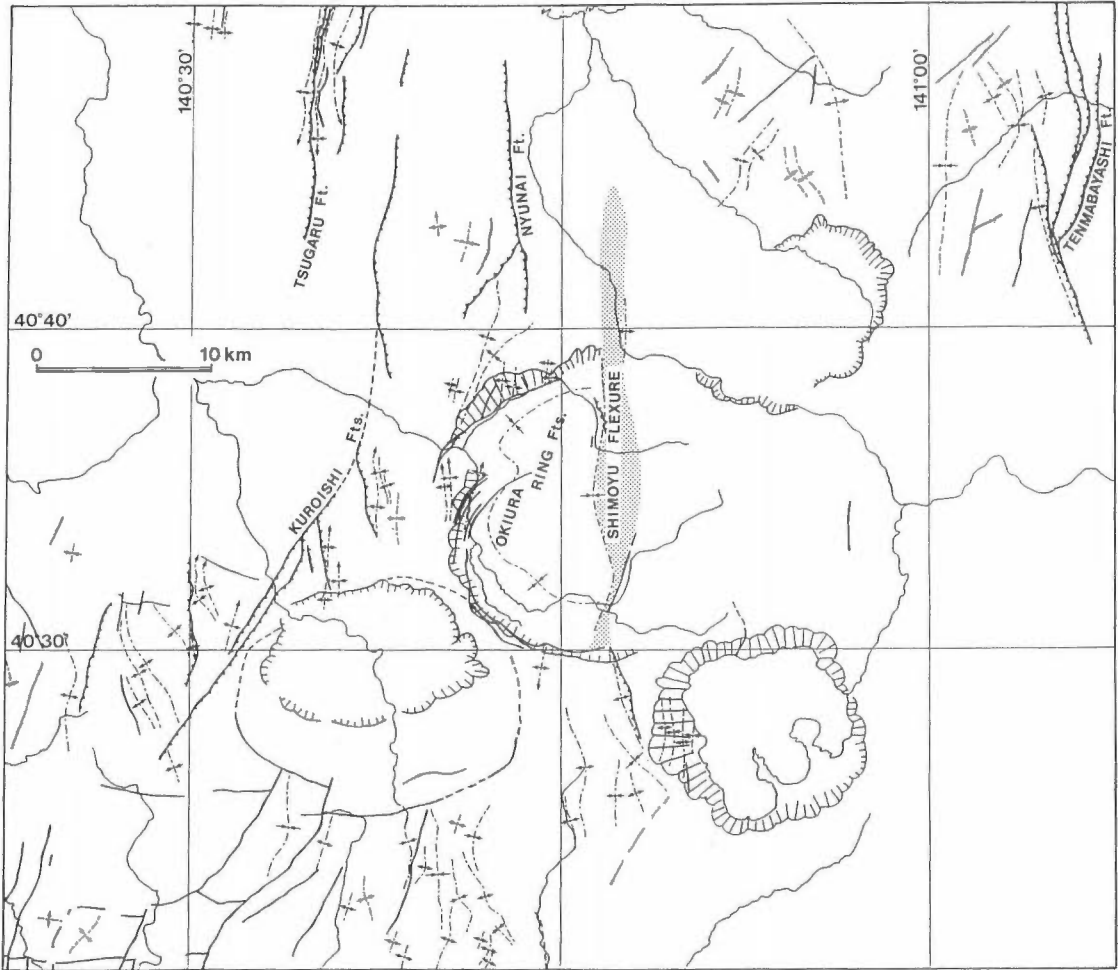
業(株)の各氏、日鉱探開(株)の土屋 徹、秤 信男の各氏、同和工営(株)の山田敬一、吉川治男、黒沼廣治、藤原茂久、金龍之緒、今野宏秀の各氏には終始お世話になった。本地域の地質と温泉を永年にわたって調査された弘前大学の岩井武彦教授には、様々の御教示を受けた。青森県鉱政保安課の方々には調査の便宜を計っていただいた。地質調査所の小川克郎、中井順二、津 宏治の各氏には、国土地熱資源評価技術の研究を一貫して、御支援を受けた。地質調査所の長谷紘和氏には、早期より本調査地域の調査への興味を喚起していただき、大久保泰邦氏には物理探査の観点から御支援を受けた。以上の方々から謝意を表す。

2. 地質構造概略

ここでは、八甲田地熱地域の地質構造のうち、地熱系の観点から重要な点のみを述べる。第2図は、八甲田地熱地域における5つのカルデラの位置を示し、第3図は村岡・高倉(1988)から、八甲田地熱地域の主要な地質構造を抽出したものである。



第2図 八甲田地熱地域のカルデラ群の位置図
Fig. 2 Index map of the clustered calderas in the Hakkoda geothermal field.



第3図 八甲田地熱地域における地質構造要素の分布図
 Fig. 3 Structural map of the Hakkoda geothermal field.

東北日本弧全般と同様に、八甲田地熱地域も南北帯状の地形・地質構造で特徴づけられる。奥羽脊梁山脈は東北日本弧の火山フロントに当たっており、第四紀後期の火山体を多数含んでいる。しかし、地形的にみると、第四紀後期の火山体は局所的な高まりに過ぎず、奥羽脊梁山脈全体を構成しているという訳ではない。奥羽脊梁山脈は、南北に連続的な地形の高まりであって、地質構造上の隆起帯に一致している(たとえば、村岡・高倉、1988の地質断面図参照)。八甲田地熱地域におけるこの隆起帯は、その西縁を黒石断層に画され、東縁を天間林断層に画される。これら断層系の形成時代からみると、奥羽脊梁山脈の形成は鮮新世ないし第四紀といった比較的新しい時代のテクトニクスの反映である。この隆起帯は重力図においても顕著な高重力異常帯に一致している(広島ほか、1989)。八甲田地熱地域には、多数の南北方向の褶曲が発達しているが、これらの褶曲運動も、主に鮮新世以降に進行したらしい。また、黒石断層から天間林断層までの隆起帯の中で、下湯撓曲帯と東経141°の間は、特に隆起しており、中軸部をなしている。八甲田地熱地域で、第四紀後期に属する2つの複合火山、八甲田カルデラと十和田カルデラとは、いずれもこの奥羽脊梁山脈の中軸部に位置している。

以上の南北帯状の広域地質構造に非調和で、熱源や熱水系貯留構造の観点から注目される地質構造

が、上述の5つの陥没カルデラである(第2図)。5つのカルデラは古い方から、3.5 Maの湯ノ沢カルデラ、2.5 Maの碓ヶ関カルデラ、1.5 Maの沖浦カルデラ、0.65–0.40 Maの八甲田カルデラおよび0.025–0.013 Maの十和田カルデラである(村岡, 1991)。以下、これらカルデラの陥没構造について概説する。

湯ノ沢カルデラは直径15 kmの陥没域をもつ。湯ノ沢カルデラは環状断層をもち、鍋底状の低重力異常で特徴づけられる(たとえば、広島ほか, 1989の重力図参照)。このことからカルデラのタイプとしては、どちらかといえば、バイアス型カルデラ(Smith and Bailey, 1968)に比較される。ただし、その北半分には、碓ヶ関カルデラが重複して生じているため、不明の点が多い。高倉・大久保(1986)の重力基盤深度図によれば、カルデラ陥没域での基盤深度は平均1.8 km程度と推定される。

碓ヶ関カルデラは12 km(東西)×8 km(南北)の陥没域をもつ。碓ヶ関カルデラは環状断層が明瞭でなく、じょうご状の低重力異常で特徴づけられる。しかも、その後カルデラ丘は中央火口丘状である。このことからカルデラのタイプとしては、クラカタウ型カルデラ(Williams, 1942)と考えられる。高倉・大久保(1986)の重力基盤深度図によれば、カルデラ陥没域での基盤深度は平均2.5 km程度と推定される。基盤深度が比較的深いのは、碓ヶ関カルデラが、湯ノ沢カルデラの陥没域の中にあつて、さらに陥没しているためである。

沖浦カルデラは直径15 kmの半環状の陥没域をもつ。沖浦カルデラは多数の環状断層(沖浦環状正断層系)をもち、鍋底状の低重力異常で特徴づけられる。しかも、その後カルデラ丘は環状に配列している。このことからカルデラのタイプとしては、バイアス型カルデラと考えられる。沖浦カルデラは半環状で、下湯撓曲帯より東側が不明となっている(第3図)。下湯撓曲帯の東側は、前述のように奥羽脊梁山脈中軸部に相当し、第四紀後期にいたるまで隆起し、削剝され、かつ第四紀後期の火山岩類に被覆されている。したがって、沖浦カルデラの東半分がかつては存在した可能性も残されている。高倉・大久保(1986)の重力基盤深度図によれば、カルデラ陥没域での基盤深度は平均1.9 km程度と推定される。ただし、下湯撓曲帯付近では平均1.0 km程度と推定される。

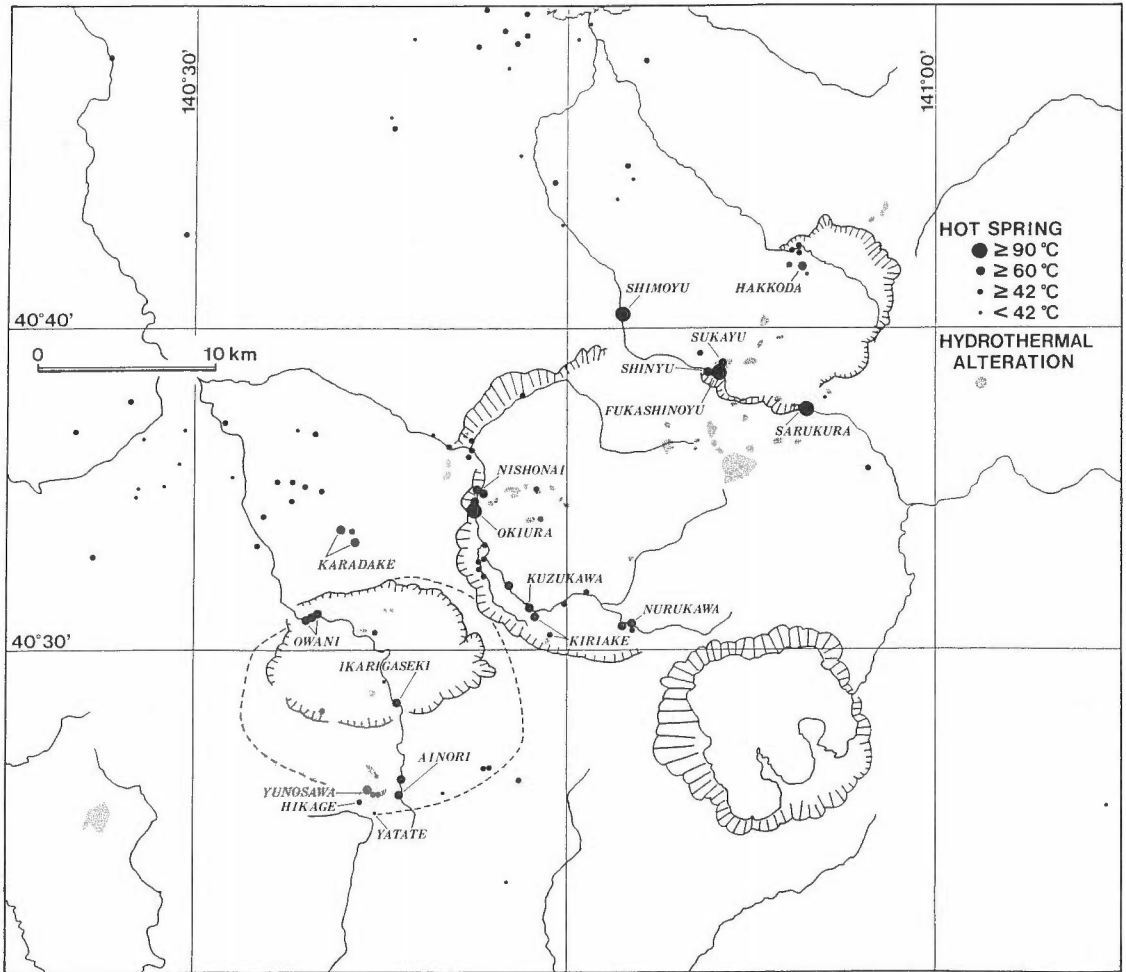
八甲田カルデラは13 km(北東–南西)×9 km(北西–南東)の陥没域をもつ。八甲田カルデラは環状断層が明瞭でなく、じょうご状の低重力異常で特徴づけられる。しかも、その後カルデラ丘は中央火口丘状である。このことからカルデラのタイプとしては、クラカタウ型カルデラと考えられる。高倉・大久保(1986)の重力基盤深度図によれば、カルデラ陥没域での基盤深度は平均0.6 km程度と推定される。この値は、八甲田カルデラが広域的には奥羽山脈脊梁中軸部の中でも、特に基盤深度の浅い部分に位置することを反映している。

十和田カルデラは一辺が11 kmの正方形に近い陥没域をもつ。十和田カルデラは環状断層が明瞭でなく、低重力異常を示す。後カルデラ丘は中央火口丘状であり、地形形態などからは、典型的なクラカタウ型カルデラと考えられる。高倉・大久保(1986)の重力基盤深度図によれば、カルデラ陥没域での基盤深度は平均1.4 km程度と推定される。

3. 熱水系の分布

第4図に、八甲田地熱地域における温泉とその湧出温度の分布を示す。この地域では、大部分の地域で地温勾配が30°C/kmを超え、しかもかなりの深度まで温泉開発の試錐が行われている。このため、低温の温泉の分布は必ずしも地熱微候といえない。この観点から、ここでは60°C以上の高温の温泉に注目する。

60°C以上の高温の温泉は、ほとんどが、5つのカルデラ内に分布している。60°C以上の高温の温泉で、5つのカルデラより外側に分布するものは下湯温泉と唐竹温泉のみである。しかし、それらの位置も、第4図のスケールで見ると、カルデラのごく近傍に過ぎない。このことから、巨視的には八甲田地熱地域における高温の熱水系は、これらのカルデラのマグマ性熱源に依存していると推定される。湯ノ沢カルデラ、碓ヶ関カルデラおよび沖浦カルデラといったカルデラは、比較的最近、その存在が認識さ



第4図 八甲田地熱地域における温泉分布図
 Fig. 4 Distribution of hot springs in the Hakkoda geothermal field.

れたカルデラであり(村岡ほか, 1991), それらに伴う熱水系の存在意義については, 従来は説明困難であった. たとえば, 碓ヶ関カルデラの大鱈温泉は地球化学的にグリーンタフ型温泉と呼ばれ, 火山性温泉から区別された(Matsubaya *et al.*, 1973). しかし, これらカルデラの存在が認識されたことにより, 熱源の観点からは, 大鱈温泉もまた火山性ということができよう. 熱水系とカルデラとの成因的な関係については, カルデラのマグマが熱源として寄与するだけでなく, カルデラが貯留構造として寄与する場合が考えられる. 第4図で, 高温の温泉がほとんど5つのカルデラ内に分布することは, カルデラ陥没域の重要性を示しており, カルデラがマグマ性熱源としてだけでなく貯留構造として寄与していることを示している. このことから, 湯ノ沢カルデラには湯ノ沢熱水系が, 碓ヶ関カルデラには碓ヶ関熱水系が, 沖浦カルデラには沖浦熱水系が, 八甲田カルデラには八甲田熱水系が, それぞれ賦存しているといえることができる.

しかし, これまで5つのカルデラとして述べてきたが, この中で, 十和田カルデラのみについては, カルデラ内はもとより, カルデラ周辺にも温泉が認められない(第4図). これは注目すべきことであり, その意味については後に考察する.

八甲田地域の熱水系(村岡・上田)

第1表 八甲田地域における代表的な温泉の化学組成(温泉地名は第4図に対応)
Table 1 Chemical compositions of representative hot springs in the Hakkoda geothermal field.

Hydrothermal system	Name of hot spring	Temp ℃	pH	Cl mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	K mg/l	Na mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Fe mg/l	SiO ₂ mg/l	CO ₂ mg/l	H ₂ S mg/l	Ref.	
Hakkoda	Sukayu	67.6	1.20	515	3050	<10	15.6	35.0	222	62	30	277	<10	<0.01	1)	
	Fukashi-yu	90.7	1.00	1840	7880	<10	14.2	78.6	432	322	198	363	<10	<0.01	1)	
	Shinyu	63.0	1.40	670	2850	<10	18.2	77.4	170	70	41	220	<10	<0.01	1)	
	Sarukura	80.5	5.55	84.7	121	115	8.9	110	359	2.8	0.24	84	86	<0.01	1)	
	Hakkoda	63.5	7.40	49	614	278	56.4	187	118	38	0.97	204	196	<0.01	1)	
	Shimoyu	98.8	7.45	171	130	137	8.8	191	16	0.18	0.05	121	97	0.06	1)	
	Okitura	Nishonai	63.0	8.19	239.4	144.0	139.6	22.89	257.2	25.02	2.68	0	68.0	17.6	0	2)
		Nishonai	61.1	—	192.0	17.64	119.9	15.29	198.3	21.64	6.30	0	88.7	26.4	0.60	2)
		Okitura	72.5	7.93	318.2	228.0	160.5	30.36	289.8	26.68	8.24	0	75.0	26.4	0.75	2)
		Okitura	97.0	7.98	365.3	186.0	109.3	34.40	339.5	16.19	13.12	0.8	135.9	12.3	0	2)
Kuzukawa		60.0	8.10	493.37	139.31	50.64	6.40	350.0	36.07	3.88	0.8	52.31	0	0	3)	
Kirilake		73.0	9.20	9.93	14.0	103.73	0.40	46.0	Tr	0.24	0.05	64.41	0	0	3)	
Nurukawa		67.0	6.90	658.56	211.68	256.78	80.72	551.88	19.61	0.27	0.30	53.05	92.4	0	3)	
Nurukawa		61.0	7.20	592.78	241.65	235.10	97.2	344.0	100.85	12.2	0.70	66.22	61.6	0	3)	
Karadake		62.3	7.10	397.15	165.77	—	22.90	205.88	93.05	—	0.80	32.72	8.80	0	3)	
Karadake		65.5	7.40	201.36	240.89	63.03	8.87	185.50	61.92	0.10	0.08	31.67	5.08	0	3)	
Ikarigaseki	Owani	80.0	8.0	836	524.3	122.0	29.6	585.6	194.6	4.4	0.69	68.90	0	tr	4)	
	Owani	72.0	6.9	1281.55	629.59	189.11	52.70	881.45	239.99	7.29	0.90	75.59	17.60	0.48	5)	
	Owani	74.5	6.9	1029.50	553.46	139.15	38.80	762.90	182.81	3.63	0.90	75.59	28.60	0.28	5)	
	Owani	74.5	7.1	876.85	555.52	164.74	38.50	629.00	189.03	5.46	1.04	59.21	14.30	0.54	5)	
	Owani	69.5	7.3	705.59	396.19	14.64	31.00	463.00	148.00	6.07	0.53	66.67	9.68	0	5)	
	Ikarigaseki	55.0	7.0	690.23	57.73	158.93	18.42	393.55	88.2	8.60	0.53	112.7	0	0	5)	
Yunosawa	Ikarigaseki	63.0	7.4	699	55.1	56.1	14.1	371.4	84.9	0.4	0.53	112.7	0	0	6)	
	Yunosawa	—	—	12510	42.59	—	1040	5480	988.21	432.41	tr	—	258.6	1.80	6)	
	Yunosawa	—	6.30	11859	132.09	1723	350	5625	1028.57	432.41	18.70	—	220	tr	6)	
	Ainori	45.0	6.05	4440	79.01	768	183.0	5250	442.50	169.88	1.31	—	—	68.0	6)	
	Hikage	46.0	6.2	6550	379.4	780	394.9	2977	752.7	218.5	0.9	—	—	—	6)	
Yatae	31.0	6.6	9138	51.0	1612	—	—	76.0	—	—	—	198	—	4)		

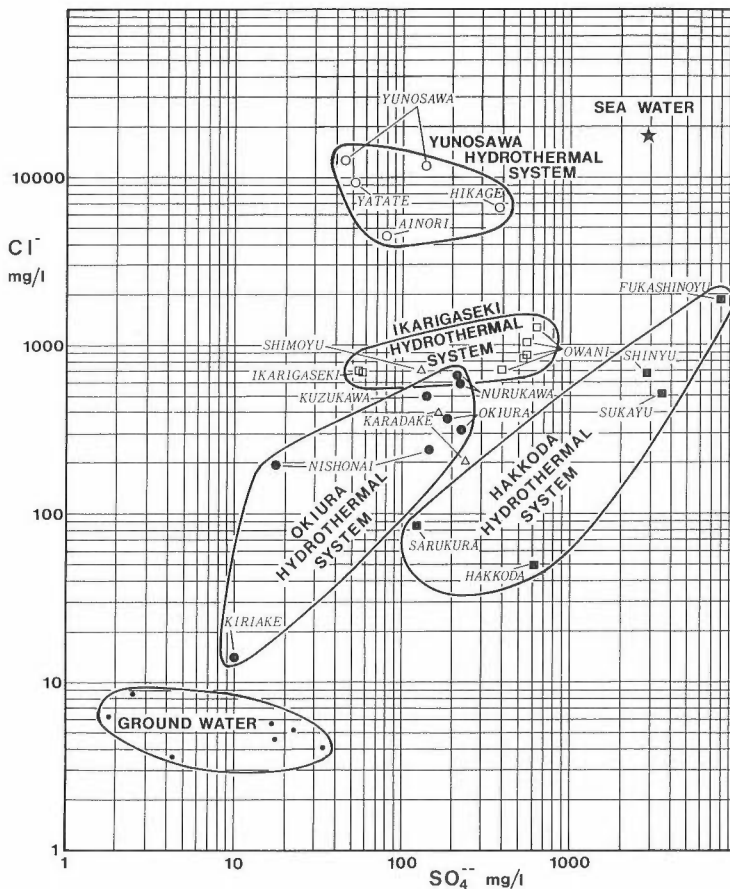
文献欄の、1)は新エネルギー総合開発機構(1986)、2)は新エネルギー総合開発機構(1983)、3)は比留川(1977)、4)は中村・前田(1959)、5)は青森県衛生研究所(未公表資料)、6)は西井ほか(1963)を示す。

個々のカルデラと温泉の分布とを比べると、湯ノ沢カルデラや沖浦カルデラなど、バイアス型カルデラにおいては、主要な温泉の分布が環状断層に規制されている。他方、碓ヶ関カルデラや八甲田カルデラなど、クラカタウ型カルデラにおいては、主要な温泉の多くが、中央火口丘の周辺に分布する傾向がある。

4. 熱水系の化学組成

第1表はこれら各熱水系に属する温泉水について、60°C以上のものを選び、その化学組成をまとめたものである。ただし、湯ノ沢熱水系のみは60°C以上の温泉が少ないため、より低温のものを含めた。湯ノ沢熱水系は、中性-弱酸性で、Na-Cl型や[S]-Na-Cl型の温泉水を特徴とする。その塩濃度はきわめて高い。碓ヶ関熱水系は、中性-弱アルカリ性で、Na-Cl型の温泉水を特徴とする。沖浦熱水系は、中性-弱アルカリ性で、Na-Cl型やNa-Cl·SO₄型の温泉水を特徴とする。八甲田熱水系は、中性-強酸性で、Ca·Mg-SO₄型やNa·Ca-SO₄型の温泉水を特徴とする。

第5図はそれらをもとに、ClイオンとSO₄イオンの濃度の関係をみたものである。ここには、参考のため、平均海水と八甲田地熱地域の地下水の組成(新エネルギー総合開発機構, 1986)も示した。この



第5図 八甲田地熱地域における高温泉のSO₄-Cl濃度関係図
温泉地名は第4図に対応。

Fig. 5 SO₄-Cl diagram showing high-temperature hot springs in the Hakkoda geothermal field.

図は、碓ヶ関熱水系と沖浦熱水系に若干の共通部分があるものの、4つのカルデラ内の熱水系が、各カルデラごとに固有の組成範囲をもっていることを示している。このことは、各カルデラの陥没域が、それぞれ独立の貯留構造として、それぞれ独立の熱水系を貯留していることを示している。これは熱水が各カルデラごとにある程度閉じた系をつくり、系内が均質化したか、または、系内が似たような地球化学的進化を経験したことを意味している。

これら4つの熱水系を比べると、おおむねカルデラの形成時代が若いものほど、Clイオンが減少し、SO₄イオンが増大する傾向を示している。カルデラが若いほど、熱水系がSO₄イオンに富む原因については、火山性ガスの寄与が上げられる。すなわち、八甲田カルデラは、ふかしの湯など、小規模ながらもまだ噴気活動を起こしており、H₂SガスやSO₂ガスを放出している。これが、酸ヶ湯温泉に代表されるSO₄イオンに富む酸性硫酸塩泉の原因であろう。沖浦カルデラや碓ヶ関カルデラはもはや噴気活動を起こしていないが、若干の火山性ガス成分が、より深部の高エンタルピー流体中に含有されている可能性はある。

他方、カルデラが古いほど、熱水系がClイオンに富む原因については、海水の寄与が上げられる。すなわち、八甲田地熱地域の古地理環境は、中新世末ないし鮮新世初め以降、大局的に海退に支配されてきた(村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990)。このため、鮮新世以降の火山-地熱活動には、古いものほど、海水の寄与が顕著に認められる。5つのカルデラの中で最も起源の古い、湯ノ沢カルデラの湯ノ沢熱水系は、図のように10,000 ppmに達する高いClイオンを含む(中村・前田, 1959; 中村, 1962; 酒井ほか, 1963)。松葉谷ほか(1975, 1982)は、地球化学的に、これらが化石海水に由来することを明らかにした。このような高塩濃度の熱水の起源の可能性としては、このほかに、気相放出により生成される地熱地域の深部熱水が考えられる。しかし、後述のように δD -Cl量の相関関係が海水の値に収れんすること(松葉谷ほか, 1975, 1982)、後述のように湯ノ沢カルデラが形成時に海域であったこと、湯ノ沢熱水系のCl濃度が海水の値に近くかつこれを超えないこと、そして、泉温も高くないことなどの点から、化石海水に由来するものと考えられる。このように、第5図の各カルデラ間での熱水系化学組成の違いは、おおむね火山性ガスと海水という2つの物質の寄与率の違いとして説明できる。

5. 熱水系の同位体組成

第2表は、本研究により測定した沖浦熱水系の温泉水の同位体組成¹⁾を示す。また、第6図は、これらの結果とともに、他の熱水系の温泉水の同位体組成をまとめて表示したものである。これらの結果から、湯ノ沢熱水系を除く3つの熱水系の δD および $\delta^{18}O$ は、これらの地域の河川水の値と一致し、このことから天水が地下に浸透して再湧出したものと解釈される。これに対して、湯ノ沢熱水系は、 $\delta^{18}O$ が増加するにつれて δD も増加している。松葉谷ほか(1982)によれば、湯ノ沢熱水系は δD -Cl量にも正の相関があり、その関係は海水の値に収れんする。これらの事実から、湯ノ沢熱水系は海水と天水とが混合したものとして説明される。このときの海水は、海進期に地層に取り込まれた化石海水であり、その酸素同位体組成は周囲の岩石との同位体交換反応により¹⁸Oに富み、+16%であると推定される(松葉谷ほか, 1982)。

温泉水の溶存硫酸の $\delta^{34}S$ を、第7図に示す。八甲田以外の3つの熱水系のデータを合わせて考察すると、硫酸の量が増えるにつれて+22±1%の値に収束してゆくことがわかる。この収束値は海水硫酸の値+19%に近く、また、グリーンタフ地域に認められる中性-弱アルカリ性温泉、すなわち、グリーンタフ型温泉の硫酸の値と一致する。グリーンタフ型温泉は、その δD および $\delta^{18}O$ が天水の値と一致することから、天水が地下に浸透して海水起源の硫酸塩を溶解しつつ湧出していると解釈される(Sakai and Matsubaya, 1974)。碓ヶ関熱水系は、データが少ないが、松葉谷ほか(1975)と合わせて考えると、

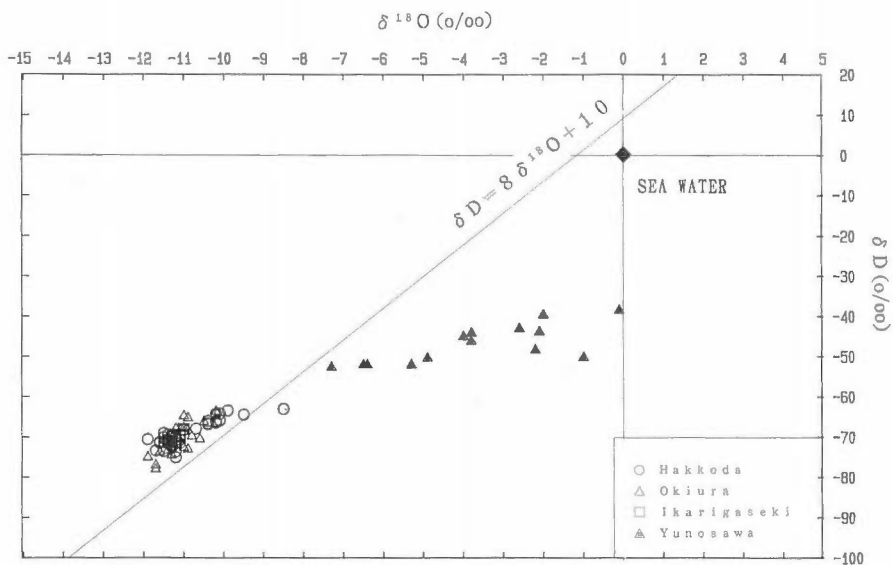
¹⁾ 同位体組成は、 $\delta = (R_{\text{sample}}/R_{\text{standard}} - 1) \times 10^3$ で表され、Rは水素(D/H)、酸素(¹⁸O/¹⁶O)および硫黄(³⁴S/³²S)の同位体比であり、 δ の単位はパーミル(‰)である。標準試料としては、 δD および $\delta^{18}O$ が標準平均海水(SMOW)を、 $\delta^{34}S$ がトロイライト(CDT)を用いている。

第2表 沖浦熱水系の同位体組成
 Table 2 Isotope ratios of the Okiura hydrothermal system.

温泉名	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{34}S$ (‰) (SO_4)
1 温川温泉	-71.2	-11.3	+19.2
2 温川、川沿いNED034	-74.5	-11.3	+19.5
3 温川山荘	-78.0	-11.7	+19.4
4 平六	-77.0	-11.7	+1.3
5 切明、新共同浴場	-72.6	-11.0	-
6 切明、直井さん	-69.8	-10.8	+1.9
7 葛川温泉	-73.7	-11.6	+18.1
8 葛川ドライブイン	-70.8	-11.5	+18.9
9 福寿館	-75.0	-11.9	+17.7
10 沖浦温泉	-67.8	-11.0	+16.8
11 青荷温泉、内風呂	-64.8	-11.0	+13.6
12 二庄内、NED06	-67.9	-11.2	+17.1
13 板留温泉	-68.7	-11.0	+21.4
14 温湯温泉	-63.7	-10.2	+21.5
15 長寿荘	-71.8	-11.3	-0.2
16 高賀野	-70.5	-10.6	-
17 落合ホテル	-66.2	-10.5	+11.7
18 大川原温泉	-65.3	-10.9	+13.2
19 唐竹温泉	-73.0	-10.9	+21.0
20 あしげ荘	-73.3	-11.4	+20.1
21 井戸沢	-75.0	-11.9	+18.4
22 十和田湖、雨水62.8.26	-108.5	-14.9	-
23 切明川	-72.2	-11.0	-
24 浅瀬石川	-77.9	-11.3	-
25 中野川	-69.1	-10.8	-
26 高賀野沢水	-68.2	-9.4	-
27 大川原地下水	-67.7	-10.6	-
28 二庄内河川水	-60.0	-10.8	-
29 青荷湧水	-59.9	-10.3	-

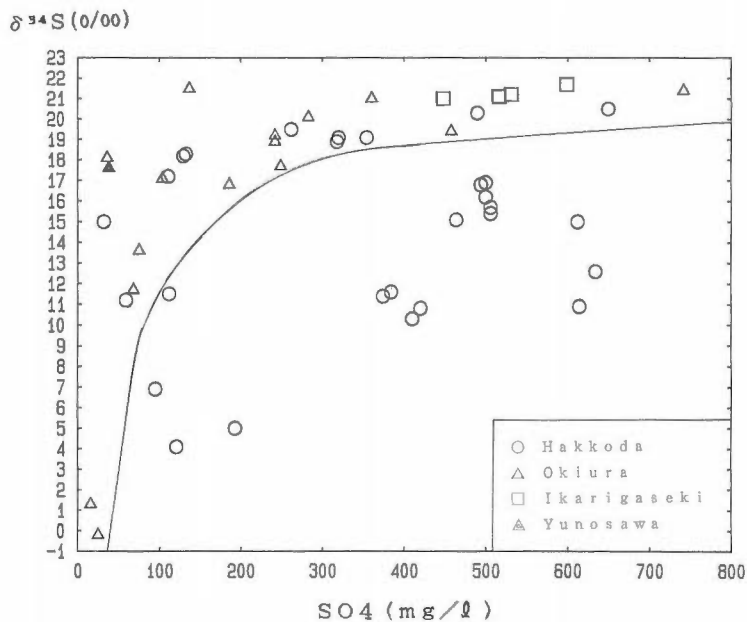
この型に属すると考えられる。一方、湯ノ沢熱水系は、 δD および $\delta^{18}O$ の値から化石海水と天水の混合物であると考えられ、その硫酸の $\delta^{34}S$ は分析結果が一試料しかないが海水硫酸の値に近い(松葉谷ほか, 1982)。また、この地域の温泉水には H_2S が多く含まれ(酒井ほか, 1963)、その $\delta^{34}S$ も +7.8~+12.4±1% と日本の火山性の H_2S の値よりも高い(松葉谷ほか, 1982)。このような $\delta^{34}S$ の高い H_2S は、日本ではほかに薩摩硫黄島で観測されており、海水起源の硫酸がマグマに混入したためと解釈されている(Ueda and Sakai, 1982; 松葉谷ほか, 1982)。これに対して、沖浦熱水系の硫酸の $\delta^{34}S$ は、300 mg/l 以上 SO_4 を含むものでは、+22±1% と一定であるが、それ以下では-1~+22% と大きな変動を示す。第7図の曲線はこの変動の下限を示したものである。この結果は、硫黄濃度が大きい温泉水では海水起源の硫黄が圧倒的主体を占めるが、硫黄濃度がごく小さい温泉水に限って海水以外の起源の硫黄の存在が認められることを示している。この海水以外の硫黄の起源としては、火山性の H_2S が酸化されて生じた硫酸が考えられる。第7図の曲線が単純な混合直線とならない理由は、次のように解釈される。沖浦熱水系のレザバーには、微弱な噴気ないしそれに由来する熱水によって、ごく少量の火山性の

八甲田地域の熱水系(村岡・上田)



第6図 八甲田地熱地域における各熱水系の酸素・水素同位体組成
 データは、沖浦熱水系が本研究(第2表)、八甲田熱水系が新エネルギー総合開発機構(1986)、その他が松葉谷
 ほか(1975, 1982)による。

Fig. 6 δD vs. $\delta^{18}O$ plot of hot springs in the Hakkoda geothermal field.



第7図 硫酸の含有量と硫黄同位体組成の関係
 データは、沖浦熱水系が本研究(第2表)、八甲田熱水系が新エネルギー総合開発機構(1986)、その他が松葉谷
 ほか(1975, 1982)による。

Fig. 7 SO_4 content vs. $\delta^{34}S$ plot of hot springs in the Hakkoda geothermal field.

硫酸が広範にもたらされている。しかし、ごく少量のため、その痕跡は天水があまり浸透しない部分でのみ読みとることができる。天水が多量に浸透する部分では新第三系から溶脱された海水起源の硫酸が圧倒的多量となるのであろう。すなわち、混合現象がさらに天水/岩石比に規制されているため、単純な混合直線とならないのであろう。このことは、 $\delta^{34}\text{S}$ の小さい温泉が、比較的湧出量の小さい温泉(150 l/min以下)に限定されることとも調和的である。このように、海水起源の硫酸と火山性の H_2S 起源の硫酸が混合している例として、日本では箱根カルデラ(Matsuo *et al.*, 1973)などがある。このことから、沖浦熱水系は、天水が地下に浸透して新第三系中の海水起源の硫酸を種々の割合で溶脱し、これに火山性の硫黄が部分的に寄与したものであろう。八甲田熱水系の硫酸は、第7図において、他の3つの熱水系の硫酸と異なることがわかる。スケールの都合上、第7図には示していないが、八甲田熱水系には硫酸量が3,000 mg/lを超える温泉水もあり(新エネルギー総合開発機構, 1986)、これらの $\delta^{34}\text{S}$ は+25%前後と高く、pHが酸性であることを特徴としている。このような硫酸は、火山ガス起源の SO_2 が水と接触して分解し、 ^{34}S に富む硫酸と ^{32}S に富む H_2S になるためと解釈されている(Kiyosu and Kurahashi, 1983)。このような特徴は、北八甲田火山のような噴気活動をしている火山に多く認められる。

以上をまとめると、地熱活動が盛んな八甲田熱水系では、天水に火山性硫黄(特に SO_2)が大きく寄与している。他の3つの熱水系では地熱活動が弱く、火山性硫黄の寄与もわずかである。しかし、その中では沖浦熱水系に若干の火山性硫黄の寄与が認められる。

6. 熱水対流系の構造

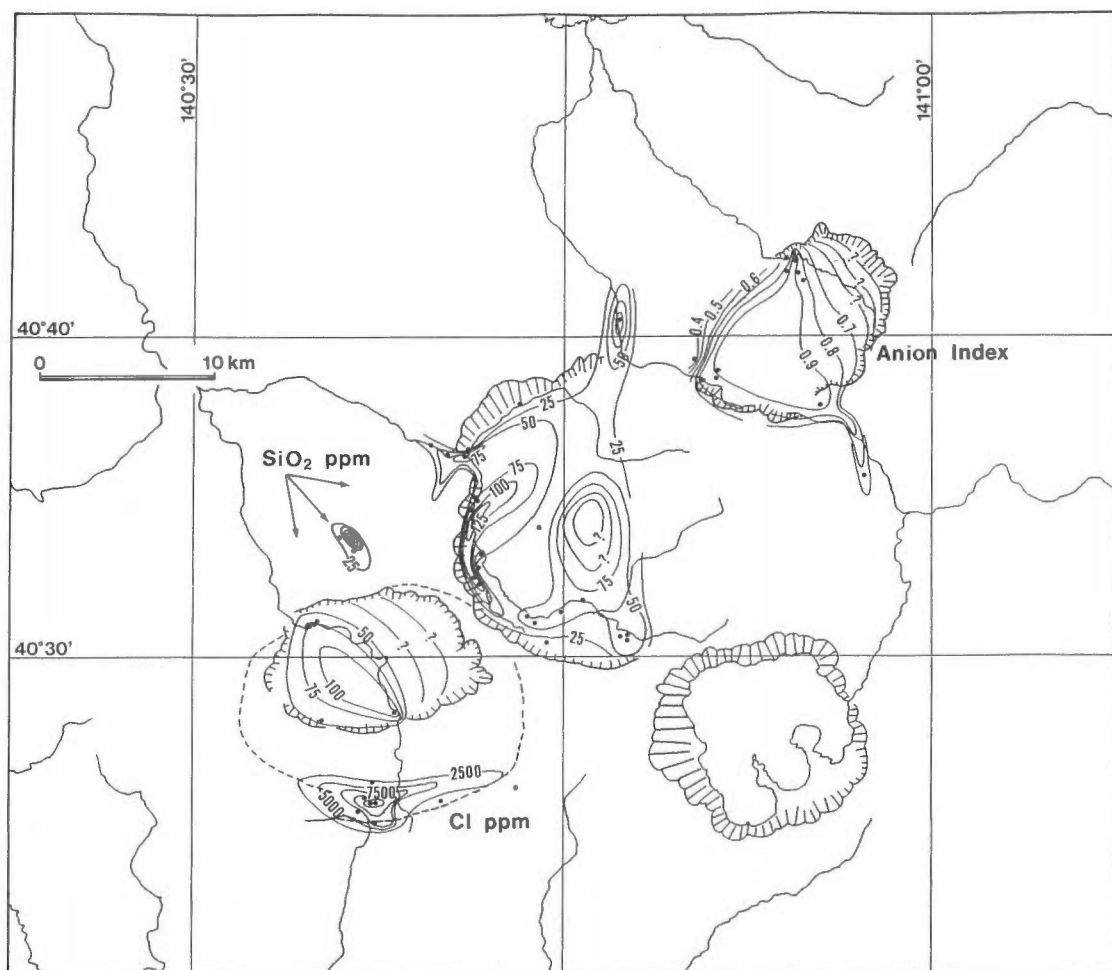
地熱流体の化学組成は様々な情報を含んでおり、そのうちの適当なパラメーターに着目することによって、各熱水系内での熱水上昇域や天水下降域を識別することができる。例えば、野田(1987)のアニオンインデックスや各種の地化学温度計などがその代表的な例である。第8図に、その検討結果を示す。ただし、この検討においては、湯ノ沢熱水系、碓ヶ関熱水系、沖浦熱水系と八甲田熱水系のほかに、カルデラ外のものとして、下湯熱水系と唐竹熱水系とを対象とした。

八甲田熱水系は典型的な火山性の熱水系であり、野田(1987)のアニオンインデックスにより、きれいに分帯できる。他方、沖浦熱水系や碓ヶ関熱水系は、Matsubaya *et al.* (1973)のいうグリーンタフ型温泉の特徴をもっており、海成層中の海水起源の塩類に由来する SO_4 イオンをかなり含んでいる。このため、アニオンインデックスでは、きれいに分帯できない。そこで、沖浦熱水系や碓ヶ関熱水系は、温度依存性の強いシリカ濃度を用いることにより、うまく分帯することができる。下湯熱水系や唐竹熱水系も同様に扱った。湯ノ沢熱水系は、高塩濃度の化石海水であり(松葉谷ほか, 1975, 1982)、アニオンインデックスも各種の地化学温度計も適用困難である。そこで、化石海水そのものの特徴であるCl濃度を用いることにより、うまく分帯することができた。これらの分帯は、各熱水系の中で、熱水上昇域と天水流入域とを相対的に区分したものに過ぎない。しかし、そのパターンは後述の温度構造ときわめてよく対応しており、地熱系モデルをつくる際に、大きな拘束条件となるであろう。

村岡・大久保(1987)や大久保・村岡(1988)は八甲田地熱地域において、100坑以上の温度検層データを収集した。第9図はそれらのデータから、100 m当たりのみかけの温度勾配を算出し、コンタリングしたものである。坑井のない部分については、かなり恣意的にコンタリングしている。しかし、熱源としても地熱レザバースとしても重要な、上述の4つのカルデラ地域が、おおむね、 $10^\circ\text{C}/100\text{ m}$ 以上の高異常域に当たっていることは確かである。しかも、各カルデラ内での、高異常域と低異常域のパターンは、上述の地熱流体の化学組成の分帯結果ときわめてよく対応している。

7. 考 察

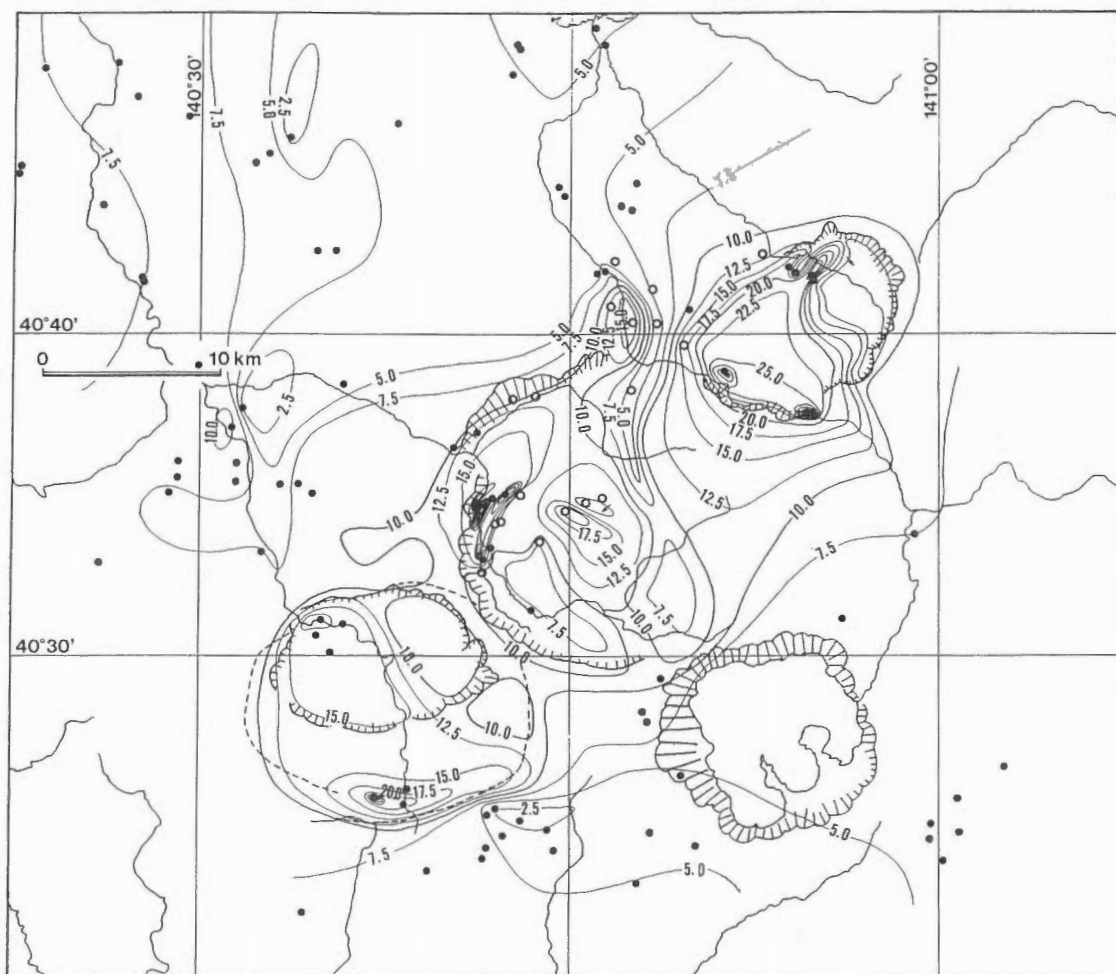
7.1 潜頭性地熱系としての十和田カルデラ



第8図 八甲田地熱地域における主要熱水系の流体地化学的分帯図
 Fig. 8 Chemical zonation map of hydrothermal systems in the Hakkoda geothermal field.

第4図に示すように、八甲田地熱地域における60°C以上の温泉の大部分は、湯ノ沢カルデラ、碓ヶ関カルデラ、沖浦カルデラおよび八甲田カルデラの陥没域に含まれる。この点で、十和田カルデラのみが例外となっている。十和田カルデラでは、そのカルデラ内はもとより、その山麓部にも温泉徴候は認められない。

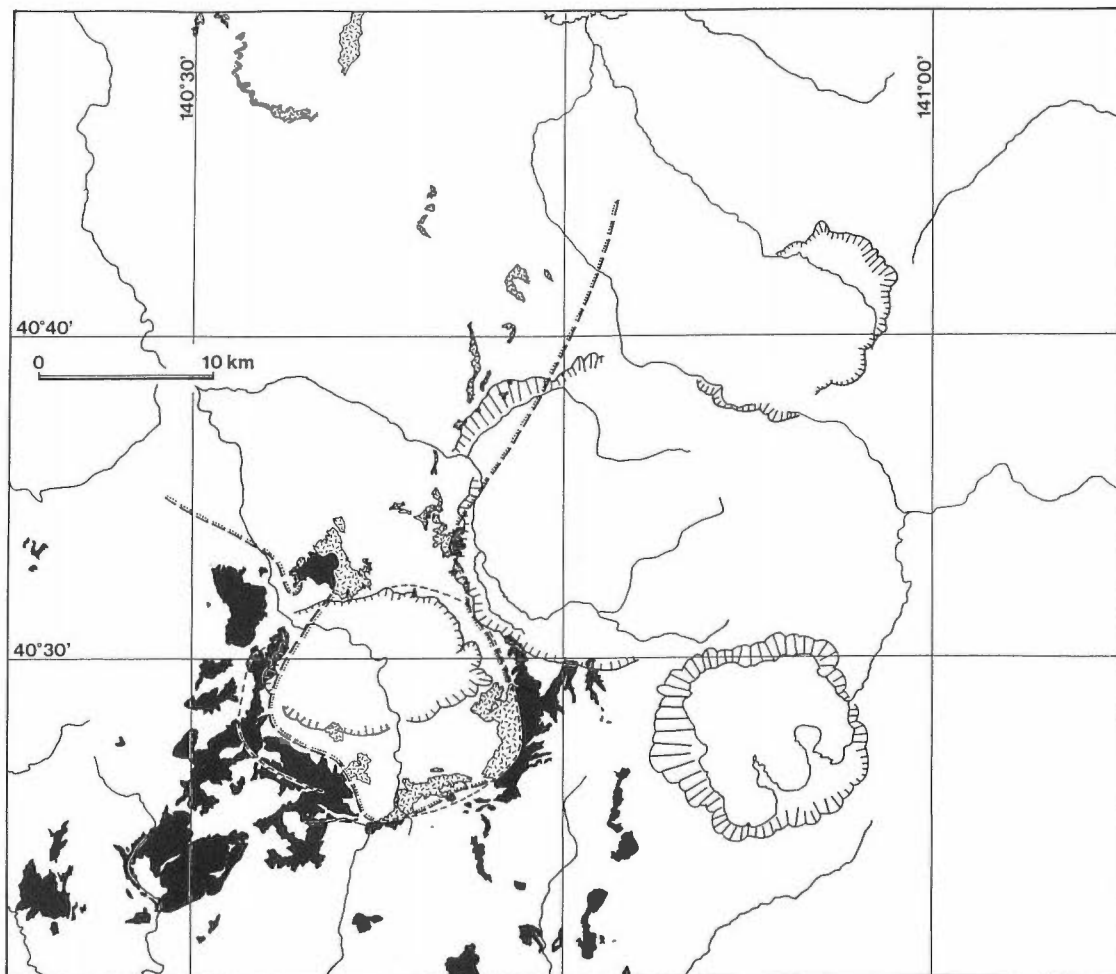
Smith and Shaw (1975, 1979)のマグマの冷却速度に関する考察からすれば、5つのカルデラのうちで、最も若い十和田カルデラのマグマ性熱源こそは、最大の熱的ポテンシャルをもっているはずである(村岡, 1991)。現に、他の4つのカルデラに関しては、おおむね若いカルデラほど、地表地熱徴候が顕著である。十和田カルデラに地表地熱徴候が欠除することのみが大きな矛盾となっている。以下、この問題について考察してみよう。あくまでも、Smith and Shaw (1975, 1979)の熱源のポテンシャルに関する考察が正しいとすると、この原因は、マグマ性熱源以外の要因に求める必要があり、次の2つの可能性が考えられる。一つの可能性は、地殻上部へマグマが定置してから間がないため、マグマからの熱伝導が地表まで十分に到達せず、まだ熱的な定常状態に達していないのかもしれない。今一つの可能性は、カルデラ湖に象徴される大量の地下水が表層を熱的にマスクしているのかもしれない。



第9図 八甲地熱地域における温度勾配図
 コントアの数値は100 m 当たりの温度°Cを示す。

Fig. 9 Temperature gradient map of the Hakkoda geothermal field.

前者の可能性に関連して、Smith and Shaw (1975)はマグマからの熱伝導が定常状態に達するのに約36万年を要すると仮定した。しかし、カコウ閃緑岩-H₂O系の相関係などからすれば(Robertson and Wyllie, 1971), 地殻下部で最初に生じる珩長質マグマがH₂Oに不飽和であっても、このマグマが地殻中を上昇してソリダス温度に達する前には、一般にH₂Oに飽和する。すなわち、珩長質マグマが10数kmから数kmといった地殻浅所に位置した時点では、H₂Oに飽和し、過剰の部分が流体相として脱出していくことが予想される。この予想は、地表での噴気現象やPlinian噴火それ自体からも支持される。このことは、珩長質マグマが地殻浅所に位置したとき、最初から地熱流体が熱輸送を媒介することを意味している。これに加えて、マグマ自身も、全てがマグマ溜りに留まる訳ではなく、岩株や岩脈などの形で、溶岩ドームへの輸送路などに派生することが考えられる。これらのことから、マグマからの熱輸送は、熱伝導だけのモデルに比べて、ずっと効率的なものと考えられる。現実には、十和田カルデラに酷似したオレゴン州のクレターレークカルデラでは、その形成が約6,000年前であるにもかかわらず、湖底で地殻熱流量に高異常が測定されている(C. R. Bacon, 談話)。したがって、前者の可能性は低いといえよう。他方、後者の可能性をみると、第4図のように、十和田カルデラ周辺には、一般的



第10図 尾開山凝灰岩の岩相分布からみた湯ノ沢カルデラ形成時の古地理環境
黒地部が陸成溶結岩相、ハッチ部が海成成層岩相を表す。点線を付した太い破線が、推定される海岸線で、点線の側が海域を表す。

Fig. 10 Paleogeographic environment of Yunosawa caldera at the Obirakiyama Tuff stage deduced from distribution of its subaerial and marine facies.

なグリーンタフ地域に比べても、特に温泉が少ない。この温泉の空白域は正確に十和田カルデラの山麓斜面に一致しているようにみえる。また、一般に、カルデラ湖が発達したもの(カルデラ形成直後のもの)から衰退したもの(地形的カルデラ縁が開析されたもの)まで、様々なカルデラの事例を比較すると、地表地熱微候はカルデラ湖が衰退するにつれて顕在化するようみえる。たとえば、満々と湖水を湛えた十和田カルデラやクレーターレークカルデラには温泉の湧出はみられず、より湖面の低下した阿寒カルデラやインドネシアの Batur カルデラではカルデラ底に2, 3の温泉が現われ、湖面が地表面以下となった八甲田カルデラや阿蘇カルデラではカルデラ底に多数の温泉が現われるといったようである。このことから、大量の地下水が表層を熱的にマスクするという、後者の可能性は強いように思われる。

この場合、十和田カルデラや同じようにカルデラ湖の発達したカルデラは、一種の潜頭性地熱系ということができる。この可能性は、わが国の地熱資源量評価にとって重要な問題であり、適切な地域での試錐調査による検証が望まれる。

7.2 古地理環境に規制された熱水系化学組成

松葉谷ほか(1975)や松葉谷ほか(1982)は、湯ノ沢熱水系が化石海水に由来することを、地球化学的に明らかにした。しかし、彼らは、この位置に化石海水が残っている理由については不明とした。この問題の解明には、水の起源といった地球化学的過程に対する検討だけでなく、水の移動・集積を規制した地質学的過程に対する検討が必要であろう。

以下、この問題を考察する。湯ノ沢熱水系の位置に、化石海水が存在する理由は、湯ノ沢カルデラの存在とその古地理環境とを知ることによって説明することができる(村岡, 1987; 村岡・大久保, 1987)。湯ノ沢カルデラが形成された当時の古地理環境を、湯ノ沢カルデラから噴出した尾開山凝灰岩の岩相から復元してみよう。第10図は尾開山凝灰岩を、葉理の発達した海成の部分と、溶結した陸成の部分とに区分したものである。この図によれば、湯ノ沢カルデラが形成された当時、その古地理環境が現在の錦江湾のような海域の湾入部であったことが明らかである。この古地理環境こそ、湯ノ沢カルデラ内に海水がトラップされた理由であろう。しかし、海域が支配したというだけの理由ならば、より若い碓ヶ関カルデラもまた、形成された当時、海中に生じたことが明らかとなっている(Muraoka, 1989)。それにもかかわらず、碓ヶ関熱水系は化石海水の特徴をもっていない。この点については、おそらく両カルデラの構造的特徴の違いに言及する必要があるであろう。すなわち、湯ノ沢カルデラはパイアス型カルデラと推定され、環状断層の存在が明瞭である。これに対して、碓ヶ関カルデラはクラカタウ型カルデラであり、環状断層の存在が不明瞭である(村岡, 1991)。事実、第8図や第9図のように、湯ノ沢熱水系は、カルデラの南側の環状断層に沿って湧出している。おそらく、この環状断層がカルデラ陥没当時、海水の流入域として機能し、効率的に海水をトラップしたのであろう。したがって、湯ノ沢熱水系をもたらした初生的海水の年代は、湯ノ沢カルデラや尾開山凝灰岩の形成年代と同様に、3.5 Ma であろう。

7.3 カルデラの構造と熱水の対流構造

第8図と第9図とは、熱水化学組成と温度検層データという、全く異種のデータから熱水対流系の構造を求めたものである。にもかかわらず、両者はきわめてよい対応を示している。このことから、熱水対流系の構造は、データ密度が低い地域では、このような2種のデータを相補的に用いて解釈することが可能であろう。

たとえば第8図において、下湯熱水系は、八甲田熱水系にも沖浦熱水系にも結びつけられる可能性がある。しかし、第9図からは、下湯熱水系と八甲田熱水系との間に、南北方向の地温勾配の谷が介在することがわかる。したがって、下湯熱水系は、南北方向に延ばし、沖浦カルデラに結びつけるのが妥当と考えられる。この解釈は、下湯撓曲帯が南北に延びることや、第5図で下湯温泉が沖浦熱水系と類似することなどと整合的である。すなわち、下湯熱水系は、貯留構造や流体系に関しては沖浦熱水系と連続していると考えられる。

第8図と第9図において、4つのカルデラに関連する熱水系を比較すると、熱水対流の様式はカルデラの構造に支配されていることが明瞭に読み取れる。すなわち、湯ノ沢熱水系と沖浦熱水系とは、パイアス型カルデラ内に生じた熱水系であり、これらの対流様式は強く環状断層に規制されている。たとえば、沖浦カルデラ内には、温度勾配の高い2つの領域が認められ、それぞれが熱水上昇域を表している。1つはカルデラ中心部のドーム構造の部分にある。カルデラ中心部の高温域の存在は地熱調査井により確認されたもので(新エネルギー総合開発機構, 1983)、地表では温泉の湧出が顕著でない。したがって、この熱水上昇域は第9図には明瞭であるが、第8図では不確かである。この地域の地熱調査井の温度検層パターンをみると、表層350 m程度まではむしろ天水流入域のパターンを示し、おそらく東方の脊梁側に由来する冷たい天水が表層をマスクしているであろう(村岡・長谷, 1990)。今1つの熱水上昇域は沖浦や二庄内付近に認められる。その広がり、明らかに沖浦環状正断層系に規制されたパターンを示す。一般に、断層系は地熱地質学的に二面性をもち、顕著な熱水上昇域にも天水流入域にもなりうる。しかし、沖浦や二庄内付近の沖浦環状正断層系は、沖浦カルデラの渦巻き状陥没のため(村岡

・長谷, 1990), 最もカルデラの中心部に至近の位置まで到達している。このことが, この地域の沖浦環状正断層系を熱水上昇域として機能させているのであろう。湯ノ沢カルデラにおいても, 湯ノ沢熱水系がカルデラ南縁の環状断層に規制されていることが明瞭である。

他方, 碓ヶ関熱水系と八甲田熱水系とは, 環状断層が不明瞭なクラカタウ型カルデラ内に生じた熱水系であり, カルデラの中心ないし後カルデラ丘の中心に向かうほど, 高温の熱水上昇域となっているようにみえる。カルデラの中心部に熱水上昇域があるという図式は White (1967) の古典的論文にもあるように, 熱源の中心に規制された最も単純な対流パターンである。もちろん, より細かいスケールで見ると, 冷たい天水によるマスク効果などがあって, もっと複雑なパターンがありうる。しかし, 大局的には, クラカタウ型カルデラの対流パターンは, 比較的単純のようにみえる。以上のように, パイアス型カルデラとクラカタウ型カルデラにおける熱水対流系の構造, 特にその熱水上昇域は, 両カルデラに想定されている深部構造と調和的であり, 特筆すべきことであらう。

なお, 第8図において, 湯ノ沢熱水系のみは, 必ずしも温度に相関しない化石海水の Cl 濃度を用いて分帯している。Cl 濃度とはあくまでも化石海水という物質の寄与率に過ぎないので, このような分帯と, 温度検層データのコンターとがよく一致するということは, 化石海水それ自体が熱水となって, 熱水上昇域をつくっていることを示している。

8. 結 論

八甲田地熱地域には高温の温泉(60°C以上の温泉)が多数分布しており, このうち, かなりのものについてはその熱源が不明であった。しかし, 最近の調査によって, 鮮新世-第四紀前期の3つのカルデラの存在が認識され, 合計5つのカルデラの存在が明らかとなった(村岡・高倉, 1988; 村岡, 1991)。これにより, 八甲田地熱地域におけるほぼ全ての高温の温泉が, 熱源からみても, 貯留構造からみても, 湯ノ沢カルデラ, 碓ヶ関カルデラ, 沖浦カルデラおよび八甲田カルデラの4つのカルデラに依存することが明らかとなった。特筆すべきことは, これら4つのカルデラに賦存する熱水系の化学組成が, 各カルデラごとに固有の組成範囲を示し, 熱水系としての独立性を示すことであらう。これら熱水系の化学組成を利用すれば, 各熱水系内の対流の様式を定性的に推定することができ, しかも, それは温度勾配図とよく対応している。また, 4つの熱水系の中では, おおむね若いカルデラの熱水系ほど, 地表地熱微侯が顕著であり, 地熱ポテンシャルが高い。しかし, 最も若い十和田カルデラには地表地熱微侯がみられず, この例外となっている。十和田カルデラは, 大量の地表水および地下水によってマスクされた潜頭性地熱系である可能性が高い。

文 献

- 広島俊男・駒澤正夫・中塚 正(1989) 青森地域重力図(ブーゲー異常)。重力図1, 地質調査所。
- 比留川貴(1979) 流体地化学調査報告。地熱開発基礎調査報告書 no. 9 沖浦, そのI, 日本地熱資源開発促進センター, p. 43-60。
- Kiyosu, Y. and Kurihashi, M. (1983) Origin of sulfur species in acid sulfate-chloride thermal waters, northeastern Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 47, p. 1237-1245.
- 松葉谷治・北 逸郎・越中 浩・小室昭一(1982) 矢立, 日景, 及び津軽湯の沢温泉の同位体的研究。秋田大学鉱山学部研究報告, no. 3, p. 85-90。
- ・酒井 均・佐々木昭(1975) 秋田県, 青森県の黒鉱地域およびその周辺の温泉水についての同位体化学的研究。地調月報, vol. 26, p. 1-11。
- Matsubaya, O., Sakai, H., Kusachi, I. and Satake, H. (1973) Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. *Geochem. J.*, vol. 7, p. 123-151.
- Matsuo, S., Kusakabe, M., Niwano, M., Hirano, T. and Oki, Y. (1985) Origin of thermal waters from the

- Hakone geothermal system, Japan. *Geochem. J.*, vol. 19, p. 27-44.
- 村岡洋文(1987) 八甲田広域火山地域のカルデラ群の研究 その1. 湯ノ沢カルデラ. 日本地質学会第94年大会講演要旨, p. 438.
- (1991) 八甲田地熱地域の熱源系. 地調報告, no. 275, p. 113-134.
- Muraoka, H. (1989) Geologic and magmatic evolution of clustered calderas in the Hakkoda regional volcanic field, Northeast Japan. unpublished Ph.D thesis, Hiroshima University, 274p.
- 村岡洋文・長谷紘和(1990) 黒石地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 124p.
- ・大久保泰邦(1987) 八甲田広域地熱地域における熱水系の探査地質学. 日本地熱学会昭和62年度学術講演会, 講演要旨集, p. 92.
- ・高倉伸一(1988) 10万分の1八甲田地熱地域地質図説明書. 特殊地質図(21-4), 地質調査所, 27p.
- ・山口 靖・長谷紘和(1991) 八甲田地熱地域で見出されたカルデラ群. 地調報告, no. 275, p. 97-111.
- 中村久由(1962) 本邦諸温泉の地質学的研究. 地調報告, no. 192, 126p.
- ・前田憲二郎(1959) 大鱈・碓ヶ関温泉について. 地調月報, vol. 10, p. 323-330.
- 野田徹郎(1987) 地熱活動の指標としてのアニオンインデックス. 地熱雑, vol. 9, p. 133-141.
- 大久保泰邦・村岡洋文(1988) 八甲田地熱地域における温度勾配図の作成. 地熱雑, vol. 10, p. 339-357.
- Robertson, J. K. and Wyllie, P. J. (1971) Rock-water systems, with special reference to the water-deficient region. *Am. J. Sci.*, vol. 271, p. 252-277.
- 酒井軍次郎・宮城一郎・岩井武彦(1963) 碓ヶ関村温泉群の研究. 弘前大学教育学部紀要, 別冊第3号, 63p.
- Sakai, H. and Matsubaya, O. (1974) Isotope geochemistry of the thermal waters of Japan and its bearing on the Kuroko ore solutions. *Econ. Geol.*, vol. 69, p. 974-991.
- 新エネルギー総合開発機構(1983) 地熱開発促進調査報告書 no. 5 沖浦. 586p.
- (1986) 昭和60年度全国地熱資源総合調査(第2次) 火山性熱水対流系地域タイプ③(八甲田地域)調査 流体地化学調査報告書要旨, 60p.
- Smith, R. L. and Bailey, R. A. (1968) Resurgent cauldrons. *Studies in volcanology. Geol. Soc. Amer. Memoir*, vol. 116, p. 613-662.
- and Shaw, H. R. (1975) Igneous-related geothermal systems. In: White, D. E. and Williams, D. L., eds., *Assessment of geothermal resources of the United States—1975*, U.S. Geol. Surv. Circular, no. 726, p. 58-83.
- and ———(1979) Igneous-related geothermal systems. In: Muffler, L. J. P., ed., *Assessment of geothermal resources of the United States—1978*, U.S. Geol. Surv. Circular, no. 790, p. 12-17.
- 高倉伸一・大久保泰邦(1986) 全国地熱地域の重力基盤再解析. 昭和59・60年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源評価技術に関する研究」, p. 301-313.
- Ueda, A. and Sakai, H. (1982) Sulfur isotope study of the volcanic rocks from Satsuma-Iwojima, a volcanic island, Southwest Kyushu, Japan. *Short papers of Fifth International Conference of Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology*, p. 373-374.
- White, D. E. (1967) Some principles of Geyser activity, mainly from Steamboat Spring, Nevada. *Am. J. Sci.*, vol. 265, p. 641-684.
- Williams, H. (1942) The geology of Crater Lake National Park, Oregon, with a reconnaissance of the Cascade Range southward to Mount Shasta. *Carnegie Inst. Washington Publ.*, no. 540, 162p.

八甲田地熱地域の地熱資源量評価

村岡 洋文*

Estimation of the geothermal resources in the Hakkoda geothermal field, Northeast Japan

By

Hirofumi MURAOKA*

Abstract: The Hakkoda geothermal field, Northeast Japan, contains five collapse calderas of Pliocene and Pleistocene, four of which form hydrothermal convection systems. Various exploration data on those systems have come to be available through the recent geothermal surveys. Thermal energy resources recoverable at the surface from these high temperature hydrothermal systems $\geq 150^{\circ}\text{C}$ to a depth of 3 km are estimated by the volumetric method. Because more than a hundred of temperature logging data are available in this field including those from civilian hot spring wells, nonlinear temperature model with depths are applied. The results indicate that 35, 27, 5 and 0.5 megawatts for 30 years are present in the Hakkoda, Okiura, Ikarigaseki and Yunosawa calderas, respectively. These values are consistent with the geothermal manifestation and the formation ages of these calderas, but no geothermal energy is estimated on the youngest Towada caldera because of no surficial thermal anomaly.

1. ま え が き

東北日本弧の火山フロントには、大型の火山群が70-80 kmの間隔で分布し、そのそれぞれが有数の地熱地域を構成している。仙岩地熱地域、栗駒地熱地域などはその代表的な例である。仙岩地熱地域の約80 km 北方には、八甲田カルデラや十和田カルデラなど、第四紀後期の火山群を含む地域があって、その周辺には高温の温泉が多数分布している。本報では、この広域的な地域を、狭義の八甲田火山地域から区別して、八甲田広域火山地域、あるいは八甲田地熱地域と呼ぶ(第1図)。

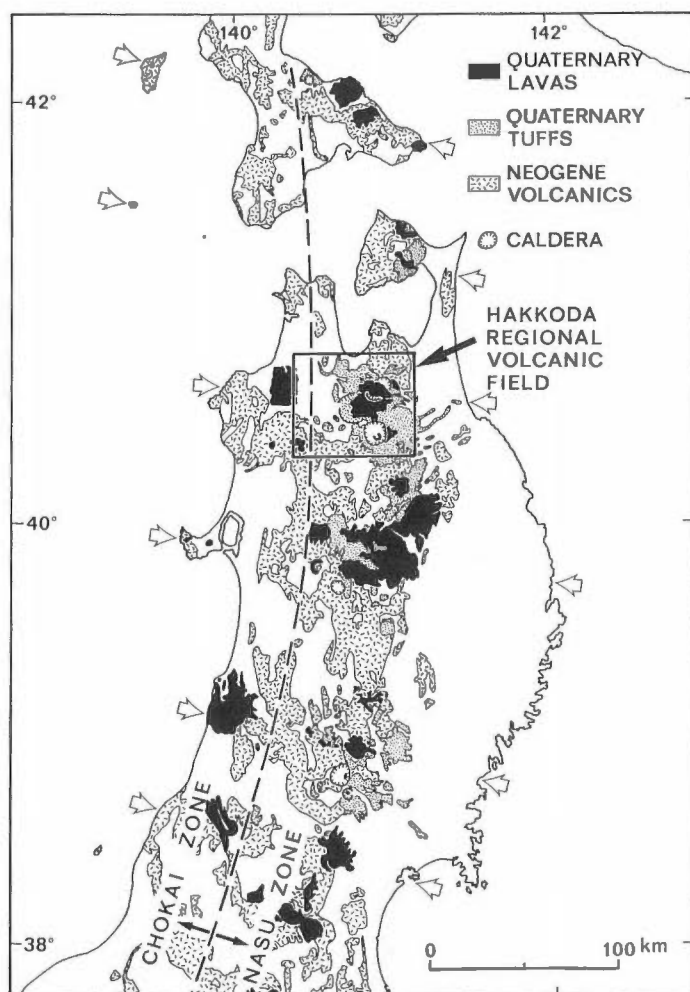
国土地熱資源評価技術に関する研究は、新エネルギー・産業技術総合開発機構の全国地熱資源総合調査(第2次・第3次)と連携して広域的な地域の地熱探査を進めるとともに、これら広域的な地域における地熱資源量を算定・評価することを最終目的としている。八甲田地熱地域はこの対象地域の一つである。

筆者はこの観点から共同研究者とともに、十年来、八甲田地熱地域の火山噴出源とその地熱的意義を検討してきた。その結果については、村岡・高倉(1988)に地質図として表現したほか、本報告書の村岡ほか(1991)に再認識された火山噴出源の概要を、村岡(1991)にそれらの熱源系の評価を、そして村岡・上田(1991)にそれらの熱水系の概要を詳細に記述した。本報では、八甲田地熱地域に関するこれらの情報を総合して作成した地熱系モデルと、それにもとづいて行った地熱資源量評価について述べる。ただし、本報で行った地熱資源量評価は地熱発電に利用される高温の熱水対流系資源のみを対象としている。

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

Keywords: Hakkoda, Aomori Prefecture, geothermal field, caldera, Plio-Pleistocene, resource assessment, hydrothermal convection, volumetric method, temperature logging, thermal energy, reservoir



第1図 八甲田地熱地域の位置図
 村岡ほか(1991)による。白い矢印間は、東北日本弧を横断する火山の群集域。
 Fig. 1 Locality of the Hakkoda geothermal field.

謝辞：本研究は新エネルギー・産業技術総合開発機構の全国地熱資源総合調査(第2次)と緊密な協力体制のもとに進められ、同調査の成果に負う所が大きい。特に、もと新エネルギー総合開発機構地熱調査部の馬場健三(現東電設計㈱)、高木慎一郎および堀 昌雄(現日本鉱業㈱)の各氏には終始お世話になった。地質調査所の小川克郎、岡部賢二、中井順二、長谷紘和、津 宏治、玉生志郎および野田徹郎の各氏には、国土地熱資源評価技術に関する研究を一環して、御支援を受けた。

2. 基本的な考え方

これまでに、我が国では全国的な規模で、様々な地熱資源量評価が行われてきた。最近の地熱資源量評価としては、金原ほか(1984, 1986)や宮崎ほか(1986)によるものがある。これら最近の地熱資源量評価の特徴は、米国地質調査所(Brook *et al.*, 1979)により確立された容積法を広く踏襲していることである。容積法はその概念が比較的単純であり、様々な地質学的条件の地熱地域に適用できるという利点を

もっている。容積法によれば、若干の手続きを要するものの、概して地熱レザバーの容積と温度とを与えることにより、地熱資源量を計算することができる。

本研究でも、基本的に容積法を踏襲した。しかし、本研究が対象地域の地域特性の調査から出発したことを生かして、次のような点で、従来の容積法に改良を試みた。

① 熱水対流系の広がり、火山地質、地質構造、重力異常分布、熱水湧出地点の分布、熱水湧出温度の分布、熱水化学組成の分布、温度構造などを総合して、整合的なモデルを得た上で、決定した。

② 温度構造は八甲田地熱地域において収集した100坑以上の温度検層データをもとに決定した。

③ レザバー底部の深度は、基本的には重力基盤深度と地質とから推定した先新第三系基盤の上面としたが、先新第三系基盤内に垂直的な地熱流体の供給路が明確な場合には深度3 kmまでとした。

④ レザバー内の温度については一定または直線的地下増温モデルを採らず、林(1982)の活動度指数にもとづいて曲線的に増加する温度モデルを採用した。

⑤ レザバー上端の深度は地下増温曲線が数居値温度(後述の場合150°C)に達する所で決まり、場所ごとに異なる。したがって、このモデルでは一つの熱水対流系内に上昇流帯と下降流帯とを区別できる。

米国にせよ、我が国にせよ、これまでの容積法は、主に全国的規模の地熱資源量評価の中で用いられてきた。したがって、これまでの容積法では、個々の地域についてごく単純なモデルを想定したと考えられる。しかし、地熱資源量評価の最も深刻な問題の一つは、もともとなる地熱系モデルの任意性が大きい限り、算出される地熱資源量の任意性も大きいという点である。本研究は、村岡(1987)で強調したように、八甲田地熱地域の地熱系成因論の解明を過渡的な目標として進めてきた。その地熱系成因論については、本報告書の村岡ほか(1991)、村岡(1991)および村岡・上田(1991)に述べた通りである。本研究の地熱資源量評価のための地熱系モデルは、これら地熱系成因論の結果的な産物であり、このモデルを大幅に変更する余地は少ない。このように、①は本研究の基本的な姿勢を示す。

八甲田地熱地域における地熱調査井の数は比較的少数であるが、これ以外にも多数の温泉井が分布している。本研究ではこれら多数の坑井から温度検層データを収集した結果(大久保・村岡, 1988; 村岡・大久保, 1987)、②の方法を実行することが可能となった。温度検層データが地熱資源量評価にとって、直接的に有用な情報を提供することはいうまでもない。

レザバー底部の深度に関して、Brook *et al.*, (1979)では一律に3 kmを仮定している。本研究の③の方法では、基本的に先新第三系基盤の上面をレザバー底部の深度と仮定し、例外的に浸透性の高い垂直構造の部分のみを3 kmまでとした。先新第三系基盤深度の推定方法は、地質学的解釈を重視した金原ほか(1984, 1986)の方法と、重力基盤深度を重視した宮崎ほか(1986)の方法とを併用したものである。すなわち、高倉・大久保(1986)によって、坑井の基盤深度をコントロールポイントとした、八甲田地域の重力基盤深度図が作成されている。本研究では、これを先新第三系基盤深度と仮定し、地質から明らかに修正すべき部分のみを修正して、ある範囲ごとに先新第三系基盤深度を推定した。

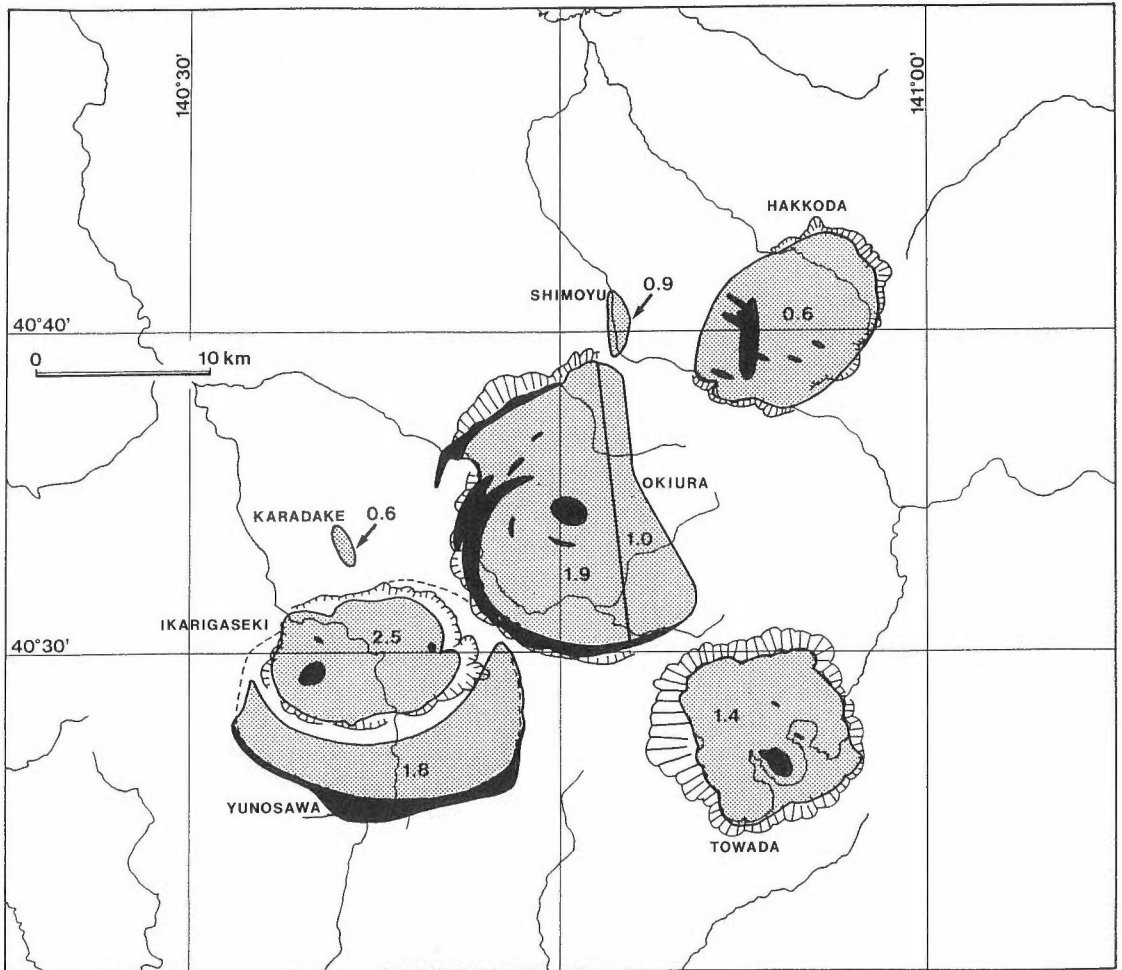
これまでの容積法では、Brook *et al.* (1979)や金原ほか(1984, 1986)のように、地化学温度計などを用いて、レザバー温度を一律と仮定したものが一般的であった。宮崎ほか(1986)は、レザバー温度に直線的地下増温モデルを用いた。これは、宮崎ほか(1986)が温度情報として、主にキュリー等温面深度を用いていることと整合的である。本研究では温度情報として、熱水対流系を反映した温度検層データを多数用いた。このため、直線的地下増温モデルの適用は、明らかに不都合である。例えば、八甲田カルデラの中心部では、温度検層データがみかけ上200°C/kmに近い地域がかなりの広がりをもっている。しかし、その地下3 kmの広い範囲が、珪長質マグマのソリダス温度に近い600°Cに達しているとは考えにくい。そのことは、個々の温度検層データの多くが実際には曲線的であり、地下増温率が深部に向かって減少することからも示唆される。熱水対流系地域の温度検層データを多数用いる限り、直線的地下増温モデルが過大な地熱資源量を与えることは明白である。このため、本研究では、多少煩雑ながら、④のように林(1982)の活動度指数を用いて、曲線的地下増温モデルを採用した。この方法は温度検層データが多数ある場合にのみ可能であるが、これまでの容積法における温度モデルに比べて、ずっと、現

実の熱水対流系を近似していると考えられる。

また、この温度モデルによって、⑤のように、ある一定の温度で定義されるレザパー上端の深度は、場所ごとに異なってくる。このため、一つの熱水対流系の中で、上昇流帯や下降流帯を区別できる。つまり、このモデルでは、対流の状況を識別することができ、地熱有望地区抽出の概念とも両立する内容となっている。

3. 地熱レザパーモデル

前述のように、本報では、地熱資源を150°C以上の高温熱水対流系資源に限定した(Brook *et al.*, 1979)。また、レザパーの底部は様々な深度をもち得るが、最高可採深度を3 kmとした(Brook *et al.*, 1979)。他方、150°C以上の高温熱水対流系資源の地熱レザパーとして可能性のある地域を、60°C以上の高温の温泉が分布する7区域に想定した。すなわち、八甲田カルデラ、沖浦カルデラ、碓ヶ関カルデ



第2図 八甲田地熱地域におけるレザパーモデル

黒色部分が噴出中心や環状断層を表し、そのレザパー底部は可採深度の3 kmである。網目部分が基盤上面に規制された部分を表し、そのレザパー底部は各数値(km)の通りである。

Fig. 2 Reservoir model of the Hakkoda geothermal field.

ラ、湯ノ沢カルデラ、十和田カルデラ、下湯温泉付近、唐竹温泉付近の7区域である。第2図のように、そのそれぞれにレザパーモデルを設定した。ただし、後述のように、このうち、八甲田カルデラ、沖浦カルデラ、碓ヶ関カルデラ、湯ノ沢カルデラの4区域のみに、地熱資源量が算出された。レザパーモデルは、これ以外の地域に設定可能であるが、後述のように地熱資源量が算出されないことが予めわかっている。各レザパーの側方は垂直な壁で囲まれ、レザパー内の小区画も垂直の壁で分けられる。各レザパーは側方に閉じた系を仮定した。したがって、この仮定によれば、カルデラの外側の壁岩は、例え中新世の地層でもレザパーとなり得ないことになる。この仮定は厳密には正しくないが、地熱流体の湧出温度分布や化学組成分布、そして温度構造などに関する、カルデラの内側と外側の対照性からみて(村岡・上田, 1991)、近似的に成立すると思われる。なお、湯ノ沢カルデラのレザパーについては、北側で、碓ヶ関カルデラが重複するため、便宜上、碓ヶ関カルデラの部分を除いた。

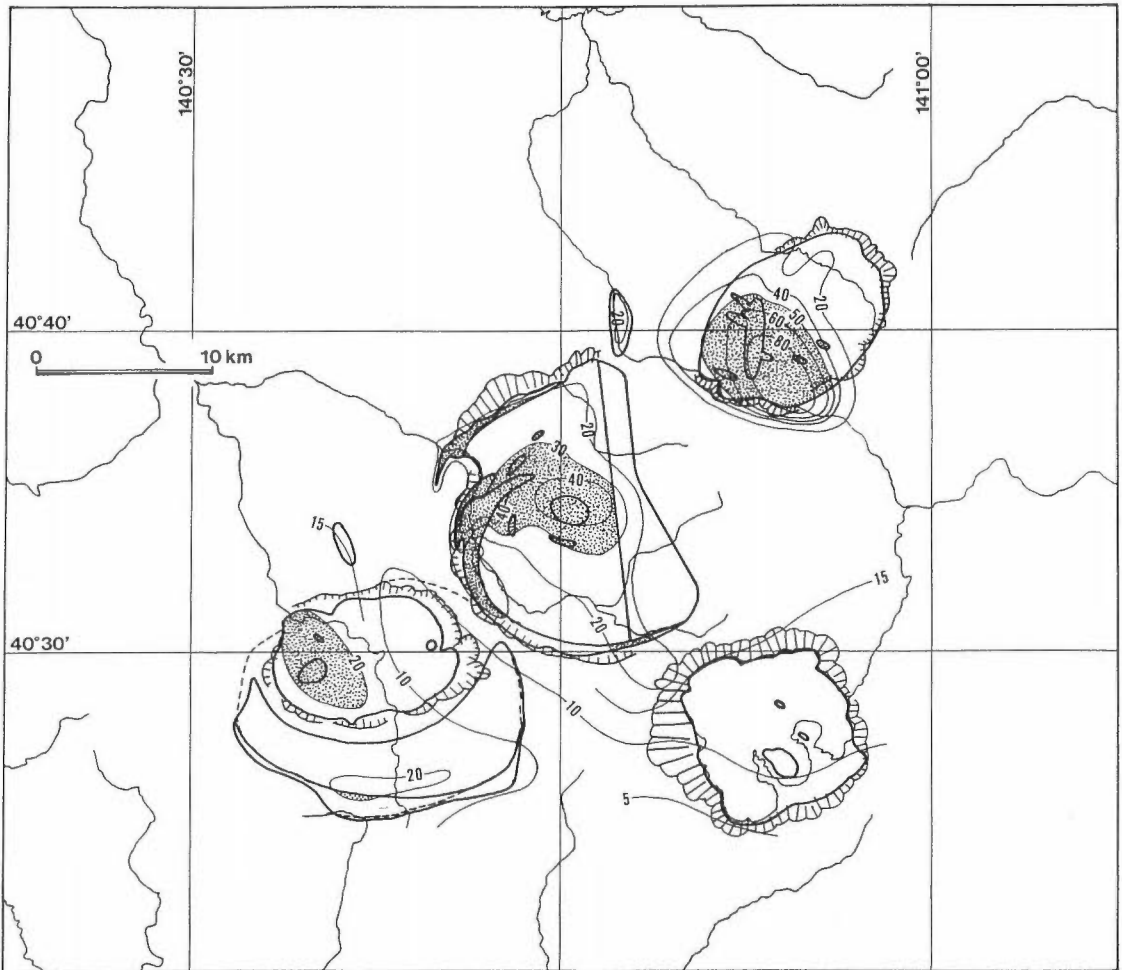
各レザパーの底部の深度は、先ず原則的に、高倉・大久保(1986)の重力基盤深度図と地質とから、ある範囲ごとに先新第三系基盤深度を仮定した(第2図)。しかし、これのみでは、次のような現実の地熱流体の対流構造を十分説明できない。たとえば、沖浦カルデラや湯ノ沢カルデラは、環状断層によりピストン状に陥没したバイアス型カルデラ(Smith and Bailey, 1968)と考えられるが、これらの地熱流体の対流は環状断層に強く規制されている(村岡・上田, 1991)。また、八甲田カルデラや碓ヶ関カルデラは、カルデラ内がじょうご状に陥没したクラカタウ型カルデラ(Williams, 1941)と考えられるが、これらの地熱流体の上昇流帯は中央火口丘周辺に集中する(村岡・上田, 1991)。このような火山噴出源の構造に関連した特徴は、先新第三系基盤より深部を全て熱伝導帯とするモデルでは説明できず、基盤内の一部に地熱流体の供給路を想定せざるを得ない。よって、現実のレザパーに近づけるために、2種類の基盤内レザパーを想定した。すなわち、一つは繰返し噴出を行った噴出中心である。これについては、マグマ溜まり近傍まで、地熱流体を浸透し得るものと考えた。したがって、設定された噴出中心においては、最高可採深度の3 kmまでレザパーとなり得ると仮定した(第2図)。今一つは環状断層である。これについても、最高可採深度の3 kmまでレザパーとなり得ると仮定した(第2図)。なお、噴出中心も環状断層も、かなり大きめに設定した。おそらく、噴出中心は広範な破碎を伴う岩脈群からなると推定されるし、環状断層については、沖浦カルデラのように実際に何条もの断層を含むことが確認されているからである。

なお、レザパー構成岩の孔隙率はBrook *et al.* (1979)にしたがって、一律15%とした。孔隙率も実態に合わせて、変化させた方がよいことは自明である。しかし、例えば、断層破碎帯ごとに孔隙率が高いことを表現するためには、少なくとも数mのオーダーの3次元グリッドモデルをつくらなければならない。モデル構成上も計算手法上も、現状では困難と思われる。

4. 熱構造モデル

上述のように、直線の地下増温モデルには限界がある。熱水対流系地域の温度検層データが、複雑なパターンを示すことはよく知られる所である。単純化していえば、上昇流型、下降流型、中間型および側方流型などに分けられよう。しかし、それらは深度軸の中で様々に複合し、単一坑井の中でも、相反する型が出現しうる。本研究では、温度検層データの得られない地域を含めて、熱構造モデルを作成するため、温度検層データの複雑なパターンをそのまま用いることは困難である。そこで、それらを、単純に規格化する必要がある。本研究では、そのための曲線の地下増温モデルとして林(1982)の活動度指数曲線を用いた。活動度指数曲線は、水の沸騰曲線と30°C/kmの地下増温線とを等分したものである。地熱資源量評価で特に興味があるのは、一般に地熱流体の上昇流帯である。そのような地域はおおむね、活動度指数曲線によって近似されるであろう。地熱流体の下降流帯は、活動度指数曲線によってうまく近似されない。しかし、そのような地域では地熱資源が算出されないため、必ずしも大きな問題は生じない。活動度指数は、気温などの影響の少ない、各坑井の坑底温度から算出した。

これら各坑井の活動度指数をもとに、第3図の活動度指数のコンター図を作成した。ただし、その範



第3図 八甲田地熱地域における熱構造モデル
 コンターの数値は活動度指数を表し、網地部分は地熱資源量が算出された区域(厳密な意味のレザバー)を表す。
 Fig. 3 Thermo-structural model of the Hakkoda geothermal field.

囲は第2図のレザバー設定地域周辺に限定した。何故ならば、それ以外の地域には、活動度指数が20を超える坑井がなく、活動度指数が20を超えなければ3 km までの深度で150°Cに達しないからである。活動度指数コンター図は、温度勾配図に比べて、上昇流帯近傍の高温地域をより細かく比較することができる。たとえば、八甲田地熱地域全域の最高値は、八甲田カルデラの猿倉温泉にみられ、その活動度指数が85.1である。同じく、八甲田カルデラの酸ヶ湯温泉が56.0、全国地熱資源総合調査(第2次)のHK-61-1号井が52.8である。沖浦カルデラの最高値が50.9、碓ヶ関カルデラの最高値が27.2、湯ノ沢カルデラの最高値が37.9である。また、全国地熱資源総合調査(第2次)において、異常な下降流帯として注目された下湯撓曲帯沿いの沖揚平付近は、活動度指数のベースラインである3°C/km 以下のため、-0.1と、数少ないマイナスの値を示す。このようにして、第2図の地熱レザバーモデルと第3図の温度構造モデルとから、熱エネルギーを算出することができる。

なお、レザバー中の岩石と孔隙流体に含まれる総熱エネルギーの計算に当たっては、次のような点に配慮した。ある一つのレザバーにおいて、活動度指数は原則として、20刻みのコンターで区分した。そ

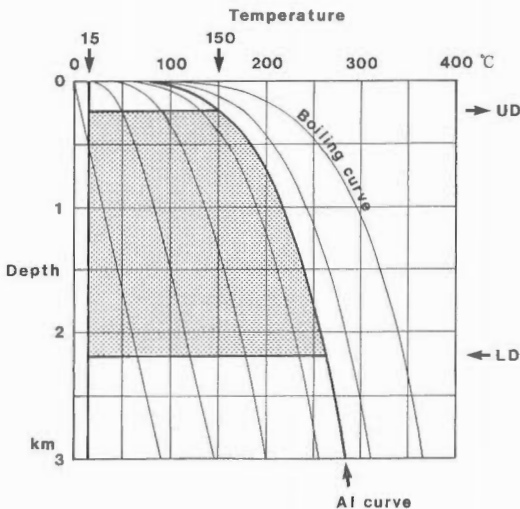
して、各コンター間の面積を求め、高い方のコンター値と低い方のコンター値との中間値を用いて、その帯の総熱エネルギー量を算出した。しかし、ある一つのレザパーにおいて、最も高いコンター値の内側に関しては、必ずしも中間値が平均的値ではないので、その中にある個々の活動度指数を考慮して、活動度指数を決めた。また、ある一つのレザパーにおいて、地熱資源が算出される限界に当たる活動度指数のコンター(これはレザパー底部の深度によりその値が異なる)については、地熱資源量に対する影響が大きいため、活動度指数5刻みのコンターまでを用いた。

5. 評価方法

容積法の詳細な方法については、Brook *et al.* (1979)を始め、金原ほか(1984)や宮崎ほか(1986)にも詳細な解説がなされており、特にことわらない限り、同様の方法に従う。

実際の地熱資源量評価においては、次のような手順を用いた。例えば、八甲田カルデラを例にとると、一つのレザパーはレザパー底部の深度に関して、3 kmの所と0.6 kmの所の2種類の区域に分けられる。そのそれぞれは、活動度指数のコンターによって、コンター中間値が85, 70, 55, 等々の区域に分けられる。したがって、八甲田カルデラといった一つのレザパーは結局、レザパー底部の深度と活動度指数のコンター中間値との組み合わせによって、3 kmと85の帯、3 kmと70の帯、3 kmと55の帯、等々の小区域に分けられる。そこで、まず、このような小区域の面積を算出した。

第4図のように、小区域におけるレザパー底部の深度(LD)と活動度指数(AI)とが与えられると、地下温度曲線は活動度指数曲線を仮定しているので、単位面積の地下鉛直コラムにおける様々なパラメータを計算できる。たとえば、与えられた活動度指数曲線が150°Cに到達する深度により、レザパー上端の深度(UD)が求められ、与えられた活動度指数曲線がレザパー底部に到達するときの温度から、レザパーの最高温度が求められ、15°Cを基準温度としてレザパー上端からレザパー底部までの活動度指数曲線を積分すれば、単位面積の地下鉛直コラムに含まれる熱エネルギー量を計算できる(第4図)。そこで、レザパー底部の深度(LD)と活動度指数(AI)とを与えることにより、これらの各パラメータを算出するためのプログラムを作成した。ここで、地下鉛直コラムの水平面積は1 cm²とした。このプログラムにより、例えば、レザパー底部の深度(LD)が3 kmのもとでは、活動度指数(AI)が20ならば地熱資源量が算出されないが、25ならば算出されることが予めわかる。よって、必要なレザパー底部の深度(LD)のもとでの、各活動度指数に関するパラメータの一覧表を作成し、資源量のない小区域を予め計



第4図 コラム熱量計算方法
レザパー底部の深度(LD)と活動度指数(AI)とが与えられたとき、レザパー上端の深度(UD)やコラム熱量(網地部)が計算できる。

Fig. 4 Method of estimation of thermal energy in a vertical column.

算から除外した。150°Cに到達するレザパー上端の深度(UD)の地域的分布は、有用な情報であって、現実の熱水対流系の空間的イメージを与え、地熱有望地区の抽出にも利用できる。第3図の網地部は、地熱資源量が算出された地域である。これは、一種の、地熱有望地区といえよう。ただし、この場合の地熱有望地区は地下3 kmまたは基盤深度において、150°C以上に達する地区である。

次の式は Brook *et al.* (1979)によるレザパー熱エネルギーの算出式である。

$$q_R = \rho_c \cdot a \cdot d \cdot (t - t_{ref}) \quad (1)$$

ここで、

q_R : レザパー熱エネルギー(J)

ρ_c : 含水岩石の容積比熱(岩石容積比熱2.5 J/cm³/°C, 孔隙率15%に含水を仮定して, 2.7 J/cm³/°Cとする)

a : レザパー面積(cm²)

d : レザパー厚さ(cm)

t : レザパー温度(°C)

t_{ref} : 基準温度(15°C)

(1)式をコラム熱量をもとにした本研究の計算方法で表せば、次式のようになる。

$$q_R = \rho_c \cdot a \cdot \int_{UD}^{LD} (t(z) - t_{ref}) dz \quad (2)$$

ここで、

LD : レザパー底部の深度(m)

UD : 温度150°Cに到達するレザパー上端の深度(m)

$t(z)$: 深度の関数としてのレザパー温度(°C)

このように、上述のプログラムから算出された、単位面積当たりの地下鉛直コラムの熱エネルギーに、2.7 J/cm³/°Cと小区域の面積とを乗じることにより、小区域内の熱エネルギーを求めることができる。

しかしながら、岩石や孔隙流体に蓄えられた熱エネルギー q_R は、坑口において全て回収できる訳ではない。物理的にいえば、浸透率などの制約があるし、技術的にいえば、低エンタルピー流体や岩石からのエネルギー抽出に関する制約がある。ここでは、Brook *et al.* (1979)にしたがって、熱水卓越型の回収率として0.25を用い、坑口回収熱エネルギーを次式で求める。

$$q_{wh} = Rg \cdot q_R \quad (3)$$

ここで、

q_{wh} : 坑口回収熱エネルギー(J)

Rg : 回収率(熱水卓越型では0.25とする)

次に、機械仕事量を計算するに先立って、単位質量の地熱流体がレザパーから坑口まで重力に抗して上昇するのに要するエネルギー損失を評価する。すなわち、次式により、レザパーのエンタルピーから、重力に抗して上昇するのに要するエネルギー損失を差引く。

$$h_{WH} = h_R - (Z_R \cdot g) / 1,000 \quad (4)$$

ここで、

h_{WH} : 坑口での地熱流体の単位質量当たりのエンタルピー(kJ/kg)

h_R : レザパーでの地熱流体の単位質量当たりのエンタルピー(kJ/kg, 本モデルではレザパー温度が変数のため、上記プログラムによるレザパー最高温度と150°Cとから平均温度 t_R を求め、Keenan *et al.* (1978)の蒸気表より対応するエンタルピーを求めた)

Z_R : レザパー中間深度(m, 本モデルでは上記プログラムによるレザパー上端深度と、レザパー底部深度とから平均して求めた)

g : 重力加速度(9.8 m/s²)

かくして、熱エネルギーから機械の仕事量を計算することができる。それは次式で表される。

$$W_A = \frac{q_{wh}}{h_{WH} - h_{ref}} [h_{WH} - h_0 - t_0 (s_{wh} - s_0)] \quad (5)$$

ここで、

- W_A : 機械的仕事量
- h_{ref} : 基準温度(15°C)での地熱流体の単位質量当たりのエンタルピー(63 kJ/kg, 蒸気表による)
- h_o : 最終状態(15°C)での地熱流体の単位質量当たりのエンタルピー(63 kJ/kg, 蒸気表による)
- t_o : 地熱流体廃棄温度(288°K)
- s_{wh} : 坑口での地熱流体の単位質量当たりのエントロピー(kJ/kg・°K, h_{WH} に相当する値を蒸気表より求める)
- s_o : 最終状態(15°C)での地熱流体の単位質量当たりのエントロピー(0.224 kJ/kg・°K, 蒸気表による)

本モデルでは、この機械的仕事量の計算までは、各小区域ごとに計算しなければならない。なぜならば、各小区域ごとに、レザパー上端深度や地熱流体のエンタルピーなどが異なるからである。機械的仕事量を算出した上で初めて、八甲田カルデラなどの単位で、機械的仕事量を総計し、発電量の計算に進むことができる。

機械的仕事量は、次式で発電量に換算する。

$$E = W_A \cdot \eta_u \quad (6)$$

ここで、

- E : 電気エネルギー(J など)
- η_u : 発電効率(ここでは0.4)

この電気エネルギーを30年間にわたって、発電に使用すると、

$$\frac{E}{30\text{年}} = \frac{E}{30 \times 365 \times 24 \times 60 \times 60} \text{ (J/sec) or (W)} \quad (7)$$

6. 評価結果

レザパーモデルを設定した八甲田カルデラ、沖浦カルデラ、碓ヶ関カルデラ、湯ノ沢カルデラ、十和田カルデラ、下湯温泉付近、唐竹温泉付近の7区域のうち、十和田カルデラ、下湯温泉付近、唐竹温泉付近の3区域には地熱資源量は算出されなかった。レザパー深度と活動度指数との組み合わせからみると、十和田カルデラは噴出中心でも3 kmと10という値であり、地熱資源量は算出されない。下湯温泉付近は0.9 kmと20という値であり、また、唐竹温泉付近は0.6 kmと15という値である。これらについても、地熱資源量は算出されない。

十和田カルデラは本地域で最も若いカルデラであり、後カルデラ丘が今後さらに活動する可能性があること(Hayakawa, 1985)、火山岩の情報から、その熱源が本地域で最大の地熱ポテンシャルをもつことなどが推定されている(村岡, 1991)。十和田カルデラに地熱資源量が算出されなかったことは、これらの推定と大いに矛盾している。その一因は、温度検層データが、十和田カルデラ周辺で若干取得されているものの、カルデラ内から全く取得されていないことに求められる。しかし、十和田湖の存在や十和田カルデラ周辺の温度検層データからみると、その地下温度は少なくとも地下500 m付近まで冷たい地下水に規制され、マスクされているように見える(村岡・上田, 1991)。したがって、十和田カルデラは一種の潜頭性地熱系である可能性が強く、その地熱資源の存在を確認するためには、カルデラ内で相当の深度まで試錐を行うことが期待される。

八甲田カルデラ、沖浦カルデラ、碓ヶ関カルデラ、湯ノ沢カルデラの4区域のみに、資源量が算出された。その結果を第1表に示す。それぞれの内訳は、およそ八甲田カルデラが35万 kW、沖浦カルデラが27万 kW、碓ヶ関カルデラが5万 kW、湯ノ沢カルデラが0.5万 kWの値であった。もちろん、これらの値は、直ちに通常的地熱発電の可能性を意味するものではない。というのは、本評価は、可採深度が通常的地熱開発深度より大きく3 kmであること、および地熱資源の最低温度が通常的地熱開発対象より低く150°C(バイナリー級)であることなどを前提としているからである。これらの値は、十和田カル

第 1 表 八甲田地熱地域の高温熱水対流系資源量評価結果
 Table 1 Summary of energy of high-temperature hydrothermal convection systems in the Hakkoda geothermal field.

熱水系名称	小区域	底部深度 (km)	活動度指数	コラム熱量 (10^8 J/cm 2)	面積 (km 2)	総熱エネルギー (10^{16} J)	坑口エネルギー (10^{16} J)	機械的仕事量 (10^{16} J)	発電量 (万kw・30年)
八甲田熱水系 (総面積 74.5km 2 、このうち45%の 33.7km 2 がレザバ―面積)									
1	3	3	85	202	1.89	382	95.5	25.0	35.3
2	3	3	70	166	2.62	485	109	26.6	
3	3	3	55	126	1.30	165	41.0	9.19	
4	3	3	40	73.7	0.34	25.1	6.28	1.27	
5	0.6	0.6	85	26.5	3.96	237	59.3	13.0	
6	0.6	0.6	70	16.9	8.95	151	33.8	6.79	
7	0.6	0.6	55	3.65	9.66	35.3	8.83	1.60	
沖浦熱水系 (総面積161.0km 2 、このうち29%の 46.5km 2 がレザバ―面積)									
1	3	3	45	91.5	6.00	549	137	28.8	26.7
2	3	3	35	51.9	4.25	221	55.3	10.7	
3	3	3	25	13.1	10.0	131	32.8	5.88	
4	1.9	1.9	45	36.9	7.25	268	67.0	13.1	
5	1.9	1.9	35	5.56	19.0	106	26.5	4.75	
碓ヶ関熱水系 (総面積 58.5km 2 、このうち30%の 17.8km 2 がレザバ―面積)									
1	3	3	30	31.6	1.75	55.3	13.8	2.59	0.47
2	2.5	30	30	11.3	16.0	181	45.3	8.21	
湯ノ沢熱水系 (総面積 75.8km 2 、このうち 1%の 0.75km 2 がレザバ―面積)									
1	3	30	30	31.6	0.75	23.7	5.93	1.11	
八甲田地熱地域総計									67.04万kw・30年

デラを例外として、村岡(1991)で述べたマグマ系の若い順となっており、Smith and Shaw (1975)の考察や地表地熱徴候に対する直観的理解とよく一致している。それらを総計した八甲田地熱地域全体の値は67万 kW であり、ほぼ同じ地域を評価した金原ほか(1986)の南津軽に関する94万 kW という値より若干小さい値となっている。金原ほか(1986)は、彼らの評価結果が、やや過大評価である可能性を指摘しているので、本評価結果は比較的妥当といえるかもしれない。

なお、各カルデラ内での地熱資源量に対する貢献度をみると、可採深度を3 km までとした噴出中心と環状断層の部分の貢献度が一般に大きい。全体の地熱資源量に占めるその割合は、八甲田カルデラで74%、沖浦カルデラで72%、碓ヶ関カルデラで24%、湯ノ沢カルデラで100%である。

7. あとがき

八甲田地熱地域においては、地熱の3要素といわれる熱源、レザバー、地熱流体系などが、いずれもカルデラと密接に関連しており、この点に着目して、様々な探査データから地熱系モデルをつくった。この地熱系モデルは、地熱資源量の算出を考慮して、相当単純化せざるを得なかったが、それでも、容積法としては比較的詳細な部類に入るであろう。特に、曲線の地下増温モデルは、容積法としては新しい試みであり、熱水対流系地域の温度検層データを多数用いる場合には考慮する必要があるように思われる。そして、算出された地熱資源量も比較的妥当な値を示している。

しかし、各カルデラの地熱資源量に占める割合からみると、一般のカルデラ底よりも、可採深度3 km までとした噴出中心と環状断層の部分の貢献度がきわめて大きい。このうち、環状断層については、地表での確認などもあるので、設定の仕方に大きな問題はないと考える。しかし、噴出中心の設定の仕方には、もう少し論理的なルールが必要と思われる。

なお、本研究の基本的な考え方は、地熱有望地区抽出の方法としても利用できるため、その点を他の論文において考察した(村岡・田中, 1991)。

文 献

- Brook, C. A., Mariner, R. H., Mabey, D. R., Swanson, J. R., Guffaniti, M. and Muffler, L. J. P. (1979) Hydrothermal convection systems with reservoir temperatures $\geq 90^{\circ}\text{C}$. In: Muffler, L. J. P., ed., *Assesment of geothermal resources of the United States—1978*, U.S. Geol. Surv. Circular, no. 790, p. 18–85.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada Volcano. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, vol. 60, p. 507–592.
- 林 正雄(1982) 深部高温地熱貯留層探査のターゲット。地熱雑。vol. 4, p. 81–90.
- Keenan, J. H., Keyes, F. G., Hill, P. G. and Moore, J. G. (1978) Steam tables: thermodynamic properties of water, vapor, liquid and solid phases. John Wiley & Sons, Inc., 156p.
- 金原啓司・阪口圭一・比留川貴・小川健三・須田芳朗・西 祐司・三村弘二・土谷信之・山口昇一・太田英順(1984) 透水性地域の精密容積算定手法の研究。昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「深部地熱資源探査技術に関する研究」, p. 177–227.
- ・—————・—————・—————・西 祐司・山口昇一(1986) 透水性地域の精密容積算定手法の研究(昭和59年度)。昭和59年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「深部地熱資源探査技術に関する研究」, p. 287–309.
- 宮崎芳徳・津 宏治・浦井 稔・高倉伸一・大久保泰邦・小川克郎(1986) 全国規模地熱資源評価の研究。昭和59・60年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源評価技術に関する研究」, p. 285–297.
- 村岡洋文(1987) 地熱系成因論の観点からみた国土地熱資源評価技術の研究。サンシャインジャーナル, vol. 8, no. 5, p. 9–14.

- 村岡洋文(1991) 八甲田地熱地域の熱源系. 地調報告, no. 275, p. 113-134.
- ・大久保泰邦(1987) 八甲田広域地熱地域における熱水系の探査地質学. 日本地熱学会昭和62年度学術講演会, 講演要旨集, p. 92.
- ・高倉伸一(1988) 10万分の1八甲田地熱地域地質図説明書. 特殊地質図(21-4), 地質調査所, 27p.
- ・田中壮一郎(1991) 広域探査データからの地熱有望地区抽出の試み. 地調報告, no. 275, p. 335-352.
- ・上田 晃(1991) 八甲田地熱地域の熱水系. 地調報告, no. 275, p. 135-152.
- ・山口 靖・長谷紘和(1991) 八甲田地熱地域で見出されたカルデラ群. 地調報告, no. 275, p. 97-111.
- 大久保泰邦・村岡洋文(1988) 八甲田地熱地域における温度勾配図の作成. 地熱雑, vol. 10, p. 339-357.
- Smith, R. L. and Bailey, R. A. (1968) Resurgent cauldrons. *Studies in volcanology. Geol. Soc. Amer. Memoir*, vol. 116, p. 613-662.
- and Shaw, H. R. (1975) Igneous-related geothermal systems. *In: White, D. E. and Williams, D. L., eds., Assessment of geothermal resources of the United States—1975*, U.S. Geol. Surv. Circular, no. 726, p. 58-83.
- and ——— (1979) Igneous-related geothermal systems. *In: Muffler, L. J. P., ed., Assessment of geothermal resources of the United States—1978*, U.S. Geol. Surv. Circular, no. 790, p. 12-17.
- 高倉伸一・大久保泰邦(1986) 全国地熱地域の重力基盤再解析. 昭和59・60年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源評価技術に関する研究」, p. 301-313.
- Williams, H. (1941) Calderas and their origin. *Univ. California Publ., Dept. Geol. Sci.*, vol. 25, p. 239-346.

南会津地熱地域の岩石密度

高倉伸一*・山口 靖**

Rock densities in the Minami-Aizu geothermal area, Northeast Japan

By

Shinichi TAKAKURA* and Yasushi YAMAGUCHI**

Abstract: The purpose of this study is to know rock densities for gravity analysis of the Minami-Aizu geothermal area. We gathered about four hundreds of rock samples from this area and measured dry densities, wet densities and effective porosities of them. The results measured were recorded in the rock densities database and analyzed and interpreted. The characteristics of rock densities in this area are summarized as follows.

Density of rocks varies according to types of the rocks. Most of pre-Tertiary basement rocks except weathered Granite are high-density and low-porosity. While most of post-Tertiary rocks except Andesite and Kinugawa Welded Tuffs are low-density and high-porosity. In particular density of weakly consolidated rocks like silty tuff is very low.

The surface rock density of this area is characterized by the distribution of high-density basement rocks and low-density tuffs. The density of calderas except Yunishigawa caldera is low.

1. はじめに

地質調査所では、第1図に示す南会津地熱地域(北緯 $36^{\circ}45' - 37^{\circ}15'$ 東経 $139^{\circ}15' - 140^{\circ}00'$)を対象に、広域地熱地質編図と広域規模地熱資源量評価の作成を実施中である。筆者らはその一環として重力異常図の編集と重力基盤解析を担当している。

本地域の地質は、基盤をなす先白亜系(古期堆積岩類)及びこれを貫く白亜紀ないし古第三紀の貫入岩類ならびにこれらを不整合に覆う新第三系及び第四系からなっている(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1987)。したがって、重力異常はおもに先新第三紀の地質構造を大局的に反映すると考えられる。

重力異常図の作成や重力基盤解析を行うためには、対象とする地域内に分布する岩石の密度を知る必要がある。そこで本研究では、本地域の広範囲から岩石を採取し、自然乾燥密度、強制湿潤密度、有効孔隙率の測定を行った。また、その結果を岩石採取位置や岩石名等の付加情報とともにファイルし、そのデータを今後利用しやすいようにするため、データ処理やデータ表示のソフトウェアを作成して岩石密度データベース・システムを構成した。

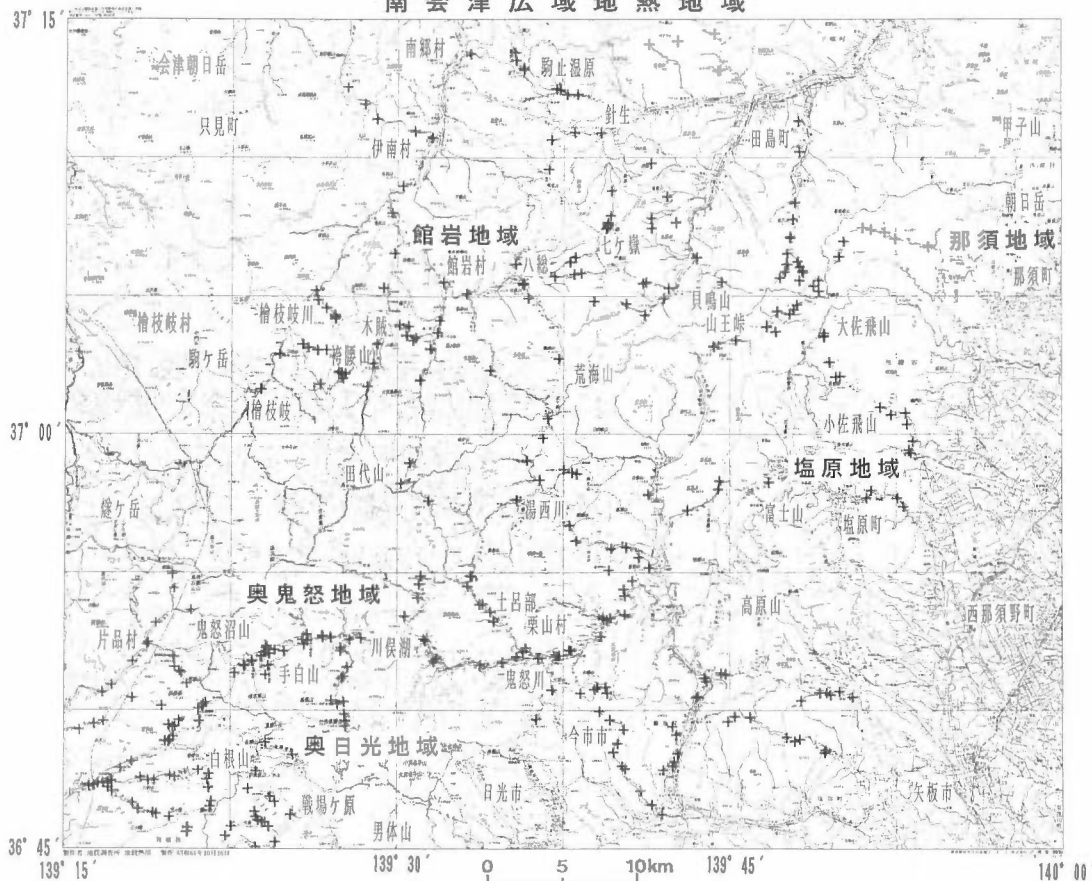
本報告では、その密度測定結果と岩石密度データベース・システムについて紹介する。そして、データベースを使用して岩石密度データを処理した結果、明らかとなった本地域の岩石密度の特徴について報告する。

* 地殻物理部 ** 地殻熱部

* Geophysics Department ** Geothermal Research Department

Keywords: density, prosity, database, Minami-Aizu

南会津広域地熱地域



第1図 南会津広域地熱地域図

+は岩石の採取位置を示す。

Fig. 1 Location map of the Minami-Aizu geothermal area.

Plus (+) mark denotes a sampling point of rocks.

2. 密度測定

密度測定を行った岩石はすべて現地調査から採取したもので、計404地点、461個である(第1表)。その分布位置については、第1図中に+で示してある。

測定には、1 kg 以下の塊状の岩石を使用した。まず、岩石中の孔隙の気相を取り除くため、純水(20°C)中に24時間以上浸し、それから真空槽中で減圧し、減圧状態で24時間放置した。そして、これを水槽中に吊り下げるケージのついた上皿直示天秤により、空中重量(W_1)と水中重量(W_2)を測定した。次に岩石を室内(室温20°C)で自然状態に約3ヵ月放置して乾燥させた後、空中重量(W_3)を測定した。なお、本研究では強制乾燥は行わなかった。

湿潤中あるいは乾燥中に崩壊を起こした岩石がいくつかあった。この岩石については測定結果から除外したため、最終的な測定数は412個となった。

強制乾燥密度、自然乾燥密度、有効孔隙率は、それぞれ(1)式、(2)式、(3)式により求めた。

第1表 採取岩石の内訳

Table 1 A list of survey names and density measured rocks.

調 査 名	地点数	個 数
1986年度現地調査	171地点	220個
1987年度現地調査	65地点	73個
外注調査(1986年)*	134地点	134個
1985年以前の現地調査	34地点	34個
合 計	404地点	461個

* 広域地熱地質編図作業の一環として実施した1986年度の外注の地質調査から提供を受けたもの

$$\text{強制湿潤密度} = \frac{W_1}{W_1 - W_2} \quad (1)$$

$$\text{自然乾燥密度} = \frac{W_3}{W_1 - W_2} \quad (2)$$

$$\text{有効空隙率} = \frac{W_1 - W_3}{W_1 - W_2} \quad (3)$$

W_1 : 強制湿潤状態(試料を純水に24時間以上浸し, そのまま真空槽内で減圧して24時間放置)での空中重量.

W_2 : 強制湿潤状態での水中重量.

W_3 : 自然乾燥状態(試料を室内で約3ヵ月放置)での空中重量.

上記の方法による精度は, 田中・金谷(1986)によると小数点以下2桁程度である. ただし, 有効空隙率は本来なら強制乾燥状態の空中重量の値から求めるべきであるが, 便宜上, 自然乾燥状態の空中重量で計算している. したがって, ここで求まる有効空隙率は真の値より小さい.

3. 測定結果のデータベース化

密度測定の結果は, 岩石採取位置, 岩石名等の付加情報とともに, 第2表に示す書式で, 地質調査所地熱資源情報データベース・システム SIGMA を構成する IBM コンピュータの直接アクセス・ファイルに記録した. その全データの記録を付録に示す.

データベースとして直接アクセス・ファイルを利用する形式は, 標高データベース・システム(西, 1987)で使用されており, その利点については西(1987)が詳しく述べている. データをユーザー環境である CMS 上ですべて扱うので, データの追加, 修正は簡単に行える. また, SIGMA のエディター XEDIT には検索やソーティングの機能があるので, これだけでも簡単なデータベースとして使用できる.

本研究では, さらに使いやすいデータベースとするため, SIGMA にある FORTRAN や図形表示ソフトウェアを利用して, 岩石別による密度の平均値や標準偏差の算出, 密度分布の地図への重ね合わせ等のデータ処理やデータ表示ソフトウェアを作成した. その結果, データの検索からデータの処理・表示への一連の流れがほぼ自動化し, 各種結果を SIGMA にある出力装置に出力できるようになった.

なお, この岩石密度データベースは, まだ発展途上のものである. 今後, 他機関等の岩石密度データを集め, データ件数を充実させるつもりである. また, 南会津広域地熱編図が完成後に一度見直しを行い, 地層区分や岩石年代等の情報を付加するつもりである.

第2表 岩石密度データファイルの書式
Table 2 Format of the rock density data file.

カラム	項目	フォーマット	単位	備考
1 ~ 4	整理番号	I4		
5 ~ 8	コメント	A4		
9 ~ 20	岩石番号	A12		地質調査所で採取した岩石には、年（西暦下2桁）、月、日、その日に採取した順番がついている。
21 ~ 28	湿潤空中重量	F8.1	g	欠損値は0.0
29 ~ 36	湿潤空中重量	F8.1	g	欠損値は0.0
37 ~ 44	乾燥空中重量	F8.1	g	欠損値は0.0
45 ~ 52	自然乾燥密度	F8.3	g/cm ³	欠損値は0.0
53 ~ 60	強制湿潤密度	F8.3	g/cm ³	欠損値は0.0
61 ~ 68	孔隙率	F8.2	%	欠損値は0.0
73 ~ 74	北緯（時）	I2		
76 ~ 77	北緯（分）	I2		
79 ~ 83	北緯（秒）	F5.2		
87 ~ 89	東経（時）	I3		
91 ~ 92	東経（分）	I2		
94 ~ 98	東経（秒）	F5.2		
105 ~ 130	岩石名	A26		最大26文字

4. 密度データの処理および考察

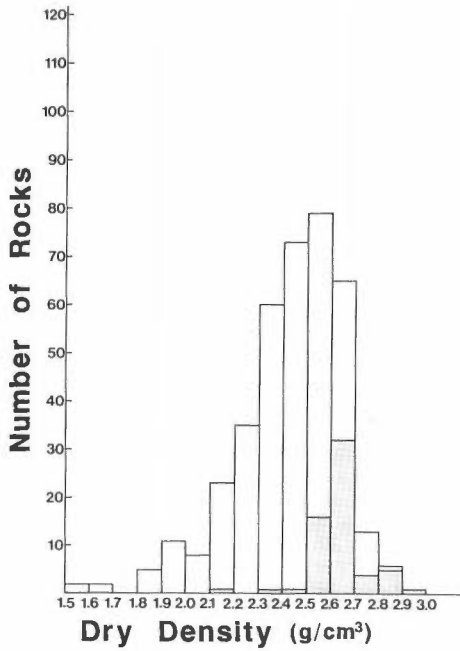
密度データは、先第三系の基盤岩類と第三系・第四系の岩石類に分類され、さらに各岩石の種類ごとに分類され、処理された。

4.1 全岩石の密度分布と有効孔隙率分布

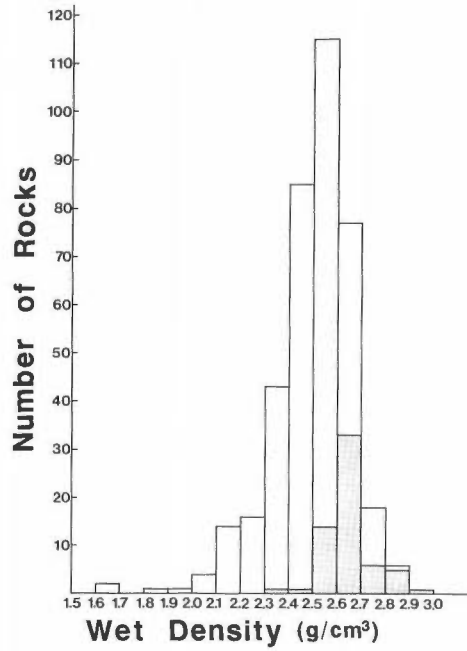
第2図に調査地域内に含まれる全岩石の自然乾燥密度のヒストグラムを、第3図に強制湿潤密度のヒストグラムを、第4図に有効孔隙率のヒストグラムを示す。図中の影で示した部分は、先第三系の基盤岩類を示す。また、第3表に先第三系の基盤岩類と第三系・第四系の岩石類の自然乾燥密度、強制湿潤密度、有効孔隙率の平均値を示す。

全岩石の密度の平均は、自然乾燥密度で2.43 g/cm³、強制湿潤密度で2.50 g/cm³であり、その最大頻度は自然乾燥密度、強制湿潤密度とも2.5-2.6 g/cm³である。大部分の岩石の密度が、2.3-2.7 g/cm³の範囲にあり、2.5 g/cm³前後が平均的な密度と考えられる。有効空隙率の平均は6.80%であるが、ばらつきが大きく、平均的な有効空隙率を考えるのは困難である。その最大頻度は0-2%であり、有効空隙率の増加につれ頻度は減少する傾向がある。

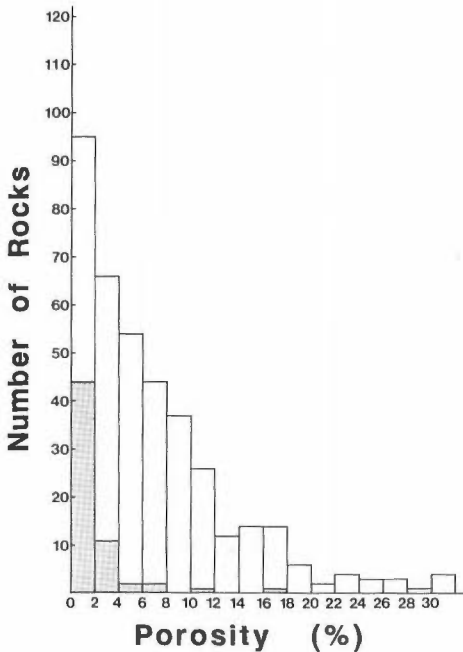
先第三系の基盤岩類と第三系・第四系の岩石類を比較すると、先第三系の基盤岩類の方が高密度・低



第2図 岩石の自然乾燥密度の分布ヒストグラム
影の部分は先第三系の基盤岩類の分布を示す。
Fig. 2 Histogram of dry density of rocks.
Shaded parts denote pre-Tertiary basement rocks.



第3図 岩石の強制湿潤密度の分布ヒストグラム
影の部分は先第三系の基盤岩類の分布を示す。
Fig. 3 Histogram of wet density of rocks.
Shaded parts denote pre-Tertiary basement rocks.



第4図 岩石の有効空隙率の分布ヒストグラム
影の部分は先第三系の基盤岩類の分布を示す。
Fig. 4 Histogram of porosity of rocks.
Shaded parts denote pre-Tertiary basement rocks.

第3表 第三系・第四系と基盤岩類の密度と有効空隙率
Table 3 Average density and average porosity of post-Tertiary rocks and pre-Tertiary rocks.

岩石の種類	自然乾燥密度	強制湿潤密度	孔隙率
先第三系の基盤岩類	2.63 g/cm ³	2.66 g/cm ³	2.09 %
第三系・第四系の岩石類	2.39 g/cm ³	2.47 g/cm ³	7.68 %
全 岩 石	2.43 g/cm ³	2.50 g/cm ³	6.80 %

第4表 岩石別の密度と有効空隙率
Table 4 Average density and average porosity of each rocks.

ROCK NAME	NUMBER OF ROCKS	AVERAGE DRY DENSITY	AVERAGE WET DENSITY	AVERAGE POROSITY
ANDESITE	2 4	2.57 g/cm ³	2.62 g/cm ³	4.23 %
CHERT	1	2.64	2.64	0.72
CONGLOMERATE	7	2.34	2.44	10.53
DACITE	3 8	2.36	2.44	8.07
GRANITE	2 9	2.58	2.61	2.63
LIMESTONE	2	2.65	2.66	1.27
META-GABBRO	2	2.88	2.89	0.68
PORPHYRY	2 1	2.62	2.64	2.37
PORPHYRITE	5	2.65	2.69	4.16
RHYOLITE	1 7	2.47	2.53	6.21
SANDSTONE	4	2.63	2.65	1.62
SHALE	1 2	2.66	2.67	1.35
FINE TUFF	4	2.58	2.61	2.96
PUMICE TUFF	5 0	2.18	2.32	13.99
SILTY TUFF	3	2.11	2.27	15.92
WELDED TUFF	1 2 5	2.43	2.49	5.75
TUFF BRECCIA	5	2.47	2.52	6.93
TUFF	3 1	2.40	2.48	8.00

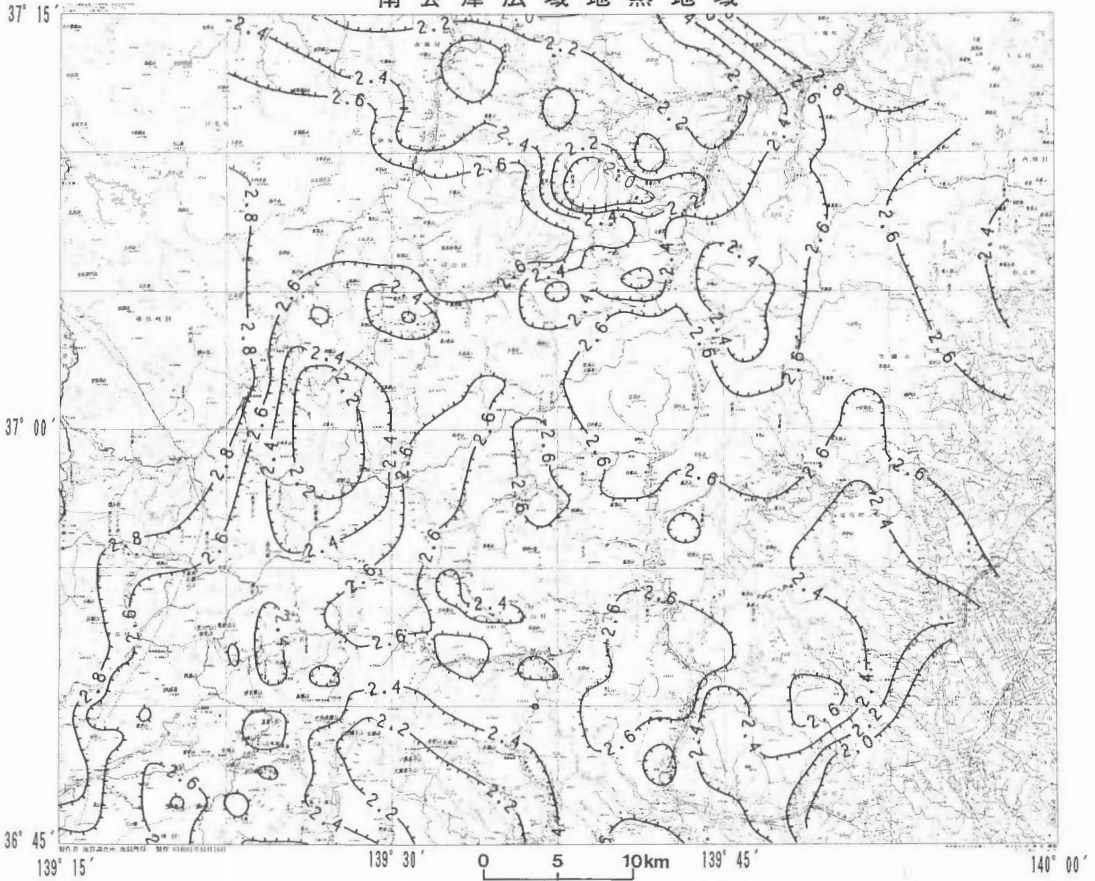
孔隙率であり、密度および孔隙率の個体差が小さい。第三系・第四系の岩石類は低密度、高孔隙率の傾向はあるが、密度および空隙率の個体差が大きく、高密度のものや低孔隙率のものも存在する。両者の平均密度差は、自然乾燥密度で0.24 g/cm³、強制湿潤密度で0.19 g/cm³である。

4.2 岩石別密度と有効孔隙率

第4表に岩石の種類別の自然乾燥密度、強制湿潤密度、有効孔隙率の平均値を示す。ただし、岩石名があいまいなものについては除いてあるため、全個体数は測定した岩石数より少ない。

基盤岩類は、変ハンレイ岩と花崗岩を除き、ほぼ2.65 g/cm³前後の密度である。花崗岩の密度が基盤岩類の平均値より0.05 g/cm³程度低いのは、おそらく測定を行った花崗岩の多くが風化していたことに

南会津広域地熱地域



第5図 表層密度分布図 (コンター間隔0.2 g/cm³)

Fig. 5 Surface density map of the Minami-Aizu geothermal area. Contour interval is 0.2 g/cm³.

起因される。

第三系・第四系の岩石類は、その種類により密度が大きく変化する。安山岩のように基盤岩とほぼ同じくらいの高密度の岩石があれば、シルト質凝灰岩のように低密度の岩石もある。その密度の違いは岩石の固結度の違いを反映すると考えられ、一般に固結度の低い岩石ほど低密度となる傾向がある。とくに凝灰岩類はその傾向が顕著であり、その固結度の違いにより幅広い密度変化がみられる。今回の測定では、測定中に崩壊した未固結あるいは弱固結の岩石を除いてあることより、実際にはさらに低密度の岩石があると考えられる。

4.3 表層密度分布

野外における岩石は一般に湿潤状態下にある。そこで、強制湿潤密度の値を使用して、コンター間隔0.2 g/cm³の表層密度分布図(第5図)を作成した。ただし、局所的な値である岩石密度を機械的に内挿あるいは外挿しているため、データの無い、あるいは少ない地域におけるコンターの値には信頼性は低い。

表層密度が有意に高い場所は、那須から奥日光にかけての脊梁山脈に沿う地域、檜枝岐村から片品村にかけての地域、館岩村北部から西部にかけての地域である。これらの地域はいずれも先第三系の基盤

第5表 各カルデラ堆積物の密度と有効空隙率
Table 5 Average density and average porosity of each caldera deposits.

カルデラ名	自然乾燥密度	強制湿潤密度	有効空隙率
山王峠	2.32 g/cm ³	2.42 g/cm ³	4.43 %
木賊	2.23	2.37	6.06
八総	2.37	2.46	3.58
湯西川	2.47	2.55	2.91
土呂部	2.40	2.47	2.93
古町	2.15	2.31	6.69

岩類の分布域である。また、奥鬼怒地域と奥日光地域も第三系・第四系の岩石類の分布域にもかかわらず高い表層密度を示している。これは、奥鬼怒地域に広く分布する鬼怒川溶結凝灰岩類や、奥日光地域の第四紀火山を形成する安山岩(溶岩)が、比較的に高密度であることに起因される。実際、これらの岩石の強制湿潤密度の平均値を求めると、鬼怒川溶結凝灰岩類は2.50 g/cm³、安山岩は2.62 g/cm³となり、第三系・第四系の岩石類の平均値より高い値を示す。

逆に表層密度が有意に低い場所は、田代山から袴腰山にかけての地域、駒止湿原から針生および七ヶ嶽にかけての地域である。これらの地域は、主に固結度の弱い凝灰類の分布域に対応している。その中でもカルデラのある地域についてみると、山王峠、木賊、八総、土呂部、古町カルデラ周辺では低密度となっていることがわかる。第5表に各カルデラ堆積物の自然乾燥密度、強制湿潤密度、有効空隙率の平均値を示すが、湯西川カルデラを除けば、カルデラ堆積物は低密度、高空隙率であることがわかる。

以上のことより、本地域の表層岩石密度は、先第三系の基盤岩類と新第三系以降の凝灰岩類とくにカルデラ堆積物の分布に特徴づけられるといえる。なお、地域全体では、北東側が低密度で南西側が高密度となる傾向があるが、この理由については不明である。

5. おわりに

南会津地熱地域の岩石の密度の特徴を次のようにまとめることができる。

- (1) 先第三系の基盤岩類は高密度・低空隙率であり、安山岩を除く第三系・第四系の岩石類は低密度・高空隙率である。
- (2) 先第三系の基盤岩類は密度・空隙率の個体差が小さく、第三系・第四系の岩石類は密度・空隙率の個体差が大きい。
- (3) 表層にある花崗岩の多くは風化を受けており、基盤岩類の中では最も低密度を示す。
- (4) 固結度の低い岩石ほど低密度となる傾向があり、とくに凝灰岩類ではその傾向が顕著である。
- (5) カルデラ堆積物は湯西川カルデラを除き低密度である。
- (6) 本地域の表層岩石密度は、高密度の基盤岩類と低密度の凝灰岩類およびカルデラ堆積物の分布に特徴づけられる。

謝辞 岩石の密度測定では、地質調査所地殻物理部田中信一氏、金谷 弘氏には多大な協力を頂いた。ここに、感謝の意を表します。

文 献

西 祐司(1987) 直接アクセス・ファイルによる標高データベースシステムの作成。昭和61年度サンシ

チャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源評価技術に関する研究」, 地質調査所, p. 223-246

新エネルギー・産業技術総合開発機構(1987) 全国地熱資源総合開発調査(第2次), 高温可能性地域, 南会津地域火山地質図(1:50,000), 南会津地域地熱地質編図(1:100,000), 同説明書, 68p.

田中信一・金谷 弘(1986) 北上山地の岩石密度(その1). 地調月報, vol. 26, p. 13-27

付録: 密度測定の結果は, SIGMA の個人ディスク(HYAK2)に SAIZ.RHODATA というファイル名で記録されている. その形式は第2表の通りである.

1	86071001	584.5	361.4	580.3	2.601	2.620	1.88	36	57	48.39	139	41	21.47	GRANITE
2	86071002	683.4	416.6	671.0	2.515	2.561	4.65	37	3	9.74	139	44	17.65	DACITE
3	86071003	564.0	344.6	556.1	2.535	2.571	3.60	37	3	9.74	139	44	17.65	DACITE
4	86071004	526.8	299.2	490.1	2.133	2.315	16.12	37	3	23.45	139	45	18.89	PUMICE TUFF
5	86071005	441.3	250.1	411.0	2.150	2.308	15.85	37	3	52.44	139	46	41.6	PUMICE TUFF
6	86071006	534.8	305.9	498.9	2.180	2.356	15.68	37	3	52.44	139	46	41.6	PUMICE TUFF
7	86071007	415.5	247.1	402.3	2.389	2.467	7.84	37	4	42.50	139	47	5.34	CONGLO
8	86071008	425.0	285.7	420.5	2.248	2.355	10.75	37	4	26.71	139	47	44.18	PUMICE TUFF
9	86071009	425.4	261.3	421.9	2.571	2.592	2.13	37	4	29.97	139	47	55.92	PUMICE TUFF
10	86071010	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37	4	40.84	139	48	4.63	CONGLO
11	86071011	325.4	189.6	310.4	2.286	2.396	11.05	37	3	25.39	139	30	44.89	PUMICE TUFF
12	86071012	783.0	404.8	661.3	1.864	2.130	28.39	37	3	29.56	139	30	51.55	PUMICE TUFF
13	86071013	481.0	255.2	442.8	1.961	2.130	16.92	37	3	34.57	139	30	26.46	PUMICE TUFF
14	86071014	479.9	256.7	420.8	1.885	2.150	26.48	37	3	34.57	139	30	26.46	PUMICE TUFF
15	86071015	249.0	133.0	219.0	1.888	2.147	25.86	37	3	34.57	139	30	26.46	PUMICE TUFF
16	86071016	160.5	90.9	150.9	2.168	2.306	13.79	37	3	54.55	139	30	26.46	PUMICE TUFF
17	86071017	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37	3	54.55	139	30	26.46	CONGLO
18	86071018	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37	3	57.53	139	30	7.62	PUMICE TUFF
19	86071019	887.7	519.4	865.1	2.349	2.410	6.14	37	2	11.44	139	27	40.14	FINE TUFF
20	86071101	467.0	248.1	408.8	1.868	2.133	26.59	37	2	15.13	139	27	21.72	PUMICE TUFF
21	86071102	273.0	152.2	261.0	2.161	2.260	9.93	37	2	13.33	139	27	28.92	PUMICE TUFF
22	86071103	291.1	145.1	269.9	1.666	1.941	27.47	37	1	48.69	139	27	33.50	PUMICE TUFF
23	86071104	444.1	245.3	598.1	2.537	2.410	9.31	37	3	8.57	139	25	59.60	PUMICE TUFF
24	86071105	570.2	344.5	546.5	2.589	2.493	10.45	37	3	2.56	139	26	28.43	RHYOLITE
25	86071106	179.2	109.9	173.8	2.508	2.586	7.79	37	3	2.56	139	26	28.43	RHYOLITE
26	86071107	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37	3	3.37	139	26	48.12	SHALE
27	86071108	292.0	172.2	278.7	2.326	2.437	11.10	37	3	14.96	139	25	44.27	GRANITE
28	86071109	249.1	143.2	230.4	2.176	2.352	17.66	37	1	37.61	139	23	51.52	PORPHYRITE
29	86071110	320.0	207.6	319.9	2.846	2.847	0.09	37	1	37.61	139	23	51.52	PORPHYRITE
30	86071111	320.9	208.7	320.9	2.860	2.860	0.0	37	1	37.61	139	23	51.52	PORPHYRITE
31	86071112	194.6	119.3	193.8	2.574	2.584	1.06	37	2	54.10	139	24	42.4	GRANITE
32	86071113	694.0	425.6	689.5	2.569	2.584	1.68	37	2	54.10	139	24	42.4	GRANITE
33	86071114	32.3	191.7	309.1	2.563	2.590	2.65	37	2	54.10	139	24	42.4	GRANITE
34	86071115	320.9	197.3	319.7	2.587	2.596	0.97	37	2	54.10	139	24	42.4	GRANITE
35	86071116	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37	5	12.43	139	26	19.75	GRANITE
36	86071117	500.6	306.0	495.5	2.546	2.572	2.62	37	4	51.85	139	26	25.86	GRANITE
37	86071118	156.7	96.4	152.5	2.529	2.599	6.97	37	4	51.85	139	26	25.86	GRANITE
38	86071119	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37	4	34.78	139	26	48.69	PUMICE TUFF
39	86071120	238.4	129.0	217.2	1.985	2.179	19.38	37	4	19.35	139	27	11.56	CONGLO/MUDSTONE
40	86071121	430.1	265.7	428.0	2.603	2.616	1.28	37	4	15.45	139	27	12.84	CONGLO
41	86071122	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37	4	15.45	139	27	12.84	CONGLO
42	86071201	142.9	85.0	136.6	2.359	2.468	10.88	37	4	11.64	139	27	12.70	CONGLO
43	86071202	546.6	338.2	537.5	2.579	2.623	4.37	37	1	56.79	139	31	3.14	CONGLO
44	86071203	165.4	98.6	159.6	2.589	2.476	8.68	37	3	5.9	139	31	34.43	TUFF
45	86071204	380.4	229.0	369.1	2.438	2.479	7.46	37	3	5.9	139	31	34.43	TUFF
46	86071205	622.0	158.4	254.0	2.452	2.529	7.72	37	3	15.44	139	29	7.3	CONGLO
47	86071206	672.7	406.5	653.7	2.456	2.527	7.14	37	3	15.44	139	29	7.3	CONGLO
48	86071207	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37	1	43.6	139	28	40.33	CONGLO
49	86071208	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37	1	33.21	139	28	56.15	CONGLO
50	86071209	160.3	93.3	144.4	2.155	2.393	23.73	37	5	17.99	139	29	24.55	TUFF/CONGLO
51	86071210	89.7	89.7	149.7	2.346	2.406	5.96	37	5	17.99	139	29	24.55	TUFF/CONGLO

地質調查所報告(第275号)

37	86071206	309.4	195.4	307.9	2.701	2.714	1.32	37	5	17.99	139	29	24.55	TUFF/CONGLO
38	86071207	394.5	246.1	389.0	2.621	2.658	3.71	37	6	32.14	139	29	54.24	GRANITE
39	86071208	558.6	331.1	534.4	2.349	2.455	10.64	37	11	18.55	139	48	8.47	TUFF
40	86071209	491.5	296.4	480.9	2.465	2.519	5.83	37	10	13.4	139	48	11.44	DACITE/TUFF
41	86071210	429.2	254.8	379.8	2.458	2.517	5.83	37	10	13.4	139	48	11.44	DACITE/TUFF
42	86071211	0.0	0.0	0.0	2.365	2.461	9.83	37	7	4.6.18	139	47	52.97	PUMICE TUFF
43	86071212	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37	7	4.6.18	139	47	46.48	TUFF
44	86071213	305.6	183.9	297.5	2.445	2.511	6.66	37	6	31.61	139	47	37.50	PUMICE TUFF
45	86071214	216.0	129.9	210.3	2.443	2.509	6.62	37	6	8.28	139	47	36.62	TUFF
46	86071215	409.7	239.6	388.3	2.283	2.409	12.58	37	5	52.63	139	47	31.24	PUMICE TUFF
47	86071216	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37	5	39.5	139	47	17.60	PUMICE TUFF
48	86071217	356.3	214.4	349.1	2.460	2.511	5.07	37	6	14.54	139	48	6.52	PUMICE TUFF
49	86071218	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37	5	54.40	139	48	12.56	WELDED TUFF
50	86071219	488.8	288.8	468.2	2.341	2.444	10.30	37	5	51.48	139	48	20.85	DACITE(DYKE)
51	86071220	438.4	266.4	430.1	2.501	2.549	4.83	37	5	33.26	139	48	11.37	ANDESITE
52	86071221	389.1	242.5	368.1	2.507	2.551	14.31	37	5	33.26	139	48	11.37	ANDESITE
53	86071222	553.1	210.2	539.7	2.577	2.471	9.38	37	5	16.48	139	42	17.13	TUFF
54	86071223	325.8	186.6	301.9	2.169	2.341	17.17	37	4	55.16	139	42	3.73	PUMICE TUFF
55	86071224	232.9	137.5	222.7	2.529	2.436	10.67	37	4	43.1	139	40	22.38	TUFF
56	86071225	346.9	203.5	331.7	2.313	2.419	10.60	37	4	48.36	139	38	54.78	TUFF
57	86071226	426.3	258.7	418.2	2.495	2.544	4.83	37	2	43.66	139	37	19.22	GRANITE
58	86071227	492.6	299.2	484.3	2.504	2.547	4.29	37	2	43.66	139	37	19.22	GRANITE
59	86071228	497.5	278.1	461.5	2.103	2.268	16.41	37	4	55.31	139	35	57.74	PUMICE TUFF
60	86071229	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37	6	9.5	139	35	22.76	MUDSTONE
61	86071230	216.1	126.2	204.7	2.377	2.404	12.88	37	3	39.81	139	31	51.26	TUFF
62	86071231	512.0	184.0	498.2	2.530	2.458	10.78	37	3	39.81	139	31	51.26	TUFF
63	86071232	472.0	214.7	466.5	2.265	2.408	14.30	37	4	6.76	139	31	56.92	TUFF
64	86071233	421.7	262.4	419.8	2.700	2.731	3.18	37	5	30.5	139	32	7.59	GRANITE
65	86071234	265.9	167.6	264.1	2.687	2.647	1.19	37	5	4.95	139	33	9.96	SHALE/CHERT
66	86071235	454.3	274.5	442.6	2.462	2.527	6.51	37	5	27.83	139	35	42.58	DACITE
67	86071236	309.1	189.6	305.8	2.559	2.587	2.76	37	2	18.14	139	34	13.52	GRANITE
68	86071237	216.5	132.9	214.0	2.560	2.590	2.99	37	2	18.14	139	34	13.52	GRANITE
69	86071238	363.9	161.5	366.9	2.569	2.586	1.77	37	0	33.51	139	36	49.43	GRANITE
70	86071239	494.7	298.7	479.6	2.836	2.643	0.72	36	59	51.10	139	36	36.20	CHERT
71	86071240	850.1	340.1	847.0	2.951	2.528	7.72	36	59	2.38	139	35	52.92	TUFF
72	86071241	598.3	243.6	592.5	2.536	2.742	1.00	36	58	20.61	139	36	26.91	TUFF
73	86071242	197.8	161.5	192.3	2.540	2.582	4.21	36	56	40.57	139	37	48.3	TUFF
74	86071243	197.8	148.1	192.7	2.418	2.482	6.40	36	58	43.25	139	37	32.38	TUFF
75	86071244	283.4	175.1	281.0	0.0	0.0	0.0	36	58	36.19	139	37	54.72	SHALE
76	86071245	320.7	198.8	319.0	2.617	2.631	1.39	36	58	33.29	139	38	7.23	SHALE
77	86071246	352.2	207.0	332.3	2.289	2.426	13.71	36	57	36.51	139	35	25.49	TUFF
78	86071247	334.4	194.2	315.3	0.0	0.0	0.0	36	54	51.57	139	33	20.3	TUFF
79	86071248	263.5	152.0	254.0	2.278	2.343	8.92	36	54	50.40	139	33	23.45	PUMICE TUFF
80	86071249	419.7	250.5	406.9	2.402	2.478	7.36	36	53	49.31	139	33	12.36	WELDED TUFF
81	86071250	337.7	206.6	328.6	2.506	2.576	6.94	36	53	49.66	139	33	53.56	GRANITE(TERTIARY)
82	86071251	326.5	205.3	324.7	2.679	2.694	1.49	36	57	34.43	139	31	26.74	SHALE
83	86071252	486.9	286.2	481.3	2.398	2.426	2.79	36	58	12.30	139	30	10.99	WELDED TUFF
84	86071401	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	*****	*****	*****	*****	*****	ANDESITE
85	86071402	321.7	200.8	320.1	2.648	2.661	1.32	36	58	57.63	139	30	35.22	LIMESTONE

南会津地熱地域の岩石密度(高倉伸一・山口 靖)

82	86071402	351.8	219.7	350.2	2.651	2.663	1.21	36.58	57.63	139.30	35.22
83	86071403	250.0	155.0	288.5	2.616	2.632	1.58	36.34	51.53	139.31	5.83
84	86071404	333.2	208.0	332.4	2.655	2.661	0.64	36.54	51.55	139.31	5.83
85	86071405	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.54	53.1	139.30	58.18
86	86071501	442.1	273.2	439.4	2.602	2.618	1.60	36.52	35.31	139.28	22.81
87	86071502	482.3	278.9	467.1	2.596	2.371	7.47	36.52	37.62	139.26	39.44
88	86071504	386.6	332.0	377.3	2.440	2.501	6.02	36.52	30.19	139.25	58.6
89	86071503	197.2	118.3	304.7	2.481	2.528	4.64	36.52	30.19	139.25	58.6
90	86071505	326.5	192.3	344.0	2.442	2.499	5.70	36.52	31.49	139.25	45.53
91	86071506	272.6	192.3	344.0	2.360	2.433	9.31	36.52	7.32	139.24	55.29
92	86071507	214.1	146.7	235.7	1.936	2.165	2.95	36.52	1.31	139.24	15.93
93	86071507	208.8	122.3	200.1	2.313	2.406	9.66	36.51	56.79	139.23	54.94
94	86071507	285.5	166.9	275.3	2.321	2.407	8.60	36.51	56.79	139.23	54.94
96	86071508	246.5	144.3	235.4	2.303	2.412	10.86	36.52	3.76	139.24	1.39
97	86071509	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.51	36.90	139.23	7.12
98	86071510	479.8	293.3	476.7	2.556	2.573	1.66	36.51	35.6	139.23	10.15
99	86071511	371.8	226.9	366.9	2.532	2.566	3.38	36.51	43.92	139.23	29.30
100	86071512	331.6	203.0	339.6	2.563	2.579	1.56	36.51	46.80	139.23	29.30
101	86071513	349.3	210.0	333.3	2.464	2.508	4.31	36.51	35.5	139.24	11.94
102	86071514	364.8	233.1	341.9	2.354	2.405	13.10	36.52	9.78	139.24	29.85
103	86071515	447.2	277.2	445.9	2.625	2.651	0.76	36.52	37.4	139.27	1.26
104	86071516	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.52	32.11	139.27	52.53
105	86071517	222.7	129.1	209.2	2.235	2.379	14.42	36.52	14.25	139.27	28.75
106	86071518	152.0	92.8	150.6	2.544	2.568	2.36	36.52	8.58	139.27	27.74
107	86071518	264.0	162.4	263.1	2.590	2.598	0.89	36.52	8.58	139.27	27.74
108	86071519	289.6	172.4	280.9	2.597	2.471	7.42	36.51	31.90	139.27	46.18
109	86071520	366.2	215.9	333.6	2.353	2.436	8.38	36.51	12.3	139.27	35.90
110	86071521	297.7	175.4	287.9	2.354	2.434	8.01	36.51	7.72	139.27	30.87
111	86071522	292.0	167.5	273.6	2.198	2.365	16.78	36.50	20.46	139.27	2.89
112	86071523	377.0	238.1	374.1	2.693	2.714	0.09	36.50	12.3	139.27	19.26
113	86071524	474.4	274.9	449.3	2.252	2.378	1.58	36.49	50.92	139.27	36.81
114	86071525	267.5	151.1	286.1	2.286	2.298	1.20	36.49	35.4	139.27	41.15
115	86071527	323.8	191.8	303.4	2.598	2.453	15.45	36.49	35.43	139.27	40.45
116	86071528	362.9	214.7	335.3	2.397	2.449	5.13	36.52	39.30	139.31	18.67
117	86071601	410.8	255.6	408.0	2.629	2.647	1.80	36.51	44.30	139.31	41.13
118	86071602	451.8	278.8	449.7	2.599	2.612	1.21	36.51	50.40	139.31	47.84
119	86071603	306.4	184.3	301.5	2.679	2.696	4.01	36.52	31.35	139.35	49.96
120	86071604	432.4	272.0	428.6	2.472	2.509	2.37	36.52	4.68	139.35	42.83
121	86071605	370.2	212.9	380.5	2.592	2.353	6.17	36.53	11.19	139.34	22.83
122	86071606	405.9	234.3	386.6	2.535	2.365	13.25	36.53	32.58	139.34	14.52
123	86071607	458.7	279.5	446.4	2.471	2.560	0.66	36.50	42.34	139.37	1.0
124	86071608	333.2	184.7	307.2	2.069	2.244	17.51	36.49	59.42	139.36	18.82
125	86071608	398.0	243.4	389.4	2.519	2.446	6.54	36.49	59.42	139.36	18.82
126	86071609	593.1	352.1	574.1	2.382	2.574	5.56	36.46	12.59	139.25	14.67
127	86071610	258.5	155.3	252.7	2.449	2.505	7.88	36.46	12.59	139.25	14.67
128	86071610	313.7	196.9	312.8	2.678	2.666	0.77	36.45	12.15	139.24	33.27
129	86071611	308.3	206.3	327.8	2.678	2.685	0.74	36.45	12.15	139.24	33.27
130	86071612	386.1	219.6	380.2	2.463	2.319	15.56	36.45	55.75	139.24	5.5
131	86071613	588.0	359.0	584.2	2.551	2.568	0.66	36.45	55.75	139.23	57.99
132	86071614	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.46	0.0	139.23	46.85
133	86071615	164.0	98.7	161.8	2.478	2.511	5.37	36.46	7.3	139.23	41.13

地質調査所報告(第275号)

132	86071616	333.3	201.4	326.1	2.472	2.527	5.46	36.46	18.70	139.23	37.79	WELDED TUFF
133	86071701	180.9	109.0	176.9	2.460	2.516	5.56	36.48	51.85	139.19	44.75	WELDED TUFF
133	86071701	320.9	195.9	314.8	2.518	2.567	4.88	36.48	51.85	139.19	44.75	WELDED TUFF
134	86071702	433.0	262.2	426.8	2.499	2.535	3.63	36.48	52.36	139.19	34.65	WELDED TUFF
134	86071702	117.5	71.9	116.1	2.546	2.577	3.07	36.48	52.36	139.19	34.65	WELDED TUFF
135	86071703	444.1	273.0	437.6	2.558	2.596	3.80	36.48	54.92	139.19	48.14	WELDED TUFF
136	86071706	391.4	235.1	381.1	2.438	2.504	6.59	36.49	2.98	139.19	57.36	WELDED TUFF
137	86071705	425.8	255.7	413.5	2.431	2.503	7.23	36.49	27.64	139.19	44.97	PUMICE TUFF
137	86071705	368.5	227.5	360.1	2.632	2.663	3.07	36.49	27.64	139.19	44.97	PUMICE TUFF
138	86071706	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.49	23.8	139.19	56.14	TUFF/CONGLO
139	86071707	396.6	240.4	390.4	2.499	2.539	3.97	36.49	23.8	139.20	1.38	ANDESITE
140	86071708	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.49	37.61	139.20	12.56	WELDED TUFF
141	86071709	141	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.49	37.61	139.20	12.56	PUMICE TUFF
142	86071710	298.7	175.1	288.0	2.330	2.417	8.66	36.49	35.86	139.21	7.52	WELDED TUFF
143	86071711	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.50	3.22	139.21	5.52	WELDED TUFF
144	86071712	381.0	226.0	366.6	2.365	2.458	9.29	36.50	12.5	139.21	16.2	WELDED TUFF
145	86071713	344.8	202.1	342.1	2.397	2.416	1.80	36.50	16.8	139.21	18.41	WELDED TUFF
146	86071714	378.4	232.9	378.0	2.598	2.601	0.57	36.48	16.8	139.21	24.89	WELDED TUFF
147	86071715	519.2	317.4	513.6	2.545	2.573	2.77	36.47	26.86	139.17	8.69	WELDED TUFF
148	86071716	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.47	24.64	139.17	10.73	WELDED TUFF
148	86071716	330.4	202.8	326.2	2.556	2.589	3.29	36.47	22.10	139.16	59.66	FINE TUFF
154	86071717	350.1	216.8	349.3	2.620	2.626	0.60	36.47	22.10	139.16	59.66	FINE TUFF
154	86071717	344.8	216.3	342.1	2.662	2.683	2.10	36.47	22.10	139.16	59.66	FINE TUFF
155	86071718	318.1	193.0	310.8	2.484	2.543	5.84	36.47	10.94	139.17	0.58	FINE TUFF
156	86071719	442.0	258.4	420.8	2.292	2.407	11.55	36.47	2.67	139.17	12.19	RHYOLITE
157	86071720	702.6	458.8	701.2	2.876	2.882	0.57	36.47	14.35	139.16	9.65	META-GABBRO
157	86071720	371.4	242.9	370.6	2.882	2.890	0.78	36.47	14.35	139.16	9.65	META-GABBRO
158	86071721	258.8	160.5	258.0	2.625	2.833	0.81	36.45	55.42	139.13	31.58	GRANITE
158	86071721	562.2	349.7	539.2	2.632	2.846	1.41	36.45	55.42	139.13	31.58	GRANITE
159	86071722	428.6	255.6	413.6	2.447	2.512	6.51	36.43	10.14	139.15	19.53	WELDED TUFF
160	86071723	617.5	374.8	605.1	2.493	2.544	5.11	36.43	2.19	139.15	29.71	WELDED TUFF
160	86071723	334.2	204.1	330.5	2.540	2.569	2.84	36.43	2.19	139.15	29.71	WELDED TUFF
161	86071724	427.8	227.8	423.0	2.478	2.531	5.33	36.42	58.29	139.16	19.19	WELDED TUFF
162	86071725	527.8	324.0	521.8	2.560	2.590	2.94	36.42	58.29	139.16	36.13	WELDED TUFF
163	86071726	502.0	307.9	496.8	2.560	2.586	2.68	36.42	58.10	139.16	43.21	WELDED TUFF
164	86071727	435.2	252.7	418.2	2.292	2.385	9.32	36.43	41.36	139.13	29.28	WELDED TUFF
164	86071727	317.5	194.9	315.2	2.571	2.590	1.88	36.43	41.36	139.13	29.28	WELDED TUFF
165	86071728	609.9	365.6	598.3	2.649	2.697	4.75	36.52	26.38	139.18	49.0	WELDED TUFF
166	86071801	493.6	310.9	492.0	2.693	2.702	0.88	36.48	69.10	139.24	6.28	ANDESITE
167	86071802	365.4	219.2	356.5	2.438	2.499	6.09	36.48	21.50	139.25	19.40	WELDED TUFF
168	86071803	426.5	257.6	415.5	2.462	2.527	6.52	36.48	21.50	139.25	19.40	TUFF
169	86071804	249.8	154.1	249.3	2.605	2.610	0.52	36.48	21.50	139.25	19.40	TUFF
170	86071805	592.4	368.2	591.1	2.636	2.642	0.58	36.48	21.50	139.25	19.40	TUFF
171	86071806	215.9	133.9	215.3	2.626	2.633	0.73	36.48	21.50	139.25	19.40	TUFF
172	KINUGAWA	686.6	417.1	677.8	2.515	2.548	3.27	36.43	41.36	139.13	29.28	WELDED TUFF
173	KINUGAWA	500.0	302.5	489.9	2.481	2.532	5.11	36.43	41.36	139.13	29.28	WELDED TUFF
174	NIKKO	671.7	407.4	661.0	2.501	2.541	4.05	36.43	41.36	139.13	29.28	WELDED TUFF
175	HIUTI	124.3	68.7	112.0	2.014	2.236	22.12	36.43	41.36	139.13	29.28	WELDED TUFF
176	HIUTI	454.7	261.7	432.6	2.189	2.356	16.74	36.43	41.36	139.13	29.28	WELDED TUFF
177	HIUTI	238.4	135.2	228.5	2.214	2.310	9.59	36.43	41.36	139.13	29.28	WELDED TUFF
178	HIUTI	800.7	467.7	767.1	2.504	2.405	10.09	36.43	41.36	139.13	29.28	WELDED TUFF
179	HIUTI	237.7	145.0	232.7	2.510	2.564	5.39	36.43	41.36	139.13	29.28	WELDED TUFF
180	YOUNG	339.9	188.7	310.5	2.052	2.248	19.58	36.43	41.36	139.13	29.28	WELDED TUFF
181	YOUNG	376.0	213.4	342.5	2.106	2.312	20.60	36.43	41.36	139.13	29.28	WELDED TUFF
182	YOUNG	136.8	80.9	129.9	2.324	2.447	12.34	36.43	41.36	139.13	29.28	WELDED TUFF
1	87082401	503.4	279.9	501.1	2.242	2.252	1.03	36.49	34.75	139.27	42.24	WELDED TUFF

2	87082501	416.6	238.3	393.9	2.209	2.337	12.73	36.51	15.83	139.24	5.22	WELDED TUFF
3	87082502	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.52	21.21	139.25	49.77	WELDED TUFF
4	87082503	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.52	43.89	139.25	57.5	WELDED TUFF
5	87082504	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.52	18.7	139.24	8.99	WELDED TUFF
6	87082505	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.52	14.17	139.24	8.1	WELDED TUFF
7	87082506	153.2	90.7	152.8	2.445	2.451	0.64	36.52	40.43	139.26	38.81	WELDED TUFF
8	87082507	562.6	332.7	561.3	2.441	2.447	0.57	36.52	40.43	139.26	38.81	WELDED TUFF
9	87082508	324.3	201.1	323.1	2.623	2.632	0.97	36.52	36.34	139.27	2.41	GRANITE
10	87082508*	481.3	302.3	480.2	2.683	2.689	0.61	36.53	23.24	139.30	22.16	SLATE (SHALE)
11	87082508*	690.3	437.6	689.8	2.730	2.732	0.20	36.53	23.24	139.30	22.16	SLATE (SHALE)
12	87082509	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.52	33.10	139.31	14.42	WELDED TUFF
13	87082601	674.8	396.9	651.1	2.343	2.428	8.53	36.51	54.36	139.35	24.89	WELDED TUFF
14	87082602	240.8	145.5	239.2	2.075	2.262	18.73	36.51	50.54	139.35	24.53	TUFF (PUMICE TUF)
15	87082603	906.8	555.1	897.5	2.552	2.578	2.64	36.52	8.47	139.37	46.84	DACITE
16	87082604	255.0	150.6	244.5	2.340	2.443	10.25	36.52	7.43	139.37	52.73	TUFF (PUMICE TUFF)
17	87082604	398.2	242.4	385.8	2.476	2.556	7.96	36.52	7.43	139.37	52.73	TUFF (PUMICE TUFF)
18	87082605	561.2	340.2	553.1	2.503	2.539	3.67	36.53	13.33	139.39	19.78	DACITE
19	87082606A	249.8	149.9	243.4	2.436	2.500	6.41	36.53	13.66	139.39	28.56	WELDED TUFF
20	87082606B	313.7	188.6	304.3	2.432	2.508	7.51	36.53	13.66	139.39	28.56	WELDED TUFF
21	87082607	272.7	160.7	265.8	2.373	2.435	6.16	36.54	7.8	139.40	17.98	TUFF
22	87082608	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.54	21.70	139.40	15.6	TUFF
23	87082609	391.4	241.0	387.6	2.577	2.602	2.53	36.54	40.21	139.40	38.6	TUFF
24	87082610	299.6	178.5	288.4	2.381	2.474	9.25	36.55	8.88	139.41	23.12	TUFF
25	87082611	359.8	213.5	347.4	2.375	2.459	8.68	36.55	31.3	139.40	55.93	TUFF
26	87082612	401.1	236.5	384.9	2.358	2.437	9.84	36.55	53.6	139.40	21.65	TUFF
27	87082613	166.5	101.8	163.5	2.535	2.578	4.34	36.55	50.69	139.39	41.71	TUFF
28	87082701	547.0	359.6	543.5	2.900	2.919	1.87					WELDED TUFF
29	87082701*	362.6	238.2	361.2	2.904	2.915	1.13					WELDED TUFF
30	87082701*	516.3	337.6	513.7	2.875	2.889	1.46					WELDED TUFF
31	87082801	482.2	294.5	469.5	2.528	2.597	6.84					RHYOLITE
32	87082804	237.5	132.8	215.2	2.055	2.268	21.30					DACITE
33	87082805	474.3	271.1	446.8	2.199	2.334	13.53					WELDED TUFF
34	87082805*	349.8	199.0	324.7	2.153	2.320	16.64					DACITE
35	87082808	320.2	197.6	317.2	2.587	2.612	2.45					RHYOLITE
36	87082901	325.4	231.0	369.5	2.559	2.600	4.09					RHYOLITE
37	87082902	358.0	199.3	322.5	2.325	2.437	11.18					RHYOLITE
38	87082903	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37.11	57.2	139.28	33.50	RHYOLITE
39	87082904	528.1	304.0	489.5	2.184	2.357	17.22	37.12	33.43	139.27	46.43	RHYOLITE
40	87082905	236.2	134.5	225.8	2.220	2.323	10.23	37.10	58.67	139.30	49.53	BASALT
41	87082906	655.4	366.9	612.4	2.123	2.272	14.90	37.13	10.95	139.35	45.90	WELDED TUFF
42	87082907	374.1	214.8	359.7	2.258	2.348	9.04	37.13	15.12	139.35	45.12	WELDED TUFF
43	87082907*	243.9	133.0	221.7	1.999	2.199	20.02	37.13	48.56	139.35	21.35	WELDED TUFF
44	87082908	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37.13	31.72	139.35	23.33	WELDED TUFF
45	87082909	453.8	261.1	435.9	2.262	2.355	9.29	37.12	27.71	139.37	22.65	WELDED TUFF
46	87082910	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37.12	17.49	139.38	10.39	WELDED TUFF
47	87082911	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37.10	53.66	139.39	13.72	TUFF (PUMICE TUFF)
48	87082912	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37.15	48.22	139.34	59.6	SILTSTONE
49	87082913	340.1	131.8	271.9	1.505	1.633	32.74	37.15	5.83	139.34	50.18	TUFF (PUMICE TUFF)
50	87082914	308.8	144.9	268.6	1.639	1.884	24.53	37.15	48.61	139.32	54.92	TUFF (PUMICE TUFF)
51	87082915	485.8	287.3	454.9	2.292	2.447	15.57	37.13	45.45	139.33	20.25	TUFF BARECCIA
52	87082915*	474.0	252.8	465.4	2.104	2.143	3.89	37.13	45.45	139.33	20.25	DACOTE
53	87083001	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37.7	25.29	139.39	27.48	WELDED TUFF
54	87083002	393.3	227.7	382.2	2.308	2.375	6.70	37.7	28.11	139.39	30.65	WELDED TUFF
55	87083003	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37.7	32.57	139.39	32.58	WELDED TUFF
56	87083004	670.2	390.1	653.1	2.332	2.393	6.10	37.7	35.10	139.39	31.92	WELDED TUFF
57	87083005	258.9	152.1	252.8	2.367	2.424	5.71	37	37.39	139.39	32.28	WELDED TUFF

地質調查所報告(第275号)

58	87083006	492.5	292.2	483.8	2.415	2.459	4.34	37	7	38.91	139	39	32.84	WELDED TUFF
59	87083007	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37	7	54.8	139	39	39.60	TUFF (PUMICE TUFF)
60	87083008	412.4	236.8	398.4	2.269	2.349	7.97	37	10	39.70	139	36	59.64	WELDED TUFF
61	87083009	526.9	297.6	488.0	2.128	2.298	16.96	37	10	44.39	139	31	35.95	TUFF (PUMICE TUFF)
62	87083009 *	320.8	180.6	297.8	2.124	2.288	16.41	37	10	44.39	139	31	35.95	BOULDER IN TUFF ?
63	87083009 *	357.8	203.7	335.6	2.178	2.332	16.41	37	10	44.39	139	31	35.95	BOULDER IN TUFF ?
64	87083010	883.1	569.0	800.3	2.635	2.643	0.84	37	8	59.68	139	30	17.3	GRANITE
65	87083011	759.0	471.9	737.6	2.659	2.644	0.49	57	8	0.17	139	29	48.10	GRANITE
66	N01	547.3	328.2	534.2	2.458	2.498	5.98							WELDED TUFF
67	TS1	685.9	421.7	683.0	2.585	2.596	1.10							WELDED TUFF
68	TS1*	549.1	337.2	547.1	2.582	2.591	0.94							WELDED TUFF
69	TS1*	306.5	188.4	305.2	2.584	2.595	1.10							WELDED TUFF
70	TS2	813.2	498.2	809.3	2.569	2.582	1.24							WELDED TUFF
71	TS2*	358.9	219.4	356.8	2.558	2.573	1.51							WELDED TUFF
1	V3	326.4	213.2	326.1	2.881	2.893	0.26	36	50	39.0	139	16	44.45	DIORITE
2	V5	289.7	177.3	284.9	2.535	2.577	4.27	36	50	54.75	139	17	10.32	SERPENTINITE
3	V10	172.5	107.7	170.4	2.830	2.82	3.21	36	51	45.14	139	18	6.97	SLATE
4	V13	262.4	160.3	259.1	2.338	2.570	3.23	36	52	42.16	139	18	45.44	WELDED TUFF
5	S1	539.5	202.0	508.5	2.388	2.469	8.15	36	51	34.80	139	19	59.36	WELDED TUFF
6	S2	519.2	307.0	500.9	2.381	2.447	8.62	36	51	24.36	139	19	59.36	RHYOLITE
7	S3	408.6	241.7	393.5	2.358	2.448	9.05	36	51	21.26	139	20	13.81	WELDED TUFF
8	S4	461.7	277.5	451.9	2.453	2.507	5.32	36	50	57.43	139	20	33.90	WELDED TUFF
9	S5	341.0	202.1	335.7	2.417	2.445	3.82	36	51	33.46	139	19	59.57	QUARTZ PORPHYRY
10	V75	555.3	335.7	544.1	2.478	2.529	5.10	36	53	37.26	139	20	45.0	WELDED TUFF
11	V76	431.7	257.7	424.5	2.440	2.481	4.14	36	53	9.76	139	19	9.49	WELDED TUFF
12	V70	584.1	351.4	573.0	2.462	2.510	4.77	36	54	25.22	139	19	58.26	WELDED TUFF
13	V71	206.7	128.8	205.1	2.633	2.653	2.05	36	54	55.88	139	19	53.52	ANDESITE
14	V97	569.2	327.2	585.9	2.549	2.564	1.49	36	51	10.55	139	22	41.52	WELDED TUFF
15	V17	407.5	288.0	401.9	2.620	2.555	3.51	36	50	26.74	139	18	5.33	ANDESITE
16	V51	568.9	350.9	561.2	2.574	2.610	3.55	36	50	9.19	139	19	25.97	TUFF BRECCIA
17	V56	320.8	197.3	318.0	2.575	2.598	2.27	36	49	36.41	139	16	47.93	WELDED TUFF
18	V57	309.9	191.0	308.5	2.595	2.606	1.18	36	49	30.7	139	16	22.34	DACITE
19	V58	573.3	378.9	572.7	2.946	2.949	0.31	36	49	16.91	139	15	42.49	GABBRO
20	S6	601.0	385.5	600.2	2.785	2.789	0.37	36	46	29.73	139	21	37.0	ANDESITE
21	S7	460.2	277.6	455.1	2.492	2.520	2.79	36	46	41.15	139	21	40.56	WELDED TUFF
22	S8	661.0	417.6	655.8	2.694	2.716	2.14	36	47	10.60	139	21	33.14	ANDESITE
23	S9	414.6	250.3	408.6	2.487	2.523	3.65	36	47	28.76	139	21	28.80	WELDED TUFF
24	S10	562.1	330.2	535.2	2.308	2.424	11.60	36	47	40.32	139	21	33.58	ANDESITE
25	S11	653.6	396.2	636.7	2.858	2.524	0.53	36	47	49.15	139	21	4.29	ANDESITE
26	S12	367.9	228.5	361.8	2.695	2.659	4.38	36	47	34.10	139	20	1.71	WELDED TUFF
27	S13	569.7	266.2	566.3	2.535	2.576	4.38	36	47	37.39	139	20	1.71	WELDED TUFF
28	S14	475.3	292.7	472.3	2.587	2.603	1.64	36	47	26.40	139	19	6.30	GRANDIORITIC PO
29	S15	280.9	172.4	278.8	2.570	2.589	1.94	36	47	32.75	139	19	48.57	SILTY TUFF
31	V20	427.0	254.1	416.9	2.411	2.470	5.84	36	46	37.33	139	18	6.94	TUFFACEOUS SANDS
32	V26	537.7	324.3	524.3	2.457	2.520	6.28	36	47	18.83	139	16	59.73	TUFFACEOUS SANDS
33	V27	503.3	317.6	502.9	2.408	2.470	0.22	36	47	21.94	139	16	47.60	MUDSTONE
34	V34	690.7	239.9	387.1	2.567	2.591	2.39	36	46	16.65	139	19	2.50	PUMICE TUFF
35	V36	679.4	426.0	673.6	2.658	2.681	2.29	36	46	13.62	139	19	11.98	ANDESITE
36	V41	574.7	366.8	573.8	2.760	2.764	0.43	36	46	7.58	139	19	47.30	ANDESITE
37	V29	836.7	518.6	833.8	2.621	2.630	0.91	36	47	20.29	139	16	33.0	SANDSTONE
38	V43	367.8	239.4	337.1	2.859	2.864	0.55	36	47	15.69	139	16	22.83	GRANDIORITIC DIO
39	V39	559.4	352.6	537.9	2.601	2.608	0.75	36	44	38.15	139	19	59.36	GRANITE
40	V63	125.2	79.2	125.1	2.720	2.722	0.22	36	45	35.14	139	20	55.46	ANDESITE
41	V65	316.0	187.3	302.1	2.347	2.455	10.80	36	44	43.80	139	19	37.42	SANDY TUFF
42	V68	195.3	120.6	195.1	2.612	2.614	0.27	36	44	21.28	139	19	40.28	QUARTZ PORPHYRY
45	V84	797.4	491.2	793.5	2.591	2.604	1.27	36	45	1.82	139	23	39.98	GRANDIORITIC PO

南会津地熱地域の岩石密度(高倉伸一・山口 靖)

46	Y87	219.4	132.8	216.3	2.498	2.533	3.58	36.45	47.40	139.22	36.26
47	Y90	645.9	390.4	639.1	2.501	2.528	2.56	36.45	26.28	139.22	19.47
48	Y92	285.9	172.4	289.5	2.448	2.506	3.76	36.45	0.12	139.22	27.6
49	Y18	243.7	141.1	229.5	2.237	2.375	13.84	36.45	0.12	139.22	27.6
50	S19	436.9	262.1	428.0	2.449	2.499	5.09	36.46	39.11	139.24	31.45
51	S20	365.6	217.4	364.1	2.447	2.467	1.01	36.46	51.17	139.24	18.68
52	S21	673.3	416.2	665.2	2.587	2.587	3.15	36.47	8.16	139.23	19.35
53	S22	523.7	306.6	508.7	2.533	2.412	6.91	36.47	46.26	139.23	40.12
54	S23	840.6	520.7	838.1	2.620	2.628	0.78	36.51	35.86	139.33	45.88
55	S24	541.3	320.1	527.0	2.382	2.447	6.46	36.51	42.31	139.34	47.10
56	S25	349.4	207.6	346.2	2.441	2.664	2.26	36.51	56.19	139.37	16.50
57	Y98	398.1	241.4	397.4	2.536	2.541	0.45	36.51	56.2	139.37	20.37
58	Y101	485.8	294.5	476.9	2.519	2.536	0.65	36.52	37.60	139.39	12.75
59	Y102	467.7	401.7	462.8	2.628	2.656	2.78	36.53	26.25	139.40	18.10
60	S30	674.2	498.7	660.6	2.488	2.539	5.12	36.53	18.55	139.39	38.66
61	S31	404.1	246.1	423.0	2.545	2.558	1.27	36.50	35.31	139.39	30.33
62	S32	428.4	262.4	423.0	2.548	2.581	3.25	36.50	48.45	139.39	26.28
63	S33	291.1	180.7	290.1	2.628	2.637	0.91	36.50	47.74	139.39	3.89
64	S34	634.9	377.6	615.0	2.590	2.468	7.73	36.50	43.74	139.38	56.50
65	S35	515.9	308.3	509.6	2.455	2.485	3.03	36.50	34.88	139.38	18.9
66	S36	340.0	215.9	340.0	2.740	2.740	0.0	36.49	56.6	139.39	10.7
67	Y11	288.0	179.2	287.7	2.644	2.647	0.25	36.49	37.43	139.39	37.58
68	Y13	547.6	340.4	547.5	2.644	2.647	0.28	36.49	16.38	139.40	15.92
69	Y15	205.6	125.3	201.8	2.513	2.560	4.73	36.48	45.74	139.39	58.85
70	Y18	374.4	227.8	368.6	2.514	2.554	3.96	36.48	26.69	139.39	47.84
71	Y20	311.3	187.3	301.7	2.433	2.510	7.74	36.47	56.63	139.40	11.46
72	Y26	351.3	212.0	344.8	2.475	2.522	4.67	36.47	50.14	139.40	18.75
73	Y28	265.5	158.2	254.9	2.376	2.474	9.88	36.46	11.64	139.41	32.24
74	Y29	243.5	147.8	239.8	2.506	2.544	3.87	36.46	11.64	139.41	59.30
75	S43	434.8	262.6	424.3	2.464	2.525	6.10	36.49	22.50	139.42	27.19
76	S44	315.0	183.7	299.5	2.281	2.399	11.81	36.47	57.58	139.42	27.82
77	S45	375.3	215.5	349.3	2.186	2.349	16.27	36.47	48.2	139.42	2.55
78	S46	408.8	238.2	388.6	2.333	2.430	9.72	36.48	23.77	139.42	41.10
79	S47	493.3	297.1	483.5	2.402	2.477	7.46	36.49	4.50	139.42	58.60
80	S48	376.9	220.2	364.2	2.524	2.405	8.10	36.48	6.27	139.42	32.32
81	S49	250.0	150.2	240.6	2.411	2.505	9.42	36.51	8.21	139.43	54.4
82	S50	588.5	376.0	582.7	2.742	2.769	2.73	36.51	16.39	139.44	50.0
83	S51	508.7	308.2	500.0	2.494	2.537	4.34	36.51	17.98	139.44	38.13
84	S52	884.5	560.7	880.5	2.719	2.732	1.24	36.51	1.24	139.43	58.38
85	S53	416.6	258.0	414.2	2.612	2.627	1.51	36.50	27.77	139.43	34.59
86	S54	365.2	230.0	362.8	2.683	2.701	1.78	36.50	25.22	139.43	31.41
87	Y110	507.0	284.5	490.7	2.205	2.279	7.33	36.48	25.91	139.49	19.77
88	Y109	504.5	264.8	458.7	1.911	2.105	19.11	36.48	31.10	139.48	22.20
89	Y105	528.1	321.6	524.2	2.529	2.552	2.36	36.48	54.76	139.48	12.74
90	Y104	335.9	350.4	335.2	2.620	2.624	0.34	36.48	50.69	139.47	58.21
91	S29	350.8	208.6	338.1	2.378	2.467	8.93	36.49	42.87	139.47	36.22
92	S28	215.7	124.4	204.0	2.234	2.363	12.81	36.49	42.87	139.45	57.65
93	S27	154.1	90.0	148.2	2.232	2.404	9.20	36.49	42.87	139.45	57.65
94	S26	422.1	245.9	401.6	2.279	2.396	11.63	36.49	44.57	139.45	16.1
95	S25	278.5	152.9	248.1	1.975	2.217	24.20	36.49	34.10	139.44	56.80
96	S24	305.2	185.0	297.6	2.476	2.539	6.32	36.50	26.47	139.40	34.32
97	S23	254.9	157.3	254.3	2.606	2.612	0.61	36.50	38.82	139.49	58.79
98	S40	334.6	204.9	332.9	2.567	2.580	1.31	36.50	31.3	139.49	34.55
99	S41	745.3	469.2	744.6	2.697	2.699	0.25	36.50	36.6	139.49	24.44
		445.2	287.9	444.3	2.619	2.624	0.51	36.50	35.72	139.49	5.49

地質調査所報告(第275号)

100	S4.2	499.4	308.8	499.1	2.619	2.620	0.16	36.50	18.72	139.48	16.1	WELDED TUFF
101	Y156	342.4	206.4	335.8	2.433	2.481	4.78	36.57	21.63	139.52	51.52	SANDY TUFF
102	Y146	400.6	259.6	387.9	2.409	2.488	7.89	37.57	40.21	139.52	35.17	DACITE
103	Y144	735.8	433.0	707.8	2.338	2.430	9.25	36.57	58.86	139.51	24.62	SANDY TUFF
104	Y142	317.4	183.0	295.5	2.182	2.344	16.17	36.57	40.41	139.51	11.85	PUMICE TUFF
105	S60	539.1	339.2	535.8	2.680	2.697	1.65	36.58	14.7	139.46	46.90	ANDESITE
106	S61	290.5	179.9	287.7	2.601	2.627	2.53	36.59	18.91	139.53	12.24	PORPHYRITE
107	S62	423.1	262.3	420.7	2.616	2.631	1.49	36.59	24.93	139.53	6.98	QUARTZ PORPHYRY
108	S63	356.1	221.9	354.3	2.640	2.654	1.34	36.59	44.15	139.53	18.33	PUMICE TUFF
109	S64	327.2	200.3	322.4	2.541	2.578	3.78	37.0	20.94	139.55	1.98	PUMICE TUFF
110	S65	458.1	265.3	450.3	2.505	2.550	4.54	37.0	40.50	139.52	58.17	ANDESITE
111	S66	402.4	247.5	398.5	2.573	2.598	2.52	37.0	58.3	139.51	49.46	DACITE
112	S67	528.2	328.2	524.7	2.623	2.641	1.75	37.0	41.83	139.52	18.79	WELDED TUFF
113	Y150	195.0	122.7	194.0	2.683	2.697	1.38	37.0	4.55	139.50	0.98	SANDSTONE
114	Y149	199.2	124.3	197.9	2.642	2.660	1.74	37.2	3.16	139.49	48.46	SANDSTONE
115	Y148	256.7	159.6	255.4	2.630	2.644	1.34	37.2	35.57	139.49	31.68	GRAMODIORITIC PO
116	Y155	360.4	225.5	357.0	2.646	2.672	2.52	37.3	30.57	139.49	16.58	GRAMODIORITE
117	Y152	463.2	288.9	460.6	2.663	2.657	1.49	37.3	32.97	139.49	16.53	TUFF BRECCIA
118	Y151	366.6	223.3	358.2	2.500	2.558	5.86	37.3	38.81	139.49	16.98	QUARTZ PORPHYRY
119	S69	732.7	435.6	705.8	2.458	2.517	5.89	37.6	46.49	139.54	0.59	TUFFACEOUS SANDS
120	S68	684.2	422.6	677.8	2.591	2.615	2.45	37.7	4.2	139.52	29.96	SANDSTONE
121	S7	417.2	258.4	412.4	2.597	2.627	3.02	37.7	18.8	139.52	2.6	LAPILLI TUFF
122	S6	346.9	215.1	344.9	2.617	2.632	1.52	37.7	23.56	139.51	25.21	PUMICE TUFF
123	S55	366.2	233.3	365.5	2.750	2.755	0.53	37.7	27.65	139.51	2.58	PORPHYRITE
124	Y136	506.0	312.9	501.3	2.596	2.620	2.43	37.6	58.24	139.50	10.34	QUARTZ PORPHYRY
125	Y140	394.6	247.4	391.6	2.660	2.681	2.04	37.6	25.3	139.49	57.56	GRANITE PORPHYRY
126	Y138	321.5	201.8	320.2	2.675	2.686	1.09	37.5	33.14	139.49	3.6	GRAMODIORITIC PO
127	Y137	451.7	279.4	451.5	2.518	2.558	4.02	37.5	22.10	139.48	49.13	WELDED TUFF
128	Y157	258.0	161.6	256.5	2.561	2.676	1.56	37.5	10.33	139.48	3.81	GRAMODIORITIC PO
129	Y159	657.8	404.1	651.6	2.568	2.593	2.46	37.7	54.39	139.48	19.76	WELDED TUFF
130	S8	445.1	276.3	442.2	2.620	2.637	1.72	37.7	7.44	139.47	45.52	DACITE
131	S9	406.1	245.7	396.6	2.475	2.532	5.92	37.8	22.37	139.47	58.88	DACITE
132	Y162	259.8	160.4	257.4	2.590	2.614	2.41	36.58	17.47	139.44	53.42	DACITE
133	Y163	288.5	164.1	283.6	2.525	2.572	4.69	36.57	59.49	139.44	29.50	PUMICE TUFF
134	Y164	373.3	220.4	358.2	2.343	2.441	9.88	36.57	13.63	139.43	7.8	LAPILLI TUFF
135	S70	377.9	226.0	365.6	2.407	2.488	8.10	36.55	3.41	139.39	34.48	LAPILLI TUFF
136	Y18	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.46	24.15	139.18	22.74	WELDED TUFF
1	83111810	306.9	180.9	300.6	2.386	2.436	5.00	37.10	54.75	139.38	2.23	WELDED TUFF
2	84053001	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37.14	28.98	139.44	19.72	WELDED TUFF
3	84053012	600.7	349.6	580.2	2.311	2.392	8.16	37.17	4.96	139.41	6.72	WELDED TUFF
4	84053104	301.4	122.0	226.1	1.260	1.680	41.97	37.8	48.24	139.39	42.34	SILTSTONE
5	84053132	209.1	111.4	196.2	2.110	2.280	14.07	37.17	55.9	139.37	6.77	WELDED TUFF
6	84053134	284.7	158.4	284.2	1.938	2.162	22.38	37.19	10.65	139.36	35.77	WELDED TUFF
7	84060102	403.0	216.9	359.4	1.931	2.166	23.43	37.5	29.62	139.41	15.77	TUFF (PUMICE TUFF)
8	84060103	364.0	192.5	332.7	1.940	2.122	18.25	37.5	27.12	139.41	7.51	TUFF (PUMICE TUFF)
9	84060108	391.2	227.0	373.8	2.076	2.382	10.60	37.5	48.81	139.38	19.69	WELDED TUFF
10	84060110	380.5	214.3	346.3	2.084	2.289	20.58	37.5	47.45	139.38	0.91	TUFF (PUMICE TUFF)
11	84060114	90.1	50.2	83.7	2.098	2.258	16.04	37.5	42.65	139.37	7.80	DACITE
12	84060115	296.1	177.4	289.2	2.436	2.495	5.81	37.5	24.69	139.35	44.35	DACITE
13	84060115*	398.8	241.5	390.2	2.481	2.535	5.47	37.5	24.69	139.35	44.35	DACITE
14	84060130	364.1	230.9	363.2	2.727	2.733	0.68	37.6	13.56	139.37	49.69	BASALT
15	84060133	406.1	230.1	380.3	2.141	2.307	14.66	37.6	23.36	139.38	4.13	WELDED TUFF
16	84060211	256.0	155.4	251.5	2.485	2.536	5.04	37.6	18.59	139.41	11.92	WELDED TUFF
17	84060212	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37.6	25.45	139.43	31.65	WELDED TUFF
18	84060214	256.7	145.5	238.5	2.139	2.504	16.52	37.5	50.44	139.44	39.95	TUFF (PUMICE TUFF)
19	84070813	155.1	80.8	149.0	2.005	2.087	8.21	37.14	6.65	139.41	22.86	DACITE

南会津地熱地域の岩石密度(高倉伸一・山口 靖)

20	84070813*	198.0	103.5	190.9	2.020	2.095	7.51	37 14	6.65	139 41	22.86	DACITE
21	84070931	307.7	180.8	296.0	2.533	2.425	9.22	37 9	47.99	139 41	29.3	DACITE
22	84071013	190.8	104.5	180.2	2.088	2.211	12.28	37 14	13.72	139 42	41.5	WELDED TUFF
23	84071025	183.1	104.5	172.4	2.193	2.330	13.41	37 13	9.79	139 44	34.97	WELDED TUFF
24	84071037	269.9	145.4	247.3	1.986	2.168	18.15	37 13	8.33	139 44	28.52	DACITE
25	84071414	233.2	132.9	221.3	2.206	2.325	11.86	37 17	48.88	139 39	12.81	DACITE
26	84071511	188.2	104.9	175.5	2.083	2.239	17.65	37 7	26.80	139 41	31.5	DACITE
27	84071516	379.4	195.9	334.6	1.932	2.068	13.51	37 7	48.71	139 41	29.57	TUFF (PUMICE TUFF)
28	84071529	187.8	108.6	179.3	2.264	2.371	10.73	37 7	39.5	139 42	36.59	TUFF (PUMICE TUFF)
29	84071603	196.7	99.2	178.2	1.828	2.017	18.97	37 8	35.33	139 42	12.53	TUFF (PUMICE TUFF)
30	84072003	239.0	138.3	228.8	2.272	2.373	10.13	37 12	29.38	139 37	13.46	WELDED TUFF
31	86X0315	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36 47	53.0	139 17	34.11	WELDED TUFF
32	86X0516	185.5	115.0	184.3	2.614	2.631	1.70	36 47	27.6	139 18	49.1	RHYOLITE
33	86092827	307.1	177.3	295.2	2.274	2.366	9.17	37 9	35.35	139 36	52.74	WELDED TUFF
34	86092927	330.0	193.2	322.3	2.356	2.412	5.63	37 12	17.16	139 37	41.29	WELDED TUFF

南会津地熱地域の密度構造

高倉伸一*

Density structure of the Minami-Aizu geothermal area, Northeast Japan

By

Shinichi TAKAKURA*

Abstract: For the purpose of interpreting the density structure of the Minami-Aizu geothermal area, the author compiled the Bouguer anomaly map with the assumed density 2.4 g/cm^3 and carried out the three dimensional gravimetric analysis.

The result obtained are as follow.

(1) The basic density structure of this area is composed mainly of high density pre-Tertiary basement rocks and low density caldera deposits.

(2) In spite of the distribution of basement rocks, low Bouguer anomaly zones are formed around Tokusa and Yunishigawa calderas. This fact indicates that apparent density of the basement rocks is low because of many fractures, which were probably produced by volcanic activities of these calderas.

(3) Several hot springs are present at the margin of some calderas. This fact indicates that many fractures which are passes of geothermal water are present in basement rocks around or beneath the calderas, and are closely related to geothermal activity.

(4) Two low Bouguer anomalies are present in Oku-Kinu area and Oku-Nikkou area. The locations of them coincide with the distribution of Kinugawa Welded Tuffs. Therefore the presence of two calderas which produced Kinugawa Welded Tuffs is suggested.

1. はじめに

南会津地熱地域は新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)の第2次全国地熱資源総合調査の対象地域であり、これまでもいくつかの精力的な調査が実施されてきた。その一環として重力調査は、基盤構造、断層状構造、盆地状またはカルデラ状構造、貫入岩体の分布などの地質構造を定量的に解明し、熱源モデル作成の資料を提供することを目的に、福島県南会津郡館岩村周辺で実施された(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1985)。新エネルギー・産業技術総合開発機構(1986)はその調査結果の詳細な解析を行い、第三紀のカルデラに伴う基盤の陥没の規模や、基盤岩の密度構造を明らかにした。

しかし、新エネルギー・産業技術総合開発機構の重力調査は主に本地域北部が対象であったため、本地域南部の奥鬼怒地域や奥日光地域を対象とした詳細な重力解析は実施されなかった。高温の温泉がいくつも分布する奥鬼怒地域は、この一帯で最も大きな地熱微候を示す地域である。また、第四紀の火山群が存在する奥日光地域は、その深部にマグマ等の熱源が予想される地域である。したがって、本地域

* 地殻物理部

* Geophysics Department

Keywords: density structure, gravity basement, basement rock, caldera, apparent density, Minami-Aizu

南会津広域地熱地域



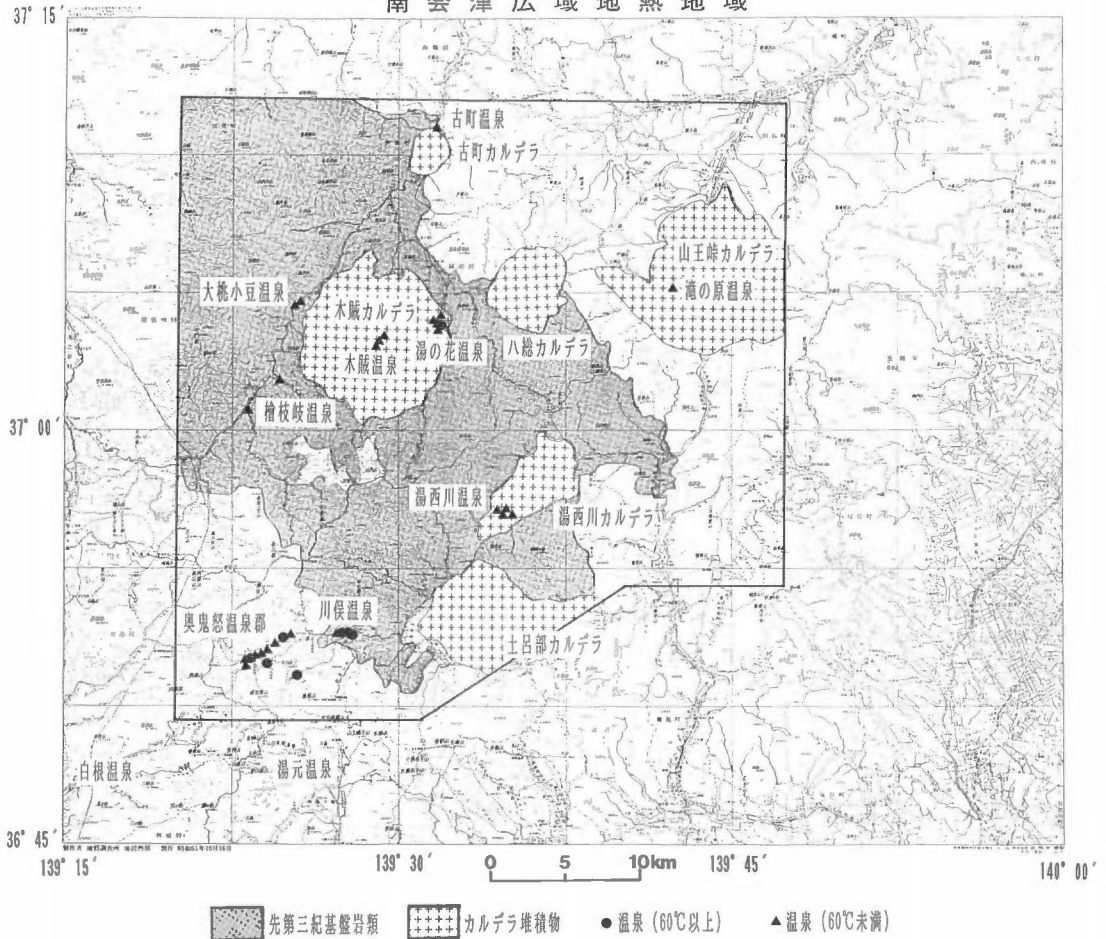
第1図 南会津地熱地域の概要図
Fig. 1 Location map of the Minami-Aizu geothermal area.

の熱源モデル作成のためには、奥鬼怒地域と奥日光地域を含む地域を対象とした詳細な重力解析が必要と考えられる。

そこで、本報告では、第1図で示す北緯36°45′-37°15′、東経139°15′-140°00′の範囲を対象に、重力異常の定量解析を実施する。この範囲は、前述の新エネルギー・産業技術総合開発機構の調査地域(館岩地域)のほか、奥鬼怒地域、奥日光地域、塩原地域、那須地域を含む。また、この範囲は地質調査所で刊行予定の広域地熱地質編図の対象でもある。本報告では、まずブーゲー異常図および残差ブーゲー異常図の編集や重力基盤解析の手順について述べる。次に、作成された残差ブーゲー異常図と重力基盤標高図に基づき、本地域の地質構造の特徴であるカルデラの密度構造について検討し、とくに重力基盤解析から求まるカルデラ構造の妥当性と、カルデラ構造と地熱徴候の関連について議論する。最後に、奥鬼怒地域と奥日光地域の密度構造について考察し、二つのカルデラの存在の可能性を示す。

なお、本地域東部を占める那須地域・塩原地域は、新エネルギー・産業技術総合開発機構の第3次全国地熱資源総合調査の対象地域であり、現在はまだそのデータの検討段階である。この地域については別途報告する予定であるので、本報告では検討の対象から除外した。

南会津広域地熱地域



第2図 先第三紀基盤岩類の分布域とカルデラ堆積物の分布域 (新エネルギー・産業技術総合開発機構(1987)を簡略化)

実線で囲まれた部分は新エネルギー・産業技術総合開発機構の第2次調査の対象地域に対応する

Fig. 2 Distribution of pre-Tertiary basement rocks and caldera deposits (modified after NEDO (1987))

2. 地質概要および付帯状況

新エネルギー・産業技術総合開発機構(1987)によれば、本地域の基本的な地質構造は先第三紀基盤岩類の分布と新第三紀中新世以降のカルデラによって規制されている。第2図に新エネルギー・産業技術総合開発機構(1987)を簡略化した先第三紀基盤岩類の分布とカルデラ堆積物の分布を示す。

基盤岩は主に先白亜系の粘板岩とこれを貫入する古第三紀の花崗岩で形成され、部分的にチャートや石灰岩などを伴っている。第三系は、地域北東部に分布する中性ないし酸性マグマの海底火山活動によって形成された地層(グリーンタフ)、古町、木賊、八総、山王峠、湯西川、土呂部カルデラ内のカルデラ堆積物、地域南西部に分布する鬼怒川溶結凝灰岩類などの流紋岩質火山噴出物からなり、凝灰岩類、石英安山岩、流紋岩を主とする。第四系は、日光火山などの第四紀火山群を形成する安山岩(溶岩)を主とし、更新世の湖成堆積物や完新世の土石流堆積物、沖積層を伴っている。

本地域の岩石の密度については、高倉・山口(1991)にまとめられている。それによれば、本地域の第

三系・第四系の岩石類と先第三系の基盤岩類との間には有意な密度差があり、とくに湯西川カルデラを除くカルデラ堆積物と基盤岩類との密度差は有意である。したがって、大局的な重力異常は先第三紀基盤岩の起伏とカルデラ構造を反映すると考えられ、重力解析から本地域の基本的な地質構造を解明できると期待される。その一方、本地域の表層を覆う岩石の密度は水平方向に大きな変化がある(高倉・山口, 1991)ことから、重力異常の精密な定量解析にはかなりの困難が伴うと予想される。

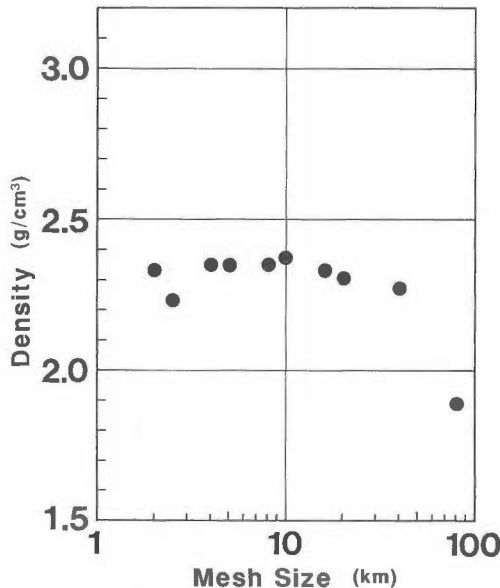
本地域の地熱徴候としては、第三紀に形成したカルデラに伴う温泉と日光火山周辺の温泉の分布があげられる(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1987)。前者のタイプには、木賊、湯の花、湯西川、滝の原、古町、檜枝岐、大桃小豆温泉があり、泉温は湯の花温泉を除き60°C以下である。後者のタイプには、奥鬼怒地区の温泉群(日光沢温泉、手白沢温泉、加仁湯、八丁の湯、女夫淵温泉)や川俣温泉があり、泉温は40-97°Cと高い。これらの温泉の位置については、泉温が60°C以上の温泉を●で、泉温が60°C未満の温泉を▲として、第2図中に示す。そのほか、湯元温泉や白根温泉が奥日光地域にあるが、その詳細については不明である。

3. ブーゲー異常図の作成

3.1 重力データおよび標高データについて

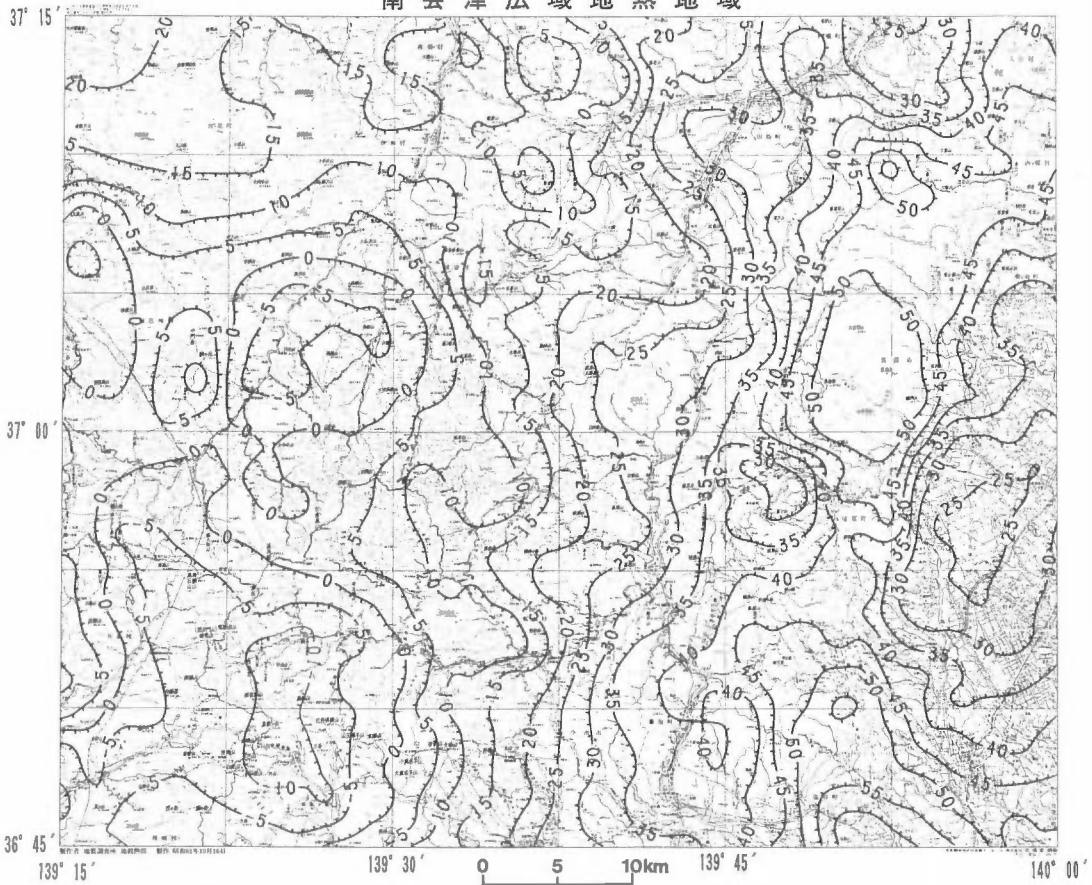
本研究に使用した重力データは、新エネルギー・産業技術総合開発機構、金属鉱業事業団、石油資源開発株式会社、地質調査所から提供を受けた。また、標高データは建設省国土地理院の国土数値情報を使用した。

ブーゲー異常図の編集および重力基盤解析等は、重力データと標高データを1 km×1 kmの格子データに変換して実施した。計算を行った範囲は、UTM座標系第54帯のX=330-425 km, Y=4055-4135 km(北緯36°37'44.5"-37°21'44.7", 東経139°05'54.4"-140°09'10.1"にほぼ相当)である。これは、本報告の対象地域(第1図)を東西南北にそれぞれ10-15 kmほど拡大した範囲に相当する。



第3図 Fukao et al. (1981)の方法による密度の推定
Fig. 3 Assumption of density by the method of Fukao et al. (1981)

南会津広域地熱地域



第4図 南会津地熱地域のブーゲー異常図 ($\rho=2.4 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔 5 mgal)

Fig. 4 Bouguer anomaly ($\rho=2.4 \text{ g/cm}^3$) map of the Minami-Aizu geothermal area. Contour interval is 5 mgal.

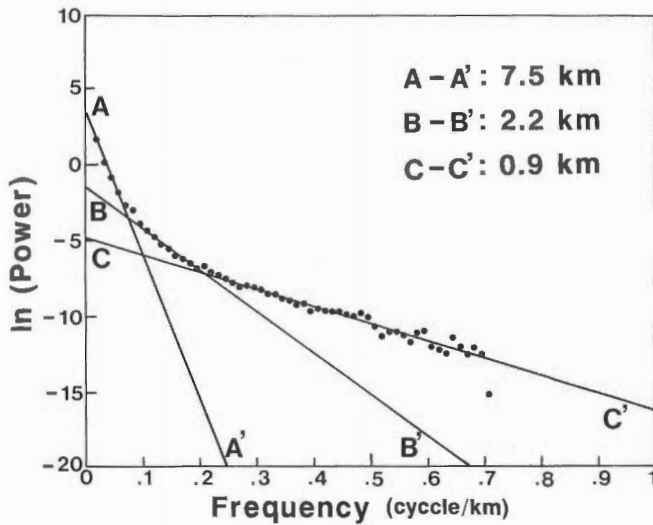
3.2 補正密度

ブーゲー異常図の編集には、補正密度を仮定する必要がある。その方法には、その地域の岩石の密度を直接に測定する直接法と、重力データと標高データとの統計処理から密度を推定する間接法とがある。ここではその両方の方法から本地域の補正密度の値を検討する。

重力基盤解析の対象とするブーゲー異常図は、先第三紀基盤岩の起伏を反映する必要がある。したがって、その補正密度としては、先第三紀基盤岩を覆う第三系・第四系の岩石類の平均密度を使用することが望ましい。高倉・山口(1991)によれば、第三系・第四系の岩石の自然乾燥密度の平均値が 2.39 g/cm^3 、強制湿潤密度の平均値が 2.47 g/cm^3 であることより、直接法では $2.4\text{--}2.5 \text{ g/cm}^3$ が適当な補正密度となる。

一方、間接法の例として、第3図に Fukao *et al.* (1981)の方法を適用した結果を示す。これを見ると、補正密度の値としては $2.3\text{--}2.4 \text{ g/cm}^3$ 程度が適当であることがわかる。

以上の結果より、補正密度としては 2.4 g/cm^3 前後が適当と考えられる。そこで、本報告では、補正密度 2.4 g/cm^3 によるブーゲー異常図を作成し、解析の対象とすることにした。第4図に補正密度 2.4 g/cm^3 で編集したブーゲー異常図を示す。



第5図 南会津広域地熱地域のブーゲー異常図のパワースペクトル図
Fig. 5 Power spectrum of Bouguer anomalies of the Minami-Aizu geothermal area.

3.3 残差ブーゲー異常図

第4図をみると、ブーゲー異常が東部から西部に向かい減少するトレンドが強く、浅部構造によるブーゲー異常の形状が不鮮明となっていることがわかる。そこで、第4図のブーゲー異常図の周波数解析(萩原, 1978)を行い、ブーゲー異常に反映する深部構造の推定を試みた。第5図は、そのパワースペクトル図である。この図には3本の直線を引くことができ、各直線の勾配より平均的な境界面の深度を求めると、

A-A' : 7.5 km

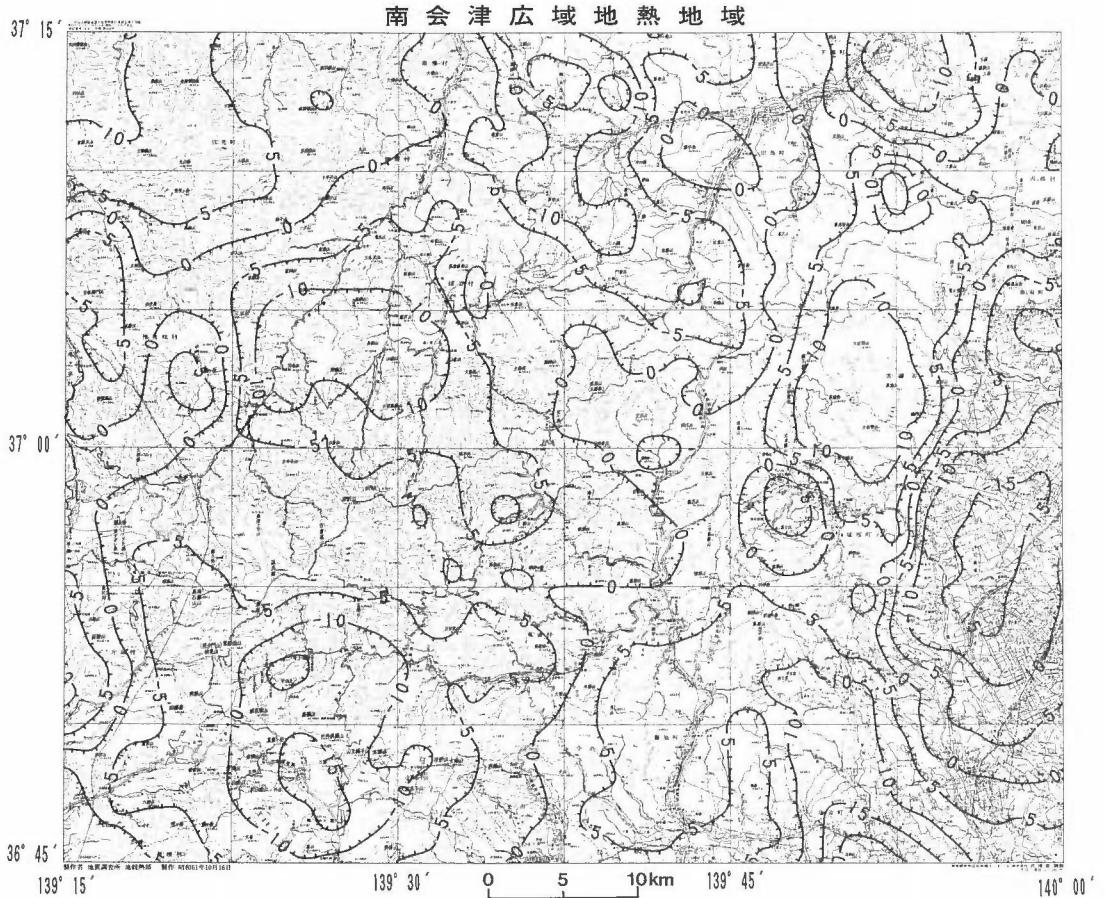
B-B' : 2.2 km

C-C' : 0.9 km

となる。

B-B'あるいはC-C'の深度は、本報告の対象とする重力基盤の平均的な境界面の深度に対応していると考えられる。このように境界面が2つに分離したのは、仙岩地域(駒澤ほか, 1987)と同様に、重力基盤の起伏が大きいからと考えられる。一方、A-A'の深度は、その深さから考えると、モホロビッチ不連続面やコンラッド不連続面などを含む深部の地下構造の反映であろう。この深部構造が作り出すブーゲー異常の長波長成分は、重力基盤解析の障害となるので、除去する必要がある。

長波長成分の除去には、低次の多項式による方法や上方接続フィルターによる方法(Gupta *et al.*, 1980; 駒澤, 1984)などがある。上方接続フィルターはハイパスフィルターであるので、それを使用する方法は理にかなった方法である。しかし、そのフィルターは有限範囲のデータから作成されるため、1次のトレンドのような超長波長成分を除去するには不完全である。上述したように本地域の場合、東高西低のトレンドが顕著である。そこで、本報告では、まず、第4図のブーゲー異常図を対象に1次の多項式による方法を実施し、そのトレンドを除去した。次に、その求めた図を対象に上方接続フィルターによる方法を実施し、深部構造によるブーゲー異常の長波長成分を除去した。上方接続フィルターには、5 kmの上方接続図を用いた。これは、重力基盤の深さは深くても高々5 kmまでと考えたからである。なお、地表付近のノイズ構造を除去するため、500 mの上方接続図による短波長成分の除去も同時に実施した。第6図は、そのようにして作成した残差ブーゲー異常図である。



第6図 南会津地熱地域の残差ブーゲー異常図 (コンター間隔5 mgal)

Fig. 6 Residual Bouguer anomaly map of the Minami-Aizu geothermal area. Contour interval is 5 mgal.

3.4 残差ブーゲー異常図の特徴

第6図をみると、東高西低のトレンドがとれて浅部構造による重力異常が鮮明になっていることがわかる。地域東部の甲子山から朝日岳、大佐飛山、小佐飛山、高原山西麓、矢板市西部にかけて連続した高重力異常域がみられる。また、地域北西部の只見町周辺、地域西南部の片品村周辺も高重力異常を示している。一方、木賊周辺、檜枝岐村周辺、駒止湿原から山王峠にかけての地域、手白山から白根山にかけての地域、塩原町西部の富士山周辺、西那須野町北部は低重力異常を示している。

第6図を第2図と対比すると、重力異常と地質構造はおおむね対応することがわかる。すなわち、高重力異常を示す地域は先第三紀基盤岩地域と対応し、低重力異常を示す地域は第三系・第四系の岩石類の分布域と対応する。とくに、カルデラは低重力異常域として明瞭に現わされており、カルデラ堆積物と周辺の基盤岩との密度差を適切に選ぶことにより、重力基盤解析でその構造を明らかにすることができると期待される。

ところが、新エネルギー・産業技術総合開発機構(1986)が指摘したように、木賊カルデラ西部の檜枝岐村周辺は基盤岩の分布域にもかかわらず低重力異常を示しており、地質と重力異常との対応が矛盾していることがわかる。同様なことは奥鬼怒地域の低重力異常についてもいえる。この矛盾はそこに分布

する基盤岩の密度が低いからと解釈されるが、重力基盤解析では重力基盤は高密度であることが前提であるので、解析の前にこの矛盾について検討しておく必要がある。

3.5 基盤岩の低密度化について

基盤岩の密度が低い原因には、基盤岩そのものの密度がもともと低いとする可能性と、基盤岩の岩体中に形成された割れ目により見かけの密度が低下したとする可能性とがあげられる。高倉・山口(1991)の岩石密度の測定結果をみる限りにおいては、低重力異常域に分布する基盤岩そのものの密度が特別低いという事実はないので、前者の可能性は小さいと考えられる。これらの基盤岩地域にいくつかの温泉が存在していることから、地下に熱水の通り道となる割れ目があると予想され、後者の可能性を考える方が現実的である。

割れ目による基盤岩の見かけの密度の低下を、単純な見かけ密度(松林, 1987)のモデルから計算する。岩石の湿潤密度を ρ_{wet} 、割れ目による見かけ孔隙率の増加を ϕ_{bulk} とし、岩石が密度 ρ_W の水で飽和されているとすると、見かけ密度 $\bar{\rho}$ は

$$\bar{\rho} = (1 - \phi_{bulk})\rho_{wet} + \phi_{bulk}\rho_W$$

となる。したがって、割れ目による岩石の見かけ密度の低下 $\Delta\rho_{bulk}$ は、

$$\begin{aligned} \Delta\rho_{bulk} &= \rho_{wet} - \bar{\rho} \\ &= \phi_{bulk}(\rho_{wet} - \rho_W) \end{aligned}$$

となる。ここで、簡単のため、水の密度を 1.0 g/cm^3 、基盤岩の湿潤密度を 2.7 g/cm^3 とすると、 $\Delta\rho_{bulk} = 1.7\phi_{bulk}$ となる。この場合、 $\phi_{bulk} = 5\%$ で $\Delta\rho_{bulk} = 0.085 \text{ g/cm}^3$ 、 $\phi_{bulk} = 10\%$ で $\Delta\rho_{bulk} = 0.17 \text{ g/cm}^3$ 、 $\phi_{bulk} = 20\%$ で $\Delta\rho_{bulk} = 0.34 \text{ g/cm}^3$ となる。

以上のことより、基盤岩の岩体に数多くの割れ目ができ、岩石の見かけ孔隙率が増加すると、基盤岩の見かけ密度は有意に低下することがわかる。すなわち、基盤岩に数多い割れ目が形成されていると考えると、基盤岩地域の低重力異常を説明することができる。

地熱資源評価では、重力基盤は地熱貯留層の下限となる不透水層であることが前提となる。したがって、数多い割れ目が形成されている基盤岩を重力基盤として扱うことは適当でない。そこで、本報告ではそのような基盤岩を第三系と第四系の岩石類と同様の表層とみなすことにする。したがって、低重力異常を示す基盤岩地域で解析された重力基盤深度は、割れ目により見かけ密度が低下した基盤岩の厚さを表すことになる。

4. 重力基盤解析

4.1 3次元重力基盤解析の方法

3次元重力基盤解析は、駒澤(1984)の反復修正法で実施した。ただし、本解析ではこの方法に若干の修正を加えて、コントロールポイントで重力基盤標高と地質基盤標高とが必ず一致するようにした。以下、その解析方法について記述する。

格子点 (i, j) において、解析すべき残差ブーゲー異常値を g_{ij}^{obs} 、反復第 n 回目に求めた重力基盤標高値を $D_{ij}^{(n)}$ 、その重力基盤による計算重力値を $g_{ij}^{cal(n)}$ とおく。ここで $g_{ij}^{cal(n)}$ と g_{ij}^{obs} の差の大きさを標準偏差により見積り、あるしきい値を設定して収束判定を行う。もし、収束が不十分であればブーゲー板修正を行い、基盤構造を修正する。修正した重力基盤標高値を $d_{ij}^{(n+1)}$ とおくと、

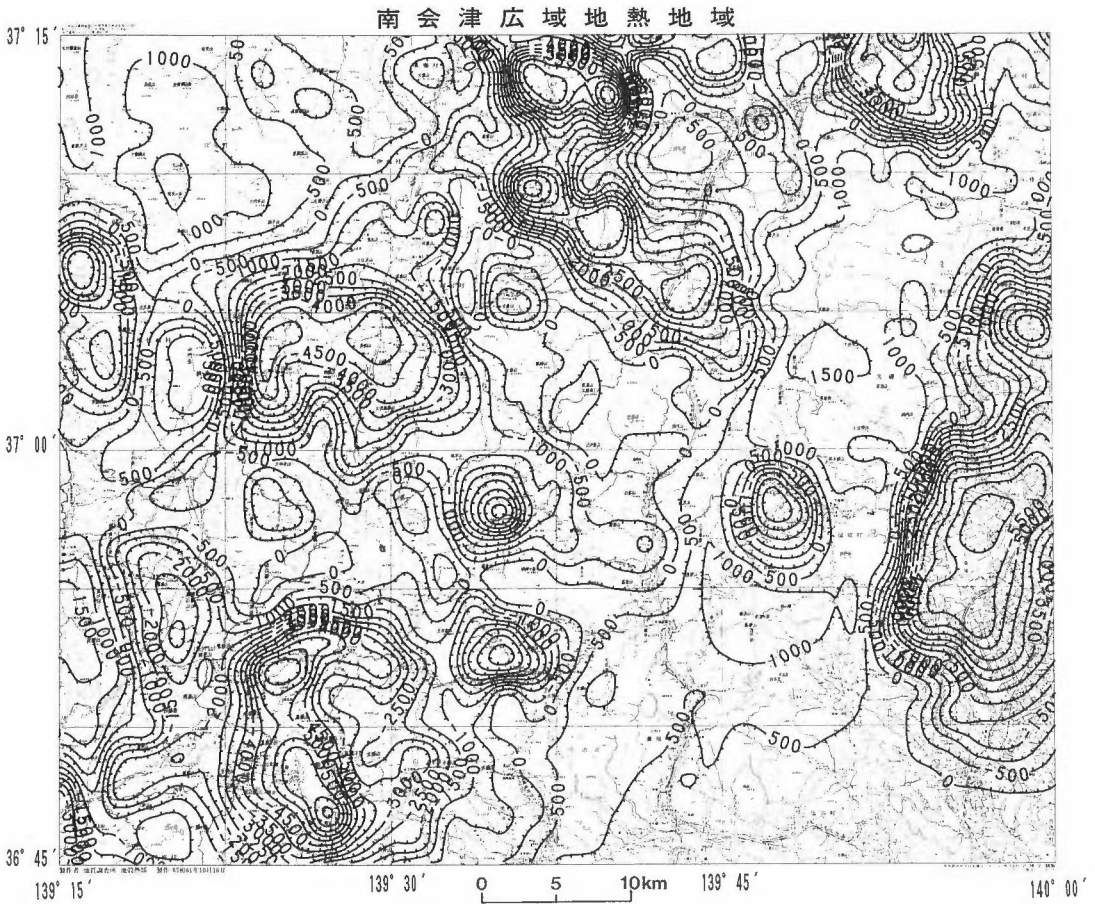
$$d_{ij}^{(n+1)} = D_{ij}^{(n)} + \lambda (g_{ij}^{cal(n)} - g_{ij}^{obs}) / 2\pi\gamma\Delta\rho$$

λ : 補正定数

γ : 万有引力定数

$\Delta\rho$: 密度差

となる。このとき、コントロールポイント (k, l) では重力基盤標高と地質基盤標高 (D_c) とが一致していない。そこで、重力基盤標高を地質基盤標高に一致させるため、コントロールポイントにおける重力基



第7図 南会津地熱地域の重力基盤標高図 ($\Delta\rho=0.1\text{ g/cm}^3$, コンター間隔500 m)
 Fig. 7 Gravity basement height map ($\Delta\rho=0.1\text{ g/cm}^3$) of the Minami-Aizu geothermal area.
 Contour interval is 500 m.

盤標高を強制的に

$$d_{ki}^{(n+1)} = D_c$$

とする。このとき、コントロールポイントでは局所的な構造変化が起こると予想される。そこで、構造を平滑化するため、重み付きの移動平均によるスムージング(ローパスフィルター処理)を構造全体に対して行う。すなわち、計算点の重みを w_1 、隣接する格子の重みを w_2 とし、計算点に近い格子の順に重みを w_3, w_4, \dots とすると、求まる重力基盤標高値 $D_{ij}^{(n+1)}$ は、

$$D_{ij}^{(n+1)} = \{w_1 d_{ij}^{(n+1)} + w_2 (d_{i,j-1}^{(n+1)} + d_{i,j+1}^{(n+1)} + d_{i-1,j}^{(n+1)} + d_{i+1,j}^{(n+1)} + w_3 (d_{i-1,j-1}^{(n+1)} + \dots) + \dots\} / W$$

$$W = w_1 + 4w_2 + 4w_3 + \dots$$

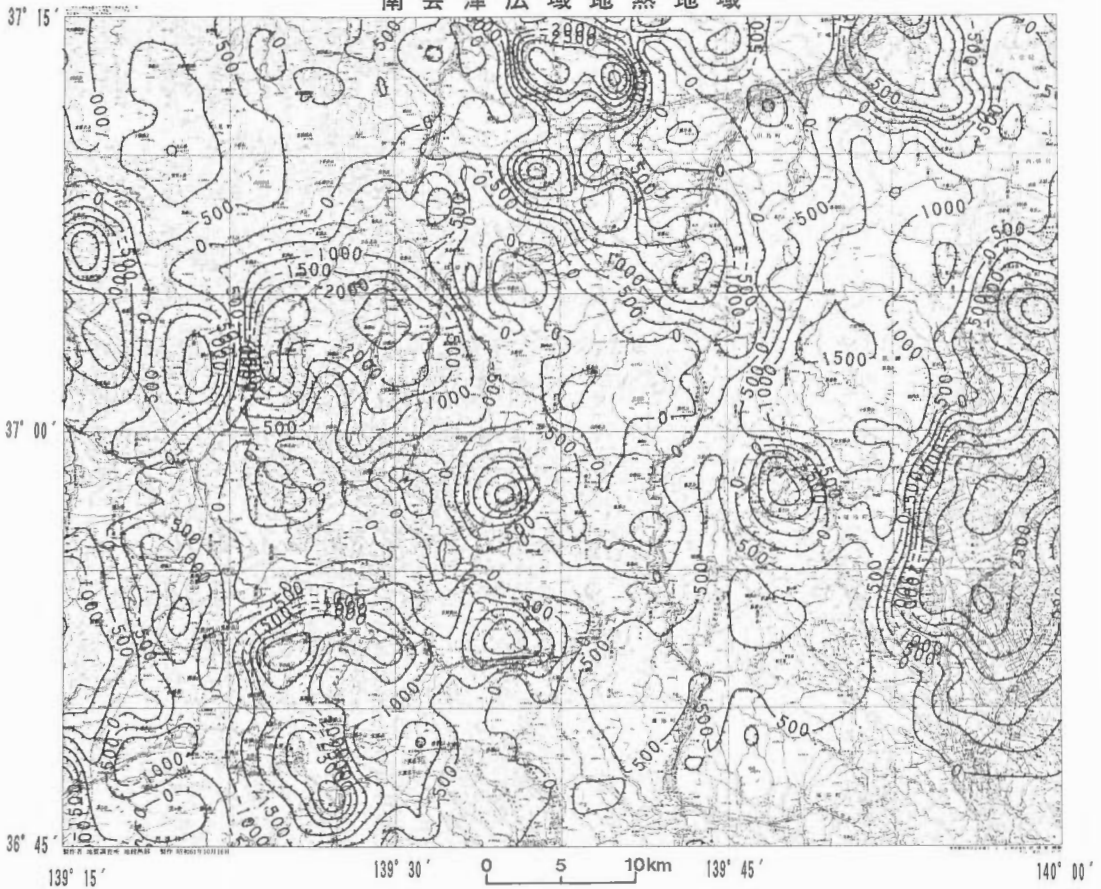
となる。このスムージングのあとにも、コントロールポイントでは計算基盤標高を地質基盤標高に一致させるため、

$$D_{ki}^{(n+1)} = D_c$$

とする。以上の手順を、残差ブーゲー異常値と計算ブーゲー異常値との差がしきい値以下になるまで行う。

重み付きの移動平均によるスムージングの最大の利点は、反復ごとに構造の平滑化を自動的に行うため、反復がすすむにつれて生じる構造の発散や偽像を抑えることである。つまり、このスムージン

南会津広域地熱地域



第8図 南会津地熱地域の重力基盤標高図 ($\Delta\rho=0.2\text{ g/cm}^3$, コンター間隔500 m)
 Fig. 8 Gravity basement height map ($\Delta\rho=0.2\text{ g/cm}^3$) of the Minami-Aizu geothermal area.
 Contour interval is 500 m.

グにより、求まる構造が安定的な構造に収束する可能性が高くなる。しかし、スムージングによる構造の平滑化は、カルデラのような局所的な構造を求めるには不都合となる。そこで、本解析では、隣接するデータのみを使用した移動平均によるスムージング($w_1=w_2=w_3=1, w_4=\dots=0$)を用いて反復計算を実施し、さらに最終結果を求める前にスムージングなしの計算($w_1=1, w_2=w_3=w_4=\dots=0$)を一回行い、構造を収束させるとともに局所的な構造を求めるようにした。

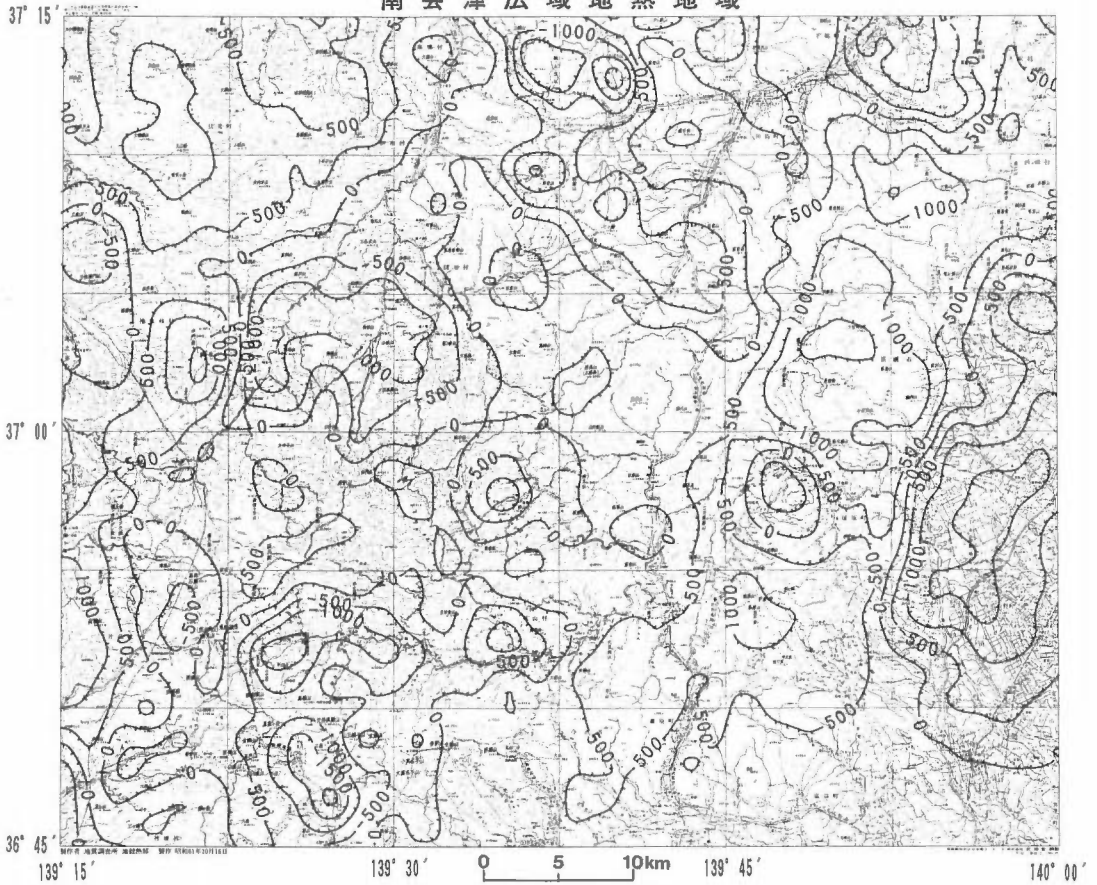
4.2 コントロールポイントの設定

後述するようにカルデラ周辺の基盤岩の見かけ密度は低いと考えたため、コントロールポイントはカルデラから離れた基盤岩の露出部分の3点においた。その位置は、

- 北緯37° 6′ 東経139° 49′ の先第三紀貫入岩(花崗斑岩)の分布域
- 北緯36° 50′ 東経139° 14′ の片品塩基性岩(変ハンレイ岩)の分布域
- 北緯37° 15′ 東経139° 14′ の古期堆積岩類(粘板岩)の分布域

である。

南会津広域地熱地域



第9図 南会津地熱地域の重力基盤標高図 ($\Delta\rho=0.3\text{g/cm}^3$, コンター間隔500 m)
 Fig. 9 Gravity basement height map ($\Delta\rho=0.3\text{g/cm}^3$) of the Minami-Aizu geothermal area.
 Contour interval is 500 m.

4.3 密度差について

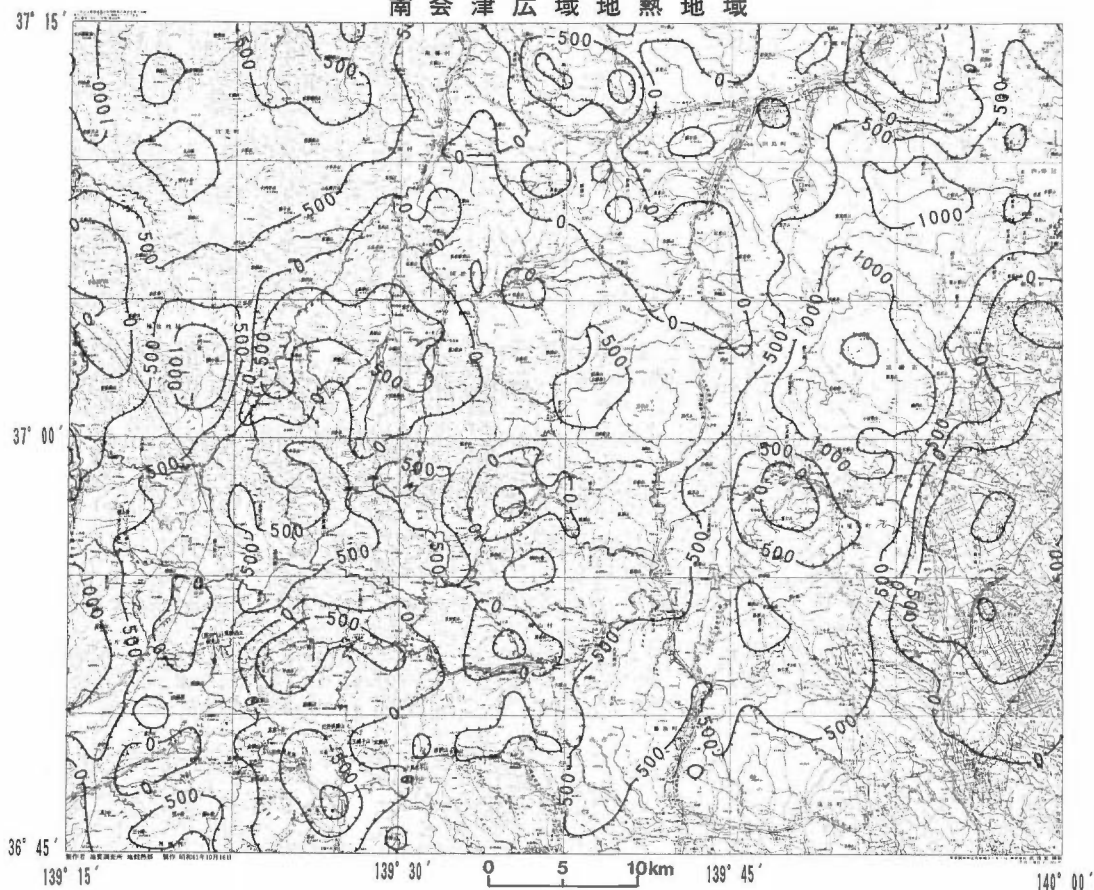
本地域の表層岩石密度は水平方向に大きく変化する(高倉・山口, 1991)ことから, 場所ごとに適当な密度差を選ぶ必要がある。しかし, 本地域全域の表層や地下深部の基盤岩の密度を調べることはほぼ不可能といえる。また, 本地域には深部の基盤情報を与えるデータがないため, 前述の基盤岩の見かけ密度については仮定するより方法はない。そこで, 本報告では, $0.1, 0.2, 0.3, 0.4\text{g/cm}^3$ の4種類の密度差による重力基盤標高図を作成し, 各図を各地域について検討し, 各地域で最も適当と考えられる密度差の図を選択することにした。なお, 各密度差の解析結果には水平方向の密度変化の影響が含まれるが, ブーゲー異常は直下の構造の影響を最も強く受けることから, 密度構造の境界を除けばその影響は小さいと考えられる。密度差が $0.1\text{g/cm}^3, 0.2\text{g/cm}^3, 0.3\text{g/cm}^3, 0.4\text{g/cm}^3$ の重力基盤標高図をそれぞれ, 第7図, 第8図, 第9図, 第10図に示す。

5. 考 察

5.1 各カルデラおよびその周辺の密度構造

高倉・山口(1991)によると, 各カルデラ堆積物と基盤岩の密度差は, 木賊カルデラで約 0.3g/cm^3 ,

南会津広域地熱地域



第10図 南会津地熱地域の重力基盤標高図 ($\Delta\rho=0.4\text{ g/cm}^3$, コンター間隔500 m)
 Fig. 10 Gravity basement height map ($\Delta\rho=0.4\text{ g/cm}^3$) of the Minami-Aizu geothermal area.
 Contour interval is 500 m.

山王峠カルデラ, 八総カルデラ, 土呂部カルデラで約 0.2 g/cm^3 , 湯西川カルデラで約 0.1 g/cm^3 となる。そこで, それらの密度差による重力基盤標高図に基づき, 各カルデラの形状を第11図に示し, 各カルデラおよびその周辺の密度構造について以下に記述する。なお, 古町カルデラについてはその構造を解析できなかったため, この考察から除外した。

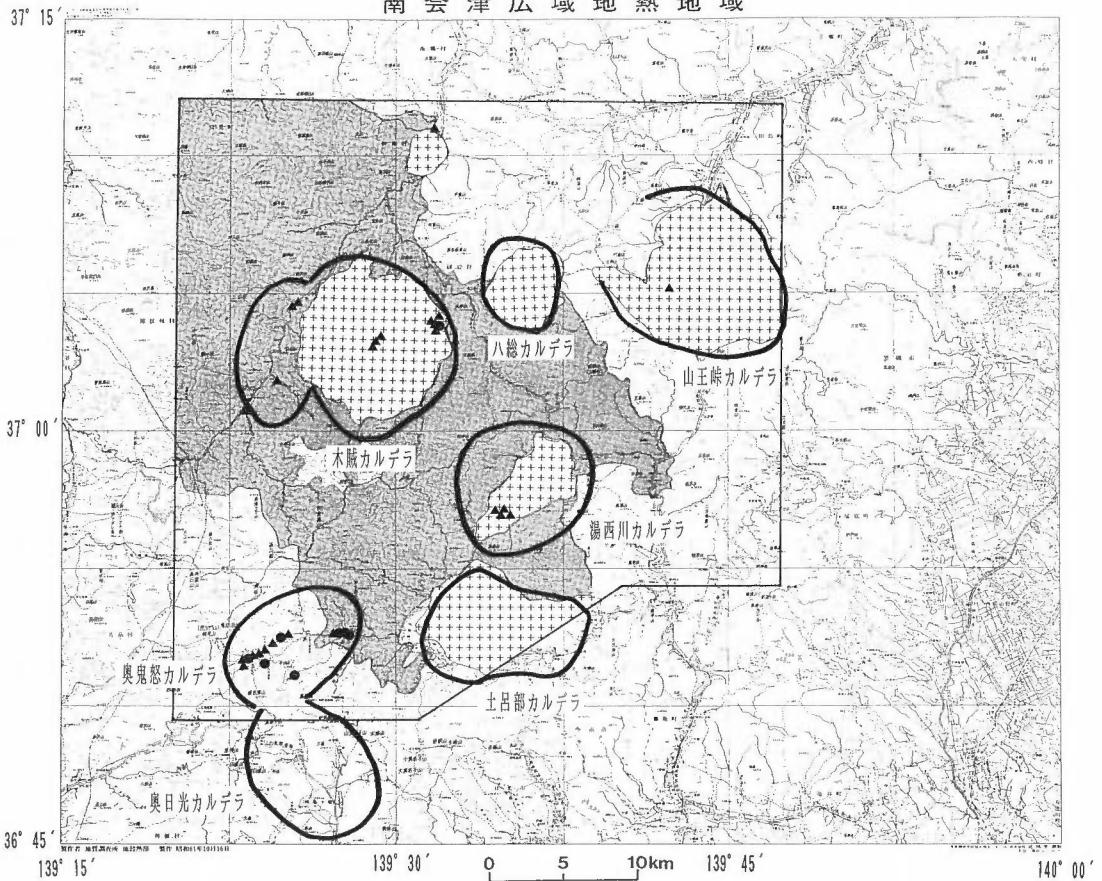
① 木賊カルデラ

木賊温泉を中心に直径約12 kmの円形の陥没構造とその西側の南北10 kmに及ぶ細長い陥没構造とが重なった形状を示しており, その中心部は標高-1000 mに達する。西側の陥没構造は基盤岩域にあることより, 基盤岩に形成された割れ目が地下深部まで及んでいると考えられる。その最深部は標高-1500 mに達するが, 基盤岩の見かけ密度が不明なため, その深度を断定することはできない。木賊温泉はカルデラのほぼ中心部に, 湯の花温泉は東のカルデラ壁の底に, 大桃小豆温泉や檜野枝岐温泉は西側の陥没構造部に位置する。

② 山王峠カルデラ

貝鳴山の北西約2 kmを中心に位置し, その最深部は標高-2000 mに達する。しかし, 北西から伸びる陥没構造と重なっているため, その形状は不明瞭である。この陥没構造の上層は針生層などの未固結

南会津広域地熱地域



第11図 重力基盤解析から推定された本地域のカルデラの形状
 Fig. 11 Estimated shapes of calderas in this area by gravity basement analysis.

で低密度を示す岩石であるので、実際の構造はここで解析された深度よりかなり浅いと考えられる。滝の原温泉は、山王峠カルデラのはほぼ中央部に位置する。

③ 八総カルデラ

八総を中心に東西 5 km, 南北 5 km のほぼ正方形の形状を示しており、その最深部は標高約 -500 m に達する。

④ 土呂部カルデラ

土呂部を中心に東西 8 km, 南北 5 km のほぼ長方形の形状を示し、その最深部は標高 -1500 m に達する。このカルデラの南側を西から東に流れる鬼怒川は、このカルデラ構造にその流れを規制されているようにもみえる。

⑤ 湯西川カルデラ

湯西川を中心に半径 8 km の円形の形状を示し、その最深部は標高 -4000 m に達する。湯西川温泉は、その中心部の南西約 1 km に位置する。

5.2 重力基盤構造から求まるカルデラ構造の妥当性

第11図をみると、重力基盤解析から求められたカルデラの形状の方がカルデラ堆積物の分布域より大

きいことがわかり、とくに木賊カルデラや湯西川カルデラではそれが顕著である。カルデラ堆積物の分布域がそのままカルデラの形状を示すわけではないが、重力基盤解析から得られたカルデラ構造は、基盤岩地域にも広く及んでおり明らかに過大である。

この事実は、前述したように、カルデラ周辺の基盤岩に数多くの割れ目が形成されていると解釈できる。この解釈にしたがえば、重力基盤解析から求まるカルデラ構造は、実際のカルデラとその周辺の割れ目が形成された基盤岩を含んだ構造ということになる。すなわち、重力基盤解析から推定されるカルデラ構造は、実際のカルデラ構造より過大になる場合が多いと考えられる。

このようにカルデラ周辺の岩体に割れ目が形成されることは、本地域のカルデラに限ったことではない。たとえば、北海道の濁川カルデラでは、そのすぐ外側で採取されたコアに大きな割れ目が存在していることが報告されている(安藤, 1983)。したがって、他の地域においても重力探査の結果から推定されたカルデラ構造については、一度検討する必要があると考える。

なお、カルデラ周辺の基盤岩に割れ目が形成される原因としては、カルデラを形成させた噴火活動を考えるのが妥当であろう。つまり、カルデラを形成させるような爆発的な噴火活動が、周辺の基盤岩を広範囲に破砕し割れ目を形成させることは十分に考えられることである。

5.3 カルデラ構造と地熱徴候の関連

本地域には、カルデラ縁の低重力異常を示す基盤岩の中から湧出している温泉がいくつかある。このような地熱徴候は、カルデラ周辺の基盤岩に形成された割れ目に関連すると考えられる。たとえば、木賊カルデラ西部の低重力異常を示す基盤岩から湧出する檜枝岐温泉や大桃小豆温泉は、地下深部で熱せられた水が基盤岩に形成された割れ目を通して上昇していると考えられる。同様に、木賊カルデラの東の縁にある湯の花温泉も、重力急傾斜部にあることより、その直下の基盤岩に形成された割れ目を通して熱水が上昇していると考えられる。このようにカルデラ周辺の低重力異常域から温泉が湧出することは、カルデラ周辺の基盤岩に割れ目が形成されていることの証拠となるほか、この割れ目が熱水流動を大きく支配し、本地域の地熱活動の要因の一つになっていることを示唆するものである。

5.4 奥日光カルデラと奥鬼怒カルデラ

第6図によれば、奥鬼怒から奥日光にかけての鬼怒川溶結凝灰岩類や基盤岩の分布域には、直径20 kmにわたり10-15 mgalにも及ぶ大規模な低重力異常が形成されている。この原因として、鬼怒川溶結凝灰岩類の密度が小さいことが考えられる。しかし、鬼怒川溶結凝灰岩類と基盤岩との密度差は0.15 g/cm³程度であること(高倉・山口, 1991)や周囲の基盤岩地域にも低重力異常が広く及んでいることから、この低重力異常の原因を鬼怒川溶結凝灰岩類の密度の影響だけで説明することは困難である。したがって、鬼怒川溶結凝灰岩類の岩体の下部およびその周辺にある基盤岩に数多くの割れ目が形成されており、基盤岩の見かけ密度が低下していると考察するのが妥当であろう。先第三紀の花崗岩類の岩体から湧出する川俣温泉を含め、この低重力異常域に数多くの温泉が分布していることから、この考察は支持される。

山口・高倉(1987)は、この低重力異常が本地域に広く分布する鬼怒川溶結凝灰岩類の中部層および上部層の最大層厚を示す部分に重なることから、この低重力異常をこれらの噴出源としてのカルデラであると予想した。この予想にしたがえば、上述の基盤岩の割れ目は、このカルデラの生成とともに形成されたと考察できる。つまり、その量が数100 km³とも推定される鬼怒川溶結凝灰岩類(山口・高倉, 1987)を噴出させたカルデラとしたら、その噴火活動のエネルギーは相当に巨大と考えられるため、周辺の基盤岩に数多くの割れ目が形成されたとしても不都合はなく、この地域の大規模な低重力異常を説明することができる。

第6図を詳細にみると、その大規模な低重力異常は、戦場ヶ原付近を中心とする南の低重力異常と、奥鬼怒の温泉群付近を中心とする北の低重力異常とに分けられることがわかる。したがって、各低重力異常に対応する南北二つのカルデラの存在が予想される。周辺に分布する膨大な量の鬼怒川溶結凝灰岩

類が何度の噴出によりもたらされたかは不明であるが、噴出年代が異なる鬼怒川溶結凝灰岩類の中部層と上部層(山口, 1988)とがそれぞれ異なる場所から噴出したと考えることは可能であるので、本報告では、この二つのカルデラの存在を支持し、便宜上、南のカルデラを奥日光カルデラ、北のカルデラを奥鬼怒カルデラと呼ぶことにする。

鬼怒川溶結凝灰岩類と基盤岩との密度差が 0.2 g/cm^3 程度である(高倉・山口, 1991)ことから、 $\Delta\rho=0.2 \text{ g/cm}^3$ の密度差の重力基盤標高図(第8図)に基づき、奥日光カルデラと奥鬼怒カルデラの密度構造について以下に考察する。なお、この場合、割れ目による基盤岩の見かけ孔隙率の増加は約10%を仮定することになる。

奥日光カルデラの陥没構造は戦場ヶ原を中心に、北北西に伸びる形状を示しており、その最深部は標高-3500 mに達する。しかし、湿原が広がる戦場ヶ原は表層の密度が低いと予想されるため、本カルデラの中心はそより北北西方向の湯元温泉付近になると考えられ、その深度も浅いと考えられる。この陥没構造の東側や西側でみられる重力基盤の隆起は、第四紀火山を形成する安山岩(溶岩)が高密度である(高倉・山口, 1991)ことに起因されると考えられる。

奥鬼怒カルデラの陥没構造は東西に伸びた形状を示しており、その最深部は標高-3000 mに達している。地表の標高が約1000 mあるので、最深部までの深度は4000 m以上となる。鬼怒川凝灰岩類がその厚さで堆積していると考えられることもできるが、このすぐ北では基盤岩が露出していることや、この陥没構造の最深部に沿って温泉の分布が重なっていることより、その直下の基盤岩が破碎されていると考えた方が妥当である。西側の重力基盤の急傾斜部に沿って日光沢温泉、加仁湯、八丁の湯、手白沢温泉が湧出しており、これらの温泉から川俣温泉にかけての温泉は、奥日光カルデラを中心とする円弧に重なるように分布する。したがって、この地域の温泉分布やそれに重なる基盤の陥没構造は、奥日光カルデラの火山活動にも影響を受けたと考えられる。奥鬼怒カルデラの直下の基盤岩がこのカルデラの形成時の火山活動により破碎された後、その後起きた奥日光カルデラの火山活動によりさらに破碎され、熱水の通り道となる割れ目が地下深部まで形成されたと考察すれば、この地域の温泉分布や陥没構造の形状を解釈することができる。

山口・高倉(1987)では、鬼怒川溶結凝灰岩類の中部層が北西側に、上部層が南東側に厚く堆積していることが明らかにされている。また、山口(1988)が実施したK-Ar年代法放射測定結果によると、上部層の方が中部層より約1 Ma新しいことが示された。したがって、奥鬼怒カルデラが鬼怒川凝灰岩類の中部層の、奥日光カルデラが上部層の噴出源である可能性が示唆される。

6. ま と め

本報告では、残差ブーゲー異常図や重力基盤標高図から本地域の密度構造について検討してきた。その結果、以下のような知見を得ることができた。

(1) 本地域の基本的な密度構造は、高密度の重力基盤(先第三紀基盤岩類)と低密度のカルデラ堆積物およびカルデラ周辺の見かけ密度の低い基盤岩で構成される。

(2) カルデラ周辺の基盤岩地域が低重力異常を示すのは、カルデラを形成した噴火活動がカルデラ周辺の基盤岩に数多くの割れ目を形成して、基盤岩の見かけ密度を低下させたからと考えられる。したがって、重力基盤解析から推定されるカルデラ構造は実際のカルデラ構造より過大になる場合が多いと考えられる。

(3) カルデラ縁の低重力異常を示す基盤岩の中からいくつかの温泉が湧出していることから、基盤岩に形成された割れ目が、熱水の通り道となり、本地域の地熱活動の要因の一つとなっていると考えられる。

(4) 奥鬼怒から奥日光地域にかけての大規模な低重力異常から、鬼怒川溶結凝灰岩類を噴出した奥日光カルデラと奥鬼怒カルデラの存在が予想される。重力基盤の形状や温泉分布の様子から、奥鬼怒カルデラの生成後に奥日光カルデラが形成されたと考えられ、鬼怒川溶結凝灰岩類の分布の様子やその年代

との対比から、奥鬼怒カルデラが鬼怒川溶結凝灰岩類の中部層を、奥日光カルデラが鬼怒川溶結凝灰岩類の上部層を噴出したと考えることができる。

謝辞 本研究はサンシャイン計画の一環として「国土地熱資源評価技術に関する研究」において行われた。解析では、地質調査所の地熱情報データベースシステム SIGMA を使用した。

本研究を進めるにあたり、新エネルギー・産業技術総合開発機構、金属鉱業事業団、石油資源開発(株)には、重力データの使用を快諾して頂いた。また、地質調査所地殻熱部山口 靖博士には、本地域の地質に関する貴重な情報・意見を提供して頂いた。ここに、感謝の意を表します。

文 献

- 安藤重幸(1983) ボーリング結果からみた濁川カルデラの構造。月刊地球, vol. 44, p. 116-121.
- Fukao, Y., Yamamoto, A. and Nozaki, K. (1981) A method of density determination for gravity correction. *J. Phys. Earth*, vol. 29, p. 163-166.
- Gupta, V. K. and Ramani, N. (1980) Some aspect of regional residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain. *Geophysics*, vol. 45, no. 9, p. 1412-1426.
- 萩原幸男(1978) 地球重力論。共立全書。
- 駒澤正夫(1984) 北鹿地域の定量的重力解析について。物理探鉱, vol. 37, no. 3, p. 19-30.
- ・須藤 茂・須田芳朗(1987) 仙岩地域の重力解析。地調報告, no. 266, p. 399-424.
- 松林 修(1987) 仙岩八幡平地域の熱的構造—或る geophysicist による地下観測量の考察—。地調報告, no. 266, p. 449-466.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構(1985) 昭和59年度全国地熱資源総合開発調査(第2次), 高温可能性地域(南会津地域)調査, 精密重力調査報告書。
- (1986) 昭和60年度全国地熱資源総合開発調査(第2次), 高温可能性地域(南会津地域)調査, 精密重力調査報告書。
- (1987) 全国地熱資源総合開発調査(第2次), 高温可能性地域, 南会津地域火山地質図(1:50,000), 南会津地域地熱地質編図(1:100,000), 同説明書, 68p.
- 高倉伸一・山口靖(1991) 南会津地域の岩石密度。地調報告, no. 275, p. 165-181.
- 山口 靖(1988) 鬼怒川溶結凝灰岩類の年代および科学組成の再検討。昭和62年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源評価技術に関する研究」, 地質調査所, p. 43-62.
- ・高倉伸一(1987) 東北南部地域における鬼怒川溶結凝灰岩類相当層の分布と熱源評価について。昭和61年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源評価技術に関する研究」, 地質調査所, p. 135-151.

南会津地域の地熱系モデルと地熱資源量評価

山 口 靖*

Geothermal resources assessment of Minami-Aizu Area, Southern Tohoku District, Northeast Japan

By

Yasushi YAMAGUCHI*

Abstract: Minami-Aizu Area in Southern Tohoku District, Northeast Japan, was selected as the model study area of possible high temperature areas defined by the Curie point depth of shallower than 8 km. This area can be divided into two subareas with taking into account of characteristics of hot springs; i.e., northern and southern areas. The hot springs in the northern area show relatively low temperatures, and are distributed in and around Miocene-Pliocene calderas, whose magma chambers can not be the heat sources of these hot springs because of the ages of the last volcanic activities. Large contrast of thermal conductivities between Pre-Tertiary basement rocks and tuff in the Tertiary calderas is the main reason to form the hot springs in the northern area without any specific heat source related to Quaternary volcanism. On the other hand, the hot springs in the southern area show high temperatures, and are distributed in and around Kinugawa Rhyolite, which consists of voluminous rhyolitic welded tuff of the late Miocene age. The positive correlation between the K-Ar ages and altitudes of Kinugawa Rhyolite suggests a continual lowering of the upper limit of hydrothermal activities. The heat source in the southern area can be the intermittent volcanism from Tertiary to Quaternary. Judging from the geothermal models discussed in this paper, only the southern area has the potential for economic electric power generation using geothermal fluid with enough temperatures and shallower depth. Approximately 130 MW of geothermal energy for electric power generation is expected to be produced in the area along the upper stream of Kinugawa River in the southern area based upon the volumetric algorithm.

要 旨

南会津地域は、南部と北部のふたつの性格の異なる地域に分けられる。北部地域では深さ 3 km 以浅で温度 150°C を越える地域は存在せず、発電を前提とした地熱資源量は算出されない。北部地域の温泉は、泉温および地化学温度が低く、カルデラ内の凝灰岩とカルデラの周囲の先第三紀基盤岩類との熱伝導率の差に起因して形成されたとみられる。南部地域では高温の温泉が鬼怒川上流域に分布し、深さ 3 km 以浅で 150°C を越える地域が存在すると予想される。熱源は第三紀以降の火山活動であろう。容積法に基づく地熱資源量評価によれば、鬼怒川上流域の発電量(30年間)は約 13 万 kW と見積られる。

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

Keywords: geothermal resource, geothermal resource assessment, geothermal model, hydrothermal system, Curie point depth, temperature gradient, heat transportation, caldera, hot spring, K-Ar dating, Kinugawa Rhyolite, Minami-Aizu, Tohoku District, Miocene

1. はじめに

南会津地域は、第1図に示すように福島県南会津郡田島町、館岩村、伊南村、檜枝岐村、栃木県塩谷郡栗山村、藤原町などにまたがる地域である。本地域は、新エネルギー総合開発機構(NEDO)によって実施された全国地熱資源総合調査(第2次)において、高温可能性地域の代表地域として選定され、調査が行われた。NEDOの全国地熱資源総合調査(第1次)においては、日本全国を対象としてまず火山性熱水対流系地域と深層熱水地域の抽出を行い、それらを除いた地域においてキュリー点深度が8 km以浅である地域を高温可能性地域として定義した(山口ほか, 1983)。すなわち、高温可能性地域の抽出根拠は、全国地熱資源総合調査(第1次)のキュリー点法調査の結果のみに依存していることになる。

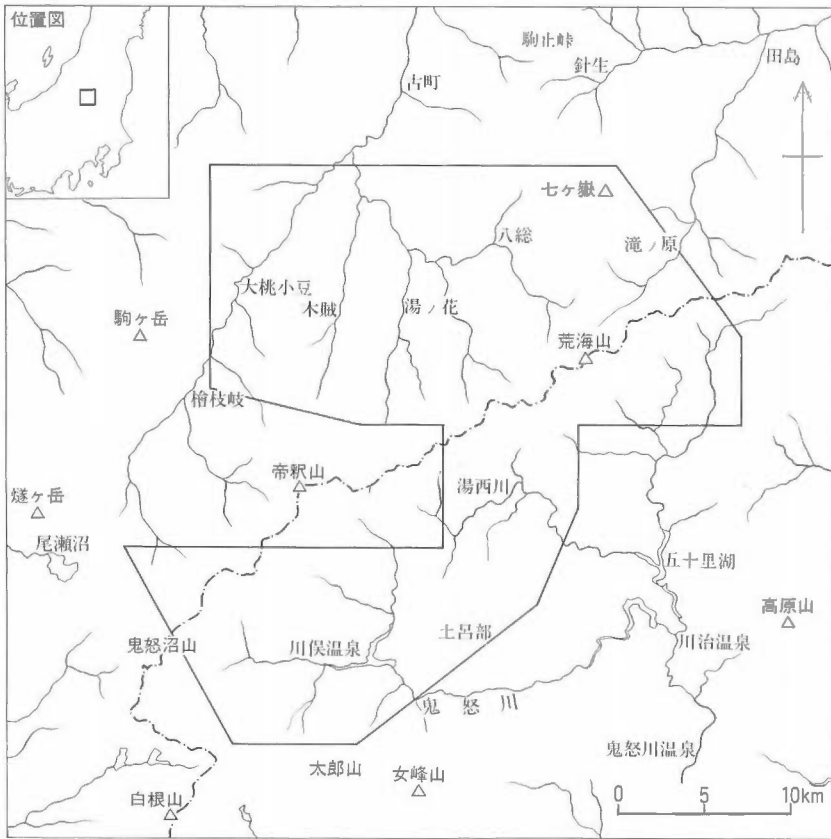
南会津地域には第四紀火山から20 km以上離れた地点や、先第三系基盤岩類分布地域にも温泉の分布が知られている。これらの温泉の熱源については、全国地熱資源総合調査(第2次)の計画時点においては、キュリー点深度が浅いことと結び付けて考えられていた。すなわち、キュリー点の浅いことは、地域的に高い地殻熱流量に対応し、その結果として温泉が形成されているであろうとの作業仮説が採られていた。本地域の地質に関する研究は、NEDOによる調査以前には、柴田ほか(1973)、水戸ほか(1978)、山口(1986)などによる概略的な地層分布が知られていたのみで、正確な層序や各々の地層の年代などについては不明な点が多かった。その後、NEDOによる南会津地域の調査の進展に伴い、この地域の地質構造、温泉泉質などについてのデータが蓄積されるようになった。さらに、NEDOの調査結果について再検討を要すると思われる地域や、NEDOの調査地域の周辺については、地質調査所の国土地熱資源評価技術の研究の一環として筆者らが現地調査を行った。地質調査所の研究においては、これらの調査結果に基づき、本地域の地熱資源量評価を行うことが最終的な目標のひとつとなっていた。本報告は、このような経緯に基づき南会津地域の地熱資源量についての試験的な評価結果を示すものである。

謝辞 本報告は、NEDOによる全国地熱資源総合調査(第2次)の調査結果に依存している部分が多い。実際の調査作業は、三井金属資源開発株式会社を代表とする調査共同企業体を実施された。また、地質調査所の長谷弘和、津 宏治、岡部賢二、玉生志郎の各氏には、国土地熱資源評価技術の研究の遂行において様々な便宜を計っていただいた。地質調査所の高倉伸一氏には重力データの解析について、高橋正明氏には温泉データの解釈について、阪口圭一氏には火山活動について、松林 修氏には地殻熱流量について、また宮崎芳徳氏には地熱資源量算出法について有益な御助言をいただいた。以上の方々に深謝の意を表します。

2. 地熱系モデル

2.1 概要

本地域は、前述したようにキュリー点深度が8 kmよりも浅い高温可能性地域の代表として調査対象とされた。第2図は、本地域周辺のキュリー点等深線および地質の概略を示したものである。キュリー点深度は、北東-南西方向に延びた尾根状のパターンを示し、北西方向へは比較的急傾斜で深くなっている。本地域の東側には、那須火山や高原火山などの第四紀後期の火山がほぼ南北方向に配列し、現在でも一部で噴気活動を行っている。しかし、キュリー点深度は本地域から東に向かって徐々に深くなるパターンを示し、この付近では第四紀の火山活動の分布とは非調和的である。南会津の調査対象地域は、キュリー点深度が尾根状に浅くなっているところから、その北西側斜面にかけての位置に対応する。キュリー点深度は、調査地域の南部では7 kmよりも浅くなっている。仮にキュリー点温度を450°C(新エネルギー総合開発機構, 1987a)、地表面温度を15°Cとすると、キュリー点深度7 kmは地温勾配では約62°C/kmに、キュリー点深度8 kmは約54°C/kmに相当する。

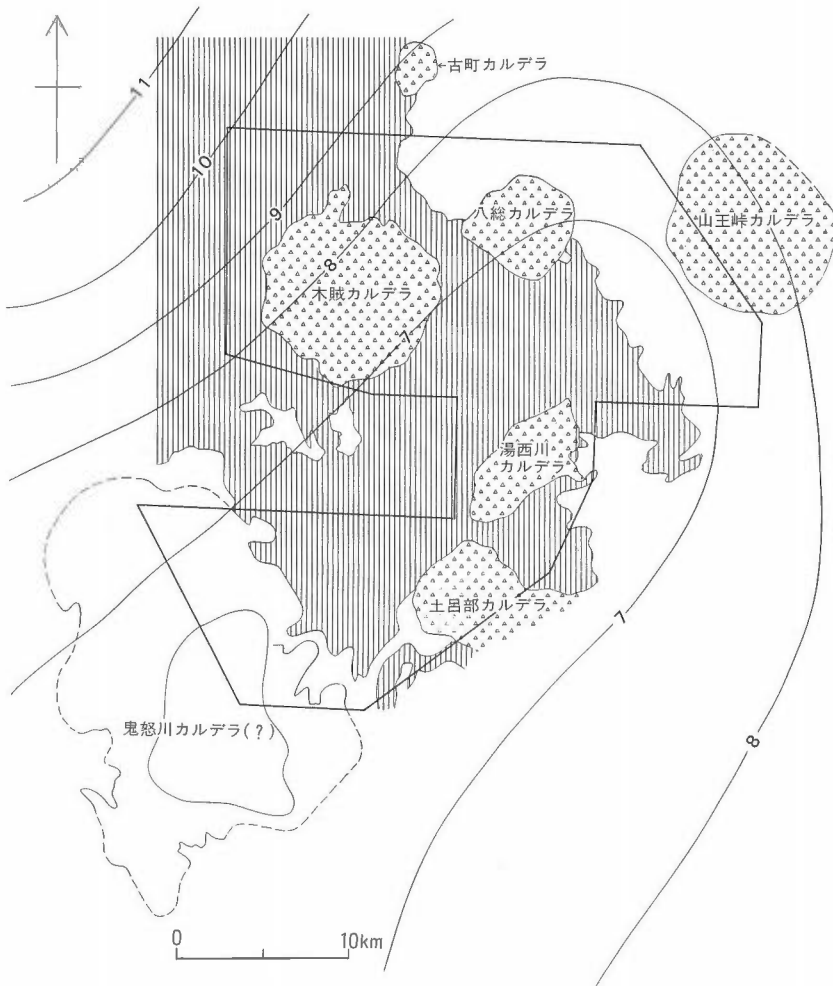


第1図 調査地域位置図
Fig. 1 Locality map of the studied area.

本地域の地質については別途まとめて公刊する予定であるが、NEDOによる調査結果を簡略化した第2図によれば、本地域には先第三系の基盤岩類が広く分布していることがわかる。また、中新世から鮮新世にかけて形成されたカルデラが、いくつか分布していることも本地域の大きな特徴である。本地域南西部に分布する鬼怒川流紋岩類については、累積層厚が膨大であることなどの理由から現在の分布域が噴出源の直上であると考えられ、カルデラの一種と見なしてもよいと思われるが、詳細な議論は別の機会に譲る。第2図で見限りにおいては、キュリー点等深線のパターンと地質との間には特に関連性は認められない。すなわち、南会津地域においては、キュリー点深度は現在地表に露出している岩石の種類とは直接関係がなく、したがってさらに深部の何らかの原因によって決っていることになる。

NEDOによる調査地域の形状は、第1図に示したように北部と南部に分かれているが、後述のように地熱系の性格という観点からみると、南部地域の中でも最南端部に当たる鬼怒川上流域のみが、他の地域とは性格を異にしている。このため、今後の議論においては、鬼怒川上流域とそれ以外の地域とに分けて別々に話を進めることとする。ここでは、便宜上、鬼怒川上流域以外の地域を北部地域、鬼怒川上流域を南部地域と呼ぶこととする。

北部地域と南部地域との違いは、まず第一に温泉の性格の違いとして顕著に表れている。温泉は地下の地熱系の地表徴候として重要であり、地熱系の性格をかなりの程度まで反映しているはずである。本地域には第1表および第3図に示すように、いくつかの温泉の分布が知られている(新エネルギー総合開発機構, 1986a; 1987a)。これらのうち北部地域の温泉は、全般に泉温が低く、地理的には散在して



第2図 キュリー一点等深線と中新世-鮮新世のカルデラおよび先第三系基盤岩類の分布
 Fig. 2 Curie point depth and distribution of Miocene-Pliocene calderas and Pre-Tertiary basements.

分布する傾向がある。最も高い泉温を示すのは、福島県南会津郡館岩村の湯ノ花温泉の63.5°Cである。北部地域のその他の温泉としては、館岩村の木賊、伊南村の古町、檜枝岐村の大桃小豆および檜枝岐、田島町の滝ノ原、栃木県塩谷郡栗山村の湯西川などが挙げられるが、これらはいずれも泉温が30-50°C前後と南部地域の温泉よりも明らかに低い(第1表)。また、最近、福島県南会津郡館岩村八総においても約48°Cの温泉の掘削に成功している(高橋正明氏、未公表データ)。

いっぽう、南部地域、すなわち栃木県塩谷郡栗山村の鬼怒川上流沿いの地域には、川俣、湯沢、手白沢、日光沢、加仁湯、八丁の湯、ぬる湯、かたてなどの温泉が狭い地域に密集して分布している。これらの温泉の泉温は60°C以上のものが多く、最高は川俣温泉の96.5°Cである(第1表)。

北部地域と南部地域との違いは、温泉の地化学温度ではさらに明確となる。第4図は、第1表のNa-K-Ca アルカリ比温度を各々の温泉の地図上の位置に記入したものであるが、地化学温度は北部地域で低く、南部地域で高いことが明らかである。北部地域ではアルカリ比温度は50-80°Cのものが多く、最高は湯ノ花温泉の85.0°Cである。これに対して、南部地域ではアルカリ比温度はすべて150°C以

第1表 南会津地域の温泉の泉温およびNa-K-Ca アルカリ比温度

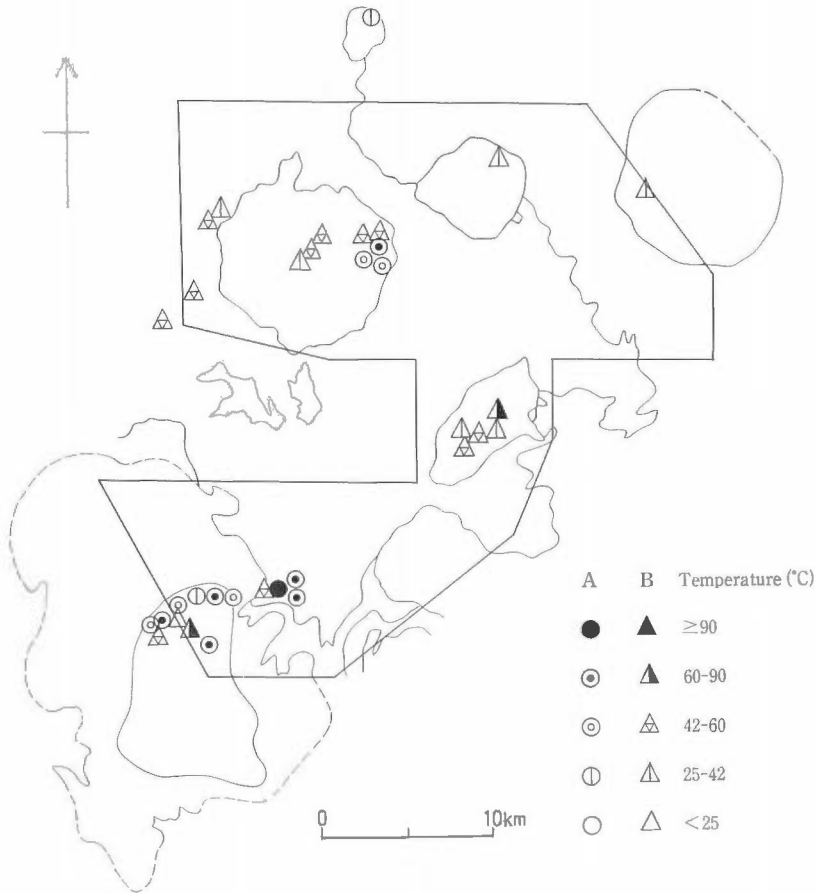
Table 1 Measured and Na-K-Ca geochemical temperatures of the hot springs in Minami-Aizu Area.

温泉名		泉温 (°C)	pH	アルカリ比温度 (°C)
<u>北部地域</u>				
大桃小豆	MASP-01	52.5	7.9	66.6
檜枝岐	-02	44.0	9.0	48.3
檜枝岐	-03	47.5	8.8	(18.2)
大桃小豆	-04	28.2	7.5	50.7
古町	-05	40.4	6.4	(153.1)
滝ノ原	-06	32.2	8.0	
湯西川	-07	49.9	7.8	73.5
湯西川	-08	30.0	7.1	55.2
湯西川	-09	44.0	8.5	(38.3)
湯西川	-10	32.9	8.4	(27.4)
木賊	-11	51.5	8.0	67.6
木賊	-12	46.7	8.7	64.2
木賊	-13	40.0	8.9	68.1
湯ノ花	-14	43.6	7.2	72.3
湯ノ花	-15	48.7	7.9	74.8
湯ノ花	-16	48.4	7.9	76.5
湯ノ花	-17	63.5	8.2	85.0
湯ノ花	-18	57.6	8.1	82.1
<u>南部地域</u>				
湯沢	-19	72.9	6.58	208.7
手白沢	-20	61.8	7.13	(81.5)
日光沢	-21	46.0	7.00	150.8
日光沢	-22	50.8	6.35	154.6
日光沢	-23	63.8	6.13	171.0
加仁湯	-24	47.7	6.48	163.8
加仁湯	-25	53.7	6.30	151.8
八丁の湯	-26	52.0	7.60	(65.8)
ぬる湯	-27	36.5	6.12	153.5
かったて	-28	60.8	6.88	164.0
かったて	-29	40.8	6.60	156.7
川俣	-30	96.5	8.45	206.9
川俣	-31	56.0	8.35	(82.8)
川俣	-32	78.4	7.08	166.5
川俣	-33	65.5	7.38	156.1

()は、Mg 補正等が必要であるが、これらの補正を行っていないものを示す。

() indicates the case that requires Mg compensation procedures.

上で、最高は湯沢の208.7°Cである。このように、北部と南部とでは温泉の泉温および地化学温度がかなり異なることがわかる。以下では北部と南部の2つの地域に分けて、各々についての地熱系モデルについて考察を行うこととする。



第3図 温泉の分布と泉温

A: 塩化物泉, B: 単純泉.

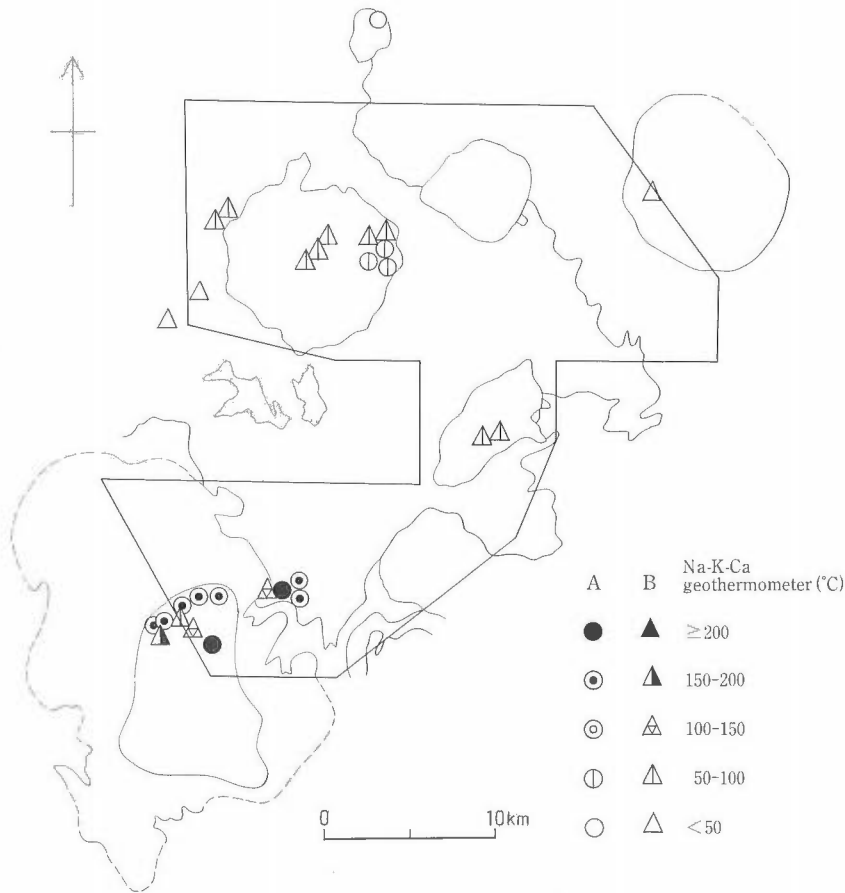
Fig. 3 Distribution of the hot springs with their measured temperatures. A: chloride spring, B: simple spring.

2.2 北部地域

2.2.1 カルデラ直下のマグマ溜りの地熱熱源としての可能性

南会津地域のうちで北部地域とした部分には、湯ノ花、木賊、大桃小豆、檜枝岐、古町、滝ノ原、湯西川、八総などの温泉が分布している。前述したように、これらの温泉の泉温および地化学温度は、南部地域の温泉よりも低いのが特徴である。第2図および第3図から明らかなように、これらの温泉はいずれも中新世-鮮新世に形成されたカルデラ内かその近傍に位置しているため、まず温泉とカルデラとの関係について検討を行う。

カルデラとは火山性の陥没凹地を指す地形用語であるが、カルデラ形成時には膨大な量の火砕流堆積物や溶岩などの噴出を伴う。カルデラ形成に係わったマグマ溜りは少なくともカルデラ形成時にはカルデラ直下に存在していたはずであり、それがカルデラ形成によってすべてマグマを放出して空になってしまうとは考えにくい。すなわち、カルデラ形成前後のしばらくの期間はカルデラ直下にマグマ溜りが存在し、地熱系の熱源となりうるであろう。北部地域の温泉の分布は、第3図からカルデラに密接に関連していることは明らかである。すなわち、現在、カルデラ内またはその近傍に熱水対流系が形成さ



第4図 温泉の分布とNa-K-Caアルカリ比温度
記号は第3図と同じ。

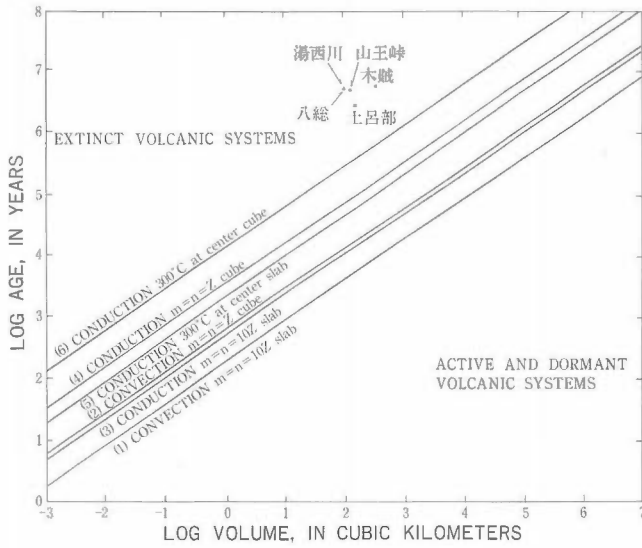
Fig. 4 Distribution of the hot springs with their Na-K-Ca geothermometer temperatures. Symbols are the same as in Fig. 3.

れていて、温泉はその熱水対流系の一部であると見なしてよいであろう。問題は、その熱源がカルデラ形成に係わったマグマ溜りであるかどうかである。

新エネルギー総合開発機構(1987a)は、マグマ溜りの冷却モデル(Smith and Shaw, 1975)に基づき、南会津地域の各カルデラのマグマ溜りについて地熱熱源としての可能性を検討している。第5図にカルデラ面積に基づく熱源温度評価結果を示す。この図によれば、本地域のカルデラ直下のマグマ溜りはいずれも既に周囲の岩石と同程度まで冷却していて、局所的な地熱熱源とはなり得ないことを示している。これは、カルデラの形成時期が中新世後期から鮮新世と地熱熱源としては時代的に古すぎるのが理由である。また、このモデルはマグマ溜りの伝導冷却のみを仮定しているが、実際にはマグマ溜りは熱水対流などによりさらに短時間で冷却してしまうことになる。すなわち、カルデラに密接に関連して分布するこれらの熱水対流系の熱源は、少なくともカルデラ形成に係わったマグマ溜りではないと結論付けられる。

2.2.2 熱流量調査結果とキュリー一点深度との関係

次に、NEDOによって実施された熱流量調査の結果について検討してみよう。第2表は、200 m 深



第5図 カルデラ面積より推定されたマグマ溜りの体積に基づく熱源温度評価図 (新エネルギー総合開発機構, 1987a)。年代は、K-Ar法によって求めた各カルデラの最終活動年代を使用している。すべてのカルデラが extinct volcanic systems の領域 (Smith and Shaw, 1975) にプロットされている。

Fig. 5 Assessment of the heat source temperatures based upon ages and volumes of the magma chambers estimated from the last volcanic eruption and the surface caldera areas respectively (New Energy Development Organization, 1987a). Note that all the calderas are plotted in the area of the extinct volcanic system (Smith and Shaw, 1975).

第2表 200 m 深熱流量調査孔の孔底温度と地温勾配

Table 2 Bottom-hole temperatures and temperature gradients of the 200 m-deep heat holes.

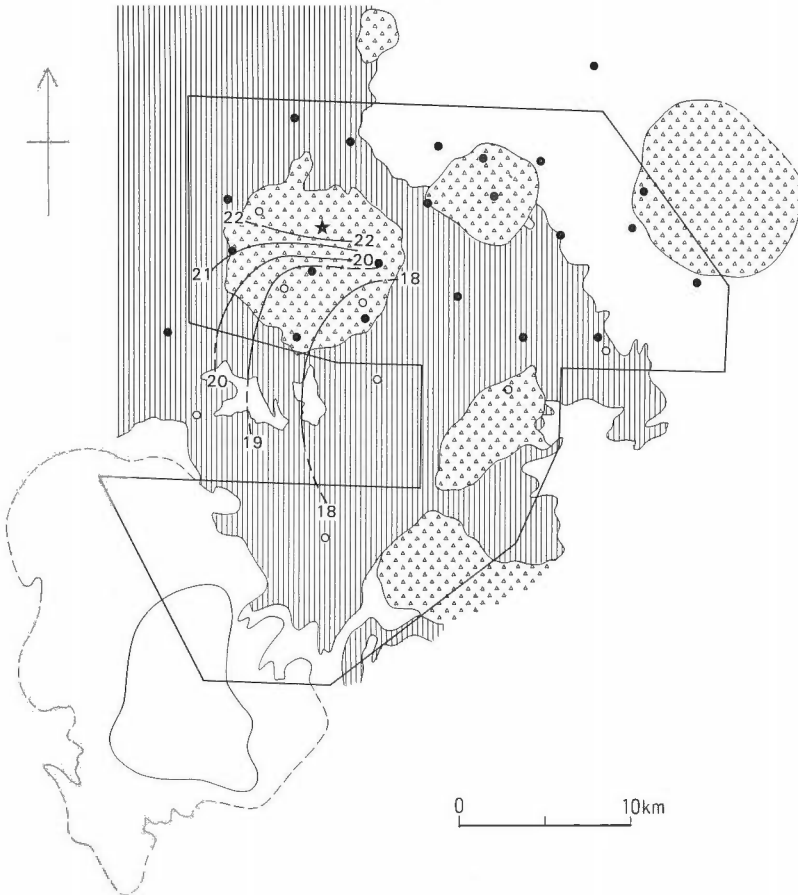
調査孔名	坑底温度 °C	地温勾配 $\times 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{cm}$	熱伝導率 $\times 10^{-3} \text{ cal}/\text{sec}\cdot\text{cm}\cdot^\circ\text{C}$	熱流量 HFU	地質
MA-60-1	18.2	0.38	7.233	2.7	基盤岩類
MA-60-2	18.0	0.34	6.720	2.3	凝灰岩
MA-60-3	17.5	0.14	7.362	1.0	基盤岩類
MA-60-4	17.6	0.38	8.110	3.1	凝灰岩
MA-60-5	18.1	0.49	9.621	4.7	基盤岩類
MA-60-6	18.5	0.46	6.147	2.8	凝灰岩
MA-60-7	22.0	0.63	6.666	4.2	凝灰岩
MA-60-8	20.4	0.77	6.598	5.1	基盤岩類

熱流量調査孔の孔底温度、地温勾配、熱流量などをまとめたものである (新エネルギー総合開発機構, 1986c; 1987a)。これらの坑井の掘削位置の地質についてみると、MA-60-1, 3, 5 および 8 が先第三系基盤岩類、MA-60-2 が湯西川カルデラ内の凝灰岩、MA-60-4, 6 および 7 が木賊カルデラ内の凝灰岩である。先第三系基盤岩類および新第三系カルデラ内凝灰岩の2つのグループに分けてみると、200 m 孔の孔底温度、地温勾配、熱流量は、いずれも2つのグループの間で有意な差は認められないことがわ

かる。

第6図は、200 m 深地温分布のコンターを示したものである(新エネルギー総合開発機構, 1987a)。観測点が少ないため調査範囲の一部分にしかコンターが引かれていないが、大局的な傾向としては木賊カルデラの北半部で地温が高く、南東に向かって低くなる。第7図は、放熱量調査によって得られたボーリングコアの熱伝導率データを用いて、200 m 深までの熱流量のコンターを示したものである。この図では、東から西に向かって熱流量が高くなってゆくパターンが読み取れる。なお、第6図および第7図には50 m 深熱流量調査孔の位置も記入されているが、50 m 深の温度データは地温および熱流量コンターの解析には用いられていない。50 m 深熱流量孔の孔底温度を用いた地温勾配は0.7-7.3°C/100 m, 熱流量は0.5-6.2 HFU とばらつきが大きく、また200 m 深熱流量孔の50 m 深までの地温勾配は8孔のうち3孔で負の値となっている。こうしたことから、50 m 深の温度データには浅所での地下水の影響が想定され、50 m 深までの温度構造を200 m 深まで外挿することには問題がある。このため、50 m 深の温度データは広域的な温度構造の推定には用いるべきではないと判断し、ここでは200 m 深のデータのみを用いた。

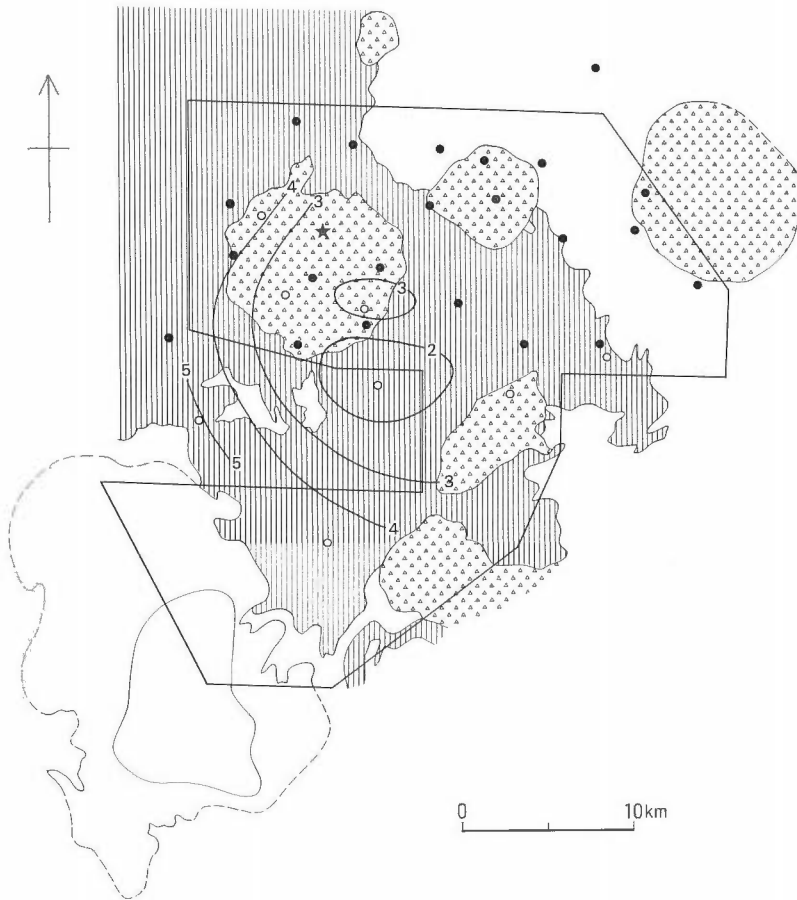
第6図および第7図とキュリー点深度のパターンとを比較してみよう。第2図のキュリー点深度のコ



第6図 200 m 深地温分布 (新エネルギー総合開発機構, 1987a), 単位は°C.

● : 50 m 深熱流量調査孔, ○ : 200 m 深熱流量調査孔, ★ : 1,000 m 深熱流量調査孔.

Fig. 6 Temperature contour map at the 200 m depth from well data (New Energy Development Organization, 1987a). ● : 50 m-deep heat hole, ○ : 200 m-deep heat hole, ★ : 1,000 m-deep heat hole.



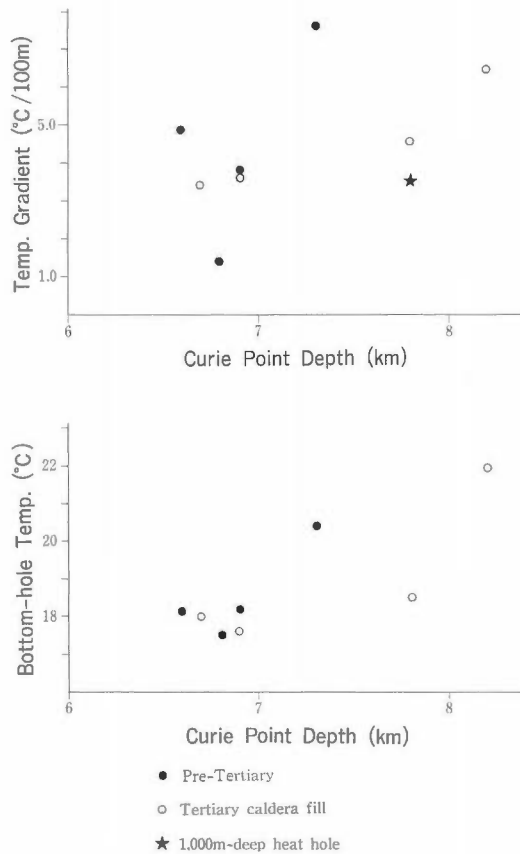
第7図 200 m 深熱流量分布 (新エネルギー総合開発機構, 1987a), 単位は HFU.
記号は第6図と同じ。

Fig. 7 Heat flow contour map at 200 m depth from well data (New Energy Development Organization, 1987a). Symbols are the same as in Fig. 6.

ンターは木賊カルデラ付近では北東-南西方向で、北西に向かって深くなる。すなわち、キュリー点深度から予想される地下温度パターンは、北西から南東に向かって高くなるはずである。しかし、第6図では南東から北西に向かって地温が高くなるという全く逆の傾向を示している。第7図の熱流量分布でも、キュリー点等深線とはほぼ直交するパターンを示している。

第8図は、キュリー点深度と200 m 孔によって観測された地温勾配および200 m 深地温との関係を示したものである。熱流量孔掘削地点の岩質の影響も同時に検討するため、第8図には先第三系基盤岩類と新第三系凝灰岩とを別々の記号を用いてプロットした。この図によれば、キュリー点深度と地温勾配との間には、ほとんど相関が認められない。いっぽう、キュリー点深度と200 m 深地温との間には正の相関があるように見える。キュリー点深度が浅いということは、地温勾配が高いことを表すはずであるから、キュリー点深度と地温勾配または200 m 深地温とは負の相関を示さなければならないはずである。このような第8図に見られる矛盾した関係は、第2図と第6図および第7図との間で見られた空間的なパターンの不一致と同じ意味を持つものである。

こうした不一致または矛盾の原因については、いくつか考えることができる。まず地下200 m 程度の浅部の地温構造は、地下数 km 深の地温構造とはほとんど異なるものなのかもしれない。第9図は、



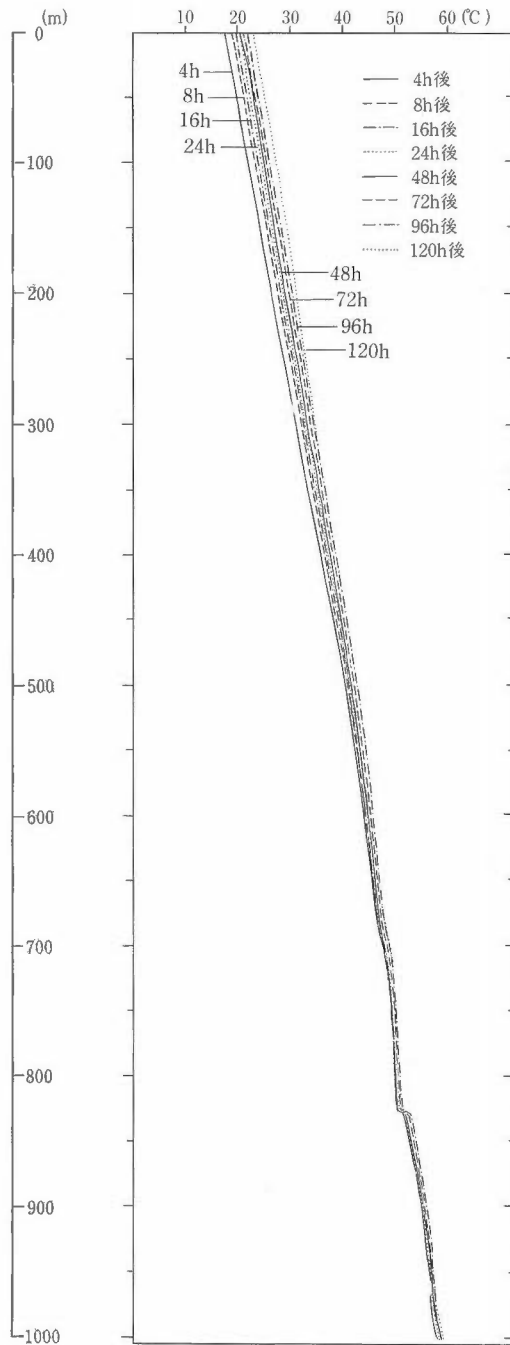
第8図 キュリー一点深度と熱流量調査孔から求められた地温勾配および200 m深孔底温度との関係

Fig. 8 Relation between Curie point depth vs. temperature gradients and bottom-hole temperatures at the 200 m depth from well data.

NEDOによって掘削された1,000 m深の熱流量孔の温度検層結果(新エネルギー総合開発機構, 1987b)である。1,000 m孔の掘削地点は、第6図および第7図に示すように木賊カルデラの中央やや北部に位置し、岩質は1,000 mの掘削深度すべてにわたって湯ノ花凝灰岩と呼ばれるデイサイト質火山礫凝灰岩であった。第9図によれば温度パターンは深さ方向に向かって直線的に単調増加しており、伝導的な熱輸送を示唆している。孔底温度は1,001.7 m深で59.1°C、1,000 m深での平衡温度は59.2°Cであった。温度勾配は平均で35.4°C/kmである。

第10図は、1,000 m深熱流量孔の温度勾配とキュリー一点深度との関係を示したものである。岩石が磁性を失うキュリー一点温度については様々な議論があるが、宮崎ほか(1986)はByerly and Stolt (1977)の報告に基づいて500°Cを採用した。いっぽう、新エネルギー総合開発機構(1987a)はチタノマグネタイトによる低温酸化現象を考慮し、キュリー一点温度を450°Cとしている。ここでは、後者の450°Cを用いることとする。キュリー一点深度は、海拔0 mからの深さとして計算されているため、海拔0 mでの温度を15°Cとすると、キュリー一点が8 km深の場合の地温勾配は54°C/kmとなる。

さて、地熱資源量の評価を行うに当たって、ここでは地熱流体を用いての発電を行うことを前提とすると、地熱流体の温度は少なくとも150°C以上でなければならない。また、現時点での地熱資源開発の経済性をも考慮して、ここでは3 km以浅の地熱貯留層のみを対象として考えることとする。このよう



第9図 1,000 m 深熱流量調査孔の温度プロファイル (新エネルギー総合開発機構, 1987b)
掘削位置は第6図参照。

Fig. 9 Temperature profile from the 1,000 m-deep heat hole (New Energy Development Organization, 1987b). See Fig. 6 for location of the well.

な条件を満たす領域は、第10図では左上の斜線を引いた部分に相当する。キュリー点温度を 450°C とし、地温勾配が一定であると仮定すると、キュリー点深度が 8 km である場合には、地温勾配を表す直線はこの斜線の領域内を通る。すなわち、キュリー点深度が 8 km で地下増温率が一定であるならば、 150°C 以上の温度が海拔 -3 km で浅く得られることを示している(ただし、これは温度の面のみからの話であって、貯留層を形成するような熱水が存在するかどうかは別問題である)。

逆に海拔 -3 km において 150°C 以上の温度が得られるためには、地温勾配は $45^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 以上でなければならず、これに対応するキュリー点深度は約 9.7 km で浅くなる。すなわち、前述のように地温勾配を直線的であると仮定すれば、キュリー点深度が 9.7 km よりも浅い場所では深度 3 km で 150°C 以上となることになる。第2図によればキュリー点深度が 9.7 km で浅い地域はかなり広く分布している。しかし、前述したように高温の温泉の分布が鬼怒川上流の狭い地域に限定されること、熱流量孔から得られた地温勾配があまり大きな値ではないことなどから、これらすべての地域において 3 km で浅く 150°C 以上の温度が得られるとは考えられない。おそらく、上述の単純な計算の仮定が正しくないであろう。

ところで、NEDOによる $1,000\text{ m}$ 深熱流量孔では、平均 $35.4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ という温度勾配が求められている。孔口の海拔標高は約 750 m であるから、掘削地点付近での地下増温率が一定であると仮定すると、海拔 -3 km での温度は約 148°C となる。第10図では、 $1,000\text{ m}$ 深熱流量孔で観測された実際の地温勾配を深さ方向に外挿しているが、図からも明らかのように、この直線は発電を前提とした地下温度が得られる領域は通らない。すなわち、熱流量孔による観測結果からは、キュリー点深度からの推定結果とは逆に少なくとも木賊カルデラ地域においては、発電を前提としたような地熱資源は存在しないことになる。前述したように北部地域においては木賊カルデラ内の湯ノ花温泉が最も泉温が高い。したがって、北部地域の他の部分において木賊カルデラよりも優勢な地熱系が存在するとは考えにくい。結局、北部地域全域は発電を前提とした地熱資源量は算出されないと結論付けてもよいであろう。

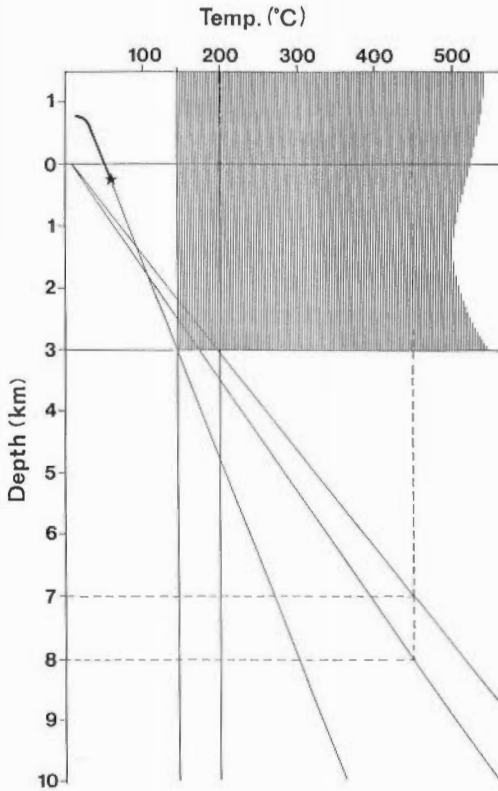
前述したように高温可能性地域の定義は、キュリー点深度が 8 km で浅いことのみには依存している。南会津地域で認められたキュリー点深度と熱流量調査結果との間の不一致については、何らかの説明が与えられなければならない。もしも合理的な説明が不可能であるならば、高温可能性地域の定義自体を見直さなければならないであろう。

2.2.3 木賊カルデラ内の温泉の熱源

前述したように北部地域の温泉の分布は、後期中新世から鮮新世にかけて形成されたカルデラと密接な関係がある。しかし、前々節で述べたようにカルデラ直下のマグマ溜りが熱源となっている可能性は低いと考えられる。それでは、なぜカルデラに関連して温泉が分布しているのだろうか。北部地域の中では木賊カルデラが最も地表面積が大きく、カルデラ内および周囲に分布する温泉の数も多い。ここでは、木賊カルデラを例にとり、これらの温泉の形成機構について考察を行う。

まず、木賊カルデラの熱構造を考察するため、簡単なモデル化を行ってみよう。木賊カルデラは直径約 10 km の円形をしており、第三紀中新世後期に形成された(新エネルギー総合開発機構, 1985a; 1986b; 1987a)。カルデラ内には湯ノ花凝灰岩と呼ばれる火山礫凝灰岩が厚く堆積している。NEDOによる $1,000\text{ m}$ 深熱流量孔では、地表から深度 $1,000\text{ m}$ まですべて湯ノ花凝灰岩であった。湯ノ花凝灰岩は、カルデラの陥没域を埋めていると考えられる。木賊カルデラの周囲は、先第三系の粘板岩および花崗岩類にとり囲まれている。ここでは単純化するため、湯ノ花凝灰岩が詰まっているカルデラの形状を上に向かって開いた円錐形であると仮定する。円錐の直径は 10 km 、深さ(高さ)は重力基盤深度(高倉・山口, 1991)などから 1.5 km とする。

木賊カルデラ内では、いくつかの温泉を除いて、噴気や変質帯などの地表地熱徴候はない。そこで、木賊カルデラ内およびその周囲の基盤岩分布地域においては地表面からの熱放出は場所によらず一定であると仮定する。また、カルデラ形成に関連した地下のマグマ溜りは既に周囲の岩石と同じ温度まで冷却しているとみられることから、地殻深部から地表に向かう熱流量については、木賊カルデラを含む直



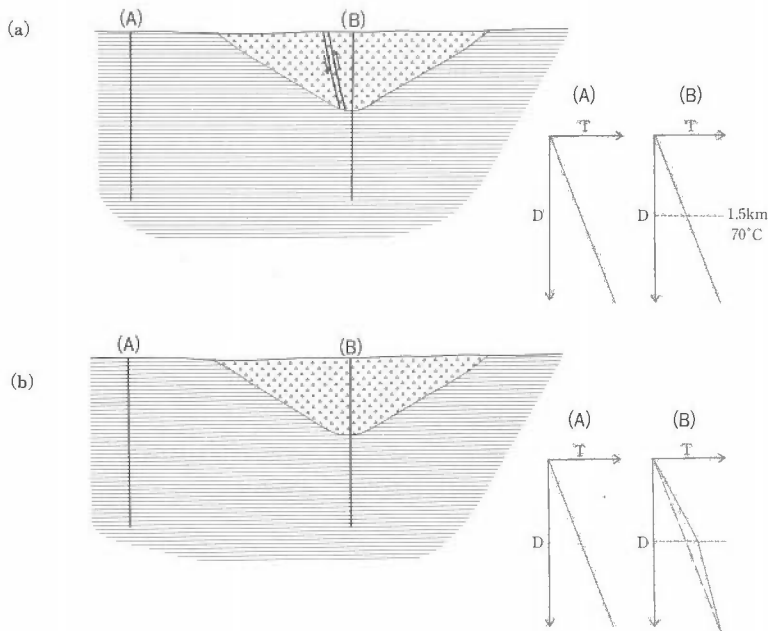
第10図 キュリー点深度と温度勾配との関係
斜線の部分は、経済的に地熱発電が可能
である温度および深度の領域を示す。

★：1,000 m 深熱流量調査孔の孔底温度。
Fig. 10 Relation between Curie point depth
vs. temperature gradients. The shaded
area indicates the depth and
temperature for economical electric
power generation. ★: bottom-hole
temperature of the 1,000 m-deep
heat hole.

径数10 km 程度の広がりの中では一定であると仮定する。さらに、地下からの熱は伝導のみで運搬されるものと仮定する。ところで一般的には先第三系の基盤岩のほうが新第三系の凝灰岩よりも熱伝導率は高いのが普通であるが、第2表に示された今回の測定結果では両者の間に有意な差は認められない。しかし、これは測定個数が少ないためであると考え、基盤岩のほうがカルデラ内の凝灰岩よりも熱伝導率が大きいものと仮定する。

以上のような仮定に基づき、十分な時間が経過した後の定常状態での熱構造を考えてみよう。ただし、数値実験は行っていないため、議論は定性的な範囲に留める。第11図にカルデラの形態モデルと温度パターンを示した。まず、カルデラから十分離れた基盤岩中では一定の地温勾配となるであろう。いっぽう、カルデラ内においては、凝灰岩の熱伝導率が基盤岩よりも小さいため、地温勾配は基盤岩中よりも大きくなる。この大きい地温勾配を相殺するために、カルデラ直下の基盤岩中では、ある深さまでは周囲の基盤岩中よりも小さい地温勾配となるはずである。また、カルデラの近傍の基盤岩中においては、カルデラ内の高い地温勾配の影響を受けて、カルデラから十分に離れた基盤岩中よりも地温勾配が高くなる。

このような熱構造モデルが、実際の観察結果と合致するかどうか検討してみよう。前述したように、NEDOの200 m 深熱流量孔調査結果によれば、200 m 深地温についても地温勾配についてもカルデラの内外で有意な差は認められなかった(熱流量についても差は認められないが、これは前述のように熱伝導率の測定精度に係わる問題であると考え)。前記のモデルのようにカルデラの内外で熱伝導率に差があれば、カルデラ内のほうが地温勾配が高くなるはずであるが、実際にはそのようになっていない。この事実を説明するためには、前述の仮定のうちのどれかを変更しなければならない。最も問題のある仮定は、熱の運搬が伝導のみで賄われているというものであろう。木賊カルデラ内には、湯ノ花温泉を



第11図 木賊カルデラについての温度構造モデル

(a)熱伝導のみを仮定したモデル, (b)熱伝導と熱水対流との共存モデル。

Fig. 11 Schematic representation of the temperature profiles in Tokusa Caldera. (a) conductive heat transportation model, (b) conductive heat transportation plus convective circulation model.

初めとする温泉がいくつか存在しており, 熱水対流による熱輸送が行われていることは自明である。すなわち, カルデラ外の基盤岩中では主として伝導のみによって熱が運搬されているが, カルデラ内では熱伝導だけでなく熱水対流によっても地下深部から地表に熱が運搬されており, カルデラ内の凝灰岩の熱伝導率が低いことを補っていると考えられる。1,000 m 深熱流量孔では地温勾配は直線的で熱水対流の影響は認められなかった。したがって, 熱水対流はいくつかの場所のみに極在しており, おそらく垂直に近い断層に沿って発達しているものと予想される。湯ノ花温泉などもこのような断層から温泉が湧き出しているものと推定される。このようにカルデラ下底部からは熱水対流によって効率的に熱が地表に輸送されるため, 結果的にはカルデラ内の平均的な(熱水対流の発達する部分としない部分とを平均した)地温勾配は周囲の基盤岩中と等しくなるとする。すなわち, 次のような新たな仮定を導入する。カルデラ内における熱伝導および熱水対流による総熱輸送量を合計し, それをカルデラの面積で割ることによって求められる地表面からの単位面積当たりの熱放出量は, 基盤岩地域における熱伝導のみによる単位面積当たりの熱放出量と等しくなるものと仮定する。

このように仮定の一部を変更し, 木賊カルデラの熱構造について再度検討してみる。まず, 上記の仮定からカルデラ内の平均的な地温勾配は基盤岩内の地温勾配と等しくなる。1,000 m 深熱流量孔で観測された平均温度勾配から, これを $35.4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ とする。また, 第2表に示した実測値の平均から, 基盤岩の熱伝導率を $8.0 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{sec cm } ^{\circ}\text{C}$, カルデラ内凝灰岩の熱伝導率を $6.7 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{sec cm } ^{\circ}\text{C}$ とする。木賊カルデラの地表面積を直径10 km の円とすると, この領域から放出されている総熱量は, この領域がすべて基盤岩に置き換えられたとした場合の熱伝導のみによる放熱量に等しい。したがって, これは下式により求めることができる。

$$5 \times 5 \times 10^{10} \times 3.14 \times 8.0 \times 10^{-3} \times 35.4 \times 10^{-5} = 2.22 \times 10^3 \text{ kcal}/\text{sec} \quad (1)$$

このうち、熱伝導によって放出されている熱量は、上式の熱伝導率をカルデラ内凝灰岩の値に変えて計算すればよい。

$$5 \times 5 \times 10^{10} \times 3.14 \times 6.7 \times 10^{-3} \times 35.4 \times 10^{-5} = 1.86 \times 10^3 \text{ kcal/sec} \quad (2)$$

すなわち約 $1.86 \times 10^3 \text{ kcal/sec}$ が熱伝導によって放出されている熱量である。したがって、(1)式と(2)式の差が木賊カルデラ内において熱水対流により地表へ運搬されている熱量となる。

$$2.22 \times 10^3 - 1.86 \times 10^3 = 3.61 \times 10^2 \text{ kcal/sec} \quad (3)$$

これらの値は、前述のような極めて単純なモデルおよび仮定に基づいて計算されたものであり、当然ながら厳密なものではない。しかし、NEDOによって温泉と河川による放熱量が調べられているため(新エネルギー総合開発機構, 1985a; 1987a), これらの値との比較を行ってみよう。木賊カルデラ内には木賊温泉と湯ノ花温泉があるが、これらの温泉からの放熱量の実測値は次の通りである。

木賊温泉 (泉源数 4)	$1.323 \times 10^2 \text{ kcal/sec}$
湯ノ花温泉 (泉源数 10)	$1.863 \times 10^2 \text{ kcal/sec}$
合計	$3.186 \times 10^2 \text{ kcal/sec}$

上に示された $3.186 \times 10^2 \text{ kcal/sec}$ という値は、(3)式で求めた $3.61 \times 10^2 \text{ kcal/sec}$ という値に極めてよく一致する。また、NEDOによって南会津地域の河川による放熱量も測定されているが、木賊カルデラに関連する河川の放熱量は次の通りである。

西根川, 黒石川, 小白川他	$6.03 \times 10^2 \text{ kcal/sec}$
湯ノ岐川, 白糸滝, かじ沢他	$12.3 \times 10^2 \text{ kcal/sec}$
合計	$1.833 \times 10^3 \text{ kcal/sec}$

この値は、(2)式で求められた熱伝導による放熱量の値と極めて近い。ここで示した木賊カルデラの熱構造モデルは非常に単純なモデルであり、簡単な仮定に基づいている。しかし、簡単なモデルから求められた値が、NEDOによる調査結果とよく一致することは注目値する。

以上のような考察から、木賊カルデラ内に分布する温泉の熱源としては、マグマ溜りのような局所的なものを考える必要はないことがわかる。2.1.1項で述べたように、カルデラ噴出に関連したマグマ溜りは既に周囲の岩石と同じ温度まで冷却してしまっている。それにもかかわらず温泉の分布がカルデラと強い相関があるのは、カルデラ内に分布する凝灰岩が周囲の基盤岩よりも熱伝導率が低いためである。このように熱伝導率が異なる地層が接して分布している場合には、特別な局所的な熱源が存在しなくても温泉が形成されうる。同様の例は、基盤岩のへこみに堆積した沖積層中においても報告されている(例えば Applegate and Donaldson, 1977)。第1表に示したように湯ノ花温泉の地化学温度は 80°C 前後である。湯ノ花温泉の標高を750 m, その付近でのカルデラ底を海拔 -1.2 km 程度、地温勾配を 35.4°C/km , 地表温度を 15°C とすれば、

$$35.4 \times (1.2 + 0.75) + 15 = 84.0^\circ\text{C}$$

となり、カルデラ底では 80°C 程度の温度には容易に達することがわかる。すなわち、断裂に沿ってカルデラ底まで地下水が循環し、そこで熱せられた後に再び断裂に沿って上昇し温泉として湧出したと考えても、地化学温度については説明することが可能である。

日本国内には、第四紀の火山活動からは遠く離れた場所にも温泉がしばしば分布している。それらのなかには第三紀のカルデラに関連したものも少なくないが、これまではこうした温泉の熱源としてカルデラ形成に係わったマグマ溜りを想定することが多かった。しかし、そうしたマグマ溜りは噴出年代からみて既に冷却してしまっていると判断されるものがほとんどである。ここで示した木賊カルデラの湯ノ花温泉の例のように、マグマ溜りなどの火山性の特別な熱源を考えなくても、カルデラ構造中では地化学温度が 80°C 程度の温泉は形成されうると考えるべきである。

2.3 南部地域

2.3.1 鬼怒川流紋岩類の地質構造

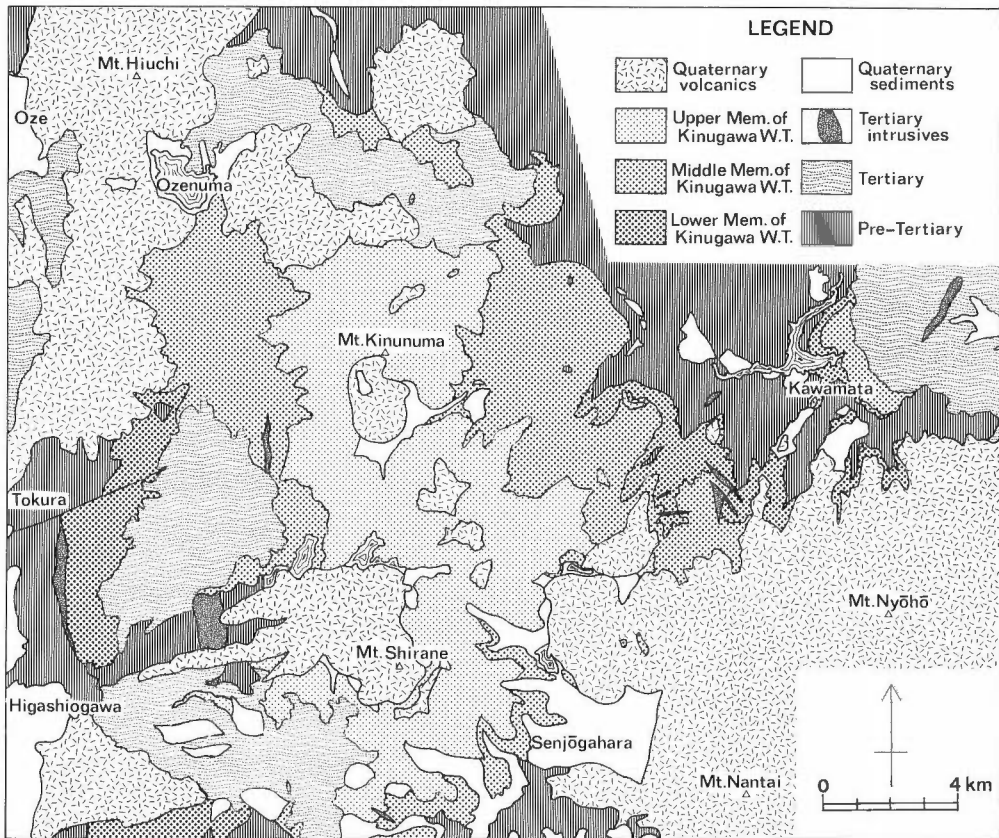
南部地域とは栃木県栗山村の鬼怒川上流域を指しており、NEDOによる南会津調査地域の南端部に当たる。前述のようにこの地域には川俣、湯沢、手白沢、日光沢、加仁湯、八丁の湯、ぬる湯、かっただなどの温泉が集中して分布する。これらの温泉の泉温は60°C以上のものが多く、最高は川俣温泉の96.5°Cである(第1表)。また、南部地域の温泉のNa-K-Caアルカリ比温度はすべて150°C以上であり、北部地域の温泉よりも明らかに高い(第1表、第4図)。このように南部地域の地熱系モデルは、前述した北部地域の地熱系モデルとはかなり異なったものである可能性が強い。北部地域では、局所的な火山性の熱源を想定しなくても、カルデラの内外の岩石の熱伝導率の違いから、高々70°C程度の温泉は形成されうると結論した。しかし、南部地域のように地化学温度が最高200°C以上に達する温泉を含むような地熱系は、北部地域のような地熱系モデルでは説明できない。

地熱系モデルの考察を行うために、まず南部地域の地質について簡単にまとめておく。第12図は、鬼怒川上流域を中心とした地域の地質図である。この地質図で示された地域のうちの北東側の半分は、NEDOによる全国地熱資源総合調査(第2次)南会津地域の調査結果をまとめたものである。いっぽう、南西側の半分は筆者らによる現地調査結果に基づくもので(山口・高倉, 1988)、詳細については別途公表予定であり(山口ほか, 準備中)、ここでは概要のみを報告する。第3表にこの地域の層序を示す。

この地域には、鬼怒沼山付近を中心として、鬼怒川流紋岩類(河田, 1966)と呼ばれる中新世後期に噴出した膨大な流紋岩質溶結凝灰岩類が分布している(ただし、鬼怒沼山自体は第四紀のデイサイトからなっている)。鬼怒川流紋岩類は、先第三紀の基盤岩類を不整合関係で覆い、鮮新世および第四紀の火

第3表 鬼怒川上流域-片品地域の地質層序表
Table 3 Summary of stratigraphic sequence in the upper stream area of Kinugawa River and Katashina areas.

	鬼怒川上流域 山口・高倉 (1988)	鬼怒川上流域 N E D O (1986b)	片品地域 須藤 (1976)
第四系	第四紀 火山岩類	日光火山群 火山岩類	第四紀 火山岩類
鮮新統	四郎岳溶結凝灰岩 錫ヶ岳溶岩	念仏平溶岩 赤安山溶岩	
中新統	鬼怒川流紋岩類上部層 鬼怒川流紋岩類中部層 香沢層 片品川流紋岩類	鬼怒川流紋岩類上部層 鬼怒川流紋岩類中部層 鬼怒川流紋岩類下部層	仁下又流紋岩 鬼怒川流紋岩類 香沢凝灰岩
古第三系			片品川流紋岩類
白亜系	奥日光流紋岩類 片品超塩基性岩類 戸倉沢層		奥日光流紋岩類 片品塩基性岩類 戸倉沢層



第12図 鬼怒川上流域周辺の地質図 (山口ほか, 準備中)

Fig. 12 Geologic map around the upper stream of Kinugawa River (Yamaguchi *et al.*, in preparation).

山岩類に不整合関係で覆われる。鬼怒川流紋岩類は、新エネルギー総合開発機構(1986b)により下部層、中部層、上部層に三分された。いっぽう、NEDO調査域の西隣に当たる片品地域では、須藤(1976)が片品川流紋岩類、香沢凝灰岩、鬼怒川流紋岩類、仁下又流紋岩を識別している。これらのうち、片品川流紋岩類は、鬼怒川上流域の鬼怒川流紋岩類下部層に相当するものと思われる。また、香沢凝灰岩と仁下又凝灰岩は、ともに鬼怒川流紋岩類中部層に不整合関係で覆われることが筆者によって確認された。したがって両者は一連のものであると考えられ、第3表に示すように香沢層(新称)として一括した(山口・高倉, 1988)。このように片品地域においては、鬼怒川流紋岩類下部層に相当する片品川流紋岩類の上位には香沢層が重なり、さらにその上位に不整合関係で鬼怒川流紋岩類中部層および上部層が重なっている。鬼怒川上流域においては、香沢層に相当する地層は分布していない。また、鬼怒川流紋岩類下部層は、礫の含有量、変質の程度、NEDOによるK-Ar法放射年代測定結果などにおいて、鬼怒川流紋岩類中部層および上部層とは明らかに異なっている。

いっぽう、鬼怒川流紋岩類中部層と上部層の両者は、岩質が酷似しているばかりではなく、中部層分布域の内側中央部において上部層が中部層の上に重なるという2階建て構造を示している。第4表は、鬼怒川流紋岩類中部層および上部層の鉱物分離試料についてK-Ar法放射年代測定を行った結果について示したものである(山口, 1988)。この結果によれば、鬼怒川流紋岩類中部層は7.2 Ma前後、上部層は5.7-6.0 Ma前後に噴出したと推定される。すなわち、中部層と上部層との噴出年代の差は、約1 Ma

第4表 鬼怒川流紋岩類についてのK-Ar年代測定結果
Table 4 K-Ar isotopic ages of Kimugawa Rhyolite.

地層名	試料採取地点	分析対象	K-Ar年代 (Ma)	^{40}Ar (10^{-8} ccSTP/g)	Air cont. (%)	K (wt.%)
鬼怒川溶結凝灰岩類 上部層 (KRU-B)	丸沼	黒雲母	5.75 ± 0.14	164.8 ± 2.4	54.4	7.37 ± 0.15
			5.71 ± 0.14	163.7 ± 2.3	53.9	ditto
同上 (KRU-K)	同上	カリ長石	6.02 ± 0.35	76.3 ± 4.2	85.6	3.26 ± 0.07
			5.92 ± 0.34	75.0 ± 4.0	85.2	ditto
鬼怒川溶結凝灰岩類 中部層 (MO-1-B)	女夫湖	黒雲母	7.20 ± 0.30	190.2 ± 6.9	65.5	6.80 ± 0.14
			7.45 ± 0.27	197.0 ± 6.0	60.2	ditto
同上 (MO-1-K)	同上	カリ長石	7.30 ± 0.39	136.0 ± 6.8	72.9	4.79 ± 0.10
			7.22 ± 0.38	134.5 ± 6.6	73.0	ditto
鬼怒川溶結凝灰岩類 中部層 (MO-2-B)	女夫湖	黒雲母	7.07 ± 0.20	181.7 ± 3.5	43.4	6.61 ± 0.13
			7.19 ± 0.20	184.7 ± 3.6	42.0	ditto
同上 (MO-2-K)	同上	カリ長石	7.29 ± 0.22	127.8 ± 2.8	48.9	4.51 ± 0.09
			7.16 ± 0.22	125.5 ± 2.8	49.7	ditto
駒止峠層 (KD-3-B)	駒止峠	黒雲母	7.23 ± 0.19	164.8 ± 2.9	40.2	5.86 ± 0.12
			7.34 ± 0.20	167.3 ± 3.0	39.7	ditto
同上 (KD-3-K)	同上	カリ長石	6.95 ± 0.16	158.8 ± 2.0	21.2	5.88 ± 0.12
			7.05 ± 0.17	161.2 ± 2.0	20.9	ditto

程度である。いっぽう、後述するように下部層の放射年代は6-10 Maにばらつく。こうしたことから、鬼怒川流紋岩類のうち、下部層だけは別個の火成活動に関連したものであるが、中部層と上部層とは密接に関連した一連の火成活動によって形成されたと考えられる。

鬼怒川流紋岩類中部層は、流紋岩質溶結凝灰岩からなり、斑晶鉱物として石英、カリ長石、斜長石、黒雲母、少量の普通角閃石を含む。異質岩片は少ない。鬼怒川上流域においては、最大層厚が約400 mに達するものとみられる。中部層の最下部は、層厚約70 mの強溶結した黒色ガラス質の溶結凝灰岩からなるが、これはよい鍵層となる。その上位は強溶結した赤灰色塊状の溶結凝灰岩からなり、上部にゆくとって偏平な白色本質レンズが増加する。上部層についても、岩質は中部層とほとんど同じであり、最下部に黒色ガラス質の部分に伴う。最大層厚は、鬼怒川上流部において約400 mに達するものとみられる。

中部層と上部層の地質構造は、局部的に緩く傾斜する部分はあるものの、全体としては水平に近く、中部層の上に上部層が重なった2階建て構造を呈している。鬼怒川流紋岩類下部層については、鬼怒川上流域では中部層と上部層の下位に分布するが、片品川流紋岩類も含めてその他の離れた地域にも分布しており、全体的な構造は不明である。

鬼怒川流紋岩類中部層と上部層については、最大層厚を示す地域がともに鬼怒川上流域であり、岩相の類似性および2階建て構造をしていることなどから、前述のように密接な関連を持ったものであることは間違いない。両者を合わせた層厚は、合計800 m以上にも及ぶことから、これらの溶結凝灰岩類がどこか他の場所から噴出し、現在の場所に移動して堆積したとは考えられない。すなわち、鬼怒川流紋岩類中部層および上部層が現在厚く分布している付近が、噴出源の直上であると推測される。おそらく、鬼怒川上流域の直下に流紋岩質の巨大なマグマ溜りが存在し、そこからの噴出物が鬼怒川流紋岩類を形成したのであろう(山口, 1987; 1988)。

2.3.2 放射年代から推定される熱構造モデル

第13図は、鬼怒川流紋岩類および駒止峠層についてのK-Ar法放射年代値(山口, 1986; 1988; 新エネルギー総合開発機構, 1985a; 1986b)をヒストグラムとしてまとめたものである。この図からは次のようなことが読み取れる。

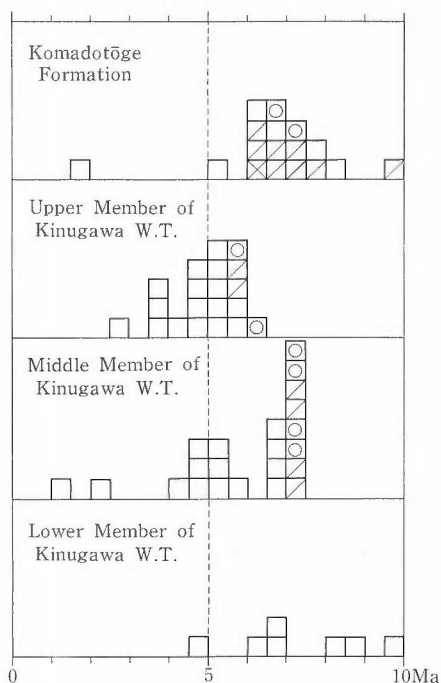
- 1) 鬼怒川流紋岩類下部層の年代値は、かなりばらつきが大きいだが、1つの例外の他は6 Maよりも古く、10 Ma前後のものもある。
- 2) 鬼怒川流紋岩類中部層では7 Ma付近にピークがあり、それよりも古いものはないが、7 Maよりも若い側にはかなり年代値がばらつき、1 Maよりも若いものまである。
- 3) 鬼怒川流紋岩類上部層では5-6 Ma付近にピークを作り、それより古いものはほとんどないが、5 Maよりも若い側にはかなり年代値がばらつく。このパターンは、中部層と同じである。

前節で述べたように、鬼怒川流紋岩類上部層と中部層については、筆者によって鉱物分離試料についてのK-Ar法放射年代測定が行われている。この測定の目的は、全岩試料についての年代値のばらつきが大きいこと、正しい噴出年代を知ろうとするものであった。第4表に示した鉱物分離試料の年代値を正しい噴出年代であると仮定すると、第13図の全岩年代のほとんどすべては、それよりも若い側に年代値がばらついている。

さらに、第14図は鬼怒川流紋岩類のK-Ar年代値と試料採取地点の標高との関係を示したものである。この図からは次のようなことが読み取れる。

- 1) 上部層では年代値と標高との間に正の相関が認められる。
- 2) 中部層ではそのような相関は認められない。
- 3) 下部層では年代値と標高との間に弱い正の相関が認められるようにも見えるが、年代値の誤差が大きいため、はっきりしたことは言えない。

以上のような観察事実、特に鬼怒川流紋岩類上部層に認められる年代値と標高との間の正の相関を説明するためには、次のようなモデルが想定される。

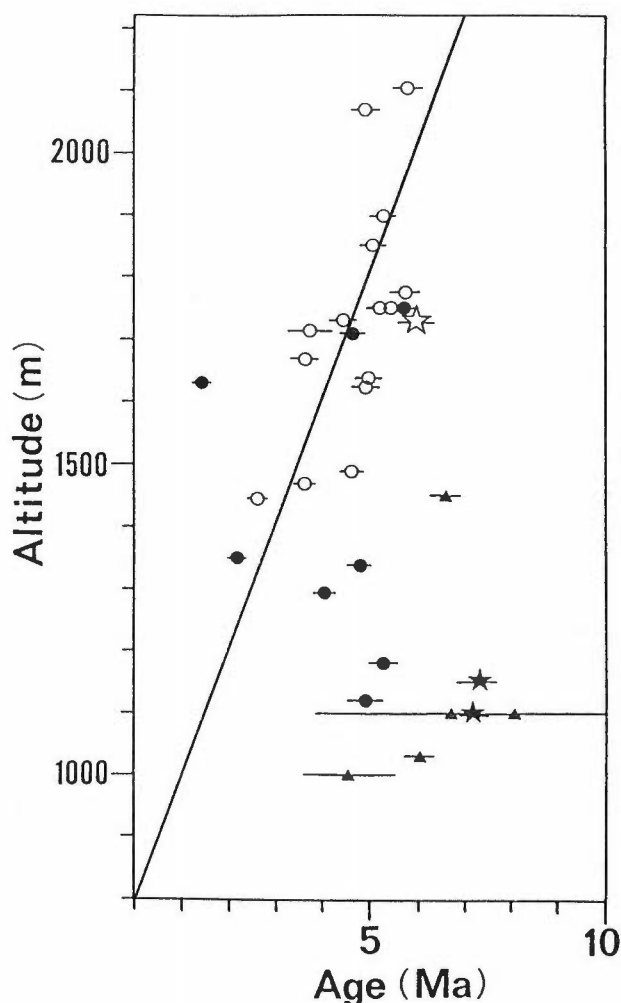


第13図 鬼怒川流紋岩類および駒止峠層の K-Ar 年代値のヒストグラム
 白ぬきは全岩試料, 斜線は黒雲母, 丸印はカリ長石, バツ印は本質レンズを対象として測定したことを示す。

Fig. 13 Histogram of K-Ar ages of Kinugawa Rhyolite and Komadotoge Formation.

まず, ひとつの可能なモデルは, K-Ar 法放射年代における閉鎖温度 (Harrison and McDougall, 1980; Harrison, 1981) に基づくものである。すなわち, 年代値の系統的なばらつきは, 鬼怒川流紋岩類が堆積して後の冷却史を反映していると考えられる。例えば, 佐藤ほか (1986) は, 花崗岩質岩中の鉱物の K-Ar 年代の不一致から, 岩体の冷却速度を求めている。火砕流堆積物の場合, 各ユニット間に有意な時間間隔があるような複数のターリング・ユニットからなり, しかもそれらが水平に堆積しているならば, 年代値と標高との間には負の相関があるはずである。また, 火砕流堆積物が短い時間内に水平に堆積し, 短時間で冷却したならば, 年代値はひとつの値に揃い, 標高との相関はなくなるはずである。鬼怒川溶結凝灰岩類上部層は, 大局的にはほぼ水平な構造を示しており, ひとつのターリング・ユニットであるように見える。しかし, 第14図に見られるように年代値と標高との間に正の相関が認められるとすると, 上部層の溶結凝灰岩の堆積後, 標高の低い部分ほど閉鎖温度を横切って冷却するのが遅かったことになる。溶結凝灰岩類の場合, 噴出・堆積し, その場で冷却してゆく過程において閉鎖温度を横切ることになる。鬼怒川流紋岩類中部層と上部層は, 最大層厚が各々 400 m 程度であるが, それでも Smith and Shaw (1975) などの計算例を参考にし, 噴出・堆積後に単純に冷却していったと仮定すると, K-Ar 年代で検出可能なほど遅い冷却速度であったとはみなせない。したがって, 溶結凝灰岩がそれ自身の熱をゆっくりと失いながら冷却していったことが, 年代値と標高との間の正の相関の原因であるとは考えられない。

いっぽう, 前述したように鬼怒川流紋岩類は, 噴出源の直上に分布している可能性が強く, その直下には少なくとも噴出後しばらくの間は高温のマグマ溜りが存在していたはずである。したがって, マグマ溜りの熱が, 年代値に影響を及ぼした可能性は否定できない。問題は, そのようなマグマ溜りが, どのくらいの期間にわたって K-Ar 年代値に影響を及ぼすような高温を維持していたかである。新エネルギー



第14図 鬼怒川流紋岩類の K-Ar 年代と標高との関係

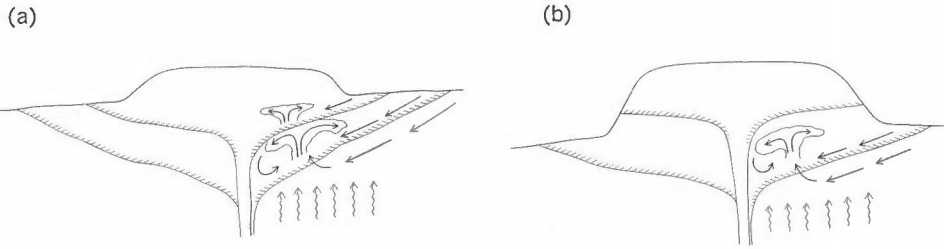
○：鬼怒川流紋岩類上部層の全岩試料，
●：鬼怒川流紋岩類中部層の全岩試料，
▲：鬼怒川流紋岩類下部層の全岩試料，
☆：鬼怒川流紋岩類上部層の鉱物分離試料(黒雲母およびカリ長石)，★：鬼怒川流紋岩類中部層の鉱物分離試料(黒雲母およびカリ長石)

Fig. 14 Relation between K-Ar ages vs. altitude of Kinugawa Rhyolite.

○: whole rock samples of Upper Member of Kinugawa Rhyolite, ●: whole rock samples of Middle Member of Kinugawa Rhyolite, ▲: whole rock samples of Lower Member of Kinugawa Rhyolite, ☆: separated mineral samples (biotite and potash feldspar) of Upper Member of Kinugawa Rhyolite, ★: separated mineral samples (biotite and potash feldspar) of Middle Member of Kinugawa Rhyolite.

ギー総合開発機構(1986b)は、鬼怒川流紋岩類の噴出体積から見積った残存マグマ量として、中部層については15,575 km³、上部層については785 km³とした。山口・高倉(1987)では、鬼怒川流紋岩類中部層と上部層とを合わせた噴出体積を数百 km³と推定した。これらは火砕流としては第一級の値であるが、この程度の規模のマグマ溜りであっても、Smith and Shaw (1975)のモデルのように伝導だけを仮定した冷却モデルにおいてさえ1 Ma程度で冷却してしまう。鬼怒川流紋岩類のように噴出年代が6-7 Maであるならば、現在では周囲の岩石と同じ温度まで冷却していることになる。すなわち、たとえ鬼怒川流紋岩類分布域の地下にその噴出源であるマグマ溜りを想定したとしても、鬼怒川流紋岩類の冷却速度は、第14図にみられるような年代値と標高との間の正の相関を生み出すほどゆっくりとしたものではなかったと推定される。したがって、結論としては、年代値と標高との間の正の相関は、鬼怒川流紋岩類のゆっくりとした冷却により K-Ar 年代の閉鎖温度が序々に下降していったというモデルによっては説明できないことになる。

もうひとつの可能なモデルは、K-Ar 年代値のばらつきを、標高の低い部分ほど後の時代まで熱水変質の影響を受けたことによると考えるものである。この場合には、鬼怒川流紋岩類が変質を受け、鉱物中のアルゴンが散逸することにより K-Ar 年代が若返ったと考える (Dalrymple and Lamphere,



第15図 鬼怒川上流域の熱水対流系モデル

(a) 侵食面が鬼怒川流紋岩類上部層の中部付近にある場合。現在よりも鬼怒川による侵食レベルが高かった時期に相当。熱水対流系は上部層と中部層の両者の中に発達する。

(b) 侵食面が鬼怒川流紋岩類上部層の基底よりも低い場合。ほぼ現在に相当。熱水対流系は中部層以下のみ発達する。

Fig. 15 Schematic model of the hydrothermal convection systems around the upper stream of Kinugawa River.

(a) A case where erosion surface is at the middle level of Upper Member of Kinugawa Rhyolite. This model corresponds to the stage when Kinugawa River was at the higher level than the present. Hydrothermal convection system can be formed in both the Upper and Middle Members of Kinugawa Rhyolite.

(b) A case where erosion surface is lower than the base of Middle Member of Kinugawa Rhyolite. This model roughly corresponds to the present situation. Hydrothermal convection system can be formed only in the Middle Member of Kinugawa Rhyolite.

1969). 前述のように、鬼怒川流紋岩類を噴出させたマグマ溜り自体は、現在の熱源として期待できない。しかし、鬼怒川上流域周辺には、念仏平溶岩や赤安山溶岩などの鮮新世の火山活動や、鬼怒沼山や根名草山などの第四紀の火山活動が知られており、鬼怒川流紋岩類噴出後、今日までほぼ継続して火山活動が引き続いて起こっている場所に当たる。したがって、これらの火山活動を熱源とした熱水活動により、鬼怒川流紋岩類が変質を受け、その年代値が若返ったと考えることは可能である。第4表および第13、14図に示したように、鉱物分離試料では年代の若返りが認められず、全岩試料で若返りが認められることは、全岩試料のほうがK-Ar年代測定において変質の影響を受けやすいという経験的事実とも合致する。

年代値と標高との正の相関が、上部層のみに認められ、中部層では認められないことについては、そのような新しい火山活動による年代値の若返りは、上部層では約2 Maに終わってしまっているが、中部層ではまだ進行中であるためかもしれない。第15図に概念的なモデルを示す。鬼怒川流紋岩類は、前述のように中部層と上部層の2階建て構造をしている。現在は鬼怒川がこの構造を深く切り込み、中部層の基底付近まで侵食している。おそらく、鬼怒川流紋岩類上部層の堆積直後には地表面は上部層の上面に相当し、鬼怒川のような深い切れ込みもなかったはずである。したがって、その当時の地下水面は現在よりもかなり標高の高いところであって、熱水活動も標高の高いところまで容易に達していたと推察される。その後、次第に侵食が進み、(古)鬼怒川が鬼怒川流紋岩類を深く削り込むにつれて、地下水面も次第に下がり、熱水活動が到達できる標高もしだいに低下していったのであろう。鬼怒川上流の温泉は、日光沢温泉を除いてすべて上部層基底よりも下側、標高では1,400 m以下の場所に分布している。すなわち、現在の熱水活動の中心は、標高1,400 m以下で起こっている。中部層の年代値でこれよりも標高の低いところにプロットされているのは、それよりも下流側において採取された岩石試料である。

ここで、前述のように熱水活動の上限は時代とともに標高の低い場所へと移っていったと考え、さらに標高の低下速度は一定であると仮定する。第14図において上部層の年代値と標高との間の回帰直線を引いてみると、0 Maでは標高800 m付近を通る。すなわち、現在は標高800 m付近よりも深い場所においてK-Ar年代の若返りが起こっているものと推測される。言い替えれば、標高800 m以深において

は、現在も熱水活動が盛んであることになる。温泉がそれよりも標高の高い1,400 m付近まで分布しているのは、熱水が断裂に沿って上昇しているためであろう。第1表で示した温泉の地化学温度は、この地域の温泉では15–200°Cを示しているが、これは鬼怒川上流域の地下の標高800 mよりも深いところでは、K-Ar放射年代を若返らせるような温度に到達しているとの推測と調和的である。こうしたことから、鬼怒川上流域は、少なくとも温度の面からは地熱発電を行いうるような条件を満たしているものと推測される。

2.3.3 貯留層モデル

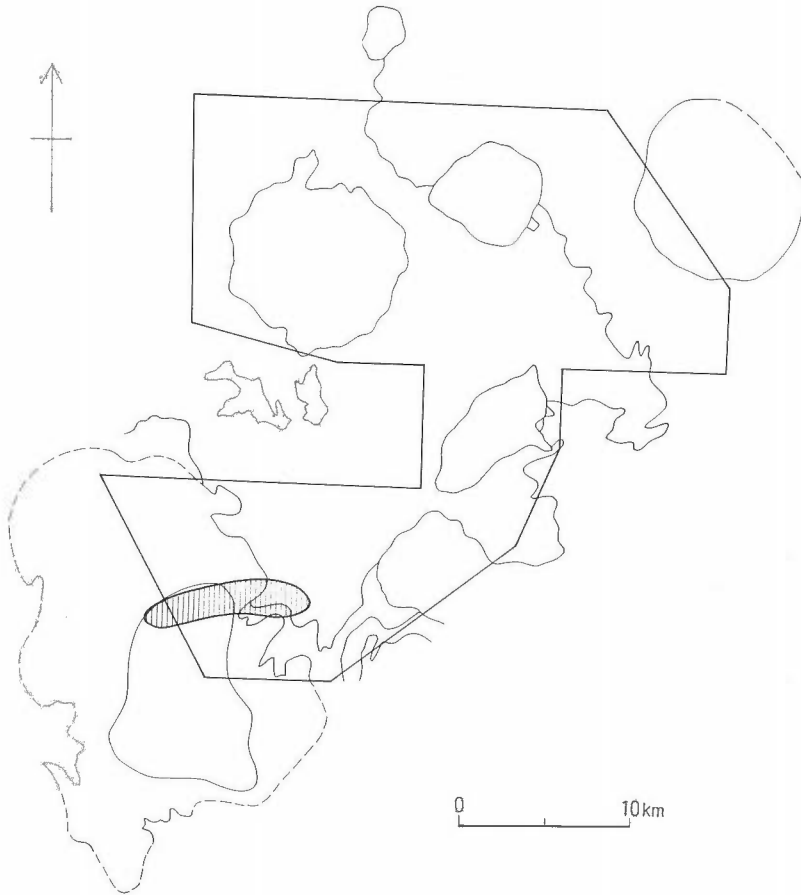
鬼怒川流紋岩類は強溶結した凝灰岩からなり、岩石試料の密度測定結果(高倉・山口, 1991)では先第三系の基盤岩類の密度とほとんど差はない。しかし、重力異常図および重力基盤深度解析結果などによれば、鬼怒川流紋岩類分布域には周囲よりも密度の小さい物質が詰まっていることになっている(高倉・山口, 1991)。おそらく、測定された堅固な岩石試料自体の密度は小さくなくても、堅固な部分の間には割れ目がよく発達し、鬼怒川流紋岩類全体としては周囲の基盤岩類よりも密度が小さくなっているであろう。すなわち、重力の低異常を生じさせている原因は、岩石中に発達する割れ目であると推測される。前述のように鬼怒川上流域の地下においては、200°C程度の高温が期待され、しかも鬼怒川沿いには実際に高温の温泉が分布することから、鬼怒川上流域の地下には地熱発電を行うに足るような地熱流体が存在すると推測される。おそらく、鬼怒川流紋岩類中部層および上部層中には、このような割れ目が良く発達する部分があり、それが地熱流体の貯留層となっているであろう。

鬼怒川流紋岩類中・上部層は噴出源に近いところに存在しているらしいことは前に述べたが、重力異常のパターンなどからみて、鬼怒川流紋岩類は基盤岩類のなかに上に開いた円錐形の形状で分布している可能性が強い。割れ目が良く発達しているのは、そのうちの一部であるのか、あるいは全体に均一に発達しているのかは明らかではない。円錐形の形状からは一種のカルデラを想定させるが、もしもカルデラのようなものであったとすると、割れ目系としては円錐の外表面に平行で平面上では環状に見える割れ目系と、円錐の軸から放射状に延びる割れ目系とが卓越しているかもしれない。鬼怒川上流の温泉は鬼怒川沿いに集中しているが、全体としては北に張り出した弧状の分布を示しており、円錐の外表面に沿った割れ目を暗示しているようにも見える。もしも、温泉がそのような割れ目系に支配されているならば、地下の地熱貯留層も同様に円錐状の割れ目に沿って発達していることとなる。次章ではこのような地熱貯留層モデルに基づいて地熱資源量の算出を行った。

3. 地熱資源量の算出

前章で述べたように、北部地域では深さ3 km以浅で温度150°Cを越える場所はないと推定されるため、発電を前提とした地熱資源量は算出されない。いっぽう、南部地域の鬼怒川上流域では、深さ3 km以浅で150°Cを越える地域が存在すると推定され、発電を前提とした地熱資源量を算出することができる。地熱資源量の計算方法は、基本的には容積法(White and Williams, 1975; Muffler and Cataldi, 1978; Muffler, 1979)によるが、計算に必要なパラメータのいくつかは宮崎ほか(1986)で示された値を採用した。

まず、地熱貯留層については、前述のように鬼怒川流紋岩類中の割れ目に胚胎するものと考えた。重力基盤深度解析結果によれば、鬼怒川流紋岩類中部層および上部層は直径約10 km、深さ約2.5 kmの上の開いた円錐形の構造をなし、周囲を先第三系基盤岩類および鬼怒川流紋岩類下部層に取り囲まれていると考えることができる。この地域の平均標高を1 kmとすると、深さ2.5 kmは海拔標高では-1.5 kmに相当する。さらに、前章で述べたように円錐の外表面に平行な割れ目が鬼怒川沿いの地下に存在すると仮定する。現在見られる温泉は、熱水が地下深部の地熱貯留層から割れ目に沿って上方へ流動し、地表面に到達したものであると解釈する。第16図は、そのような割れ目を地表面まで延長した場合に、対応する地表面の広がりを示したものである。ここでは、鬼怒川流紋岩類の作る逆円錐形の形状

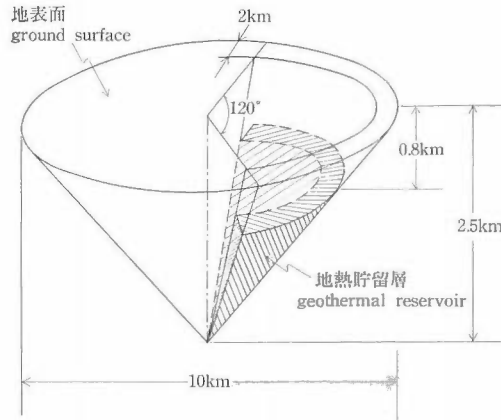


第16図 鬼怒川上流域において温泉分布から推定される地下の断裂の広がり
 Fig. 16 Location of possible subsurface fracture zone inferred from distribution of the hot springs around the upper stream of Kinugawa River.

のうち、北半部しか地熱貯留層として考えていない。実際には NEDO 調査域の南側には、日光湯本温泉や丸沼温泉が知られているため、南半部にも地熱貯留層が存在する可能性は高い。しかし、南半部の高温の温泉の数は北半部よりも明らかに少ない。また、南半部についてのデータは十分でないため、ここでは北半部のみについて地熱資源量を算出することとした。

第17図は、このような考えに基づき、地熱貯留層の形状を模式的に示したものである。地熱貯留層は、鬼怒川流紋岩類の作る円錐形の外形に沿った断裂中に胚胎するものと仮定する。貯留層を地表に延長した場合の幅は、現在の温泉の分布などから第16図に示すように2 kmとした。また、温泉の分布域などから、第17図に示したように円錐の3分の1周に相当する部分、すなわち角度では120度に当たる部分のみを貯留層と考えた。また、貯留層の下面深度は重力基盤深度などから地表下2.5 kmとした。この地域の平均標高を1 kmとすると、これは海拔-1.5 kmに相当する。また、貯留層の上面深度は、第14図より求めたK-Ar年代の若返りが起こっている深度、すなわち海拔標高800 mとした。したがって、地熱貯留層は海拔標高では+800 mから-1,500 mまでの深さに存在することになる。第17図に示されたように、このような形状をした貯留層の体積は約11 km³となる。

地熱資源量の計算は、宮崎ほか(1986)によって示された方法に準拠している。この方法は、基本的に容積法と呼ばれる考え方に基づくものである。また、計算に当たっては、地熱貯留層の温度は200°Cで



第17図 鬼怒川上流域地下の地熱貯留層の形態モデル

Fig. 17 Schematic geometry of the geothermal reservoir below the upper stream area of Kinugawa River.

深度に依存せず一定であるとした。地熱貯留層の孔隙率は15%とし、孔隙はすべて熱水で満たされているとした。また、熱エネルギーの回収率は25%、基準温度は15°C(288°K)とした。さらに発電効率は0.4、発電期間は30年とした。

まず、貯留層エネルギー Q_r (J)は、

$$Q_r = 2.7 \text{ (J/cm}^3\text{°C)} \cdot 11 \times 10^{15} \text{ (cm}^3\text{)} \cdot (200 - 15) \text{ (°C)} = 5.5 \times 10^{18} \text{ (J)}$$

次に Q_r に回収率25%を乗じて、坑口での熱エネルギー Q_{wh} を計算する。

$$\begin{aligned} Q_{wh} &= 0.25 \cdot 5.5 \times 10^{18} \text{ (J)} \\ &= 1.375 \times 10^{18} \text{ (J)} \end{aligned}$$

基準温度を15°C(288°K)として機械的仕事量 W_a を求める。ここで坑口でのエンタルピーは、宮崎ほか(1986)に従い837(kJ/kg)とする。

$$\begin{aligned} W_a &= 1.375 \times 10^{18} \text{ (J)} \cdot [837 - 63 - 288 \times (2.302 - 0.224)] / (837 - 63) \\ &= 3.12 \times 10^{17} \text{ (J)} \end{aligned}$$

発電効率を0.4とすると、電気エネルギー E は

$$\begin{aligned} E &= 3.12 \times 10^{17} \times 0.4 \\ &= 1.25 \times 10^{17} \text{ (J)} \end{aligned}$$

30年間の発電を行うものとする

$$\begin{aligned} E/30\text{年} &= 1.25 \times 10^{17} / (30 \times 365 \times 24 \times 60 \times 60) \\ &= 1.3 \times 10^8 \text{ (J/sec)} \\ &= 13 \text{ (万 kW)} \end{aligned}$$

結局、地熱貯留層としては13万kWの発電ポテンシャルを有すると評価されたことになる。

同様の方法での他地域の地熱資源量評価結果としては、村岡(1988)による八甲田地域の値として、八甲田熱水系が35.3万kW、沖浦熱水系が26.7万kW、碓ヶ関熱水系4.57万kWという報告がある。本地域と村岡(1988)が対象とした地域の地表地熱微候などを比較すると、同じ計算方法に基づいた結果としては、ほぼ妥当な値であろうという直感的な印象を受ける。

ところで、山口(1989)では南会津地域の地熱資源量として17万kWまたは62万kWという値を報告しているが、本報告の13万kWという数字との差は、鬼怒川上流域の地熱貯留層の体積の見積りの違いに起因している。まず、17万kWという数値については、第17図に示したように円錐の外周3分の1周分に沿った形状の貯留層を仮定するのは同じであるが、貯留層の上面は地表面であるとした。これは、川

俣付近くに高温の自噴泉が分布することを根拠としている。しかし、実際に温泉が噴出しているのは断りに沿った限られた場所のみであり、貯留層が地表面まで達しているのではなく、地下の貯留層から極く限られた本数の断りに沿って熱水が地表面まで上昇してきていると考えたほうが現実的である。このように考えれば、貯留層の上面は地表面ではなく、本報告で述べたように海拔高度800 m(この地域の標高を約1,000 m とすれば地下200 m)としたほうが適切である。すなわち、山口(1989)による地熱貯留層の体積の見積りは、過大であることになる。したがって、本報告では山口(1989)で示した17万 kW という値を訂正し、13万 kW を採用する。

いっぽう、62万 kW という値は、第17図で示した逆円錐形のうち、海拔標高800 m よりも深い部分すべてを地熱貯留層と仮定して計算したものである。これは、地熱貯留層が鬼怒川流紋岩類の外周部に沿ってだけでなく、その岩体の内部にも胚胎されるとの考えに基づくものである。この場合には地熱貯留層の体積は本報告での見積りよりもかなり大きなものとなり、その結果62万 kW という値が算出された。地熱貯留層の形態については、これまでに多くの議論がなされてきているが、層序に規制された“水平型”の貯留層よりも、断りに沿った“垂直型”の貯留層のほうが少なくとも日本の地熱地域においては一般的であるとの見方が優勢であるように思える。62万 kW という値に対応する貯留層モデルは、“水平型”の一種であり、本地域において地熱貯留層がそのような大きな広がりを持つという積極的な証拠は得られていない。つまり、やや消極的な議論ではあるが、本地域の貯留構造も日本の他地域と同様に断りに規制された“垂直型”である可能性のほうが高いと推測される。したがって、本地域の地熱貯留構造は、第17図に示したような断りに規制された形状であると仮定すれば、62万 kW よりも13万 kW という値のほうが妥当であるとの結果になる。

以上のような議論に基づき、本地域の地熱資源量については、山口(1989)で示した17万 kW または62万 kW という値を訂正し、本報告で示した13万 kW という値を採用することとする。ただし、13万 kW という値自体の意味については、これまでに述べてきたような地熱系モデルに依存したものであり、数多くの不確実な仮定に基づいているため、信頼度についてはあまり大きくないものと考えられる。今後、より詳細な調査結果が入手可能となり、さらに実体に近い精密な地熱系モデルが構築できるようになれば、ここで示された地熱資源量は見直されて然るべきものである。

4. ま と め

(1) 南会津地域は、地熱系の性格という観点からは性格の異なる2つの地域に分けられる。すなわち、鬼怒川上流に沿った南部地域と、それ以外の北部地域である。

(2) 北部地域の温泉は、泉温および地化学温度は低く、ほとんどが中新世-鮮新世のカルデラ内に分布する。カルデラ形成に関連したマグマ溜りは既に周囲の岩石と同じ温度まで冷却しているため、これらの温泉は、カルデラ内の凝灰岩とカルデラの周囲の先第三系基盤岩類との熱伝導率の差に起因して形成されたものとみられる。

(3) 北部地域では深さ3 km 以浅で温度150°Cを越える地域は存在せず、発電を前提とした地熱資源量は算出されない。

(4) 南部地域の温泉は鬼怒川上流域に分布し、泉温および地化学温度は北部地域よりも高い。これらの温泉の熱源は、第三紀以降の断続的な火山活動に関連するものであろう。

(5) 鬼怒川上流域には膨大な量の流紋岩質溶結凝灰岩からなる鬼怒川流紋岩類が分布するが、鬼怒川流紋岩類上部層のK-Ar年代と標高との間には正の相関が認められる。これは、鬼怒川による地形面の下刻により、熱水対流系の上限深度がしだいに降下し、標高の低い部分ほど後の時代まで年代値の若返りが起こっていたためであろう。現在は、この地域の地下の標高800 m 付近に深において、熱水活動によるK-Ar年代の若返りが起こっていると推定される。

(6) 南部地域では深さ3 km 以浅で150°Cを越える地域が存在すると予想される。容積法に基づく地熱資源量評価によれば、この地域の発電量(30年間)は約13万 kW と見積られる。

文 献

- Applegate, J. K. and Donaldson, P. R. (1977) Characteristics of selected geothermal systems in Idaho. Heacock, J. G. (ed.) *The Earth's Crust, Geophys. Monograph*, no. 20, Amer. Geophys. Union, Washington D. C., 754p.
- Byerly, P. F. and Stolt, R. H. (1977) An attempt to define the Curie point isotherm in northern and central Arizona. *Geophysics*, vol. 42, p. 1394-1400.
- Dalrymple, G. B. and Lanphere, M. A. (1969) *Potassium-Argon Dating; Principles, Techniques, and Application to Geochronology*. Freeman, San Francisco, 258p.
- Harrison, T. M. (1981) Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 78, p. 342-331.
- and McDougall, I. (1980) Investigation of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand—I. Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochem. Cosmochim. Acta*, vol. 44, p. 1985-2003.
- 河田清雄(1966) 奥日光流紋岩類—足尾山地北部における白亜紀火山活動—。地球科学, no. 84, p. 6-13.
- 水戸研一・原 担・根田武二郎(1978) 福島県地質調査報告「針生地域の地質」, 福島県, 33p.
- 宮崎芳徳・津 宏治・浦井 稔・高倉伸一・大久保泰邦・小川克郎(1986) 全国規模地熱資源評価の研究。昭和59・60年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源評価技術に関する研究」, 地質調査所, p. 285-297.
- Muffler, L. J. P. and Cataldi, R. (1978) Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, vol. 7, p. 53-89.
- ed. (1979) Assessment of geothermal resources of the United States—1979. *U.S. Geological Survey Circular*, no. 790, 163p.
- 村岡洋文(1988) 八甲田地熱地域における地熱資源量評価。昭和62年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源評価技術に関する研究」, 地質調査所, p. 81-107.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂(1986) 丹沢トータル岩質岩体の角閃石と黒雲母の K-Ar 不一致年代。地質雑, vol. 92, p. 439-446.
- 柴田豊吉・増田孝一郎・村田正文・石崎国熙・羽鳥晴文・佐々木郁郎・佐々木隆・田野久貴・中川義二郎・渡辺 斌・伊藤希久夫(1973) 福島県地質調査報告「糸沢地域の地質」, 福島県, 36p.
- 新エネルギー総合開発機構(1985a) 昭和59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)調査 火山岩分布年代調査報告書要旨。64p.
- (1985b) 昭和59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)調査 放熱量調査報告書要旨。30p.
- (1986a) 昭和60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)調査 流体地化学調査報告書要旨。50p.
- (1986b) 昭和60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)調査 火山岩年代調査報告書要旨。198p.
- (1986c) 昭和60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)調査 放熱量調査報告書要旨。48p.
- (1987a) 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)調査 地熱調査成果図集。72p.
- (1987b) 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)調査 放熱量調査報告書要旨。59p.
- Smith, R. L. and Shaw, H. R. (1975) Igneous-related geothermal systems. In White, D. E. and Williams, D. L. (eds.), *Assessment of geothermal resources of the United States—1975*, U.S. Geological Survey

Circular, no. 726, p. 58-83.

須藤定久(1976) 群馬県片品地域の地質. 地質学論集, no. 13, p. 229-240.

高倉伸一・山口 靖(1991) 南会津地域の岩石密度. 地調報告, no. 275, p. 165-181.

White, D. E. and Williams, D. L., eds. (1975) Assessment of geothermal resources of the United States—1975. *U.S. Geological Survey Circular*, no. 726, 155p.

山口 靖・村岡洋文・西 祐司・小川克郎・長谷紘和・大久保泰邦・花岡尚之・川村政和(1983) 地熱資源賦存地域評価手法の研究. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源基本図作成に関する研究」, 地質調査所, p. 219-233.

———(1986) 福島県南会津郡田島町周辺の火砕流体積物の K-Ar 年代. 北村 信教授退官記念地質学論文集, p. 629-636.

———・高倉伸一(1987) 東北部地域における鬼怒川溶結凝灰岩類相当層の分布と熱源評価について. 昭和61年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源評価技術に関する研究」, 地質調査所, p. 135-151.

———(1987) 鬼怒川流紋岩類の分布と時代. 日本地質学会第94年度学術大会講演要旨, p. 430.

———(1988) 鬼怒川溶結凝灰岩類の年代および化学組成の再検討. 昭和62年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源評価技術に関する研究」, 地質調査所, p. 43-62.

———・高倉伸一(1988) 南会津地熱地質編図地域南西部の地質. 昭和62年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「国土地熱資源評価技術に関する研究」, 地質調査所, p. 65-77.

———(1989) 全国地熱資源総合調査(第二次)調査地域の地熱モデルと資源評価—南会津地域(演旨). 地調月報, vol. 41, p. 186-187.

———・高倉伸一・高橋正明(準備中) 10万分の1 南会津地熱地域地質図および説明書.

阿蘇火山周辺域の重力解析

駒澤正夫*・山田泰生**・川副聖規**

The gravimetric analysis in and around the Aso volcanic area, Western Japan

By

Masao KOMAZAWA*, Yasuo YAMADA**
and Seiki KAWAZOE**

Abstract: Compiled gravity anomaly maps (Bouguer anomalies with the assumed density 2.2, 2.3, 2.4 and 2.5 g/cm³) were made for the study of the Aso volcanic area, and the Bouguer anomalies of the assumed density 2.2 g/cm³ which show the least correlation between Bouguer anomalies and elevations of gravity stations on the whole is used for quantitative analysis. This area is characterized by large-sized low Bouguer anomalies corresponding to caldera structure and by steep gradient lineation, which corresponds to Ōita-Kumamoto tectonic line, running through the Aso caldera. A few small-sized low anomalies elongated in east-west direction are arranged in north-south direction in caldera, so it is estimated that the Aso caldera is not formed by only one depression but composed of a few small-sized depressions.

From frequency analysis, four layer structure is estimated with boundaries as follows: $D_A=4.1$ km, $D_B=0.60$ km and $D_C=0.39$ km. Residual anomalies is obtained by removing the regional trend corresponding to the deeper structure than a few kilometers depth with a low-cut filter (upward-filter: 5 km). The three dimensional structure of the Aso volcanic area is obtained on the assumption of two homogeneous layer model with the density contrast 0.5 g/cm³ between the surface layer (lake deposit or pyroclastic flow deposit) and the basement layer, and under the control information of basement outcrop and well. The analyzed structure of the Aso caldera shows that depth of depression is not so large in comparison with diameter of caldera.

1. はじめに

阿蘇火山とその周辺は、大規模のカルデラ構造があり、また、日本でも有数の地熱地帯であることから、工業技術院サンシャイン計画の一環として新エネルギー・産業技術総合開発機構によって「全国地熱資源総合調査」の広域熱水流動系調査のフィールドとして選ばれた。また、地質調査所でも本地域において各種の目的から各種の調査・研究が行われてきた。そのうち重力調査は、地熱地域の熱水の広域的な流動を規制する場を密度モデルという観点から把握し、更にその結果に熱構造や流体の挙動を把握する手法を併用して最終的に地熱貯留構造を推定することを目的としている。上記の目的以外にも、広域的な地質・地殻構造の推定などもあげられる。

阿蘇火山周辺域の重力分布は、Kubotera *et al.* (1969)や久保寺ほか(1976)により阿蘇カルデラの低重

* 地殻物理部 ** 元, 新エネルギー・産業技術総合開発機構

* Geophysics Department ** formerly New Energy Development Organization

Keywords: Aso Volcano, caldera, Ōita-Kumamoto tectonic line, Bouguer anomalies, frequency analysis, three dimensional gravimetric analysis

力異常や大分-熊本構造線の重力急傾斜構造等の大勢は明らかにされたが、地質構造を議論するには測点数が不十分であった。地質調査所は、火山・カルデラ構造や地熱探査を目的としてカルデラ内において重力調査を実施した(長谷川ほか, 1981a)。それらの既存データを総合的に編集するために、昭和57年度に新エネルギー総合開発機構(現新エネルギー・産業技術総合開発機構)(1982)は「全国地熱資源総合調査(第1次)」の一環として新たにデータを補間して広域重力調査を行い、「全国地熱資源総合調査」の成果として縮尺100万分の1全国重力図として公表した(駒澤ほか, 1987a)。その後、新エネルギー・産業技術総合開発機構は昭和63年度から「全国地熱資源総合調査(第3次)」の広域熱水流動系調査の調査地域として「阿蘇地域」を選定し、主としてカルデラの南方域において重力調査を実施した。また、地質調査所でも「工業技術院特別研究・活火山の地質及び地下構造に関する研究」の一環として平成元年3月に根子岳周辺域とカルデラの南東域において重力調査を実施した。小論では、新たに取得したデータも合わせて編集し、解析を実施したのでその結果を述べる。

なお、本地域の北方の隣接域である豊肥地域については、駒澤・鎌田(1985a)が重力解析を行っており、別府湾から九重山周辺にかけての大規模な低重力異常域が落差が3-4 kmに達する火山性陥没構造に対応すること等を示した。

本報告の解析の手順について述べる。まず阿蘇火山及びその周辺の表層密度について検討し密度構造の基礎資料とした。更に、周波数解析によりブーゲー異常のパワースペクトルを求めて概略の層構造を推定し、基盤の形状に対応する残差重力異常をフィルター操作により求め、基盤岩の露頭や坑井資料の基盤をコントロールポイントとして、3次元解析を行った。

なお、小論に出てくる地名の位置は、付図A-1を併せて参照されたい。

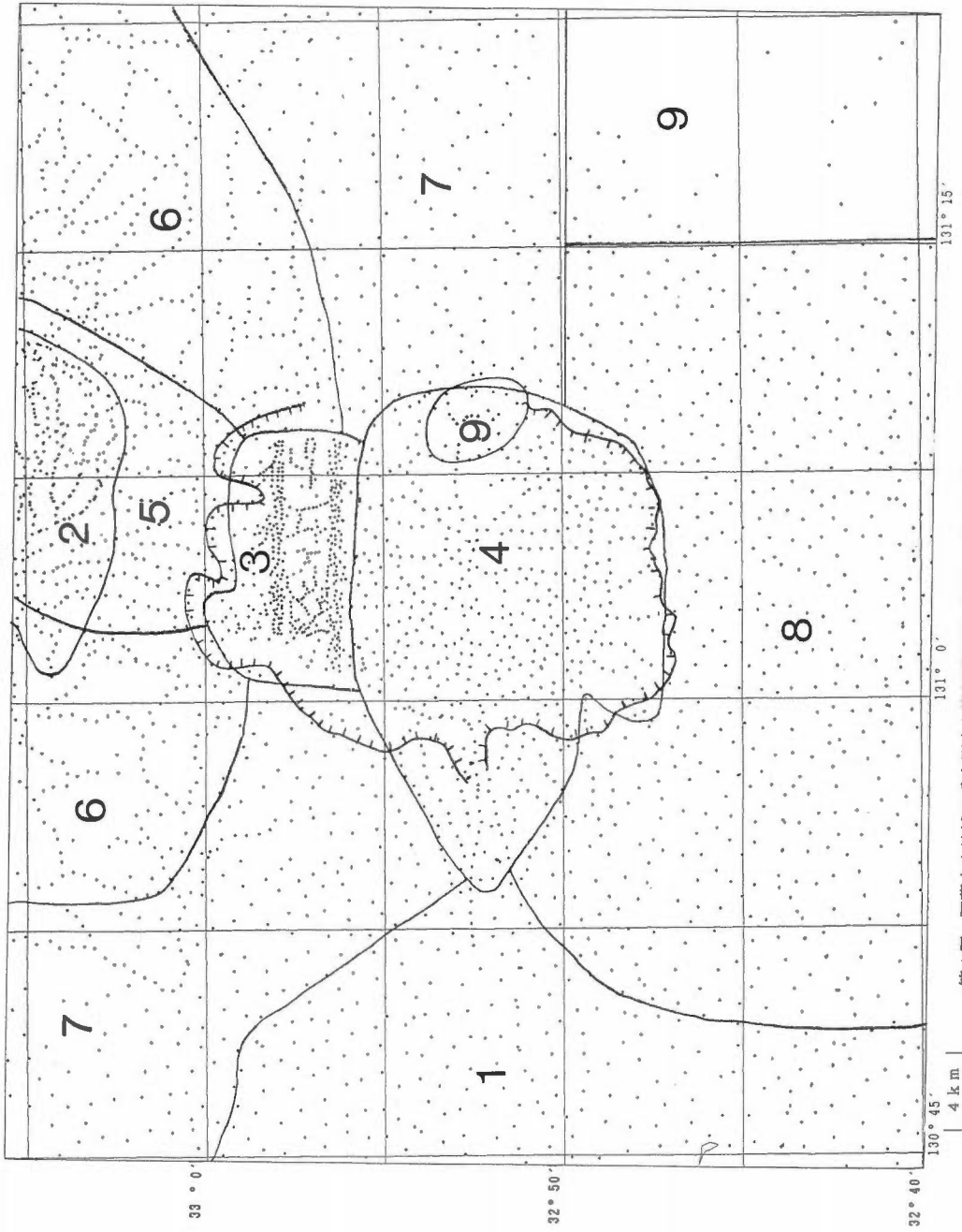
2. 重力異常図編集及び補正計算

阿蘇火山周辺の重力図を以下の要領で編集・作成した。編集の範囲は、 $32^{\circ}40'N-33^{\circ}5'N$, $130^{\circ}45'E-131^{\circ}22.5'E$ で、国土地理院発行の5万分の1地形図の「八方ヶ岳」、「宮原」、「久住」、「菊池」、「阿蘇山」、「竹田」、「御船」、「高森」及び「三田井」の9葉にまたがる地域で、その面積は2,850 km²になる。その範囲の重力データの測点とその編集資料区分を第1図に示したが、編集に用いた重力測定点の総数は2,868点に達する。また、編集資料区分の調査一覧を第1表に示す。更に、その範囲の概略の地形図を第2図に示す。

既存の重力データの測定重力値は、日本重力基準網(JGSN 75)(鈴木, 1976)に基づいた系で必ずしも求められていない。また、LaCoste重力計をはじめとするスプリング式の重力計はスプリングの伸びを検出して重力差を得るため経年変化などが考えられ、測定値に機種差が存在する。以上の点を考慮して、検定済みの重力計により既存測定点の一部を再測定し、その結果にもとづいて測定値から絶対重力値への変換式を求める必要がある(広島ほか(1982), 駒澤ほか(1985b))。

既存の測定値を絶対重力値に変換する目的とした重力測定は、新エネルギー総合開発機構(1982)によって実施されており、また水準点や三角点の一部については国土地理院によって測定がなされており(測定データは国土地理院にて閲覧できる)、今回はそれらの測定結果を使用して変換式を決定した。その結果、LaCoste重力計については重力計に付与されている定数(表)をそのまま用いても問題がなかったが、North American重力計やWordon重力計を用いた測定データについては定数に検討を加えて重力値を計算しなおしている。そのようになった理由は、当時の調査では複数の重力計を用いて広域的な調査をすることもなかったし、絶対重力値の確定した測点を複数個用いて重力値を決定することもなかったことによる。

次に、ブーゲー異常値の算出について述べる。地形補正は球面効果を考慮した仮想扇形で地形を近似して実施した(駒澤, 1988)。ブーゲー補正についても球面効果を考慮した地形補正の範囲と同じ60 kmの弧長をもつ部分球殻(球帽)の式により行い、地形効果を厳密に除去するようにした(駒澤, 1989)。なお、地形補正に用いた地形データは、「国土情報整備事業」の一環として建設省国土地理院が作成した



第1図 阿蘇火山地域の重力測点と資料区分図 (番号は、第1表の調査件名に対応).
Fig. 1 Gravity stations of the Aso volcanic area and their data sources (refer to Table 1).

第1表 阿蘇火山地域重力図の編集に使用した重力調査一覧表
Table 1 List of survey names and data sources for the compilation of gravity map.

番号	調査件名	調査年度(昭和)	実施機関	編集点/全測点	重力計
1	熊本地方 ¹⁾	35	地質調査所	78/393	NA-108
2	岳の湯	40	〃	117/497	WD-699
3	阿蘇谷 ²⁾	46-47	〃	427/427	WD-699
4	熊本県阿蘇地区 ²⁾	49	〃	527/527	LG-178
5	熊本県涌蓋地区 ³⁾	50	〃	235/253	LG-366
6	豊肥地区 ⁴⁾	53	通商産業省	460/1745	LG(複数)
7	北九州 ⁵⁾	57	新エネルギー総合開発機構	217/2137	LG(複数)
8	阿蘇地区 ⁶⁾	63	新エネルギー・産業技術 総合開発機構	737/821	LG(複数)
9	根子岳等	元(平成)	地質調査所	70/70	LD-035
総合	阿蘇火山地域編集: 2850 km ²			2868	

データは、中条(1960)¹⁾、長谷川ほか(1981a)²⁾、長谷川ほか(1981b)³⁾、通商産業省(1979)⁴⁾、新エネルギー総合開発機構(1982)⁵⁾、新エネルギー・産業技術総合開発機構(1989)⁶⁾のほか未公表資料による。

The data are from CHUJO (1960)¹⁾, HASEGAWA *et al.* (1981a)²⁾, HASEGAWA *et al.* (1981b)³⁾, MITI (1979)⁴⁾, NEDO (1982)⁵⁾, NEDO (1989)⁶⁾ and unpublished data.

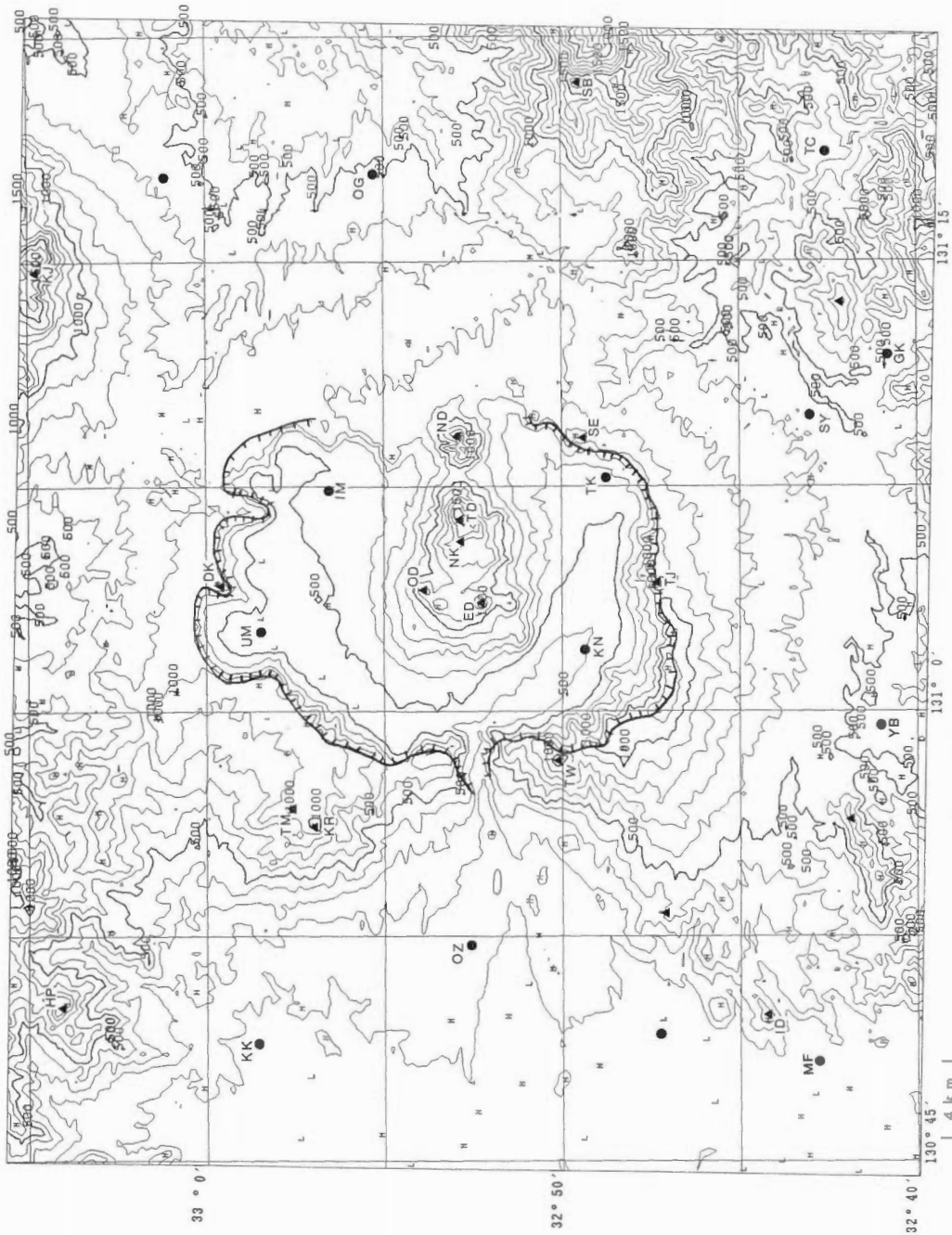
標高に関する「国土数値情報資料(格子状データ)」をもとに、その資料に陸水域や海域の水深値を補って使用した。

地表に分布する岩石の密度にはバリエーションがあるので一律の仮定密度で全地域について地形と相関のないブーゲー異常図を得るのは難しい。それに対し、地形図と数種の仮定密度のブーゲー異常図とを視的に比較すれば地表の岩石密度の面的変化の把握が簡単に行うことができる。従って、表層密度の把握にはなるべく多種の仮定密度のブーゲー異常図を例示するのが最も有効で、小論では仮定密度が2.2 g/cm³、2.3 g/cm³、2.4 g/cm³及び2.5 g/cm³のものを、第3図、第4図、第5図及び第6図に各々示し、地下構造に対するイメージを固定させないようにした。

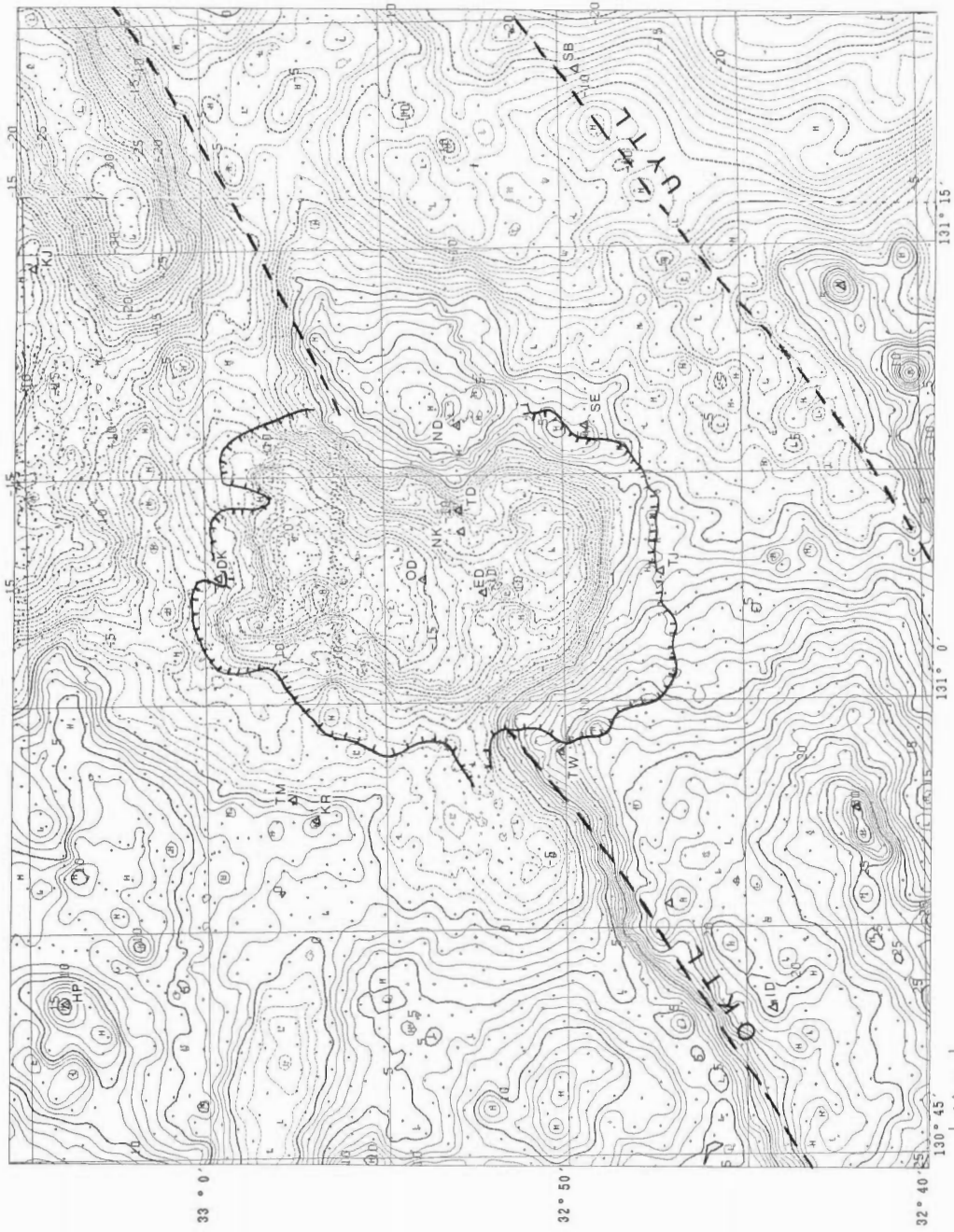
3. 地質概要とブーゲー異常

従来、表層の密度推定にはG-H相関法がよく用いられてきた。しかし、駒澤ほか(1987b)でも述べられているように、深い構造によるものがブーゲー異常値に反映している場合に適用するのは危険であり、適用する範囲についても狭い範囲に限定しないと無意味な結果が得られることから、小論ではG-H相関法による議論は行わない。実際に阿蘇地域におけるブーゲー異常値にはカルデラ構造や深い構造による異常が含まれるのは他の調査からの類推からも明らかである。表層密度の評価には、前節で述べたように各種の仮定密度のブーゲー異常図と地形図を見比べるのが最も実用的で誤りを冒す危険が少ない。また、地形図とブーゲー異常図を構造の大きさ(波長)に従って比較すれば構造の大きさに応じて鉛直方向の密度変化をある程度予想することもできる。

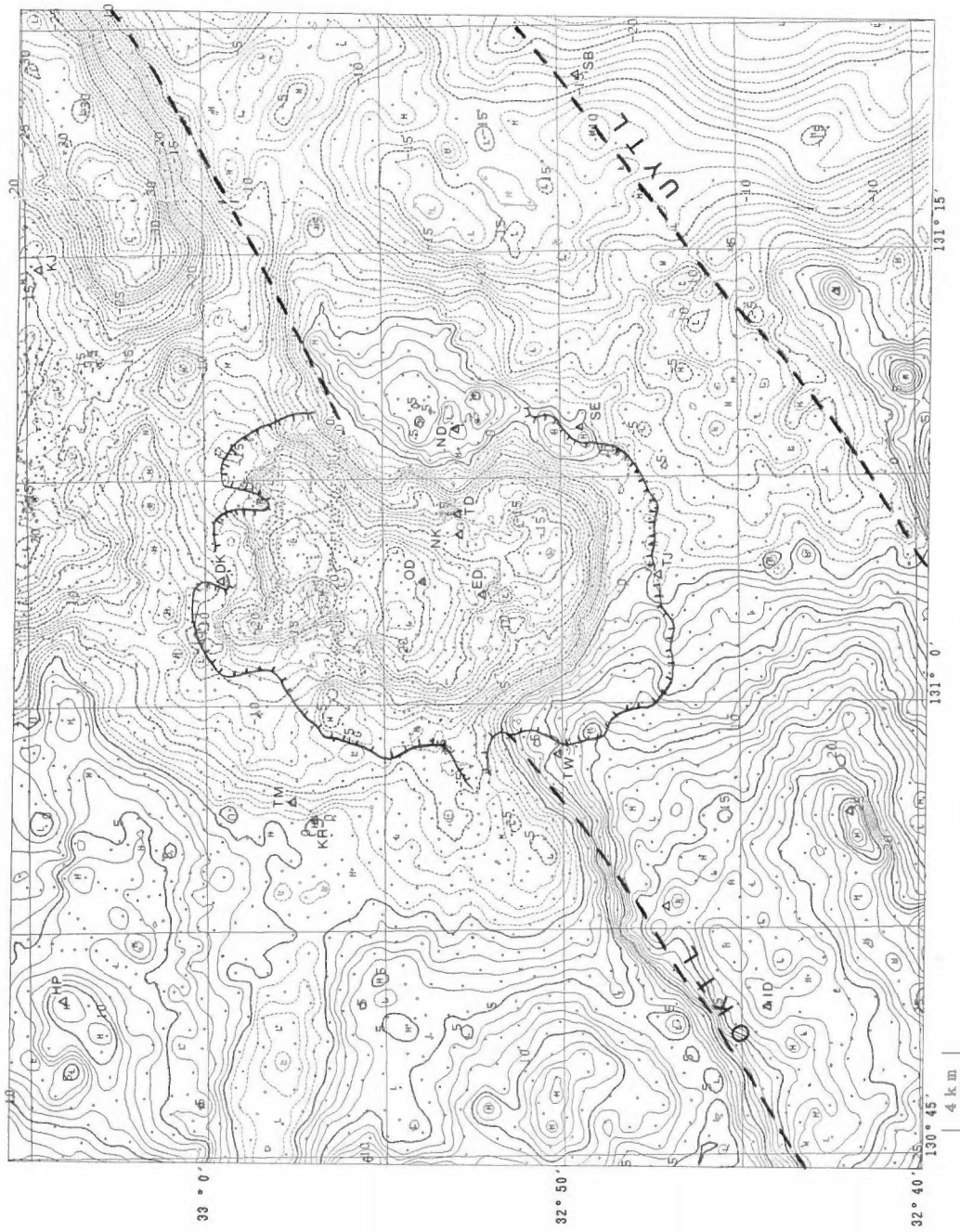
カルデラ壁付近のブーゲー異常をみる。仮定密度を2.5 g/cm³(第6図)とするとカルデラ縁が局部的に低異常を示すのに対しカルデラの内側で高異常となり、カルデラ壁の平均的密度が2.5 g/cm³では大き過ぎることは明らかである。その様子はカルデラ南壁の高千穂野付近ではコンターが歪む程に明瞭で、北壁でも内牧付近で壁の内側で高重力異常を示すような短波長の構造が見えて極めて不自然である。そのようにして、地形図とコンターを見比べながら仮定密度を徐々に下げていくと、密度が2.2 g/cm³(第3図)程度になったときコンターが滑らかになり、ブーゲー異常値もカルデラ内の低異常からカルデラ外の高異常へと自然に変化していることから、カルデラ壁の平均密度は2.2 g/cm³程度と考えられる。



第2図 阿蘇火山地域の重力解析範囲の地形図* (コンター-間隔: 100 m).
 Fig. 2 Topographical map of the Aso volcanic area (Contour interval: 100 m).
 △: 山岳名 (mountains) DK: 大観峰, ED: 鳥帽子岳, HP: 八万ヶ岳, KR: 鞍岳, KJ: 久住山, ND: 根子岳, NK: 中岳, TJ: 高丘, OD: 往生岳, SE: 清栄山, SB: 祖母山, TM: 高千穂野, TW: ツーランド山, YB: 飯山
 ○: 都市名 (city) GK: 五ヶ瀬, KK: 菊池, KN: 久木野, MF: 御船, OG: 萩, OZ: 大津, SY: 蘇陽, TK: 高森, TC: 高千穂, UM: 内牧, YB: 矢部
 *国土地理院「国土数値情報資料」により作成

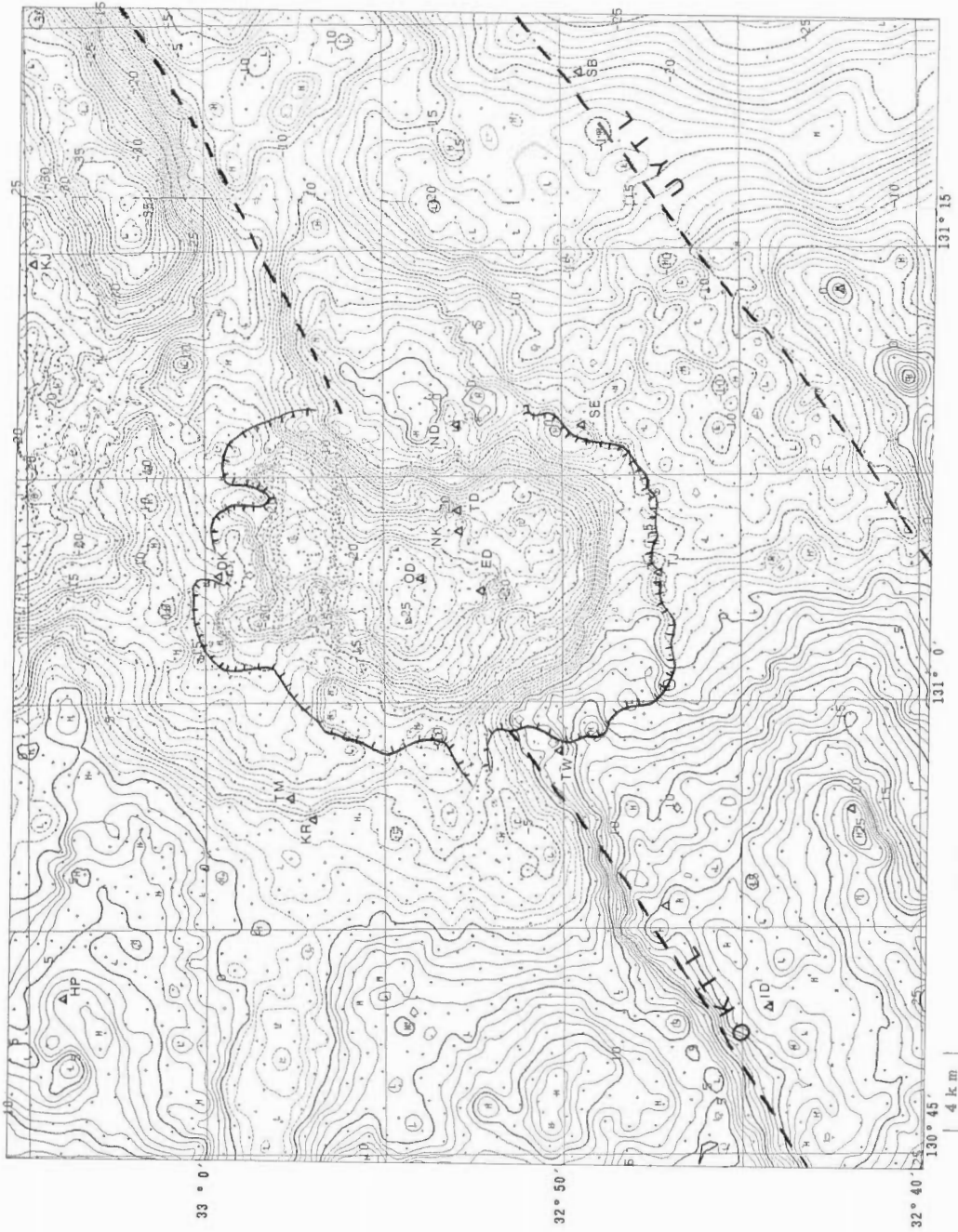


第3図 阿蘇火山地域のブーゲー異常図 ($\rho=2.2\text{ g/cm}^3$, コンター間隔: 1 mgal).
 Fig. 3 Bouguer anomalies of the Aso volcanic area ($\rho=2.2\text{ g/cm}^3$, Contour interval: 1 mgal).
 OKTL: 大分-熊本構造線 (Ōita-Kumamoto tectonic line), UYTL: 臼杵-八代構造線 (Usuki-Yatsushiro tectonic line)

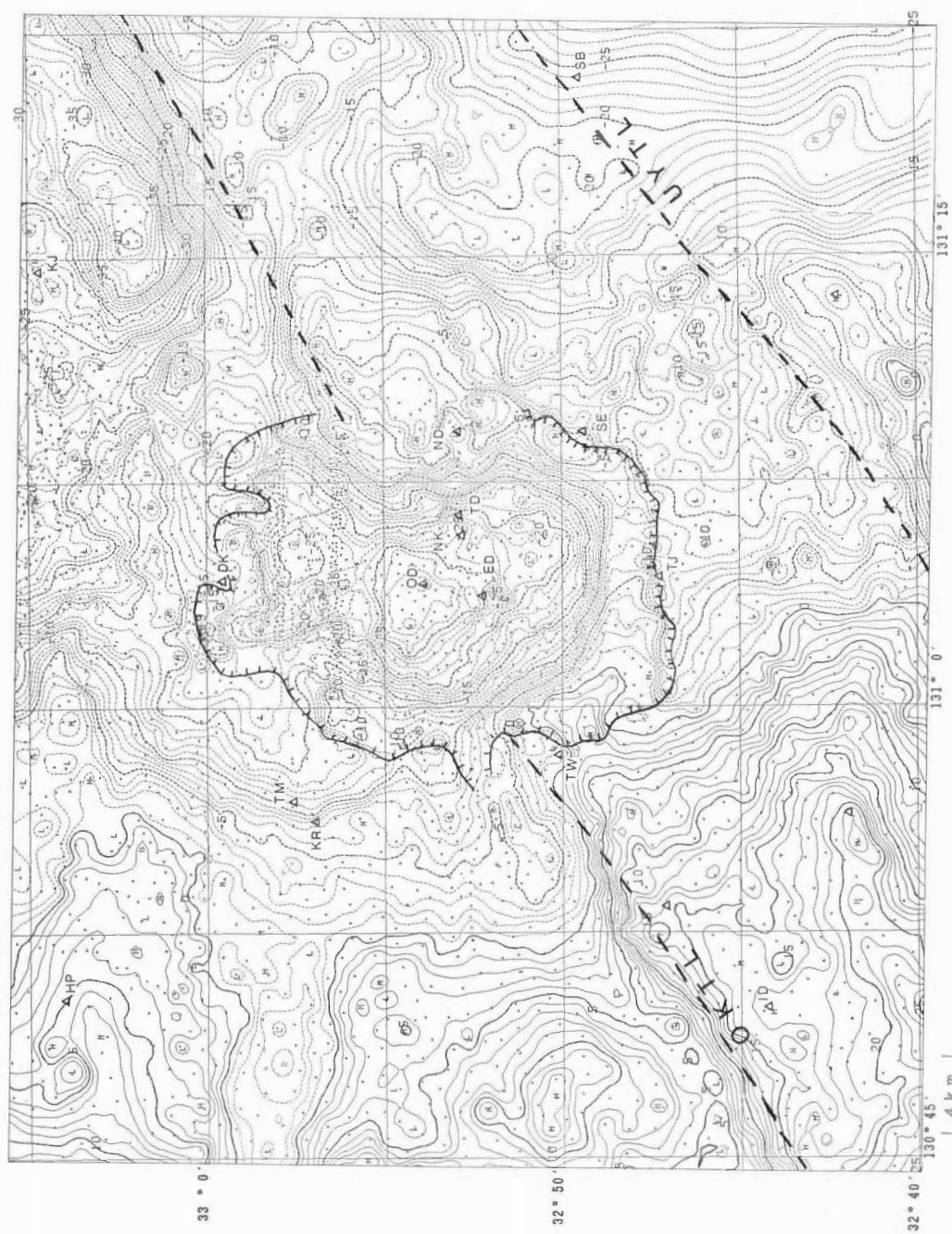


第4図 阿蘇火山地域のブーゲー異常図 ($\rho=2.3 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔: 1 mgal).

Fig. 4 Bouguer anomalies of the Aso volcanic area ($\rho=2.3 \text{ g/cm}^3$, Contour interval: 1 mgal).



第5図 阿蘇火山地域のブーゲー異常図 ($\rho=2.4\text{ g/cm}^3$, コンター間隔: 1 mgal).
 Fig. 5 Bouguer anomalies of the Aso volcanic area ($\rho=2.4\text{ g/cm}^3$, Contour interval: 1 mgal).



第6図 阿蘇火山地域のブーゲー異常図 ($\rho=2.5 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔: 1 mgal).

Fig. 6 Bouguer anomalies of the Aso volcanic area ($\rho=2.5 \text{ g/cm}^3$, Contour interval: 1 mgal).

中央火口丘周辺のブーゲー異常は仮定密度を変えても劇的な変化を示さず表層密度を推定するのは困難であるが、根子岳だけは単独峰として存在しており仮定密度が 2.2 g/cm^3 程度で局所異常が消える。密度的には根子岳と中央火口丘の火山群とを区別する積極的な理由がないので、中央火口丘の平均的な表層密度は $2.2\text{--}2.3 \text{ g/cm}^3$ と考えてよいであろう。

カルデラの外側についてみる。概略的には中央火口丘やカルデラ壁の表層密度である $2.2\text{--}2.3 \text{ g/cm}^3$ とすると短波長成分が目立たなくなりゾーニングができるのに対し、 $2.4\text{--}2.5 \text{ g/cm}^3$ とすると測点毎にピークが表われてしまいゾーニングをするのは困難であることが判る。また、御船町周辺の中生層基盤、八方ヶ岳周辺の花崗岩、五ヶ瀬町周辺の中・古生層基盤が各々表われている地域については仮定密度が 2.5 g/cm^3 程度でコンターがスムーズになり地質と重力異常とが調和的である。また、先阿蘇火山岩類が分布する鞍岳周辺については $2.3\text{--}2.4 \text{ g/cm}^3$ でコンターがスムーズになり、周囲よりはやや表層密度が大きいようである。

カルデラ内のブーゲー異常図を見ると急傾斜構造で仕切られる低重力異常域は地形上のカルデラの内側にありカルデラ壁が侵食によって後退をしたことを示していると思われる。根子岳はその低重力域の外側に完全にでてしまう。また、カルデラ北壁の内牧や片隅には地形的な湾入部が見られるが、侵食によるカルデラ壁の後退による結果という解釈では湾入域に対応する低重力異常は説明できず、湾入部にも火成活動に関連した陥没構造を想定しなければならない。

大分-熊本線に対応するように阿蘇カルデラを申し刺して東北東-西南西方向に重力急傾斜帯が見られるが、カルデラ部だけは陥没構造による低重力域で断ちきられて不明瞭となっている。その重力急傾斜帯を境に南側で高重力異常、北側で低重力異常となっており、主に基盤の落差によるものであろう。また、阿蘇カルデラがこの重力急傾斜帯にあることから、それは構造的な弱線をも表している。そのことは、空中磁気データ(新エネルギー総合開発機構、1984)にも、リニアメントとして表われており、磁性岩体がこの弱線からダイク状に貫入してきたことを想起させる。

また、カルデラ西壁をかすめるように大分-熊本線に直交するように北東側で低、南西側で高となるような北西-南東方向の重力コンターの方向性が見られ、鞍岳断層系と関連をもつ構造を示しているのであろう。この方向性の構造を第7図に示す九州全域の重力図により広域的に見ると、別府-島原低重力帯が阿蘇カルデラのところで分岐して南へ屈曲し、火山フロントに平行するように霧島-鹿児島湾の火山群に低重力異常帯へ繋がるように見える。

4. 周波数解析

先ず、層状の密度構造の平均的な深度を推定するために、フーリエ級数による周波数解析を行った。なお、解析範囲は、第1図に示した範囲に相当し、UTM座標系52帯(中央経線は、東経 129°)の座標値、

$$\begin{cases} 663,250 \text{ m} \leq X(\text{東が正}) \leq 722,750 \text{ m} \\ 3,615,250 \text{ m} \leq Y(\text{北が正}) \leq 3,662,750 \text{ m} \end{cases}$$

に相当し、データ数は 239×191 (格子間隔は、 250 m で正方格子)である。仮定密度 $\rho = 2.2 \text{ g/cm}^3$ のブーゲー異常図に対してフーリエ解析を行い、縦軸にそのブーゲー異常のポワースペクトルの対数($\ln(P_{mn})$)をとり、横軸に周波数(f)をとったものを第8図に示した。ポワースペクトルと周波数から、平均的な深度 D は、構造に周波数的な偏りがなければ、

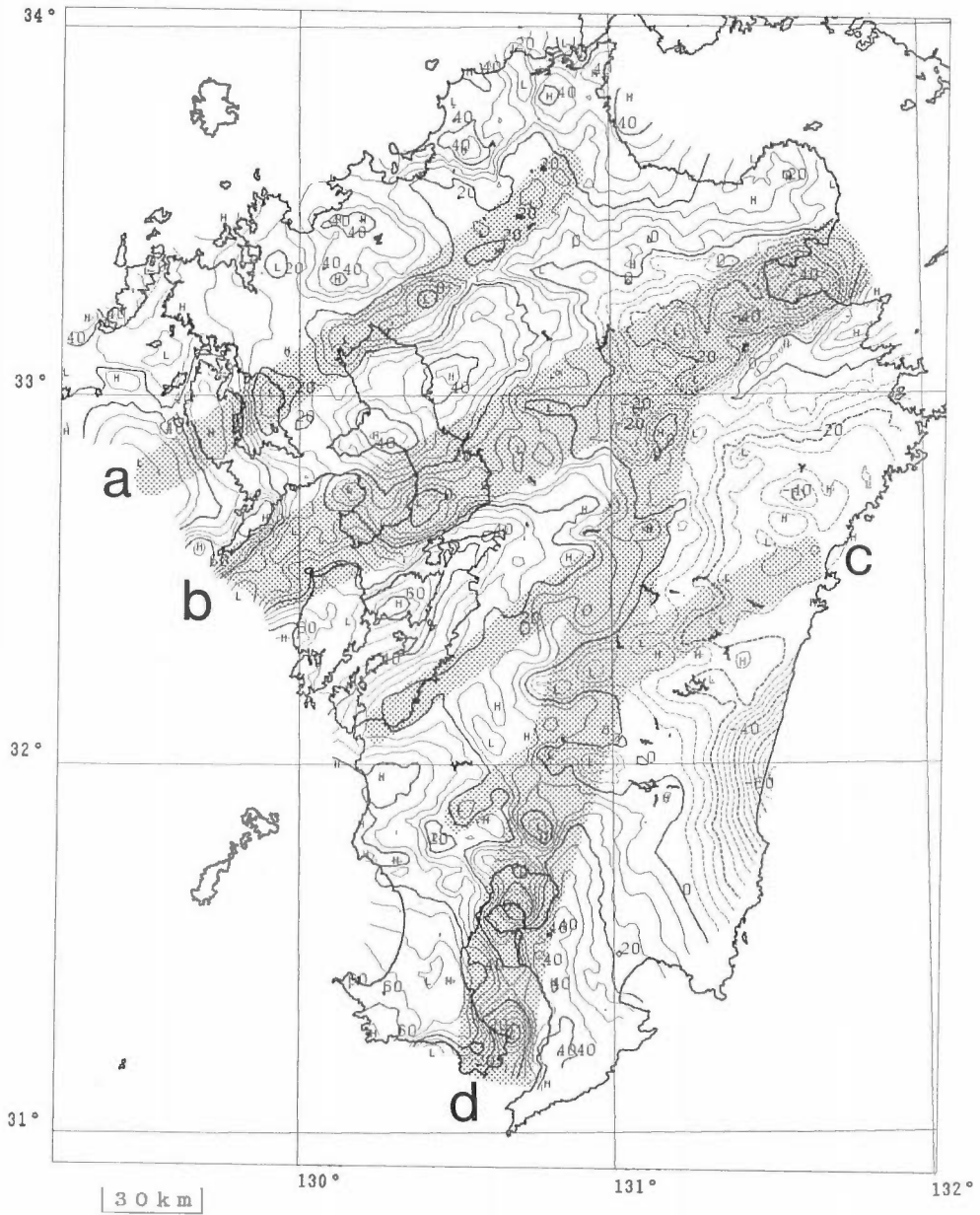
$$\frac{\partial (\ln(P_{mn}))}{\partial f} = -4\pi D \quad (1)$$

で与えられる。

第8図において平均的な深度を表す直線が3本引け各々の深度は、

$$A-A' : D_A = 4.1 \text{ km}$$

$$B-B' : D_B = 0.60 \text{ km}$$



第7図 九州全域の重力図* ($\rho=2.3 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔: 5 mgal).

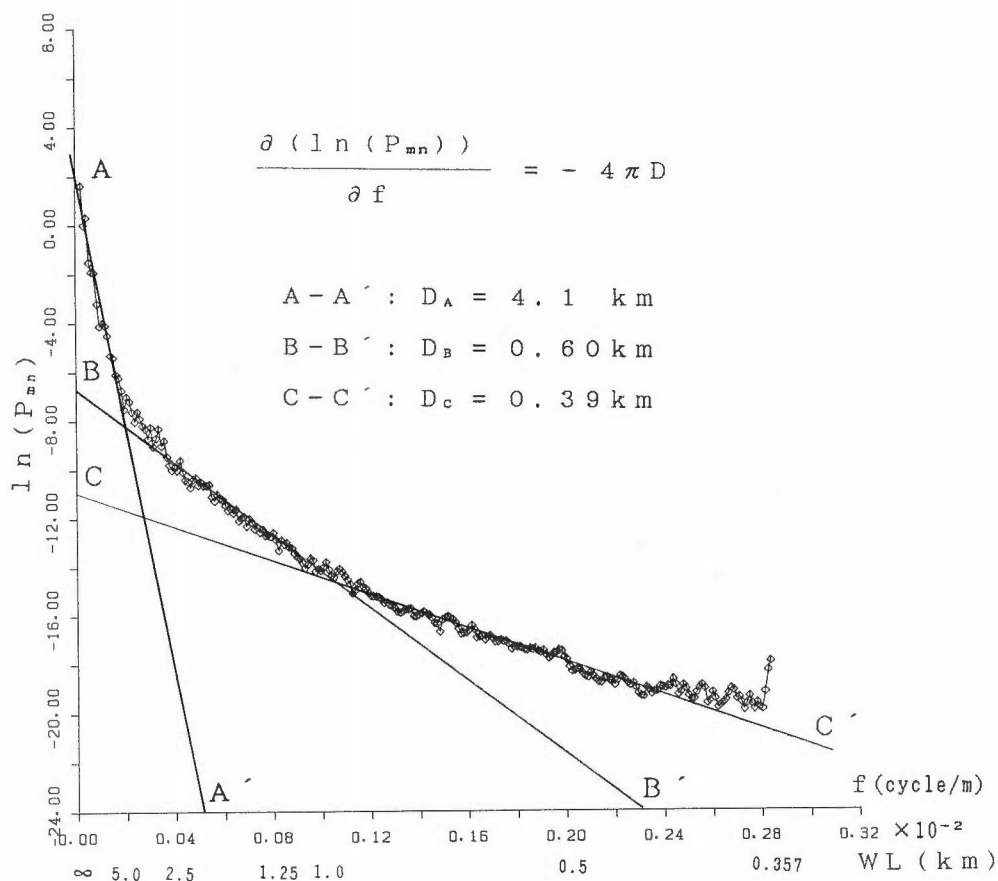
*Geographical Survey Institute (1985) と駒澤ほか(1987a)をコンパイル.

a, b, c 及び d は低重力異常帯で, b 及び d については火成活動を伴っている.

Fig. 7 Gravity anomalies of the Kyushu district* ($\rho=2.3 \text{ g/cm}^3$, Contour interval: 5 mgal).

*compiled from Geographical Survey Institute (1985) and Komazawa *et al.* (1987a).

a, b, c and d are low gravity anomaly belts, and b and d attend volcanic activity.



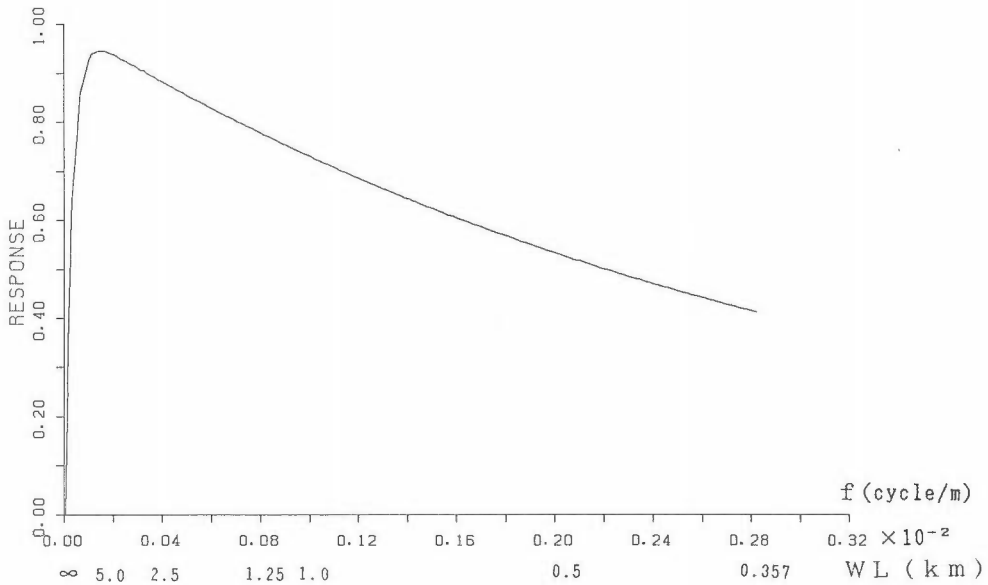
第8図 阿蘇火山地域のブーゲー異常図のパワースペクトル
 Fig. 8 Power spectrum of Bouguer anomalies of the Aso volcanic area.
 f: 周波数 (frequency), WL: 波長 (wavelength)
 ナイquist 波長 (Nyquist wavelength): 354 m.

C-C' : $D_C = 0.39 \text{ km}$

となった。

D_C に対応する第1境界面は、地表付近の局所的な低密度物質の局所的分布を表していると考えられ必ずしも層構造を表しているとは限らないが、湖成堆積物や阿蘇火砕流(表層)の下面を表していると考えた。 D_B に対応する第2境界面は、表層の下位に位置する先阿蘇火山岩類(小野, 1965)を上層(中間層)とし、先第三系基盤岩類や固化度の大きい溶岩類を下層(基盤層)とするものを反映したものと考えられる。しかし、実際に D_C 及び D_B については明瞭な区別をするのは困難で、両者が複合したものを1つの境界と考えた方が無理のない解釈といえるかも知れない。 D_A については、モホロビッチ不連続面やコンラッド不連続面などに比べるとずっと浅いので、構造ブロックの面的な大きさ(波長)が反映したもので、見掛け上の境界面と考えた方がよさそうである。

次に、先第三系基盤の構造を反映した残差重力値を、駒澤(1984)による2種類の上方向接続フィルター(upward-continuation filter)を組み合わせたバンドパスフィルターを用いて求めた。 D_C 及び D_B については明瞭な区別をするのは困難なので、 D_C 及び D_B に対応する残差重力図を求めるためにノイズ除去のために50 mの上方向接続フィルター(up(50 m))を操作し、 D_A より深い構造によるものをトレンド除去するために5 kmの上方向接続フィルター(up(5 km))を操作して、残差重力図($g^{up}(50 \text{ m}) - g^{up}(5 \text{ km})$)を作



第9図 周波数特性 (up(50 m)-up(5 km)).

“up()”は上方接続フィルターの特性を表す.

Fig. 9 Frequency response (up(50 m)-up(5 km)).

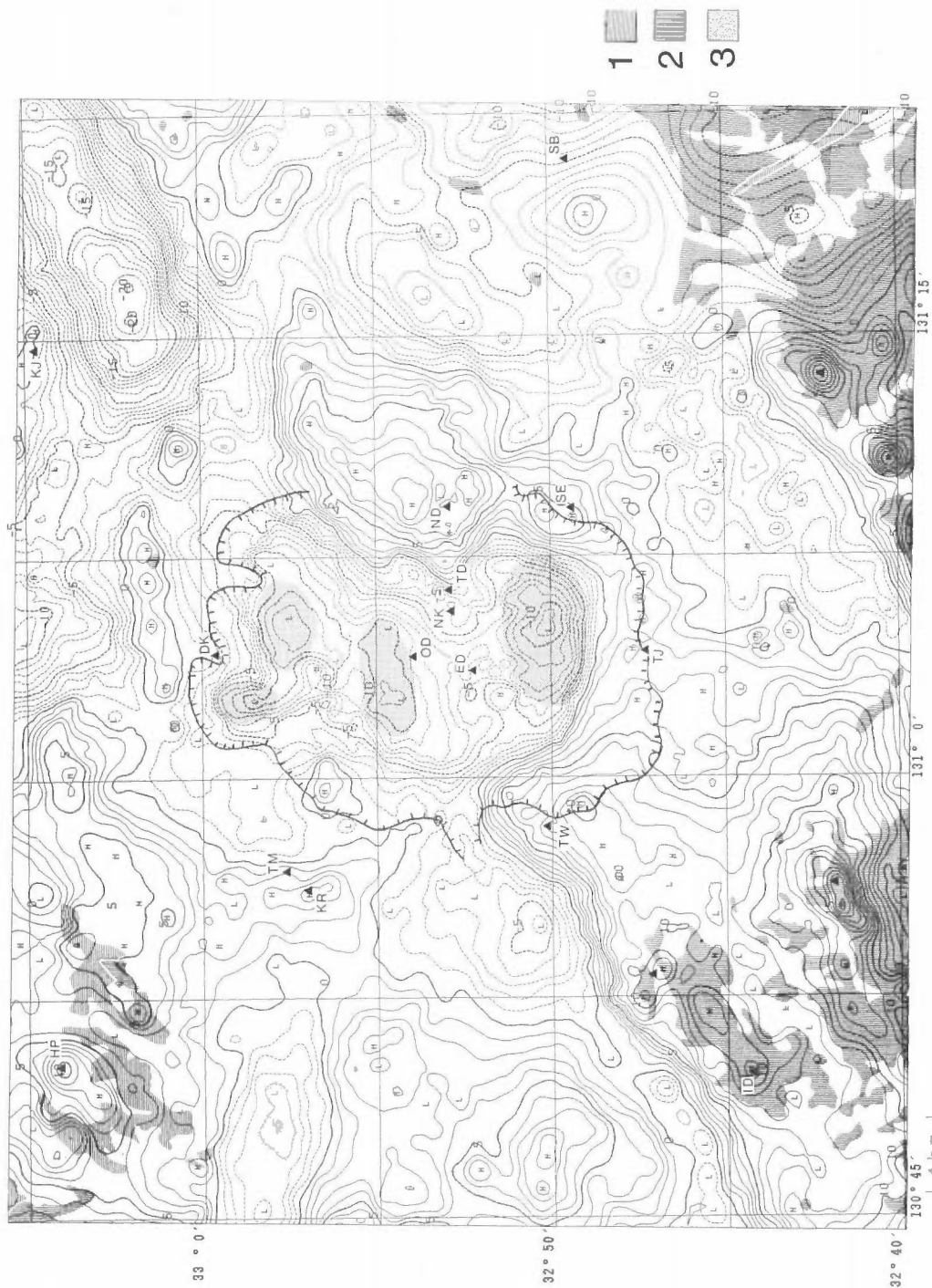
“up()” denotes response of upward continuation filter.

成した. バンドパスフィルター(up(50 m)-up(5 km))の周波数特性を第9図に, 残差重力図を第10図に各々示した. 第9図をみると, 波長が5 kmを越えると急激に特性は下がり広域傾向面にあたる長波長成分の除去が有効に行われていることが判る. また, 想定される構造の深度の3-5倍程度にあたる波長2-5 km付近で最大になっているが, 波長が短くとも急激に特性は下がらずあまり強いハイカットとはなっていないことが判る. 第10図をみると低重力異常域がカルデラ内の湖成堆積物や沖積層(田村・渡辺, 1982; 田村ほか, 1983)の分布域とよく一致しているのが判る. また, 高重力異常域は基盤の分布域(新エネルギー・産業技術総合開発機構(1990)を第10図に表示)に対応している.

5. 残差重力図の特徴

久保寺(1972)は, 仮定密度が 2.67 g/cm^3 のブーゲー異常図に対しカルデラ内(主として阿蘇谷)の湖沼堆積物の効果を除去すれば環状の低重力異常がひとつだけ見出されることを示した. それは, ただ1回の陥没でカルデラが形成されたか, マグマなどを噴出させた噴出源が1か所であったことを想起させる. しかし, 測点密度の高い残差重力図(第10図)を見ると阿蘇カルデラは -5 mgal より小さい「くの字」型の大きな低重力異常域として明瞭に判別できて明らかに環状ではない. それは, 構造的な陥没が複数のカルデラが南北に連なった構造を想起させる. 「くの字」型の低重力異常域を分断するように重力的な盛り上がりが見える. 例えば東西方向に配列する中央火口丘群に対応するところに重力の盛り上がりが見られるが, そこは基盤が浅いというよりはマグマの通路となっていた高密度の岩脈が集中しているためと考えられる. それに類似したものとして阿蘇谷の湖沼堆積物の中に孤立して存在する本塚や灰塚といった小規模な火山の位置にも局所的な高重力異常がある.

上記の低重力異常域を詳細にみると, 3-4個の東西に伸びた小さな低重力異常域(ドットで陰影表示)が南北に並んで配列し, 結果として「くの字」型の低重力異常域を形成している. 個々の小さな低重力異常は, 陥没構造を伴った火山活動の結果であるとも考えられ, 大規模火砕流を噴出させた痕跡である



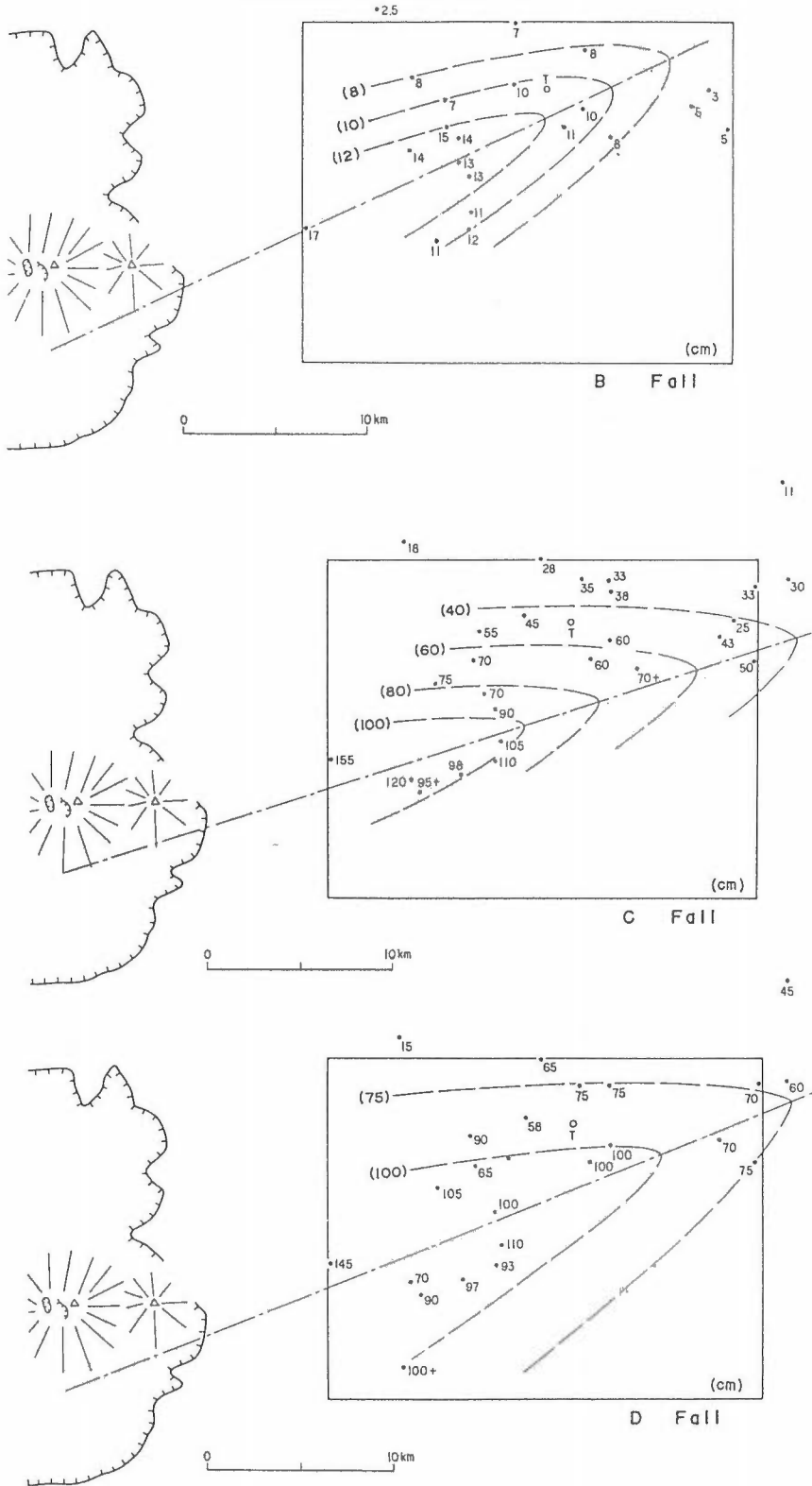
第10図 残差重力異常図 ($g^{\phi}(50\text{ m})-g^{\phi}(5\text{ km})$, コンター間隔: 1 mgal).

“ $g^{\phi}(\quad)$ ”は上方接線値を表す。1: 花崗岩類, 2: 先第三紀基盤岩類, 3: カルデラ内の低重力異常域。

Fig. 10 Residual gravity anomaly map ($g^{\phi}(50\text{ m})-g^{\phi}(5\text{ km})$, Contour interval: 1 mgal).

“ $g^{\phi}(\quad)$ ” denotes upward continuation gravity values. 1: granites, 2: pre-Tertiary, 3: low gravity anomaly zone in caldera.

阿蘇火山周辺域の重力解析(駒澤 ほか)



第11図 Aso-3 と Aso-4 の間の火砕降下物 (小野ほか(1977)より).
 Fig. 11 Distribution of pyroclastic falls between Aso-3 and Aso-4 (after Ono et al. (1977)).

可能性も考えられる。例えば、小野ほか(1977)は、Aso-3とAso-4の間の降下火砕物の噴出源をその分布から中央火口丘の南方にあたる南郷谷に求めている(第11図)が、そこはいちばん南に位置する小さな低重力異常域に一致しているように見える。

温泉帯は小規模低重力域である内牧を除いてはそれら低重力域の中心部にはなく縁に存在しているように見え、地熱流体の流動が構造に規制されているのであろう。また、多田(1985)は地殻変動のデータから現在は九州全域が南北方向の張力場にあることを示しており、小規模低重力域の東西方向に伸びた長円形や、中央火口丘群の東西配列は南北方向の伸張場の結果と調和的である。

根子岳は「くの字」の低重力構造の屈曲部の東側に高重力異常域として位置し完全に低重力異常域の外側へ出てしまっており基盤が浅く陥没構造を伴っていないことを示している。つまり、根子岳は重力的には中央火口丘でないように見える。小野・渡辺(1985)は、阿蘇カルデラの形成期を7-8万年前とし、根子岳は15万年前頃に形成された安山岩の成層火山であって後カルデラ火山ではなく、重力異常からもカルデラ縁として自然な位置にあると述べている。その後、新エネルギー・産業技術総合開発機構(1990)は、根子岳山頂の溶岩で 0.10 ± 0.11 Ma及び 0.08 ± 0.12 Ma K-Ar、根子岳山頂の岩脈で 0.08 ± 0.05 Ma及び 0.09 ± 0.08 Ma K-Arの結果を得、この結果も根子岳が中央火口丘でないことを支持している。

6. 3次元解析

地熱貯留層は、一般に先第三系基盤の中や、熱的な活動度が大きいと考えられる先第三系基盤の上位層に存在する場合が多いことから、地熱調査における重力解析の主たる目的は、地熱貯留層の存在が期待される先第三系基盤の形状を求めることにある。

(1) 3次元解析の手法

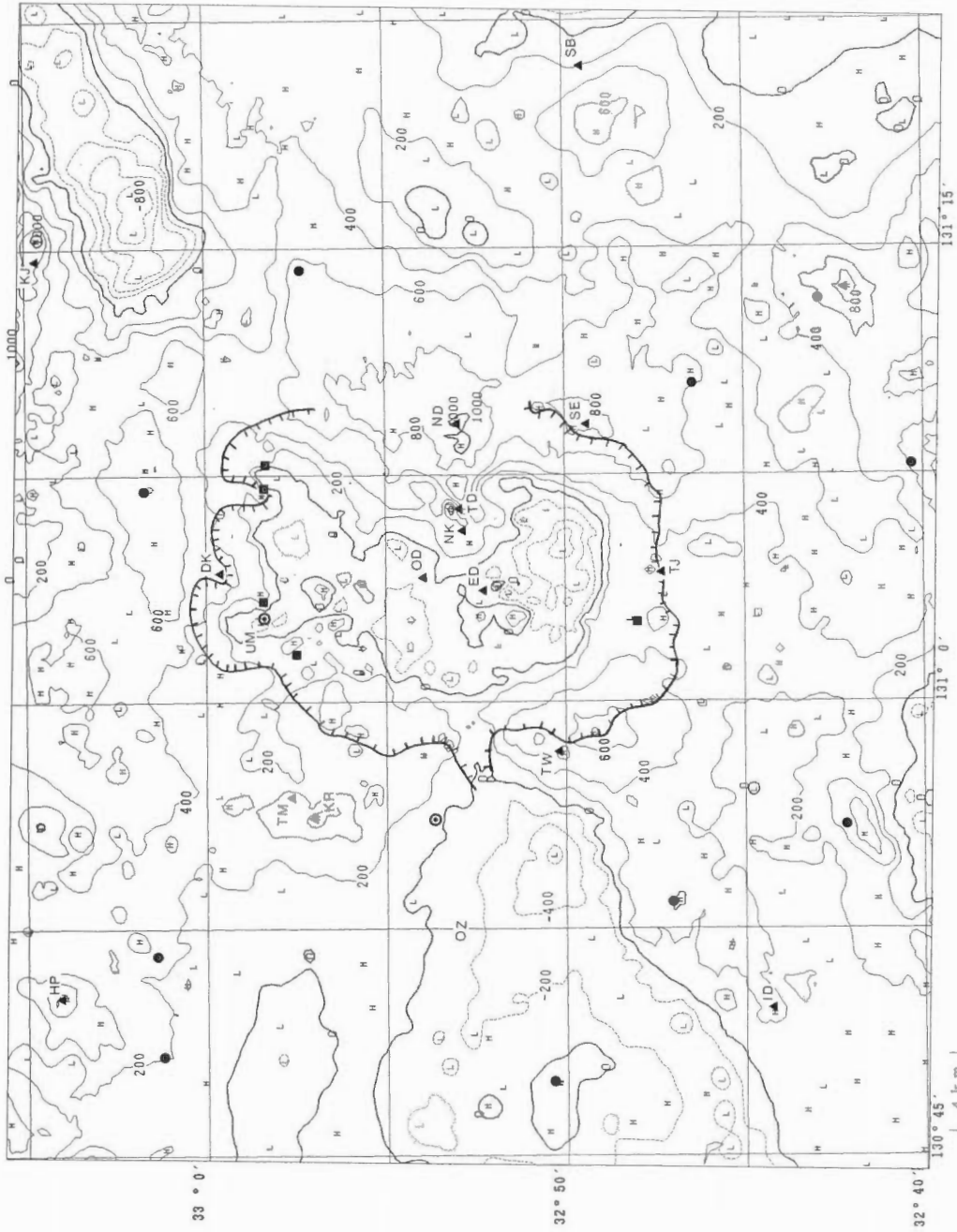
均質二層の3次元解析は、駒澤(1984)による反復修正法を適用した。その手法の骨子は、①観測重力異常と求める構造を同じメッシュ構成で分割し、地下構造を密度差をもつ鉛直の角柱の集合体として近似し重力値を計算する、②コントロールポイントを解析範囲について均等になるように配置し、計算重力値と観測重力値のズレがなるべく小さくなるように加重平均法や低次の多項式により誤差傾向面(g^m)を設定し、周波数解析でトレンドとして除去した低周波数成分(上方接続フィルターを操作)に加算して広域傾向面とする、③コントロールポイント以外の計算重力値と観測重力値のズレについては、ズレの分に相当する厚さのプーゲー板で構造の修正を行う、等があげられる。なお、①について述べると、 $m(x$ 方向)・ $n(y$ 方向)番目の角柱(角柱の占める z 方向の領域を D_0 - D_{mn} 、密度差は ρ_{mn} 、地表面の高さは H_{mn})による $i \cdot j$ 番目の格子点(計算点の標高値は、 z)での単位密度の重力値を $k^2 \cdot g_{ij}^{mn}(z; D_{mn})$ で表したとき(k^2 は万有引力定数)、基準面 D_0 からのズレによる重力値 $\Delta g_{ij}(i \cdot j$ 番目の格子点の計算重力値)は、

$$\Delta g_{ij}(z) = k^2 \sum_m \sum_n \rho_{mn} \{ g_{ij}^{mn}(z; D_{mn}) - g_{ij}^{mn}(z; D_0) \} \quad (2)$$

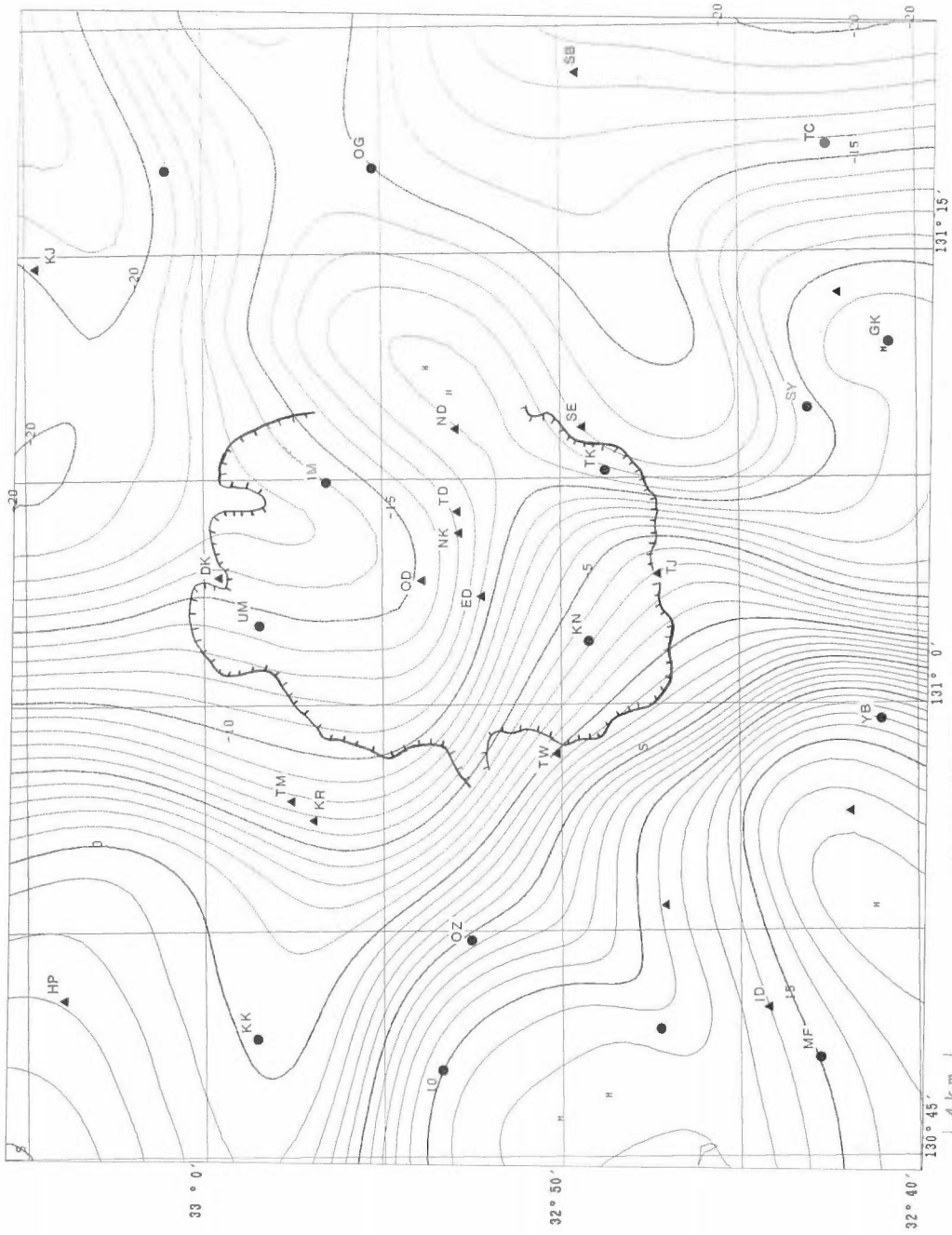
により求められる。

(2) 3次元解析の結果

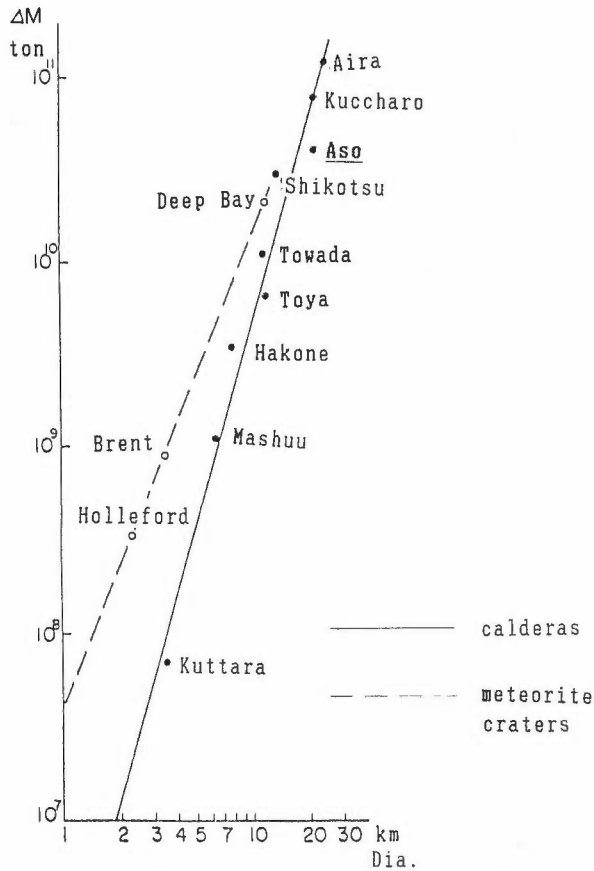
コントロールポイントとして基盤に達した坑井(松本・藤本(1969)、小野・渡辺(1985))を選定し、残差重力図(第10図)を説明するように重力基盤(高密度層)や基盤岩類の露頭を反復修正法を用いて求めた。表層の低密度層の密度はプーゲー異常の仮定密度 2.2 g/cm^3 と同じものを想定し、重力基盤を 2.7 g/cm^3 としたので、密度差は一律に $\Delta \rho(\rho_{mn}) = 0.5 \text{ g/cm}^3$ としたことになる。解析結果を海水準標高で表現したものを15点のコントロールポイント(基盤露頭あるいは基盤が浅いと推定されるものを●印で示し10点、坑井資料による基盤データを■印で示し5点)とともに第12図に示した。同図をみると深度



第12図 重力基盤の推定境界面(基盤面)の等高図 ($\Delta\rho=0.5\text{ g/cm}^3$, コンター間隔: 200 m). ■: コンترلポイント(坑井), ●: コンترلポイント(基盤露頭あるいは基盤が浅いと推定), ○: チェックに用いた坑井
 Fig. 12 Height of gravity basement ($\Delta\rho=0.5\text{ g/cm}^3$, Contour interval: 200 m). ■: control point (well), ●: control point (outcrop of basement rocks or assumed to be shallow), ○: well for check.



第13図 広域傾向面 ($g^{\#}(5\text{ km}) + g^{\alpha}$, コンタ-間隔: 1 mgal).
 Fig. 13 Regional gravity Map ($g^{\#}(5\text{ km}) + g^{\alpha}$, Contour interval: 1 mgal).



第14図 カルデラと隕石孔の直径と質量欠損 (横山(1969)より).
 Fig. 14 Relation between diameter and mass deficiency of calderas and meteorite craters (after Yokoyama, I. (1969)).

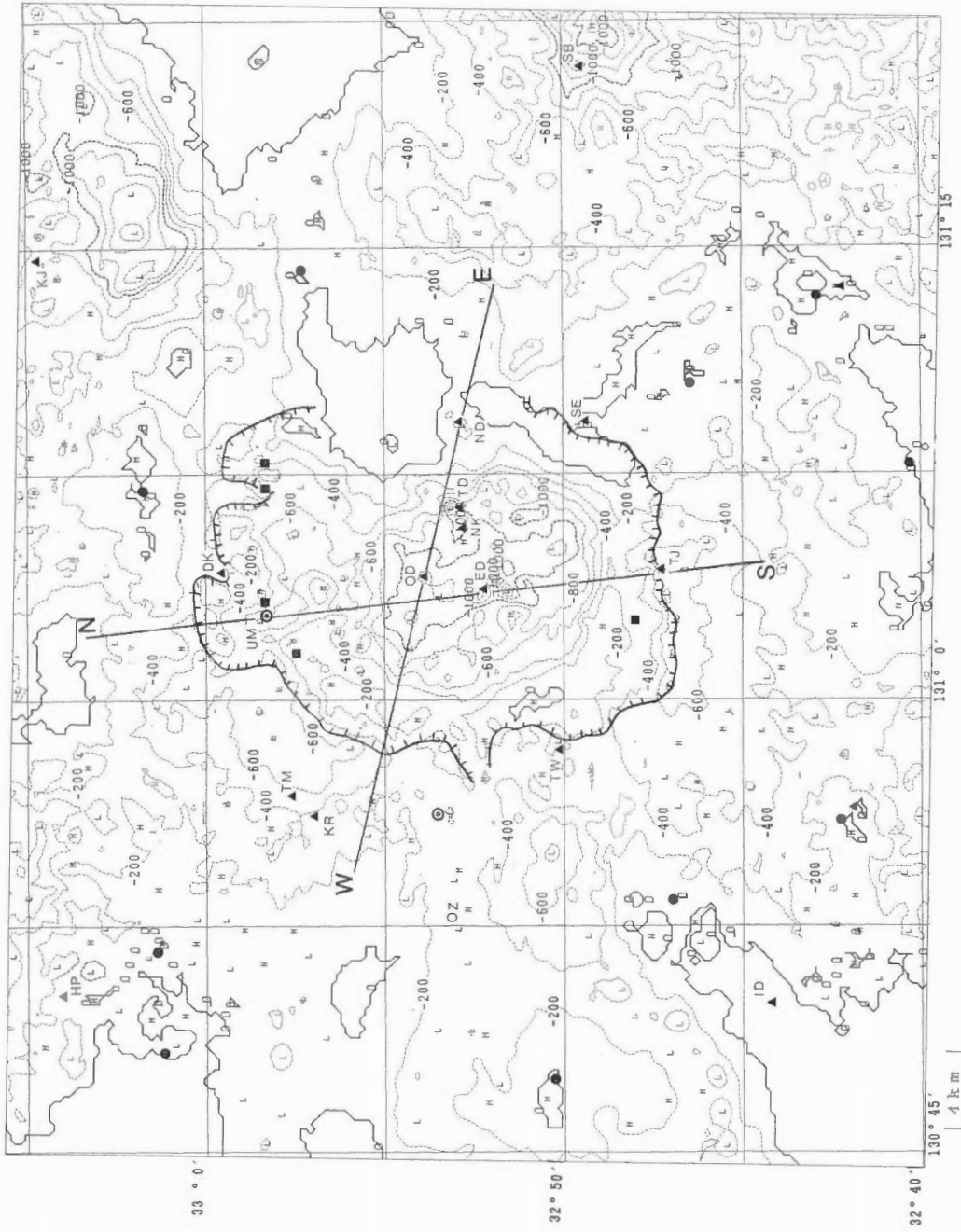
が0-1 km となり周波数解析の結果により得られた平均深度($D_B=0.60$ km, $D_C=0.39$ km)に対応したものと考えられる。

また、重力基盤を解析した際の算出された広域傾向面($g^w(5$ km) $+g^e$)を第13図に示した。同図には、全体を通じた東下がり傾向と根子岳付近の高重力異常、阿蘇カルデラや久住町付近の低重力異常等の局所的な異常が見られる。この東下がり傾向は九州地域を特徴付けるもので、Kanamori (1963)は、これをモホロビッチ不連続面で説明した。しかし、その傾向をより広域的に見ればフィリピン海プレートが沈み込んでいく方向と直交するように日向灘に南北方向に伸びた低ブーゲー異常帯があり (Tomoda, Y., 1973)、プレート運動による地殻の引き込みによることによっても説明できると思われる。

7. 解析結果の考察

(1) 重力基盤の概要

重力基盤の特徴の概要を標高図(第12図)にしたがって述べる。重力基盤の落ち込み域は大分-熊本線の北側に沿って久住町付近、阿蘇カルデラ、大津町付近等に見られ、大分-熊本線の重力の急傾斜構造も構造線の両側で密度差を考えなくても重力基盤の起伏で説明できる。また、阿蘇カルデラは周辺に比



第15図 重力基礎の推定境界面の深度図 ($\Delta\rho=0.5\text{ g/cm}^3$, コンター間隔: 200 m).
 Fig. 15 Depth of gravity basement ($\Delta\rho=0.5\text{ g/cm}^3$, Contour interval: 200 m).

べて全体として数百メートル程度陥没しており、更にその中に小規模低重力異常域に対応して200-400 m程の重力基盤の落ち込みの極大域が見られる。しかし、カルデラの規模(20 km余りの直径をもつ)に比べれば概して陥没量は小さく見え、複数のカルデラが重なって阿蘇カルデラという大型のカルデラを形成したように見える。そのことは、横山(1969)が示したカルデラの直径とその質量欠損(低密度域の深さ)との相似関係(第14図)からも示せる。第14図が単一のカルデラに対するカルデラ形成メカニズムに規則性があることを両対数グラフで示したものとして議論をする。第14図は両対数で示された概略的なものでもあるにもかかわらず阿蘇カルデラは質量欠損に比べ直径が大きい方にズレており、見掛け上の直径の過剰を説明するには複数のカルデラが連なったものであるという解釈が考えられる。

なお、同図には隕石孔も示されているが、隕石孔はカルデラ孔に比べ質量欠損が大きく、隕石孔の破砕域がカルデラ孔に比べ深いところにまで及んでいることを示している。特に、外因的なインパクトは直径の小さい方で効果的に破壊をすることが示されている。

また、前節でも述べたが中央火口丘群(特に西端の湯の谷や垂玉温泉付近)と阿蘇谷内にある小規模火山の跡の部分には重力基盤が数百メートル程盛り上がっており、マグマの通路に相当する高密度岩脈の集合域になっていることが考えられるが、周辺域の密度が過度に小さいことも考えられる。明らかに、阿蘇谷内の小規模火山については、その周辺部の 2.0 g/cm^3 に満たない低密度の湖沼堆積物の中に存在する孤立島のようなものが想起される。

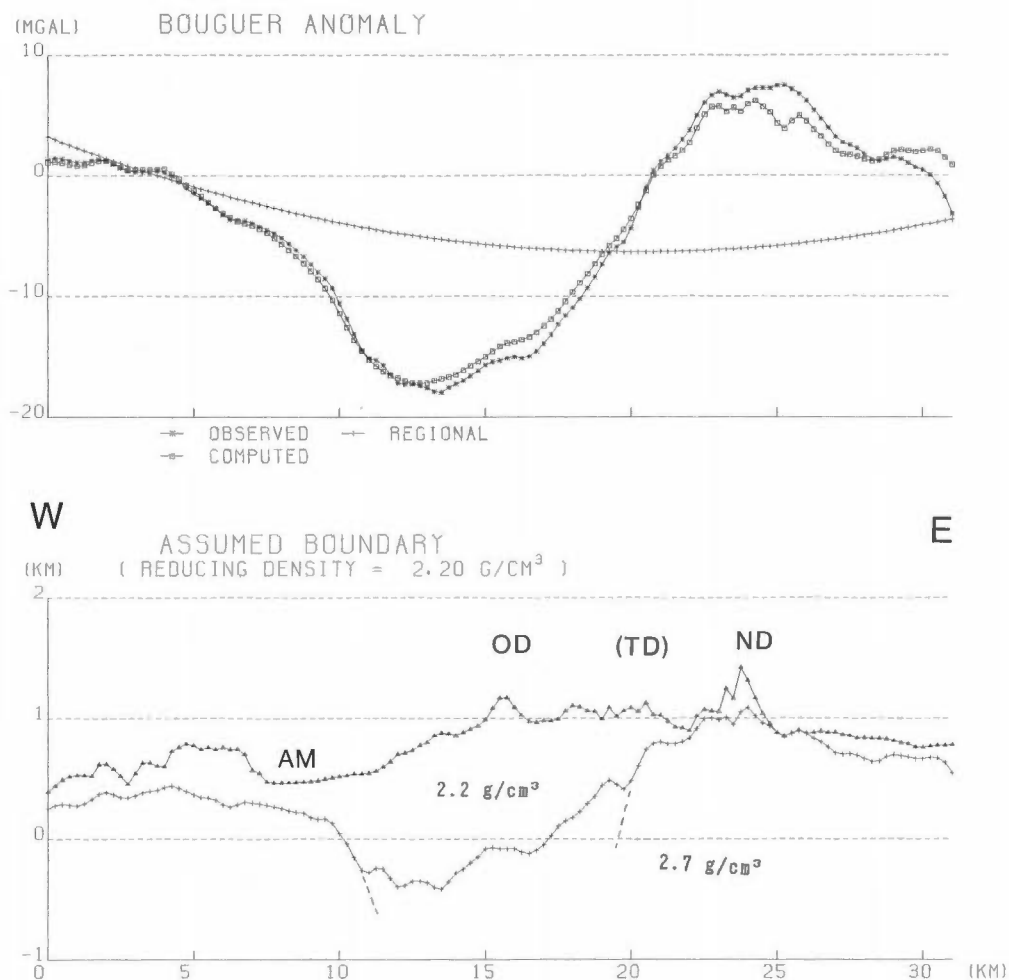
限定された地域で複数のカルデラが形成するにはマグマが継続的に供給されなければならないが、それは阿蘇地域が伸張場にあり、鹿児島湾の火山群、霧島火山群より南南西-北北東方向に伸びる火山フロント上にも位置しているためと考えられる。なお、臼杵-八代構造線のところについては重力測点が少ないためもあるが、重力基盤にはさしたる特徴は見えず、密度的な不連続や基盤の大きな落差は存在しないようである。

(2) 地質との対比

地表地質との対比では、標高図より深度図の方が見易いので、第15図に示す重力基盤深度図に従って述べる。重力基盤が浅く解析された地域は地質的な基盤(中・古生層)の露出域あるいはそれが浅いと考えられる地域に対応しており、整合的な結果と云えよう。ただし、根子岳を含む阿蘇カルデラの東部域は重力基盤の露出域と解析されているにもかかわらず、実際には広域的に基盤岩が分布している訳でなく整合していない。しかし、基盤の密度として仮定した 2.7 g/cm^3 より大きい基盤を考えたり、基盤内の密度変化を考えれば浅く広範囲に分布する基盤構造が解析されるが、ここではそうしたことを考慮するには坑井データ等の情報がなく結果自体に精度がある訳でないので均質2層問題として解析するととどめる。また、深度が深く解析されている所として久住町付近、阿蘇カルデラ及び祖母山周辺があげられる。上記の2つは重力基盤標高図(第12図)でも陥没構造として表現されている。祖母山周辺については測点が密でないのではっきりしたことは云えないが、山体が低密度ということの説明できる。

重力基盤解析ではコントロールポイントとして坑井の地質基盤を重力基盤に対比させるが、密度差の適否についてはコントロールポイントとして用いなかった坑井データ(第12図及び第15図に○印で表示)の地質と重力基盤とを対比させることによって検討する。

地質調査所の長谷川功氏によれば、近年、阿蘇谷内牧(ホテル角萬)で温泉掘削が行われ278 mで花崗岩に達しており、それを地質基盤として以下の議論をする。その場所の重力基盤は内牧付近では最も深く解析されており約500 m深であるが、地質基盤に比べ7割程度深く解析されたことになる。阿蘇谷で実施された反射法地震探査の結果(渡辺ほか, 1986)では重力基盤のところまで反射面(基盤内からの反射かも知れない)があるように見え、常時微動により推定された堆積層の厚さ(久保寺・大塚, 1971)も重力解析の結果に近くなっている。一方、地質調査所で1987-88年に実施した屈折法地震探査の結果(伊藤ほか, 1989)は掘削結果に近い。ただし、上記2種法の地震探査測線は掘削地点より数100 m東側に位置しているので、掘削結果との対比は重力データ等を参考にして推定したものである。地質と屈折法地震探査の結果を考慮して密度構造を考えると、阿蘇谷での地表層の密度を 2.2 g/cm^3 としたのは過

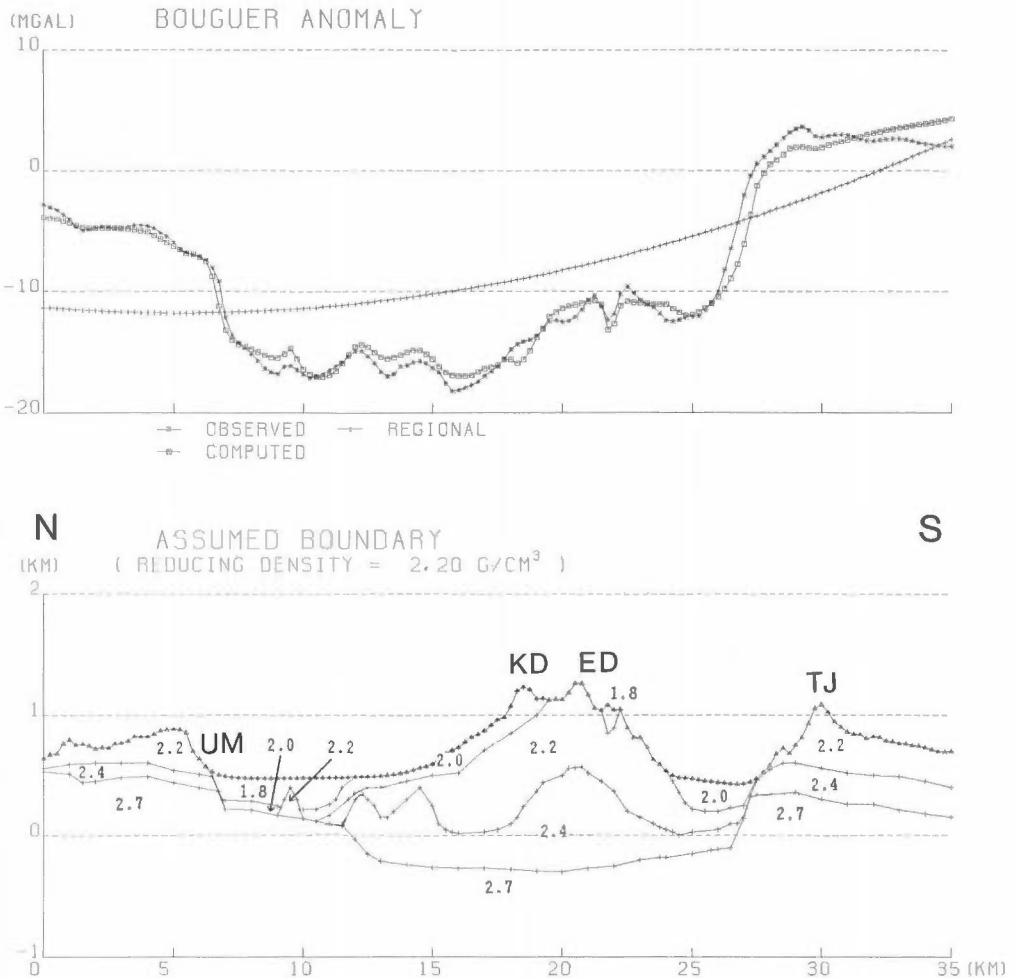


第16図 2次元重力解析結果 (W-E測線).
 Fig. 16 Two dimensional gravimetric analysis (W-E profile).
 AM: 赤水, OD: 往生岳, TD: 高岳, ND: 根子岳

大で、カルデラ内の表層には密度が 2.0 g/cm^3 に満たない(地形に起伏がないので厳密には決められないが $1.5\text{--}1.8 \text{ g/cm}^3$ 程度か)湖沼堆積物を想定し、その下に湖沼堆積物よりは密度が大きい火砕物による中間層を考えるのが自然と思われる。

また、カルデラ外西部の大津付近で深度750 m程度で基盤に達した坑井がある(田村・渡辺, 1982)が、カルデラ内とは逆に地質基盤に比べて重力基盤が約400 mと浅く解析された。それはコントロールポイントから離れていることと、表層と考えられる火砕物が溶結部を含んでいたり深部での圧密が考えられ表層密度をやや大きくする必要があろう。

以上を考えると、密度差を一律にした本解析の重力基盤は5割程度の誤差(カルデラ内では深く、カルデラ外では浅く解析されている)を含むと考えられ、広域的に地質基盤と整合させるには、カルデラ内では重力解析の密度差((2)式の ρ_{mm})を $0.7\text{--}1.0 \text{ g/cm}^3$ 程度、カルデラの外では密度差を 0.5 g/cm^3 より小さくする必要があると考えられる。



第17図 2次元重力解析結果 (N-S 測線).
 Fig. 17 Two dimensional gravimetric analysis (N-S profile).
 UM: 内牧, KD: 杵島岳, ED: 烏帽子岳, TJ: 高千穂野, モデルに併記した数字は密度を表わす (values of model denote density values).

(3) カルデラをはさんだ断面解析

重力基盤の形状を見易くするために、第15図に示す東西、南北の2断面について断面解析した。重力基盤(2.7 g/cm³)の形状については第12図に示す3次元解析の結果を参考とした。第16図に示す東西断面はカルデラの西縁の赤水、中央火口丘群、根子岳をとおり断面とした。根子岳付近は山体の直下まで重力基盤が盛り上がり、陥没構造域の外側に位置していることが判る。赤水付近を見ると基盤の落ち込みに比べ地形上のカルデラ壁は数 km 西方(カルデラの外に向かって)に位置しているのが判る。

第17図に示す南北断面はカルデラ北壁の内牧、阿蘇谷、中央火口丘群、南郷谷をとおり南壁の高千穂野に至る断面である。同図の特徴を簡単に述べる。阿蘇谷と南郷谷には低密度の湖成堆積物が想定され、カルデラ域については全体的に数100 m 程重力基盤が落ち込んだ大きな陥没構造を示しているが、中央火口丘の所で特に大きな陥没構造を示している訳でない。密度2.4 g/cm³の中間層をみると、中央火口群域の直下で盛り上がり、溶岩の噴出源に対応する高密度岩脈の集合体と考えられる。中央火口丘の北麓下にも同様の盛り上がりが見え古い火山の痕跡を表わしているものと考えられる。以上よ

り火山は中央火口丘だけにある訳でないといえるが、陥没構造を作った火砕物の噴出源についても複数の場所を考えるのがごく自然と思われる。カルデラ縁付近を見ると地形上のカルデラ壁は重力基盤の落ち込みのやや外側に見られ、その壁の角度(10-15°)も想定した陥没構造の縁の角度(20-35°)に比べれば半分程度で緩やかになっており侵食が進んで、カルデラが後退したことを示している。また中央火口丘については北斜面の密度が2.0 g/cm³とやや低密度になっていることから、新しく低密度の噴出物が堆積していることを窺わせる。

(4) 重力分布と地熱微候

地熱流体は重力基盤の壁や重力基盤の盛り上がり部に沿って上昇してきているように見える。概略的に云えば、少なくとも阿蘇地域においては低重力異常域はリチャージ域となり、重力急傾斜部がディスチャージ域となっているように見える。つまり、低重力異常域の中心部には熱水が存在する可能性は少なく、むしろ温度低下をまねく冷水の集水域となっていると考えられ地熱開発の場所選定や資源量評価の規準を再考する必要がある。

8. おわりに

今回示した精密な重力分布図から根子岳がカルデラ外に位置することや大分・熊本線の基盤の落差等の鉛直方向も含めた構造がかなり明瞭になり、阿蘇火山の全体像をつかむのに役立つと期待される。また、小論での重力解析の結果をみると、阿蘇カルデラの深度はカルデラの大きさに比べてかなり浅い印象を受け複数のカルデラの多重陥没構造を想起させるが、現時点では地質の方からは必ずしも支持される結果とは云えない。今後、以上の考え方も取り入れた調査のやり方もあると思われる。また、定量解析については周波数解析の結果などから模式的に単純な均質2層モデルで重力基盤を求めたが、当然それだけでは不十分で今後に期したい。今回の解析からも判ったようにカルデラの中と外とでは表層密度を変えるべきであるし、基盤についても密度の変化を伴っていると考えられる。今後の課題として、以上のことを考慮した可変密度の3次元重力基盤解析を行って、広域的に阿蘇火山地域周辺の地質と整合性のよい密度モデルを作成することが考えられる。

小論を執筆するにあたり、元地質調査所の小野晃司氏には原稿を読んでいただき有益なコメントをいただいた。また、地質調査所の長谷川功・渡辺史郎氏には阿蘇カルデラ内の各種の弾性波探査や坑井の情報を教えていただいただけでなく、解析結果についても議論をしていただいた。上記の諸氏には記して謝意を表したい。

本解析の数値計算は、工業技術院情報計算センターの共用電子計算機 FACOM M-780を用いた。

文 献

- 中条純輔(1960) 熊本地区における重力分布とその考察。地調月報, vol. 12, p. 343-365.
- Geographical Survey Institute (1985) Bouguer Anomaly Map of Japan.
- 長谷川功・小川健三・須田芳朗・馬場健三(1981a) 熊本県阿蘇地域等重力線図。5万分の1地熱地域等重力線図, no. 4, 地質調査所。
- (1981b) 大分・熊本県涌蓋地域等重力線図。5万分の1地熱地域等重力線図, no. 4, 地質調査所。
- 広島俊男・駒澤正夫・須田芳朗(1982) 広域編集図編集における既重力測定値の変換について。物理探鉱, vol. 35, no. 1, p. 34-44.
- 伊藤公介・長谷川功・佐藤隆司・渡辺史郎・曾屋龍典(1989) 阿蘇カルデラにおける屈折法地震探査。1989年度秋季大会日本火山学会講演予稿集, p. 74.
- Kanamori, H. (1963) Study on the crust-mantle structure in Japan, Part 1, analysis of gravity data. *Bull.*

Earthq. Res. Inst., vol. 41, p. 743-759.

- 駒澤正夫(1984) 北鹿地域の定量的重力解析について. 物理探鉱, vol. 37, no. 3, p. 19-30.
- ・鎌田浩毅(1985a) 豊肥地域の重力基盤構造. 地調報告, no. 264, p. 305-333.
- ・長谷川功・須田芳朗(1985b) 駿河湾沿岸地域における重力異常について—(I)—測定と編集. 地調月報, vol. 36, p. 53-84.
- ・広島俊男・大久保泰邦・須田芳朗・中井順二(1987a) 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.
- ・須藤 茂・須田芳朗(1987b) 仙岩地熱地域の重力解析. 地調報告, no. 266, p. 399-424.
- (1988) 仮想扇形地形による重力地形補正法. 測地学会誌, vol. 34, no. 1, p. 11-23.
- (1989) 海水準下測点のブーゲー異常の考え方. 測地学会誌, vol. 35, no. 3, p. 349-351.
- Kubotera, A., Tajima, H., Sumitomo, N., Doi, H. and Izutuya, S. (1969) Gravity Survey on Aso and Kujū volcanic region, Kyushu District, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 47, p. 215-255.
- 久保寺章・大塚道男(1971) 厚い堆積層の存在する場所での常時微動について. 物理探鉱, vol. 24, p. 125-134.
- (1972) 阿蘇カルデラの重力異常(低密度堆積層の効果を除去した)とその構造. 火山第2集, vol. 17, p. 9-17.
- ・三浪俊夫・里村幹夫・井上光吉(1976) 中部九州地区における重力測定値の収集と精密重力異常図の作成. 自然災害資料解析, vol. 3, p. 45-53.
- 松本幡郎・藤本芳男(1969) 阿蘇カルデラ内の注目すべきボーリング結果について. 火山 第2集, vol. 14, p. 1-7.
- 小野晃司(1965) 阿蘇カルデラ東部の地質, 地質雑, vol. 71, p. 541-553.
- ・渡辺一徳(1985) 阿蘇火山地質図. 火山地質図, no. 4, 地質調査所.
- ・松本恒夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和(1977) 竹田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所. 145p.
- 新エネルギー総合開発機構(1982) 昭和57年度全国地熱資源総合調査重力法調査報告書—要旨—北九州地域.
- (1984) IGRF 磁気残差図.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構(1989) 昭和63年度全国地熱資源総合調査(第3次)広域熱水流動系調査—阿蘇地域—精密重力調査報告書—要旨.
- (1990) 平成元年度全国地熱資源総合調査(第3次)広域熱水流動系調査—阿蘇地域—火山岩分布・年代調査報告書—要旨.
- 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, vol. 22, no. 2, p. 112-129.
- 多田 堯(1985) 沖縄トラフの拡大と九州地方の地殻変動(2). 地震 第2集, vol. 38, p. 1-12.
- 田村 実・渡辺一徳(1982) 「菊池」表層地質図及び同説明書. 土地分類基本調査, 熊本県.
- ・———・谷村洋征(1983) 「御船」表層地質図及び同説明書. 土地分類基本調査, 熊本県.
- Tomoda, Y. (1973) Maps of Free Air and Bouguer Gravity Anomalies in and around Japan. Univ. Tokyo. Press.
- 通商産業省(1979) 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書—豊肥地域重力探査.
- 渡辺史郎・加野直巳・山口和雄・横倉隆伸(1986) 反射法探査による阿蘇谷の地下構造. 昭和61年度春季大会地震学会講演予稿集, p. 73.
- 横山 泉(1969) カルデラ構造に関する考察. 火山 第2集, vol. 14, no. 2, p. 77-83.

データベースによる資源評価手法の研究

円面積ダイアグラムを用いた 温泉泉質の新しい表示法について

高橋正明*

A new graphical method to express the chemical character of hot springs

By

Masaaki TAKAHASHI*

Abstract: Several descriptive methods for representing the chemical character of hot springs on various kinds of maps are investigated.

The description method which relates the proportion of concentrations of chemical components to the area on a graphic symbol is most useful to represent the chemical character of hot springs among the several descriptive methods investigated in this study. However, this method has some problems, as it is slightly complicated to draw the symbols, and absolute concentrations of chemical components are more difficult to assess on a comparative basis.

Based on these investigations, a new descriptive method is proposed, using a circular (two semicircular) diagram. This simple descriptive method relates the proportion of chemical concentrations to the area of the symbol. In this descriptive method, a square root of the concentration of total cations is related to the radius of the upper half of a circular diagram, while the total anions are plotted on the lower half. The areas of upper and lower diagrams are divided by equivalent ratios of cations and anions, respectively. This method is particularly useful to represent the difference of chemical character among the several hot springs.

Variations of this method and various kinds of applications are considered, for example, representing the change of chemical character in a hot spring, and representing the chemical character of hot springs with other parameters.

1. 緒 言

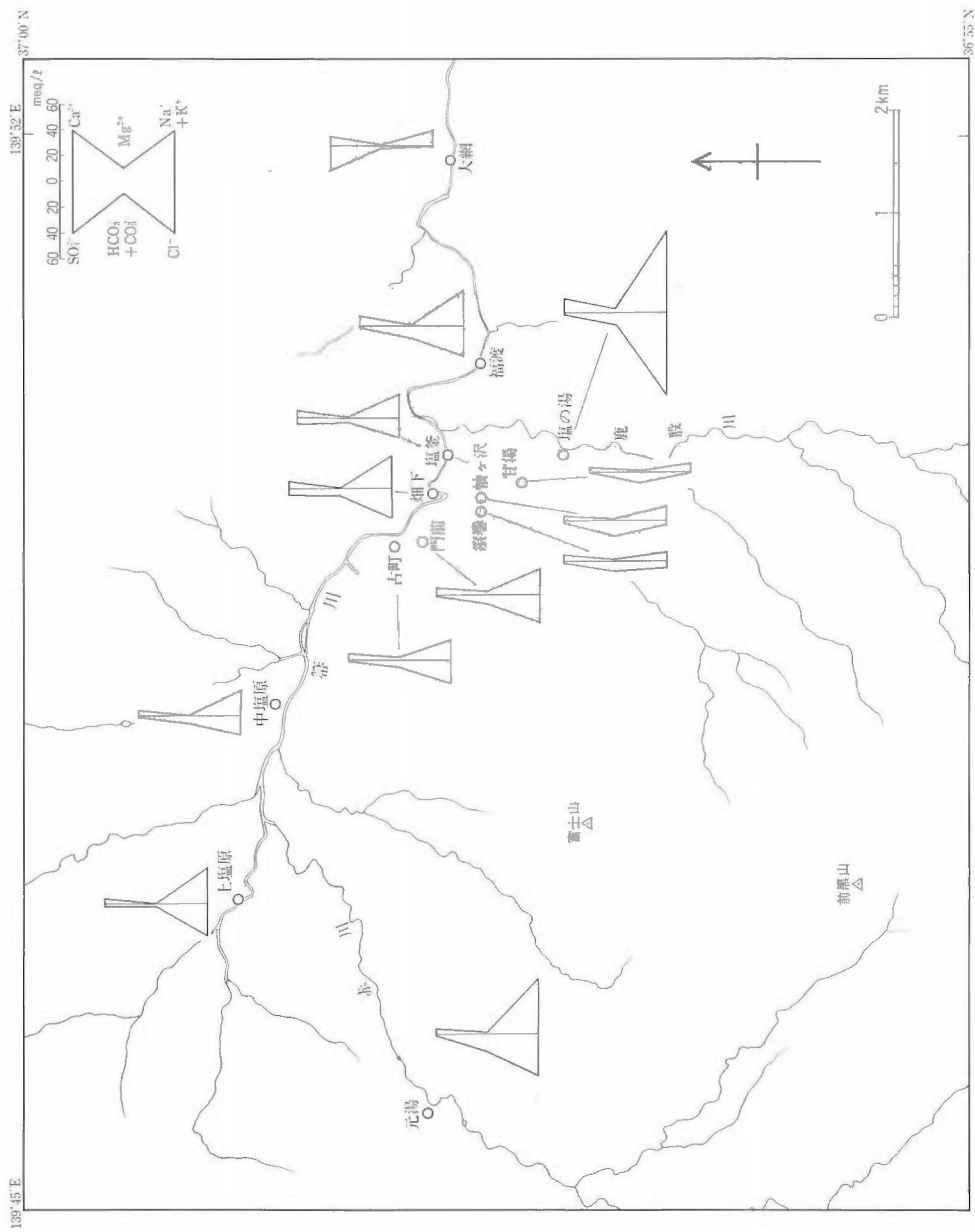
温泉の「地理的な分布」と同時に「泉質の地域的な分布」を地図などの上に明瞭に表示することは、熱水系の形成、胚胎、湧出に係わる様々な機構を考察する上でも、地球化学的な現地調査をより精密に行う上でも非常に重要なことである。しかし現在用いられている「温泉泉質を地図などの上に表示する方法」(以下、温泉泉質表示法と略す)の大部分は、温泉泉質が持つ化学的特徴とは相当違う性質を持つ河川水・地下水を表示するための方法の借用であり、温泉泉質表示法に対する十分な検討がなされているとは必ずしも言えない。

温泉水は地下の情報を直接地表にもたらず数少ない物質の1つであり、そこから得られる情報を十分に活用しないことは熱水系の地球化学的な性格を調べる上で重大な情報の損失である。最近の地球化学分野の研究の進展にともない熱水系の形成、胚胎、湧出に関する機構についての様々な情報が得られる

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

Keywords: chemical character, hot spring, circular diagram, Shiobara, chemical character of hot spring



第1図 ヘキサダイアグラム法を用いて示した塩原温泉群の温泉泉質の分布
 Fig. 1 A map representing the concentrations of chemical components of hot springs in the Shiobara area using a hexa-diagram symbol.

ようになってきた。これは地表に湧出している温泉の泉質あるいは泉質分化から、地下における温泉(熱水系)の様子を解明することが可能になってきたことを示している。そのような熱水系の機構解明の第一歩としても、より明瞭な温泉泉質表示法の検討は非常に重要であると考えられる。

本報告では、すでに提案されている温泉泉質表示法について検討しその問題点などを指摘するとともに、新しく円面積ダイアグラムを用いた表示法を提案しその方法の適用の可能性についても検討を行った。

謝辞 本研究を進めるにあたり、新エネルギー・産業技術総合開発機構の野田徹郎課長(現在地質調査所)、地質調査所地殻熱部の金原啓司課長、茂野 博技官および環境地質部の安藤直行課長には有益な御批評を賜った。鉱物資源部の Jeffrey W. Hedenquist 技官には Abstract および Caption を訂正していただいた。ここに記して深甚なる謝意を表します。

2. 従来の温泉泉質表示法の検討

温泉泉質には通常以下のような化学的特徴があり、この性質が温泉泉質を明瞭に地図などの上に表示することを非常に困難なものにしていると考えられる。

(1) 塩原、那須というような別々の温泉群の間では言うに及ばず、ある1つの温泉群の中でも濃度の違いが非常に大きく、その違いは指数関数的である場合が多い。また1つの温泉(源泉)では化学成分相互の濃度の違いが著しく大きい場合がある。

(2) 1つの温泉群の中でも、あるいは別々の温泉群の間でも、濃度の違いは著しく大きいのに化学成分相互の組成比は非常に類似している場合がある。

(3) 1つの温泉群の中でも非常に多くの泉質に分化している場合がある。極端な場合には源泉ごとに泉質が違ふときもある。

(4) 河川水等では観測されない特殊な成分を含んでいる場合が多い。

これらの特徴は、温泉泉質が温泉(熱水系)の形成、胚胎、湧出に係わる様々な機構、岩石との水/岩石反応、火山ガスなどの付加、熱水上昇時の温度・圧力条件の変化による脱ガス・沸騰、熱水系同土あるいは熱水系と地下水系の混合(希釈)など様々な現象の組み合わせを反映しているからであると推定できる。

この温泉泉質が持つ特徴から、温泉泉質表示法は基本的に次の事項を表現できる必要がある。

- (1) 濃度の指数関数的な違いを同じスケールで表現することが可能であること。
- (2) 希釈の関係を表現するため、相似形の表現が可能であること。
- (3) 全てのイオン種の表現が可能であること。
- (4) あまり複雑な表現方法でないこと。

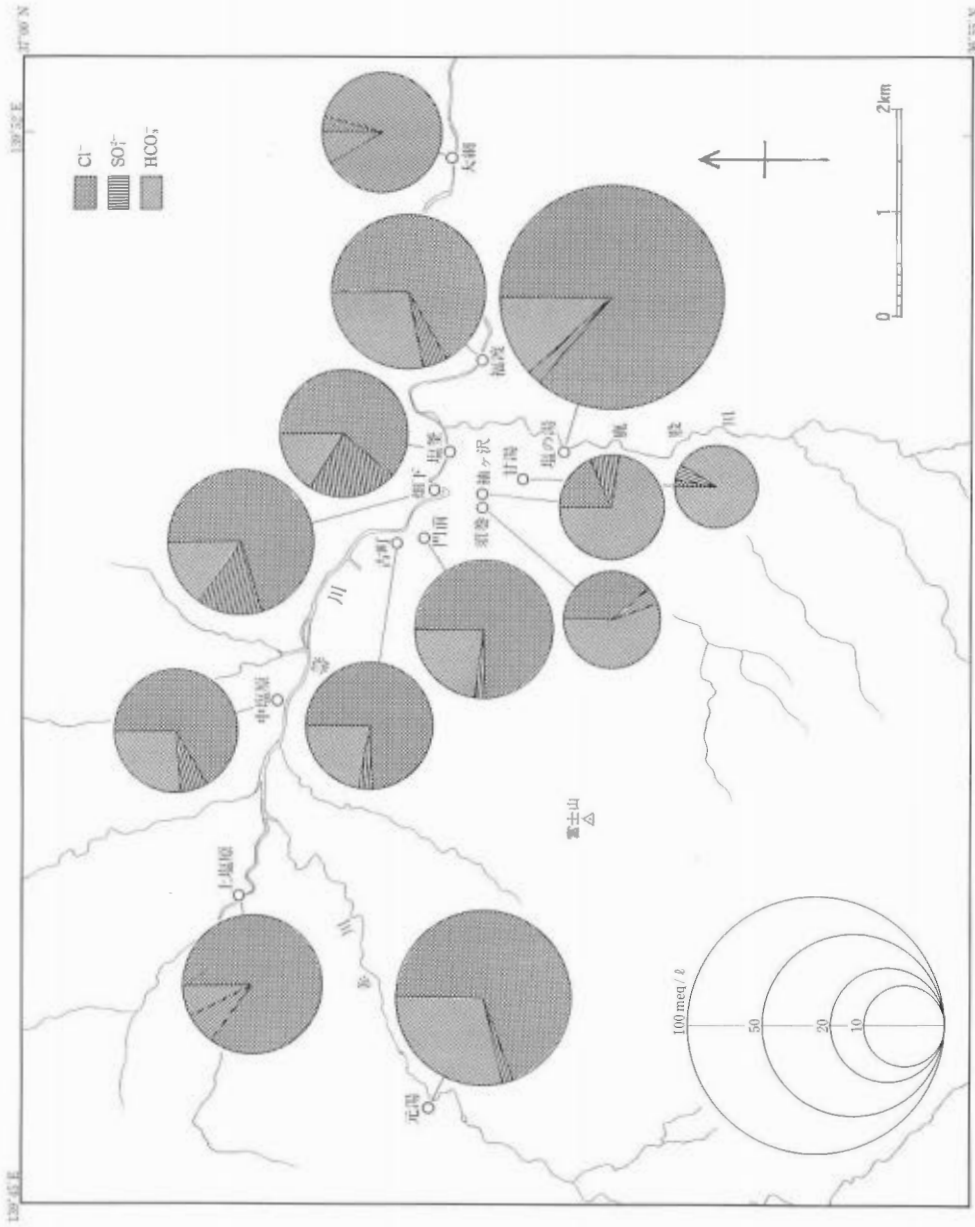
これまでに提案されている温泉泉質表示法は、(1)各化学成分の濃度を表現することが主眼である方法と、(2)各化学成分相互の存在比を表現することが主眼である方法に大別できる。

(1)の各化学成分の濃度を表現する方法には、濃度を一次的(線の長さ)に表現するヘキサダイアグラム法(永井, 1968)がある。また温泉泉質表示法ではないが、ある要素を二次元的(面積)に表現する方法が、例えば USGS (1970)、寺島ほか(1990)などに用いられている。

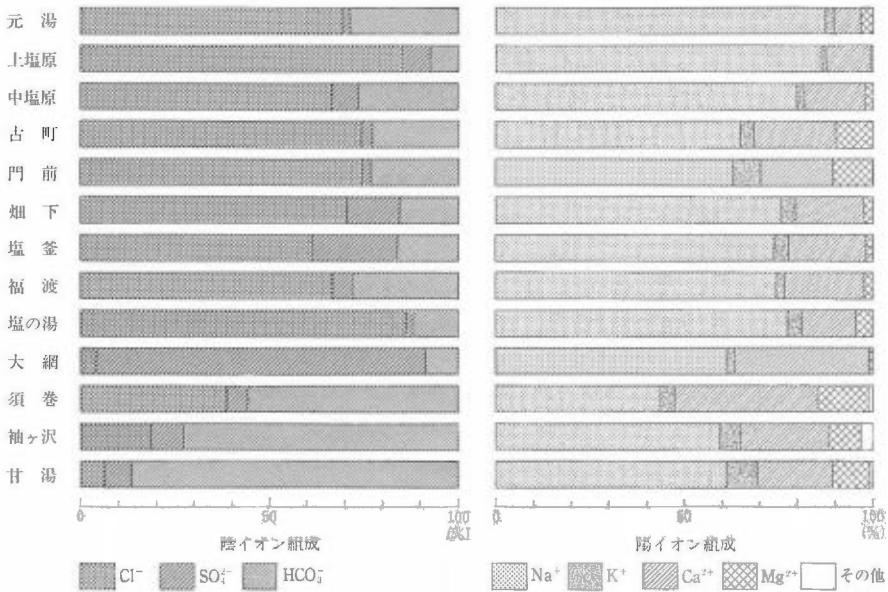
また(2)の各化学成分相互の存在比を表現する方法には、三角ダイアグラム、キーダイアグラム等を用いて行った泉質区分に対応した記号を地図などの上に表示する方法(例えば、仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985; 茂野・阿部, 1987)がある。

各表現方法の比較・検討を行うため、第1、第2図および第4図に上述の3つの代表的な表現方法を用いて表示した栃木県の塩原温泉群の温泉泉質を示した(データは栃木県, 1971, 1978)。

塩原温泉群は慣例的に、元湯、上塩原、中塩原、古町、門前、畑下、塩釜、福渡、塩の湯、大網、須巻、袖ヶ沢および甘湯という13の温泉地区に区分されている(栃木県(1971)を参照)。各温泉地区は例え



第2図 円面積ダイアグラム法を用いて示した塩原温泉群の陰イオンの濃度と組成比の分布
 Fig. 2 A map representing the anionic concentrations and compositions of hot springs in the Shiobara area using a circular-diagram symbol.



第3図 塩原温泉群の温泉泉質の陽イオン、陰イオンの百分率組成比

Fig. 3 Bar graphs representing cationic and anionic compositions of hot springs in the Shiobara area.

ば古町温泉と門前温泉のように泉質的に類似・連続した性質を示す場合もあるが、ここでは慣例的な温泉地区の区分に従い、各地区で最高の総イオン濃度を示す源泉を選び各図に表示した。総イオン濃度は、最高の塩の湯温泉と最低の甘湯温泉とでは約8.5倍の差がある。また化学成分相互では塩化物イオン(以下、Cl⁻イオンと略す)と硫酸イオン(SO₄²⁻イオン)との間に100倍程度の違いがある。

第1図にヘキサダイアグラム法による温泉泉質表示を示した。この方法は永井(1968)に示されているように表示のための作図は極めて簡単である。しかし温泉泉質表示法としては以下のような問題点が存在する。

(1) 濃度表示を行うスケールが最高の濃度を持つイオンの存在量により決定されるため、低濃度の温泉は同一のスケールで表示すると棒状になり、“濃度が低い”という程度の情報しか示すことができない。第1図では、須巻、袖ヶ沢、甘湯がその例である。さらに濃度の差が大きくなると同一のスケールでは表現できなくなり(NEDO(1987)を参照)、スケールの変更を行わなくてはならない。

また存在量の低いイオンも同様に“ほとんど存在しない”という程度の情報しか示すことができない。第1図ではSO₄²⁻イオンがその例である。

(2) ヘキサダイアグラムなど濃度を1次的に表現する方法の多くは相似形の表現方法ではないので、希釈に関する情報を的確に表示することができない。

また第1図に示したように、中塩原、古町、門前および福渡の各温泉のヘキサダイアグラムは形が類似しているが、実際どの程度泉質が類似しているのか、あるいは相違しているのかを定量的に判断するためには別の方法に頼らざるを得ない。

(3) 明瞭なダイアグラムを作るため表示できるイオン種の数に限られている。そのため重要なイオン種(例えば火山周辺の酸性の温泉に多く見られるアルミニウムイオン(Al³⁺イオン)(吉田ほか(1968)および栃木県(1971)を参照)を表示できないことが生じる。

逆に表示軸が用意されているイオン種がほとんど存在せず全く用をなしていない場合が多々ある。第1図に示したように、多くの塩原地域の温泉ではSO₄²⁻イオンが極めて少ない。そのためSO₄²⁻イオンの表示軸がほとんど0になり、実際に意味を持って表示できているのはナトリウムイオン(Na⁺イオ

ン)と Cl^- イオンだけという結果になる。

以上のように、ヘキサダイアグラム法など濃度を1次的に表現する方法は、作図は簡単であるが、濃度の同一スケールでの表現、相似形の表現および全てのイオン種の表現という問題については必ずしも対応できない。

第2図は円面積ダイアグラム法を用いた陰イオンの濃度と組成の表示である。この温泉泉質表示法はヘキサダイアグラム法など濃度を1次的に表現する方法と比較して、(1)表示のための作図が若干複雑であること、(2)濃度の違いを2次的(円面積)に表示しているために、線の長さで表示する一次的な表示法より相当不明瞭であるという問題点がある。そのため温泉泉質表示法としてはほとんど用いられていないのが現状である。しかしこの表現方法には次のような特長がある。

(1) 濃度を2次的(円面積)に表示しているため、1次的な表示法では同一スケールでは表現が困難なほど大きな濃度の違いがある場合でも同じスケールで表示できる。第1図では最も低濃度の甘湯温泉は炭酸水素イオン(HCO_3^- イオン)が多いという情報を読み取るのが精一杯であるが、第2図では陰イオン全体の組成についての情報を読み取ることが可能である。

(2) 相似形の表現方法であるため希釈に関する情報が極めて簡単に得られる。また周辺の温泉と比較して異常に低いあるいは高い濃度を持つ温泉が存在し円面積ダイアグラム法を用いても有効に濃度の違いを表現できない場合でも、円の面積を適当に拡大したり縮小したりして少なくとも組成比を示すことができる。

(3) 泉質の類似点、相違点が比較的容易に読み取れる。例えば第1図に示したヘキサダイアグラム法では判然としなかった中塩原、古町、門前および福渡の各温泉の泉質の類似点、相違点が、第2図では古町、門前温泉は濃度が違うだけで組成比は類似しているが、中塩原温泉では若干 SO_4^{2-} イオン濃度が高く、福渡温泉では若干 HCO_3^- イオン濃度が高いと、比較的容易に読み取れる。

第3図に各温泉における陽イオン、陰イオンの百分率組成比の棒グラフを示した(中村ほか(1973)の用いた方法を若干変更して使用した)。第2図と第3図を比較すると、第2図では明瞭ではない古町温泉と門前温泉の微妙な SO_4^{2-} イオンの違いが第3図では読み取れるというような差があるが、第3図の棒グラフとはほぼ同程度の情報が得られることがわかる。

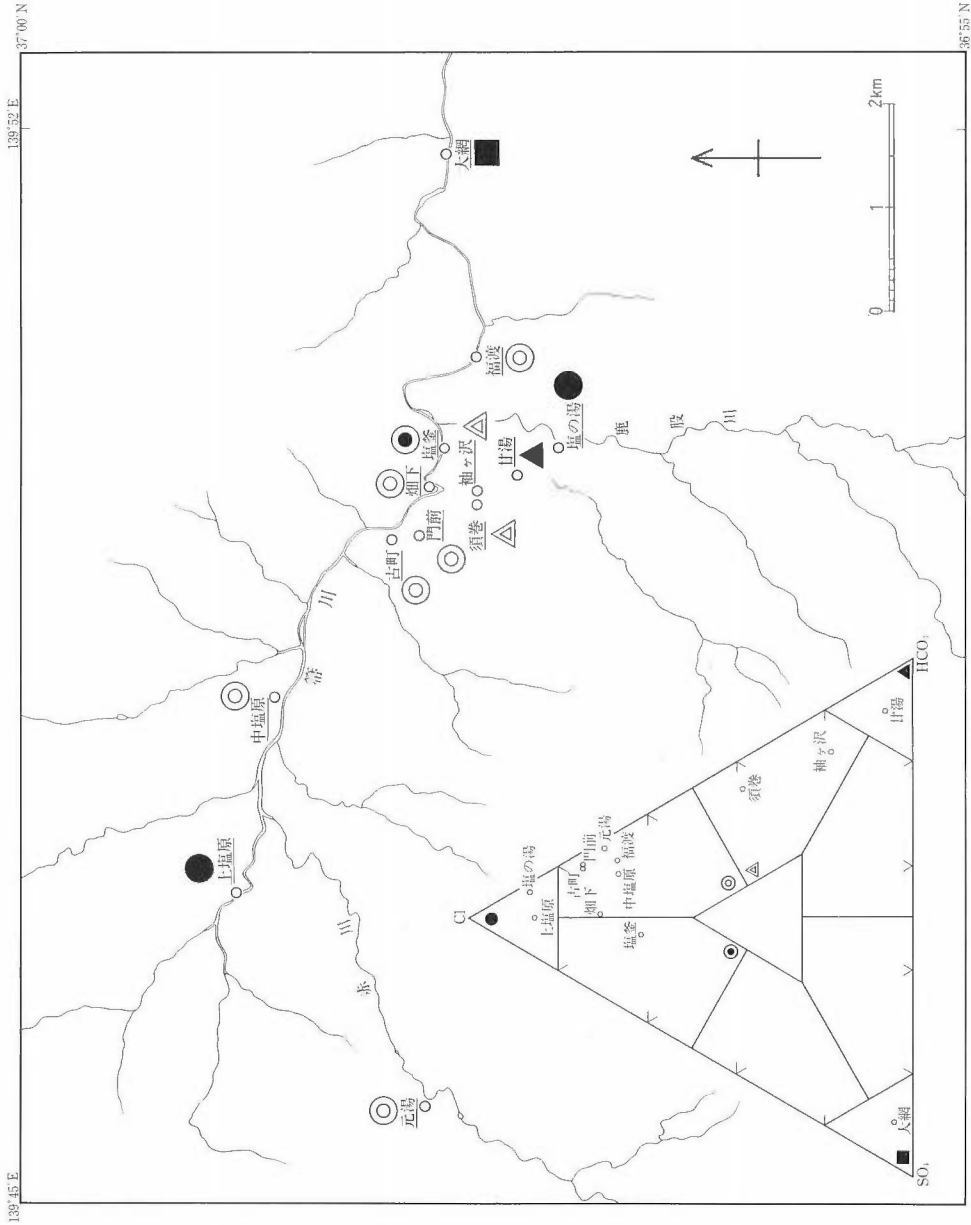
(4) 円の中をいくつかの扇形で区切れればいくつイオン種があっても表示が可能である。また低濃度のイオン種は占有する面積が少なくなるだけであり、ヘキサダイアグラム法に見られるような“余分な軸”的印象は全くない。

以上のことから、円面積ダイアグラム法など濃度を2次的に表現する方法は、作図の手順は若干複雑であるが、濃度の同一スケールでの表示、相似形の表現および全てのイオン種の表現という問題については対応が可能であることがわかる。しかし2次的な濃度の表示は1次的な濃度の表示と比較して不明瞭であるという問題点も依然として存在する。

第4図に三角ダイアグラムによる温泉泉質区分と、泉質区分に対応する記号で表記した温泉泉質表示法を示した。三角ダイアグラム上での泉質区分の作業は若干面倒であるが、表現方法の原理は非常に単純であり理解しやすい。そのため概略的な温泉泉質の分布などを示す場合には有効な方法であると考えられる。しかし塩原温泉群内の各温泉泉質の分布というような詳細なレベルになると以下のような問題点が生じる。

(1) 温泉成分のある範囲を機械的に一つの記号に対応させるため、連続的に化学成分が変化している温泉があっても明白に表示することができない。第4図の三角ダイアグラムに示したように、須巻、袖ヶ沢、甘湯の各温泉では連続的に HCO_3^- イオンの含有率が増加しているがこの様子が全く表示できない。

(2) 第2図および第4図の三角ダイアグラムから、畑下温泉は塩釜温泉に比較的類似した泉質であることがわかる。しかし機械的な泉質区分では古町温泉などと同じになってしまい、畑下温泉の泉質的な特徴が表示できなくなってしまう。しかし区分の境界付近に泉質が位置する温泉に別の記号を使うと分類が細かくなり明瞭でなくなる危険性が高い。



第4図 主要陰イオンの組成比を用いて行った塩原温泉群の泉質分類
 Fig. 4 A map representing the ratios of major anions of hot springs in the Shiobara area by symbols classified from a triangular diagram of major anions.

(3) 濃度に関する情報が完全に失われる。しかし茂野・阿部(1987)が用いているような記号の大きさを変化させる方法を用いれば濃度に関する情報も盛り込める可能性がある。

以上のように、泉質区分を記号で示す方法は、概略的な温泉泉質の分布の表示には有効であるが、濃度の表示などには必ずしも対応できない。

3. 新しい温泉泉質表示法の検討

前節の検討から、温泉泉質表示法としては濃度を2次的に表示する方法が他の方法に比べてより有効であることがわかった。筆者はここで濃度を2次的に表現する方法の中で最も簡単である円面積ダイアグラム(正確には半円ダイアグラム2つ)を用いた新しい温泉泉質表示法を以下のように提案する。

(1) 上半分の半円ダイアグラムに陽イオン、下半分の半円ダイアグラムに陰イオンをそれぞれ当量百分率で表示する。

この表示法ではいわゆる主要イオンだけを取り扱った場合、中性の温泉では円形に、酸性の温泉の場合には船形に、アルカリ性の温泉の場合には苺形になる。

中性付近の温泉でも分析によっては必ずしも陽イオンと陰イオンの存在量が完全には一致しない場合があるが、5%程度の違いなら分析誤差として完全な円形のダイアグラムを作図してもかまわない。

(2) (半)円ダイアグラムの半径は、濃度そのもの、濃度の平方根、濃度の対数および濃度の段階的な区分、のいずれかに対応させる。

濃度そのものに円の半径を対応させる場合は、濃度の違いが高々数倍程度と小さい場合に用いると有効であると考えられる。この表現方法は既に池田(1982)などに用いられている。

濃度の平方根に円の半径を対応させる表示法は、100倍程度までの濃度の違いがある場合に用いると有効であると考えられる。日本の最高の蒸発残留物濃度は十勝岳の新々噴火口温泉で観測された600 g/l(約430000 ppm)(吉田ほか, 1968)であるが、村上・堀内(1985)によれば、日本の60°C以上の温泉の蒸発残留物濃度の大部分は100 ppmから10000 ppmに分布している。そのためこの表示法のように100倍程度の濃度の差が表示できれば大部分の温泉泉質の表現は可能であると考えられる。

濃度の対数に円の半径を対応させる表示法は、濃度の平方根に対応させる表示法でも対応できないほどの大きな濃度の違いがある場合に用いると有効である。しかし低濃度の温泉の表現などに十分な注意が必要である。

濃度の段階的な区分に円の半径を対応させる表示法は、階段状の濃度区分に意味がある場合に用いると有効である。しかし当然濃度に関する精密な情報が失われるので使用する場合には十分な注意が必要である。

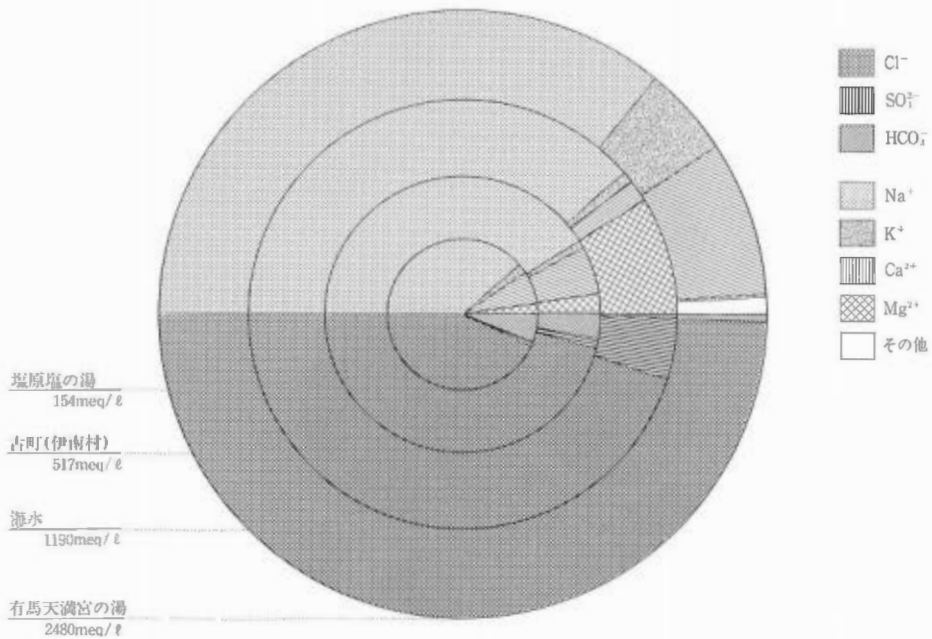
(3) 基本的に全てのイオン種を表示するものとする。しかし通常は陽イオンとして Na^+ イオン、カリウムイオン(K^+ イオン)、カルシウムイオン(Ca^{2+} イオン)、マグネシウムイオン(Mg^{2+} イオン)、陰イオンとして Cl^- イオン、 SO_4^{2-} イオンおよび HCO_3^- イオンを考えれば十分である。このほか場合に依りてマンガンイオン(Mn^{2+} イオン)、鉄イオン(Fe^{2+} および Fe^{3+} イオン)および Al^{3+} イオンなどが追加される。存在量の少ないイオン種はその他として一括して示す。

また HCO_3^- イオン、炭酸イオン(CO_3^{2-} イオン)、ケイ素およびヒ素などのようにpHにより溶存形態を変える化学種については十分に注意する。

(4) ある試料の濃度が具体的にどれだけであるかという情報は不明瞭である。必要な場合は総イオン濃度などを別に表記する。

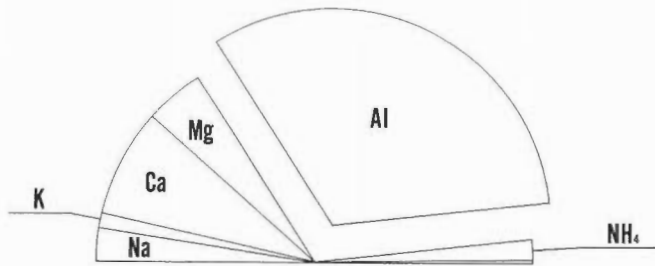
(5) ヘキサダイアグラム法などのようにイオン種を表示する順番が必ずしも同じでない(あるイオン種が存在しない場合がある)ので、イオン種に対応する扇形の部分に着色する。こうすればこの表示法は非常に明瞭になる。例として第5図に、この円面積ダイアグラムを用いた温泉泉質表示法によって表示した塩原温泉群の温泉泉質を示した。

さてこの温泉泉質表示法の持つ特長を利用すると次のような応用が考えられる。



第6図 円面積ダイアグラムを重ねて示した塩原塩の湯温泉, 古町温泉(福島県伊南村), 海水および有馬天満宮の湯温泉の泉質の比較

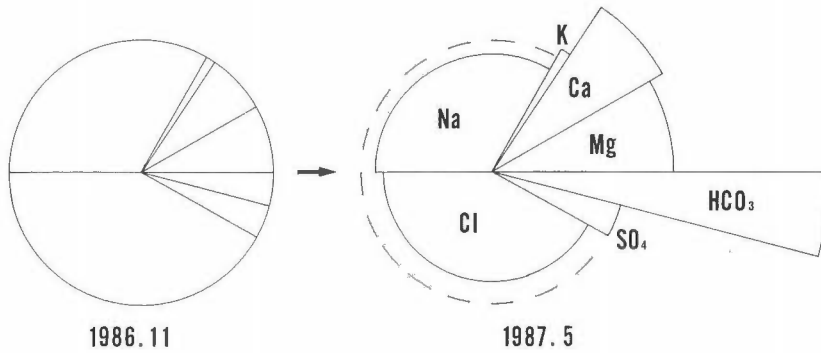
Fig. 6 Circular diagram showing the difference of chemical compositions among the Shiobara-Shio-no-yu hot spring, Furumachi hot spring (Ina village, Fukushima prefecture), sea water and Arima-Tenmangu-no-yu hot spring.



第7図 玉川温泉(秋田県田沢湖町)の主要陽イオン中に占めるAl³⁺イオンの割合が多いことを強調した円面積ダイアグラム

Fig. 7 Circular diagram accentuating the remarkably large proportion of aluminum ion to the total cation content in the Tamagawa hot spring (Tazawako town, Akita prefecture).

- (1) ダイアグラムに内円を付け, その中に温泉名, 濃度など必要な情報を書き込む.
- (2) 相似形の表現方法であることを利用して, ダイアグラムを拡大したり縮小したりする. こうすれば周辺の温泉に比べて異常に濃度が高かったり低かったりする温泉の泉質が周辺の温泉と泉質的にどのような関係にあるのかを明瞭に表現できる.
- (3) 同様にダイアグラムを重ね合わせて他の温泉の温泉泉質との類似あるいは相違の程度を示すことも可能である. 第6図は, 塩原温泉群の塩の湯温泉の泉質が, 他の塩分濃度が高い温泉や海水とどのような関係があるのかを示す図である(データは, 古町温泉(福島県伊南村)は NEDO (1987), 海水は杉浦(1970), 有馬天満宮の湯温泉は池田(1955)). 塩の湯温泉の泉質は古町温泉と比較してCa²⁺ および



第8図 円面積ダイアグラム法で示した伊豆大島小清水揚水井における1986年11月と1987年5月の水質の違い

Fig. 8 Circular diagrams showing the change of chemical composition of borehole water. Borehole waters were sampled in November, 1986 and May, 1987, from Koshimizu well, northwest part of Izu-Oshima volcanic Island.

HCO_3^- の2つのイオンの存在比が若干高いが、全体的には類似していること、海水および有馬温泉の泉質とは全く類似していないことが第6図より読み取れる。

(4) あるイオン種の濃度に関する情報はそのイオン種に対応する扇形の面積により表示されている。ここから面積を変えなければ位置を移動して表示しても濃度に関する情報は失われないことがわかる。この性質を利用して、ある特殊な成分が含まれている場合にはそのイオン種に相当する扇形を円グラフから飛び出させて表示すれば、その温泉の特殊性が強調できる。第7図は、玉川温泉(秋田県田沢湖町)では主要陽イオンとして Al^{3+} イオンが非常に多量に含まれていることを強調したものである(データは茂野・阿部(1987))。

(5) 同様にある温泉で泉質が著しく変化した場合などに、どの成分が増加し、どの成分が減少したのかを明瞭に示すことが可能である。第8図は、伊豆大島の小清水揚水井での1986年11月と1987年5月の泉質の違いを示したものである。1987年5月の泉質に相当するダイアグラムに書いてある破線の円は1986年11月の濃度に相当する円である。また1987年5月の方の各イオン種を示す扇形の角度は1986年11月のものと同じにしてある。この図から、1987年5月には、 Na^+ 、および Cl^- の2つのイオンが減少し、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- の各イオンが増加し、 SO_4^{2-} イオンには変化がないことが読み取れる。

これまで円面積ダイアグラムが温泉泉質表示法として用いられた例はほとんど知られていない。しかしある要素を表示する方法としては既に USGS (1970) や建設省国土地理院(1984)などに用いられている。円面積ダイアグラムは温泉泉質表示法として用いるだけでなく、ある特定の化学成分、水温、温泉の湧出量、放熱量などの相互の関係の表示にもさらに有効に利用できると考える。

4. 結 論

温泉の泉質を地図などの上に表示する方法について検討を行った。すでに提案されている表示法のうち各化学成分の濃度を二次的に表現する方法が、作図の手順が若干複雑であり濃度の絶対量の表示が若干不明瞭であるという問題点は存在するものの、温泉泉質が持つ化学的特徴を表現する方法としては最も有効であることがわかった。

この検討にもとづき、化学成分の濃度を二次的に表現する方法のうち最も簡単である円面積ダイアグラム(正確には半円のダイアグラム2つ)を用いた新しい表示方法を提案した。この方法は上の半円の半径を陽イオン、下の半円の半径を陰イオンの総当量濃度にそれぞれ対応させ、各イオンの当量百分率でそれぞれの半円を分割するものである。この方法の最大の特長は、温泉同士の多種多様な泉質の視覚

的な比較が容易に行えることである。この表示法を基本とする種々のパリエーションのほか、泉質の変動の表示やほかの要素を併せての表示などの応用的利用が考えられる。

文 献

- 池田喜代治(1892) 静岡県富士市における地下水の水質の研究. 日本地下水学会誌, vol. 24, p. 77-93.
- 池田長生(1955) 有馬温泉の化学的研究(第3-4報). 日本化学雑誌, vol. 76, p. 716-721.
- 建設省国土地理院(1984) 日本国勢地図帳. 地域計画アトラス, 国土の現況とその歩み, 137p.
- 村上悠紀雄・堀内公子(1985) 高々温泉($\geq 60^{\circ}\text{C}$)における主要化学成分の含量について. 温泉科学, vol. 36, p. 28-43.
- 永井 茂(1968) 目でみる水質表示法. 地質ニュース, no. 163, p. 20-27.
- 中村喜一・坂田 朗・国分信英(1973) 安達太良火山周辺の温泉の化学的研究. 温泉化学, vol. 24, p. 7-19.
- NEDO: 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.
- 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説明書. 特殊地質図(21-2), 地質調査所, 23p.
- 茂野 博・阿部喜久男(1987) 温泉・噴気の化学に基づく仙岩地域熱水系の概念的モデル. 地調報告, no. 266, p. 251-283.
- 杉浦吉雄(1970) 海水と化学. 海洋開発シリーズ, 共立出版, 東京, 207p.
- 寺島 滋・井内美郎・中尾征三・米谷 宏(1990) 諏訪湖低質中の重金属, 有機炭素, 硫黄, りん等14元素の地球化学的研究. 地調月報, vol. 41, p. 147-172.
- 栃木県(1971) 栃木県の温泉地質(上巻). 140p.
- 栃木県(1978) 栃木県の温泉地質(中巻). 140p.
- USGS: United States, Department of the Interior, Geological Survey, Washington, D. C. (1970) The national atlas of the United States of America. 417p.
- 吉田 稔・小沢竹二郎・岩崎岩次・小坂丈予(1968) 固化する温泉, 十勝岳新々噴火口温泉と温泉固化生成物(温泉のかたまり). 温泉化学, vol. 19, p. 1-14.

地名のローマ字表記

大網	おおあみ	Oami	須巻	すまき	Sumaki
福渡	ふくわた	Fukuwata	中塩原	なかしおぼら	Nakashiobara
塩の湯	しおのゆ	Shio-no-yu	上塩原	かみしおぼら	Kamishiobara
塩釜	しおがま	Shiogama	元湯	もとゆ	Moto-yu
畑下	はたおり	Hataori	箒川	ほうきがわ	Hoki-gawa
門前	もんぜん	Monzen	赤川	あかがわ	Aka-gawa
古町	ふるまち	Furumachi	鹿股川	かのまたがわ	Kanomata-gawa
甘湯	あまゆ	Ama-yu	富士山	ふじさん	Fuji-san
袖ヶ沢	そでがさわ	Sodegasawa	前黒山	まえぐろさん	Maeguro-san

富士山の読み方は角川の日本地名事典。「ふじやま」という読み方もある。

直接アクセス・ファイルによる 標高データベース・システムの作成

西 祐 司*

Simple Elevation Database System on FORTRAN's direct access file

By

Yuji NISHI*

Abstract: To manage elevation data for nation-wide geothermal assessment and to research about more 'easy to use' database system, a simple database system for elevation data is developed using a direct access file created by a standard FORTRAN program. The data source of the elevation data is the Digital National Ground Information of the Geographical Survey Institute.

This database system uses no strict DBMS (Database Management System). Since this developed database system is generated, retrieved and modified by standard FORTRAN programs, the system has very high portability between different computer systems. Besides, it is easy to access elevation data in this database system from user programs. Under the some conditions of data characteristics, usage and user environment, a simple direct access file has more advantages to manage data than heavy DBMS.

要 旨

直接アクセス・ファイルを用い、国土数値情報の標高データに関する簡易標高データベース・システムを作成した。このデータベース・システムは、専用のデータベース管理ソフトウェアを使用せず、標準的な FORTRAN で作成・検索・修正等の作業を記述しているため、異機種計算機間での移植性は非常に高い。また、FORTRAN プログラム中からデータを検索することも容易である。データの性質・使用目的・使用環境・使用条件などによっては、重装備のデータベース管理ソフトウェアを使用せずとも、このような簡易データベース・システムでも十分に実用になる。

1. は じ め に

地質調査所の地熱情報データベース・システム SIGMA は、地熱資源に関する総合的な情報システムを実験的に作り、技術的な問題を検討することを目的とした研究により作成された実験的なデータベース・システムである(花岡ほか, 1986)。この SIGMA においては、各種の地熱情報とともに図化に際しての基図出力に使用するために、標高・海岸線・湖沼・行政界などの各種の地図情報もデータベース化している(西ほか, 1986b)。この SIGMA の地図データベース・システムは、その設計時点での情報処理技術の限界等に起因したいくつかの問題点を持つ。これらの問題点を解決する方法の一つのプロト

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

Keywords: elevation data, Digital National Ground Information, KS-110, data management, database system

タイプとして、また、実際に標高データのエラー訂正を効率的に行う必要から、直接アクセス・ファイルを使用した簡易型の標高データベース・システムを作成した。

この簡易型標高データベース・システムは、専用のデータベース管理ソフトウェア(DBMS)を使用せず、標準的な FORTRAN 言語で作成・検索・修正等の作業を記述しているため、異機種計算機間での移植性は非常に高い。また、ユーザが作成した FORTRAN プログラム中からデータを直接検索することも容易である。付随して作成した検索プログラムにより、SIGMA のアトラス作成システム GATLAS(西ほか, 1986a)等での利用に便利な SS(SIGMA 標準)ファイル・フォーマットに準拠した標高データ・ファイルが作成できる。また、修正用プログラムにより、周囲のデータとの関係を確認しながらエラー・データの修正が行える。この修正プログラムによりデータベースに加えられた修正は、履歴情報として保存・管理される。

2. SIGMA データベース・システムとその問題点の分析

地質調査所の地熱情報データベース・システム SIGMA は、地熱資源に関する総合的な情報システムを実験的につくり、技術的な問題を検討することを目的とする研究により作成された実験的データベース・システムである。この研究の直接的な目標は、数値化した地熱情報をオンラインでファイル化し検索するデータベースを構築すること、並びに検索した地熱情報を図形、画像、及び表として会話的に表示・解析するシステムを開発すること、の2つである。また、間接的な目標としては、データベース化した情報を使って地熱地域の構造を総合的に解析すること、地熱情報を基本図として地図に表わすこと、及び地熱資源の評価に必要な情報処理の基盤を整備すること、がある(花岡ほか, 1986)。

SIGMA においては、データ・ファイルとデータを処理するソフトウェアを分離しデータの管理と処理ソフトウェアの関係を合理化するために、ほとんどのデータベースについて本格的な専用のデータベース管理ソフトウェア(DBMS: Database Management System)を使用してデータベースを作成している。このDBMSとしては日本IBM社のIMS/VSという親言語方式・階層構造のDBMSを使用している。IMS/VS本体はSIGMAシステムの仮想計算機の一つであるOS/VS1のバッチ処理環境の下で稼働し、親言語としてPL/I言語を使用する。

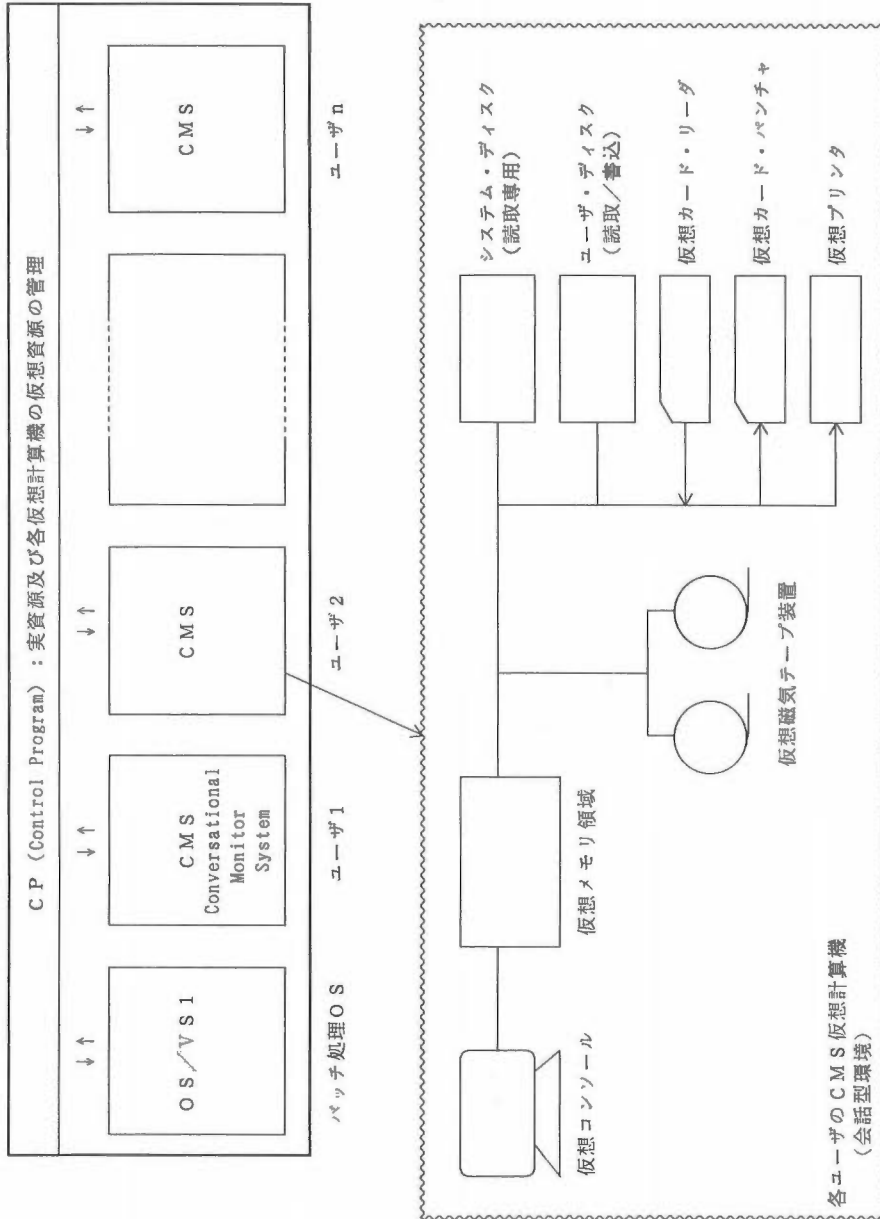
SIGMA においては、各種の地熱情報とともに図化に際しての基図出力に使用するために、標高・海岸線・湖沼・行政界などの各種の地図情報もデータベース化している。この地図データベースもIMSを使用した階層構造を採用している(西ほか, 1986b)。

作成したデータベースを容易に検索し、そのデータに対し基本的な処理・表示を行うための応用プログラムとしてメニュー・システムが作成されており、ユーザはメニューに従い会話的に選択、パラメータ指定を行ってだけでデータベースの検索、基本的なデータ表示等を実行することが可能である。このようなメニュー・システムによる検索ルートがシステム設計上の基本であり、ユーザによるデータベースの直接アクセスは想定していない(花岡ほか, 1986)。

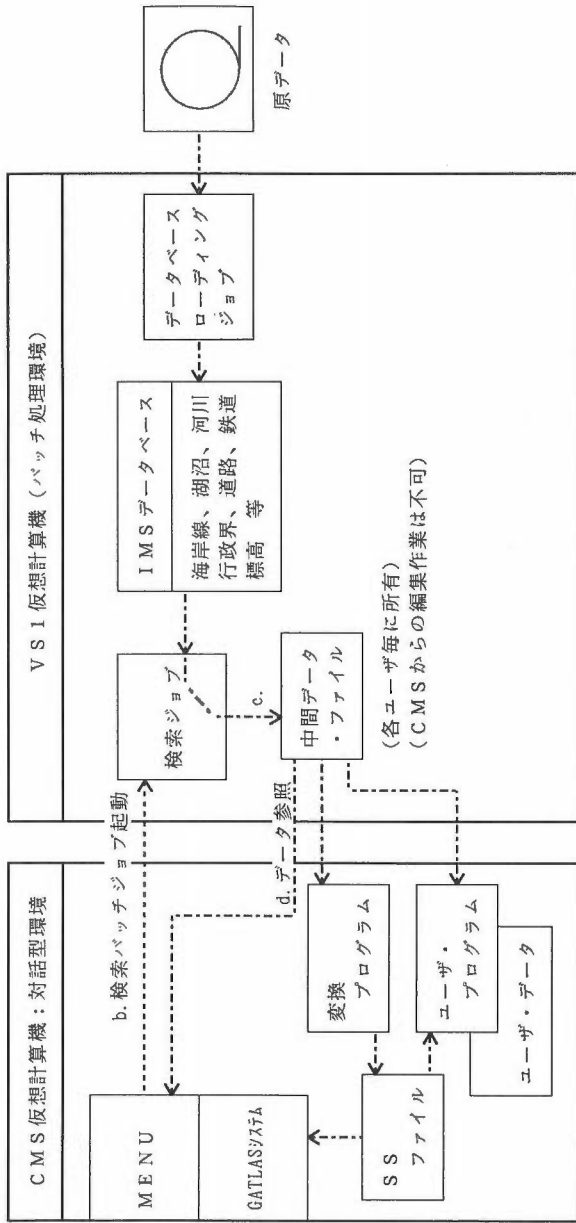
また、データベースから検索したデータ以外のユーザ・ファイルも組み合わせ、より汎用的な作図を行うために、GATLASというアトラス作成サブシステムも用意されている。このサブシステムでは、より一般的なファイルも処理できるように、SS(SIGMA 標準)ファイルというデータベース用中間ファイルとは異なったフォーマットのファイルを標準的な入力としている(西ほか, 1986a)。

これらのメニュー・システム、GATLASシステムなどに対してユーザが直接入出力を実施するのは、CMSという会話型環境を持つ仮想計算機である(第1図)。このCMS上において、メニュー・システムにより検索のためのパラメータを会話的に設定し、OS/VS1仮想計算機に対してデータベース検索バッチジョブを実行する。データベースを検索した結果得られたデータは、OS/VS1上の中間ファイルに納められる。ユーザは会話型環境のCMSからこの中間ファイルをアクセスする(第2図)。

SIGMAシステムは、実験的な目的で作成された研究用データベース・システムであったため、データ保護機能等基本的には開発対象外とした部分も多い。また、現在のようなローカル・エリア・ネット



第1図 SIGMA で使用している仮想計算機環境
Fig. 1 Virtual Machine environment used by the SIGMA database system.



第2図 SIGMA システムにおける地図データベース・システムの利用法

ユーザ環境：CMS 仮想計算機上の対話型環境。

- ユーザは CMS 上のメニュー・システムと対話して検索条件を指定し、データベースの検索を指示。
- メニュー・システムがパラメータを決定しデータベース検索バッチジョブを VS1 仮想計算機に投入。
- VS1 仮想計算機は IMS データベースを検索し、検索結果を VS1 上の中間ファイルに格納。
- ユーザは CMS 上のメニュー・システムまたはユーザ・プログラムから中間ファイルを参照してデータを利用。

GATLAS システムを使用する場合には、SS (SIGMA 標準) ファイルへの変換が必要。

Fig. 2 Access flow of cartographic data on the SIGMA database system.

user environment: conversational environment on a CMS virtual machine.

- Using the MENU system on the user's own CMS virtual machine, each user specifies retrieval conditions and selects a execution of data retrieval from the database system.
- The MENU system sets parameters and submits a database retrieval job to the VS1 virtual machine.
- On the VS1 virtual machine, the submitted job retrieves specified data from the IMS database and store the retrieved data in intermediate data files.
- The user refers data in the intermediate files from the MENU system or user programs on the CMS virtual machine.

The user must transform data format to the SS (SIGMA standard) format if he wants to use the GATLAS system.

ワーク等を利用した計算機環境についても未成熟な状況にあった。このような点を除いても、SIGMA システムには実用上いくつかの問題点が存在する。

特に、地図データベースのように汎用的かつ使用頻度の高いデータベースについて以下に考察する。SIGMA の地図データベース・システムの代表的な問題点は、以下のようなものである。

(A) ジョブの不連続性：

ユーザ環境である CMS から離れて、ゲスト OS である OS/VS1 上で検索ジョブを独立に実行しているため、ジョブの連続性に欠ける。特に検索処理との同期を取りにくい為、検索(VS1上)→処理・図化(CMS)という一連の処理の流れが自動化しにくい。

(B) 中間ファイルの大容量化：

○広範囲ジョブへの対応により、国土地熱資源基本図の作成のように広範囲の大量のデータを次々にアクセスする必要が生じた場合、データベース検索とデータ処理ジョブとの同期がとれない条件下では、あらかじめ広範囲にわたり検索処理を行い中間ファイルを作成しておく必要がある。そのためには、かなり大きなディスク容量と多大な入力処理時間が必要となる。

○研究プロジェクト等で同一フィールドを対象として複数のユーザが作業する場合、ほぼ同一内容の中間ファイルが重複して存在することになる。特に地図データのような基本的データについては、重複度が高くなる。結果として必要なディスク容量がかなり大きくなる。

(C) 異なる標準ファイル書式の存在：

SIGMA システムでは、各データベースのデータになるべく忠実に対応すべく設計された中間ファイルと、主に作図という観点からデータの空間的性質を中心にまとめられた SS ファイルという 2 通りの標準ファイルがあり、各々に異なる標準フォーマットが存在している。

SIGMA で一般的な使用状況を見ると、標高データのような実際の演算に使用するデータについては、中間ファイルを直接利用する場合は少ない。むしろ、GATLAS システムなどの作図・処理ソフトウェアの充実度、(x, y, z)の形の扱い易いデータ構造などにより、SS(SIGMA 標準)ファイル形式の POINT ファイルが使用されることが多い。

その結果、中間ファイル→POINT ファイルの変換ルーチンが必要であり、また、中間ファイルと SS ファイルという内容的には重複したデータ・ファイルが作成され、必要なディスク容量がさらに大きくなる。

(D) データベースの直接アクセスの困難性：

IMS のように大きく蔽重なデータベース管理システムでは、その中のデータの検索・訂正に必要な予備知識・作業ともかなりの量となり、ユーザが直接プログラムを作成してアクセスすることは難しい。また、SIGMA システムとしてもそのようなデータの利用を想定していない。

(E) エラー・データ訂正方法の欠如：

上記のような巨大かつ複雑なデータベース管理システムの下におかれたデータベースについては、エラー・データの訂正を容易に行うことが難しい。SIGMA の地図データベースの場合、データの訂正は、ユーザのアクセスを禁止した状態で実施することとしており、また十分な支援ソフトウェアを開発する期間・コストともになかった。このため、訂正作業はかなり大がかりかつ手間のかかるものとなる。

また、地図データのような連続的なデータ中におけるエラー・データについては、実際のプロット等により会話的・視覚的にエラー・データの確認・訂正が容易である場合が多く、このようなエラー訂正支援ソフトウェアがあることが望ましい。

(F) 移植性の欠如：

SIGMA のデータベースはデータベース管理ソフトウェアである IMS に依存したシステムであるため、他のシステムに移植するためには、移植されるシステム側でも IMS がサポートされているか、またはかなり莫大な労力をかけることが必要である。また、メニュー・システムとデータベースとの接続方法、メニュー・システムが使用しているグラフィックス言語の特殊性等も他機種への移植を困

難なものとしている。

以上のような問題点の背景には、SIGMAの開発の基盤となるハードウェア/ソフトウェア環境における制限も大きい。

SIGMAという大規模な応用ソフトウェア群の開発にあたって、その基本となるハードウェアや基本ソフトウェア等については、大規模システムに対応可能な十分な技術レベルと使用実績を有することが基本的選択条件となる。SIGMAシステム開発開始時点においては、このために汎用大型計算機システムを中心としたバッチ・システムでDBMSとして階層構造・親言語方式のものを中心に構成する必要があった。ユーザ環境としては、会話型処理が不可欠との認識からCMSという会話型環境を採用している。このようなバッチシステムとユーザ各々に最適な構成を持った会話型システムを1つの計算機で共存させるために、仮想計算機という環境を実現するIBMのVM/370というオペレーティング・システムを用いている(第1図)。

しかし、この環境下においてCMSからはIMSデータベースが直接アクセスできないため、IMSが動作しているOS/VS1という別の仮想計算機で検索バッチジョブを実行し、中間ファイルを経由してデータにアクセスする必要が生じた。この結果として生じた問題点がA、B及びCである。また、ユーザや処理プログラムは中間ファイル経由でデータを使用するため、データの管理と処理ソフトウェアの関係を合理化するためにIMSを導入した利点がかかり打ち消されている。逆にIMSという本格的なDBMSを使用したシステムとしたために生じた問題点がD、E及びF等である。

このような問題点は、SIGMAシステムという古い計算機環境だけに限定した内容ではない。ユーザの使用環境のある(仮想)計算機とデータベースの存在する(仮想)計算機と異なり、データベースから検索したデータを中間ファイル経由で受け渡す、という形や、大型のDBMSの使用という問題は、近年発達してきたLAN(Local Area Network)による分散型の計算機環境においても十分に考慮すべき問題である。

3. 簡易型標高データベースの作成

前節で挙げたような地図データベースの持つ問題点を解決する方法の一つのプロトタイプとして、直接アクセス・ファイルを使って、標高の簡易データベース・システムを作成した(第3図)。ここで、プロトタイプの作成を標高データに関して実施したのは次のような理由による。

(a) 現実の必要性

地図データベースの中でも標高データについては、基図用としてだけでなく重力等の補正計算用データとして使われることも多く、データ検索、エラー訂正等の必要性・頻度ともに高く、実際上の必要性に迫られていた。

(b) エラー・データの存在

標高データ中には、入力時のエラーと容易に推定できるデータの多い部分があり、重力等の補正計算用としてはエラー訂正が不可欠である。また、地形図との対比により、正しいデータは比較的容易に得られる。

(c) はば変化しないデータ総量

調査データのように、新たな調査によりデータ量が単調増加していくデータと異なり、対象とする日本の国土の広さはほぼ不変であり、データ間隔も一定であるため、データの総量はほとんど変化しない。日本全土をカバーするメッシュを想定してデータベースを設計すれば、設計変更の必要性は非常に小さいと想定される。

(d) 低頻度のデータ更新

資源情報一般の性格として、金融等のデータと異なり、データの更新間隔は年単位程度のかなり長いものである。標高データの性格から、オリジナル・データである国土数値情報についても、データの更新はせいぜい数年に一度の間隔である。標高データベースについても、せいぜいエラー・データ

の訂正程度が日常的な更新作業であり、複数ユーザのデータベース・アクセスによるデータの整合性保持の問題などが発生しにくい。

(e) 単純なデータ構造・属性

標高データは基本的には位置と標高という形で表され、データ自体の持つ構造・属性が単純である。また、アクセス方法にしても範囲内の標高を利用という単純な形に限定してもほぼ問題がない。

設計に当たり、前節の問題点 A-C については、CMS 上で処理が可能なデータベースとして実現し、中間ファイルを経由することなく SS ファイルを作成できる支援プログラムを作成することにより解決することとした。また、問題点 D-F については、IMS のような本格的な DBMS でなく、FORTRAN 言語で標準的にサポートされている直接アクセス方式のファイルを利用し、データベースへのアクセス用標準サブルーチンを作成することにより解決を図ることとした。この際には、標高データが前記 c-e の性格を持つことがデータベースの構造等に重要な意味を持つ。

このような標準サポートされているファイル形式を使用してデータベース化を行ったことにより、前述した地図データベースの問題点のかなりが解決する。すなわち、

(A) ジョブの不連続性：

ユーザ環境(CMS)上で標準的にサポートされているファイル形式なので、検索・処理・図化などが同一環境上で実行可能であり、各種処理の自動化が容易。

(B) 中間ファイルの大容量化：

ユーザの FORTRAN プログラム中から容易にデータベースをアクセスできるため、中間ファイルを作成せずともデータの使用が可能。

(C) 異なる標準ファイル書式の存在：

付随して作成した検索ルーチンにより、中間ファイルを経由せずに SS ファイル・フォーマットに準拠した標高データ・ファイルが作成できる。

(D) データベースの直接アクセスの困難性：

一般によく知られている直接アクセス・ファイルであり、予備知識・作業量ともに IMS に比べてかなり容易にデータの検索が可能。特に、付随して作成したアクセス・ルーチンを使用すれば、FORTRAN 言語によるプログラム中で容易に位置及び標高の形でデータを入力可能。

(E) エラー・データ訂正方法の欠如：

付随して作成した修正用プログラムにより、周囲のデータとの関係を視覚的に確認しながらの修正や、修正履歴情報の保存・管理まで容易に実行することが可能。

(F) 移植性の欠如：

標準 FORTRAN でサポートされているファイル形式であるため、IMS のような移植性に関する制限は少ない。

直接アクセス・ファイルを使用したことにより、IMS 上のデータベースに比べて制約されることとしては、次のようなものがある。

(1) ファイル容量に対する制限

直接アクセス・ファイルのレコード数はシステムに依存してかなり制限される。SIGMA の開発開始当初の OS では、直接アクセス・ファイルのレコード数は $65,535 (=2^{16}-1)$ レコードが最大であった。その後の OS のバージョン・アップにより $16,777,215 (=2^{24}-1)$ レコードとこの制限が緩くなった。今回作成した標高ファイルは、原データの 1 レコードをファイルの 1 レコードに対応させたために、387,620 レコードのファイルとなっている。

(2) 柔軟性の不足

データ量・データ検索方式などの柔軟性が低い。標高データのように、特別な属性も持たずデータ量の変化もごく少ないデータに対しては、あまり実質的な制限にはならない。

(3) データ整合性チェックの欠如

データの同時更新などに対する保護がない。現在の SIGMA では、IMS を使ったデータベースで

ファイル内容

項目	単位	桁数	累積桁数	データ形式	備 考
予 備		4	4	x(4)	
資 料 年 紀		3	7	9(3)	945~975(西暦から1000を引いた数をコードとする)
メッシュコード		4	11	9(4)	
1 次		2	13	99	
2 次		2	15	99	
3 次		2	15	99	
標 高 値	1/2メッシュ	4x00	79	9(4)x00	(注)

(注) 標高値の単位はm(右づめ)で測定は1/2メッシュ単位

陸水=++++ or ΔΔΔ+X(ΔΔ+1, ΔΔ+2)

海水=----- or ΔΔΔ-X(ΔΔ-0~-9)

ファイル仕様
 標高データファイル
 ファイル名 KS-110
 ファイル形式 NEAC標準
 レーベル ヘッド/トレイラ有 ファイルID KS-110
 レコード長 79字 プロック長 20レコード
 レコード件数 387,620件
 レコード順 メッシュコード昇順
 バダイニングあり バダイニング文字 9
 コード NEAC

記録密度 1,600 BPI

巻数 1巻

レコードフォーマット

予 備	標 高						
	メッシュコード	高					
1	1	2	3	4	5	6	7
2	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)
3	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)
4	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)
5	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)
6	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)
7	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)

8	9	10	11	12	13	14	15	16
9	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)
10	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)
11	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)
12	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)
13	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)
14	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)
15	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)
16	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)	9(4)

第4図 国土数値情報標高データ・ファイルKS-110のフォーマット(国土地理院, 1979)
 Fig. 4 Format of the elevation data file KS-110 of the Digital National Ground Information (Geographical Survey Institute, 1979).

もデータの更新時にはデータベースのアクセスを禁止するので、運用上の差異はない。SIGMA で扱っている地熱情報は、銀行・国鉄などの窓口業務で扱うデータなどと違い、データ更新の前に行われるチェックも多くデータ更新頻度も小さいことから、現在の運用体制で特に問題ないと思われる。

(4) データの保護

データの読み出し保護が弱い。現在のように、地図データベースが全ユーザに対してオープンになっている場合には問題ないが、よりユーザ層が広がり、データの保護が問題となるようになると現在のCMSのファイル保護では十分とはいえない。

以上のように、IMSを使ったデータベースに比べて、そのデータの性質、現在の運用状態などを考えた場合、標高などの地図データの一部に関しては、直接アクセス・ファイルを利用したデータベースの方が利点が多く、本格的DBMSを使用しなかったための欠点については、実用上問題がない。

4. 直接アクセス・ファイルによる標高データベース・システムの詳細

前節に述べた直接アクセス・ファイルを利用して標高データベース・システムを作成した(第3図)。

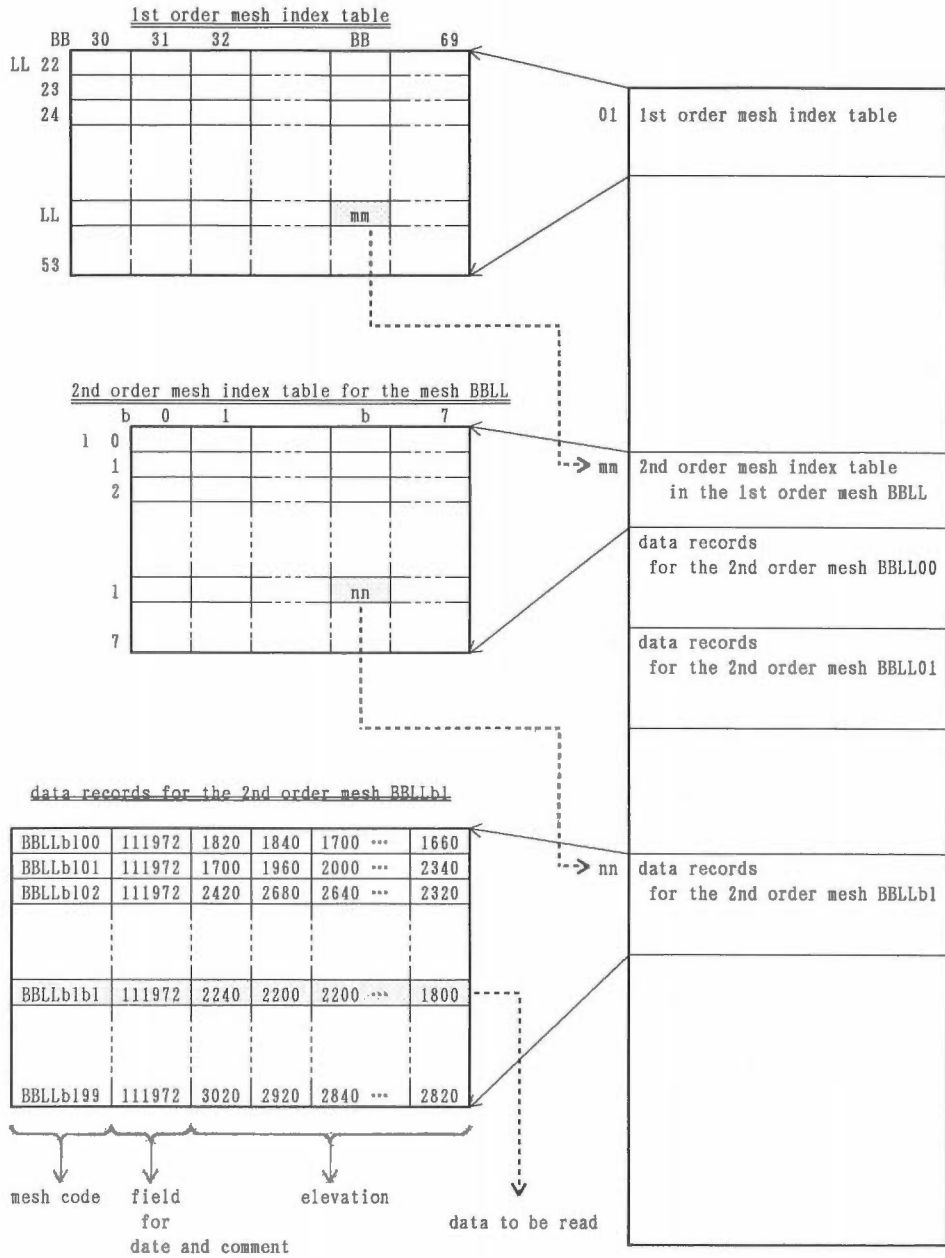
直接アクセス・ファイルとは、レコード番号の指定によりファイル中のどこからでも入出力が可能なファイルのことである。ANSI FORTRAN 77では、このようなファイルをサポートする入出力文が標準で定義されている。また、多くのコンピュータ・システムでサポートされているファイル形式である。

原データとしては、国土地理院が作成した国土数値情報の標高データ・ファイルKS-110を使用した。このファイルは、3次メッシュを4等分した格子点について、2万5千分の1または5万分の1の地形図から標高を読み取ったもので、3次メッシュ1区画(16点)が1レコードに納められている(第4図)。ここで使用している「3次メッシュ」とは、国土数値情報で採用している「標準地域メッシュ・システム」により規定されているもので、2次メッシュを縦横10等分したものであり、経度差45秒、緯度差30秒の範囲で、大きさは約1km×1kmである。2次メッシュとは、20万分の1地勢図の大きさに相当する経度差1度、緯度差40分で区画された1次メッシュを縦横8等分したものであり、2万5千分の1地形図の大きさに相当する(国土地理院, 1979)。これらの標準メッシュについては、JIS規格(C6304)(日本規格協会, 1982)でも定められている。

このようにして作成した直接アクセス・ファイルの構造を第5図に示す。また、付録にデータベース作成、検索、修正などに関する各種FORTRANプログラムを示す。

データベース中には、データ・レコードの他に1次メッシュ及び2次メッシュ内のデータに対するポインタ・テーブルがある。1次メッシュ・テーブルは、各1次メッシュのメッシュ・コードに対応する2次メッシュ・テーブルの先頭レコード番号を納めたポインタ・テーブルである。日本全土をカバーするための1次メッシュ数は少なく、また、緯度・経度の各々の方向のメッシュ・コード範囲が広いことから、1次メッシュ・コードにして3022を最南西端、6953を最北東端とした40×32の2次元テーブルとしている。2次メッシュ・テーブルは、8×8の2次元テーブルであり、メッシュ・コードに対応する2次メッシュ内の3次メッシュ・データが存在する先頭レコード番号を指している。3次メッシュ・データは、国土数値情報に対応する標高データである。今回のデータベース化に際しては、後日のメンテナンス時に原データとの対応づけに便利のように、原データの1レコードをデータベースの1レコードに対応づけて、標高の直接アクセス・ファイルを作成した。標高データは2バイト整数としてバイナリ表現を用いたり、3次メッシュ・コード、資料年紀、予備フィールド等を省略することが、よりデータベースの容量を小さくするためには有効と思われる。

作成した直接アクセス・ファイルをデータベース・システムとして利用するために、データベースの作成・修正・検索を行うFORTRANプログラムを作成した。基本となっているのは、この直接アクセス・ファイルに対してデータの読み出し・書き込みを行うサブルーチンである。これらのサブルーチンでは、1次メッシュ・テーブル、2次メッシュ・テーブル等のデータに対するポインタ・テーブルおよ



第5図 標高データベース・ファイルの構造及び検索手順

開発した入出力サブルーチンでは、主記憶領域内に1次メッシュ・テーブル、2次メッシュ・テーブル、3次メッシュ・データ各々1つが常駐し、近接した領域のデータ入力に際した入出力の高速化を図っている。

Fig. 5 Data file structure of the simple elevation database system. For quick access of the adjoining data, the 1st order mesh index table, a 2nd order mesh index table for one 1st order mesh and data records for one 2nd order mesh are resident on the memory area in data input/output subroutines of the Appendix.

地質調査所報告(第275号)

```

GSIKS110 UPDATA W1 F 80 TRUNC=80 SIZE=180 LINE=40 COL=1 ALT=0
====>
00040 2320 2300 2280 2320 2400 2520 2640 2900 3020 2920 2840 2620
|...+...1...+...2...+...3...+...4...+...5...+...6...+...
00041
00042 53384159 111972 53384250 111971 53384251 111971
00043 53384149 111972 53384240 111971 53384241 111971
00044 53384139 111972 53384230 111971 53384231 111971
00045
00046
00047 1900 1820 1820 1860 1800 1860 1900 1720 2000 2100 2240 2300
00048 1720 1820 1680 1760 1660 1660 1680 1660 1880 2020 2160 2220
00049 1900 2000 1940 1780 1860 1800 1700 1600 1000 1940 2020 2040
00050 2060 2100 2120 2000 2000 1980 1740 1600 1680 1840 1900 2020
00051
00052 2060 2200 2240 2140 2080 2120 1820 1680 9999 1760 1720 1960
00053 2060 2260 2300 2360 2220 2100 2000 1800 9999 1660 1720 1920
00054 2200 2300 2480 2500 1400 1260 2080 1820 1580 1580 1660 1900
00055 2380 2400 2560 2540 2380 2260 2100 1840 1700 1560 1580 1800
00056
00057 2520 2580 2680 2460 2280 2140 2060 1820 1840 1700 1540 1700
00058 2460 2540 2660 2480 2280 2120 1980 1940 1960 1760 1560 1560
00059 2320 2480 2680 2540 2360 2160 2000 2100 1980 1840 1660 1520
00060 2320 2480 2620 2500 2300 2240 2160 2140 1940 1760 1620 1620
    
```



```

GSIKS110 UPDATA W1 F 80 TRUNC=80 SIZE=180 LINE=40 COL=1 ALT=0
====>
00040 2320 2300 2280 2320 2400 2520 2640 2900 3020 2920 2840 2620
|...+...1...+...2...+...3...+...4...+...5...+...6...+...
00041
00042 53384159 111972 53384250 111971 53384251 111971
00043 53384149 111972 53384240 111971 53384241 111971
00044 53384139 111972 53384230 111971 53384231 111971
00045
00046
00047 1900 1820 1820 1860 1800 1860 1900 1720 2000 2100 2240 2300
00048 1720 1820 1680 1760 1660 1660 1680 1660 1880 2020 2160 2220
00049 1900 2000 1940 1780 1860 1800 1700 1600 1000 1940 2020 2040
00050 2060 2100 2120 2000 2000 1980 1740 1600 1680 1840 1900 2020
00051
00052 2060 2200 2240 2140 2080 2120 1820 1680 9999 1760 1720 1960
00053 2060 2260 2300 2360 2220 2100 2000 1800 9999 1660 1720 1920
00054 2200 2300 2480 2500 2400 2260 2080 1820 1580 1580 1660 1900
00055 2380 2400 2560 2540 2380 2260 2100 1840 1700 1560 1580 1800
00056
00057 2520 2580 2680 2460 2280 2140 2060 1820 1840 1700 1540 1700
00058 2460 2540 2660 2480 2280 2120 1980 1940 1960 1760 1560 1560
00059 2320 2480 2680 2540 2360 2160 2000 2100 1980 1840 1660 1520
00060 2320 2480 2620 2500 2300 2240 2160 2140 1940 1760 1620 1620
    
```

第6図 標高データベース修正時のエディター画面
 編集対象となるデータ・ファイルでは、指定した3次メッシュとその周囲の3次メッシュとの標高
 データを実際の空間的配置と同じ位置関係で配置し、周囲のデータとの地理的關係が視認可能。

Fig. 6 Display during modification of the simple elevation database system.

び同じ2次メッシュ内の標高データについて、ファイルからの読み出し結果をメモリー内のテーブルに読み込んで常駐させておくことによって、連続した領域に対する入出力の効率化・高速化を図っている(第5図)。

修正ルーチンについては、修正用データ・ファイルの作成機能及び修正済みデータ・ファイルに基づく標高データベース・ファイルの修正機能のみ各々プログラムとして作成し、該当部分の修正自体はシステムのエディタ(編集プログラム)を利用して行うこととした。修正箇所・修正内容については、修正履歴ファイルに記録するようにした。エディターで編集対象となるデータ・ファイルでは、指定した3

次メッシュとその周囲の3次メッシュとの標高データを実際の空間的配置と同じ位置関係で配置し、周囲のデータとの地理的關係を視認しながら修正が行えるようにした(第6図)。

また、検索ルーチンは、GATLAS システムなどでの使用に便利な SS(SIGMA 標準)ファイルを作成する。出力の WRITE 文とその書式の変更により、各種のフォーマットのファイルを作成可能である。特に、UNIX システム上での利用を考慮すると、範囲指定などを標準入力ファイルから入力し、検索したデータを文字型で標準出力へと出力するように変更することが、パイプ、リダイレクション等の UNIX の特性を生かせ、他の処理、各種ユーティリティ・ルーチンの利用等の点から有効である。

これらの標準的 FORTRAN プログラムを介したアクセス以外にも、各ユーザの作成したユーザ・プログラムより直接に標高データ・ファイルをアクセスすることももちろん可能である(第3図)。

5. ま と め

直接アクセス・ファイルを用いて標高データ・ファイルを作成し付随してデータ・ファイルの作成・修正・検索ルーチンを作成して、簡易的な標高データベース・システムを構築した。このデータベース・システムは、特殊なデータベース管理用ソフトウェアを使用せず、一般的な直接アクセス・ファイルの上に構築されているため、移植性は非常に高い。また、通常の FORTRAN で記述できるため、FORTRAN プログラム中からデータを検索することも容易である。

従来の SIGMA データベース・システムは、IMS 等の重装備のデータベース管理ソフトウェアを使用して‘正攻法’で構築したデータベースである。しかし、データの性質・使用目的・使用環境・使用条件などによっては、今回のような簡易データベース・システムでも十分に実用になる場合がある。特に、今回作成した標高データベース・システムは、通常の標高データの利用には十分な性能を持っている上にユーザ環境である CMS 上から直接使えることもあり、IMS を使用している SIGMA の地図データベースよりも使いやすい場合が多い。このため、実際のプロジェクト実行上でもかなり利用されている。また、現在科学技術計算の主流となりつつある UNIX を使用した分散型のワークステーション環境にもなじみ易い。

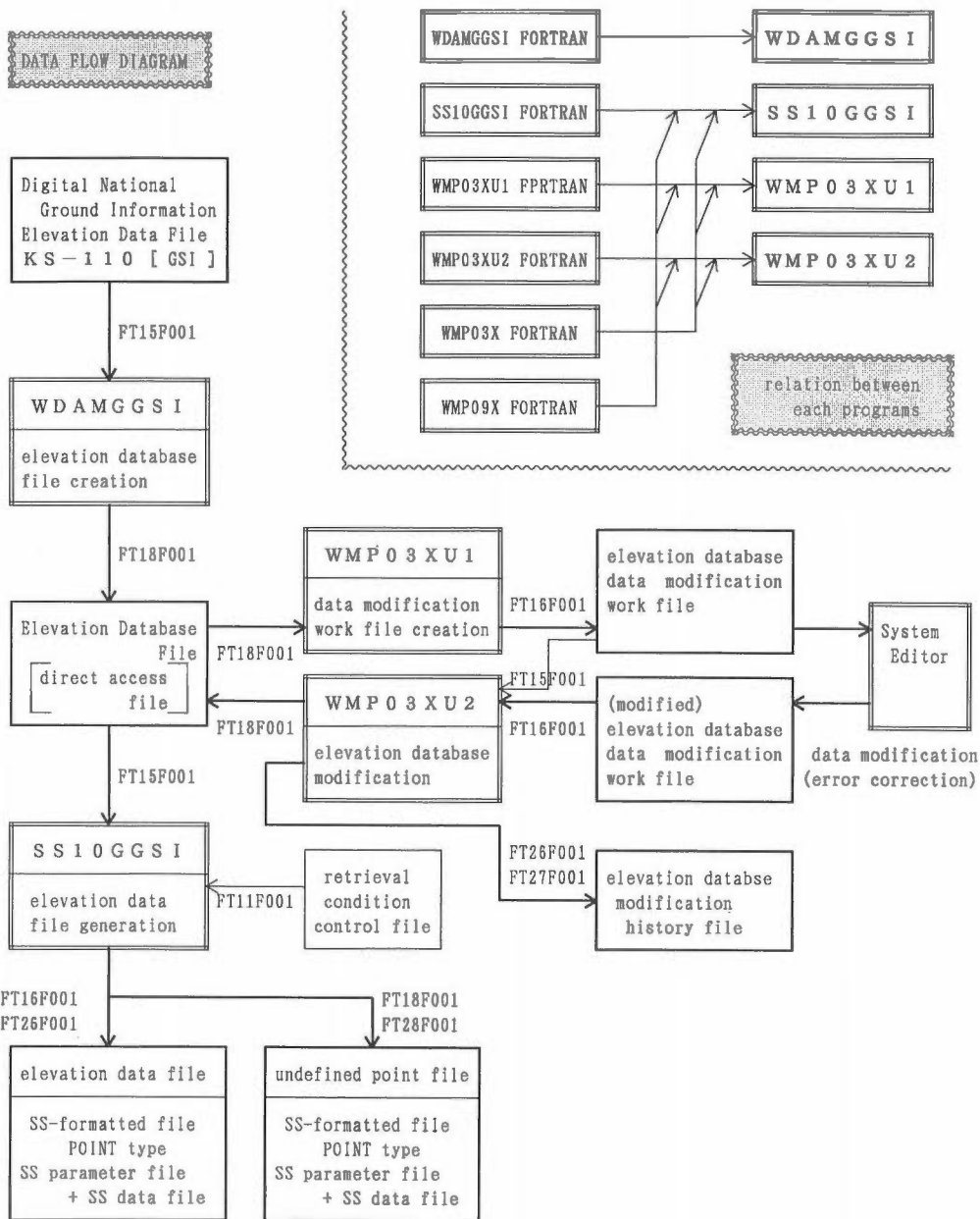
今後の同種の簡易データベース・システムの開発要素としては、他のデータについてのデータベース化とデータの変更に対する柔軟性を増加させることがある。特に、SIGMA の使用環境と本プロジェクトでの使用状態からすると、地図データベースのかなりの部分がこのような簡易データベース化に適すると思われる。

文 献

- 建設省国土地理院地図管理部(1979) 国土数値情報利用の手引。建設省国土地理院, 297p.
- 西 祐司・矢野雄策・仲澤 敏・村田泰章・浦井 稔・花岡尚之・小川克郎(1986a) アトラス作成システム GATLAS. 地調報告, no. 265, p. 505-538.
- ・花岡尚之・矢野雄策・津 宏治・小川克郎(1986b) 地図データベース・システム. 地調報告, no. 265, p. 19-67.
- 日本規格協会(1982) JIS ハンドブック, 情報処理. 日本規格協会, 1617p.
- 花岡尚之・矢野雄策・津 宏治・西 祐司・浦井 稔・村田泰章・小川克郎(1986) 地熱情報システム SIGMA '83について. 地調報告, no. 265, p. 1-18.

付録：標高データベース用 FORTRAN プログラム

Appendix FORTRAN programs to generate, modify and retrieve the simple elevation database system.



FILE: WDAMGGSI FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

***** ( FORTRAN-77 PROGRAM ) *****WDA00010
C*                                     *WDA00020
C*   ELEVATION DATA DAM FILE CREATION *WDA00030
C*           FROM G.S.I. NATIONAL NUMERICAL GEOGRAPHICAL DATA *WDA00040
C*                                     *WDA00050
C*           CREATED AT 13RD JUN,1984 BY Y.NISHI *WDA00060
C*           LAST REVISED AT TH. . BY *WDA00070
C*                                     *WDA00080
*****WDA00090
C   PARAMETER (IB1S=30,IB1E=69, IL1S=22,IL1E=53) WDA00100
C   PARAMETER (IB2S= 0,IB2E= 7, IL2S= 0,IL2E= 7) WDA00110
C                                     WDA00120
C   CHARACTER*1 LHTEST,LPLUS ,LMINUS WDA00130
C   CHARACTER*4 UNDLND,UNDSEA WDA00140
C   CHARACTER*4 LCOM,LYEAR,LH(16) WDA00150
C   CHARACTER*8 LMESH WDA00160
C                                     WDA00170
C   DIMENSION INDEX1(IB1S:IB1E,IL1S:IL1E) WDA00180
C   DIMENSION INDEX2(IB2S:IB2E,IL2S:IL2E) WDA00190
C                                     WDA00200
C   DATA NREC /387620/ WDA00210
C                                     WDA00220
C   DATA LPLUS /'+'/ WDA00230
C   DATA LMINUS/'-'/ WDA00240
C   DATA UNDLND/'9999'/ WDA00250
C   DATA UNDSEA/'8888'/ WDA00260
C                                     WDA00270
C   DATA LFNIN /15/ WDA00280
C   DATA LFNDAM/18/ WDA00290
C                                     WDA00300
C-----WDA00310
C                                     WDA00320
C   DO 20 IB1 = IB1S,IB1E WDA00330
C     DO 10 IL1 = IL1S,IL1E WDA00340
C       INDEX1(IB1,IL1) = 0 WDA00350
C   10 CONTINUE WDA00360
C   20 CONTINUE WDA00370
C                                     WDA00380
C   IREC = 2*(IL1E-IL1S+1) WDA00390
C   IREC0 = 0 WDA00400
C   IMESHO = 0 WDA00410
C   N = 0 WDA00420
C   WRITE(6,*) NREC WDA00430
C   CALL PROCO ( NREC ) WDA00440
C                                     WDA00450
C   OPEN ( LFNDAM,ACCESS='DIRECT',FORM='FORMATTED',RECL=80 ) WDA00460
C                                     WDA00470
C   ----- INPUT & CALCULATION LOOP ----- WDA00480
C                                     WDA00490
C   1000 CONTINUE WDA00500
C                                     WDA00510
C   ----- DATA INPUT ----- WDA00520
C                                     WDA00530
C   READ(LFNIN,500,END=2000) LCOM,LYEAR,LMESH,LH,IMESH,IB2,IL2 WDA00540
C   500 FORMAT(A4,A3,A8,16A4,T8,I4,2I1 ) WDA00550

```

地 質 調 查 所 報 告(第275号)

FILE: WDAMGCSI FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

      N = N+1
      CALL PROC ( N )
C
      IF ( IMESH.NE.IMESHO ) THEN
      IF ( IRECO.NE.0 ) THEN
          DO 1010 JS = IL2S,IL2E,2
              JE = JS+1
              WRITE(LFNDAM,600,ERR=900,IOSTAT=IERR,REC=IRECO)
                *      ( (INDEX2(I,J),I=IB2S,IB2E),J=JS,JE )
          IRECO = IRECO+1
      1010      CONTINUE
      ENDIF
C
      IMESHO = IMESH
      IRECO = IREC +1
      IREC = IRECO+3
      IB1 = IMESH/100
      IL1 = MOD(IMESH,100)
      INDEX1(IB1,IL1) = IRECO
      IB20 = -1
      IL20 = -1
      DO 1030 I = IB2S,IB2E
          DO 1020 J = IL2S,IL2E
              INDEX2( I , J ) = 0
      1020      CONTINUE
      1030      CONTINUE
      ENDIF
C
      DO 1040 I=1,16
          LHTEST = LH(I)(3:3)
          IF ( LHTEST.EQ.LPLUS ) THEN
              LH(I) = UNDLND
          ELSE IF ( LHTEST.EQ.LMINUS ) THEN
              LH(I) = UNDSEA
          ENDIF
      1040      CONTINUE
C
      IREC = IREC+1
      WRITE(LFNDAM,610,ERR=910,IOSTAT=IERR,REC=IREC )
        *      LCOM,LYEAR,LMESH,LH
      IF ( (IB2.NE.IB20).OR.(IL2.NE.IL20) ) THEN
          IB20 = IB2
          IL20 = IL2
          INDEX2(IB20,IL20) = IREC
      ENDIF
C
      GO TO 1000
C
C ----- LOOP END -----
C
      2000 CONTINUE
C
      ***** WRITE PRIMARY-MESH INDEX FILE *****
C
      IREC = 1

```

WDA00560
 WDA00570
 WDA00580
 WDA00590
 WDA00600
 WDA00610
 WDA00620
 WDA00630
 WDA00640
 WDA00650
 WDA00660
 WDA00670
 WDA00680
 WDA00690
 WDA00700
 WDA00710
 WDA00720
 WDA00730
 WDA00740
 WDA00750
 WDA00760
 WDA00770
 WDA00780
 WDA00790
 WDA00800
 WDA00810
 WDA00820
 WDA00830
 WDA00840
 WDA00850
 WDA00860
 WDA00870
 WDA00880
 WDA00890
 WDA00900
 WDA00910
 WDA00920
 WDA00930
 WDA00940
 WDA00950
 WDA00960
 WDA00970
 WDA00980
 WDA00990
 WDA01000
 WDA01010
 WDA01020
 WDA01030
 WDA01040
 WDA01050
 WDA01060
 WDA01070
 WDA01080
 WDA01090
 WDA01100

FILE: WDAMGGSI FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

IB1EM = (IB1S+IB1E)/2
IB1SM = IB1EM+1
DO 2100 IL = IL1S, IL1E
  WRITE(LFNDAM,600,ERR=900,IOSTAT=IERR,REC=IREC )
*   (INDEX1(IB,IL),IB=IB1S ,IB1EM)
  IREC=IREC+1
  WRITE(LFNDAM,600,ERR=900,IOSTAT=IERR,REC=IREC )
*   (INDEX1(IB,IL),IB=IB1SM,IB1E )
  IREC=IREC+1
2100 CONTINUE
C
  CLOSE ( LFNDAM )
C
  STOP
C
C----- ERROR -----
C
900 CONTINUE
  WRITE(6,*) '***** ERROR ***** INDEX OUTPUT *****'
  WRITE(6,*) '      IOSTST =', IERR
  WRITE(6,*) '      N =', N
  WRITE(6,*) '      IREC=', IREC
  WRITE(6,*) '      MESH=', IMESH
  STOP
C
C
910 CONTINUE
  WRITE(6,*) '***** ERROR ***** DATA OUTPUT *****'
  WRITE(6,*) '      IOSTST =', IERR
  WRITE(6,*) '      N =', N
  WRITE(6,*) '      IREC=', IREC
  WRITE(6,*) '      MESH=', IMESH
  STOP
C
C
920 CONTINUE
  WRITE(6,*) '***** ERROR ***** INDEX READ *****'
  WRITE(6,*) '      IOSTST =', IERR
  WRITE(6,*) '      N =', N
  WRITE(6,*) '      IREC=', IREC
  WRITE(6,*) '      MESH=', IMESH
  STOP
C
600 FORMAT(20A4)
610 FORMAT( 2A4,A8,16A4 )
C
  END

```

WDA01110
WDA01120
WDA01130
WDA01140
WDA01150
WDA01160
WDA01170
WDA01180
WDA01190
WDA01200
WDA01210
WDA01220
WDA01230
WDA01240
WDA01250
WDA01260
WDA01270
WDA01280
WDA01290
WDA01300
WDA01310
WDA01320
WDA01330
WDA01340
WDA01350
WDA01360
WDA01370
WDA01380
WDA01390
WDA01400
WDA01410
WDA01420
WDA01430
WDA01440
WDA01450
WDA01460
WDA01470
WDA01480
WDA01490
WDA01500
WDA01510
WDA01520
WDA01530
WDA01540
WDA01550
WDA01560

地 質 調 查 所 報 告(第275号)

FILE: SS10GGSI FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

C*****SS100010
C*
C* ELEVATION DATA SELECTION & UNDEF-VALUE PADDING & POSITIONING *SS100020
C* FROM G.S.I. NATIONAL NUMERICAL GEOGRAPHICAL DATA *SS100030
C* TO SIGMA STANDARD FILE ( POINT TYPE ) *SS100040
C* *SS100050
C* *SS100060
C* CREATED AT 16TH.FEB.1983 BY Y.NISHI *SS100070
C* REVISED AT 15TH.APR.1983 BY Y.NISHI *SS100080
C* REVISED AT 26TH.APR.1983 BY Y.NISHI *SS100090
C* REVISED AT 13RD.JUN.1983 BY Y.NISHI *SS100100
C* LAST REVISED AT 6TH.MAR.1984 BY Y.NISHI *SS100110
C* LAST REVISED AT TH. . BY *SS100120
C* *SS100130
C*****SS100140
C
C INTEGER*4 LAT01,LAT02,LAT11,LAT12, LON01,LON02,LON11,LON12 SS100150
C REAL*4 LAT03, LAT13, LON03, LON13 SS100160
C REAL*8 LAT1 ,LAT2 ,LON1 ,LON2 SS100170
C SS100180
C REAL*8 XDMIN , XDMAX SS100190
C REAL*8 YDMIN , YDMAX SS100200
C REAL*8 LATMIN ,LATMAX SS100210
C REAL*8 LONMIN ,LONMAX SS100220
C REAL*8 DLATO ,DLONO ,DLAT1,DLON1,XD,YD SS100230
C REAL*8 DLAT(4,4),DLON(4,4) SS100240
C REAL*8 RPARMI(10),RPARMO(10) SS100250
C INTEGER*4 IPARM(10),IPARMO(10) SS100260
C REAL*8 LAT(4,4),LON(4,4) SS100270
C CHARACTER*8 DDATE ,DTIME SS100280
C CHARACTER*16 LETNAM,LETJOB SS100290
C DIMENSION IB1(3),IB2(3),IB3(3) SS100300
C DIMENSION IL1(3),IL2(3),IL3(3) SS100310
C SS100320
C DIMENSION IH(4,4) SS100330
C DATA IYPEI,IPARM,RPARMI/ 0, 10*0 , 10*0.DO / SS100340
C ----- NDIJ * NDIJ DATA ARE AVERAGED BEFORE OUTPUT. SS100350
C DATA NDIJ/4/ SS100360
C ----- MESSOP : MESSAGE OPTION FOR 'WMS031' SS100370
C DATA MESSOP/1/ SS100380
C SS100390
C DATA LFNCOO/11/ SS100400
C DATA LFNCOO/11/ SS100410
C DATA LFNDAM/15/ SS100420
C DATA LFNDAM/15/ SS100430
C DATA LFNOUT/16/ SS100440
C DATA LFNOUT/16/ SS100450
C DATA LFNUND/18/ SS100460
C-----SS100460
C NUNDEF=0 SS100470
C NPOINT=0 SS100480
C VUNDEF = 9999 SS100490
C SS100500
C ----- INPUT LATITUDE/LOGITUDE EXTREME OF THE DATA RETRIEVE AREA -----SS100510
C SS100520
C READ(LFNCOO,550) LETJOB SS100530
C READ(LFNCOO,550) LETNAM SS100540
C 550 FORMAT(A16) SS100550

```

FILE: SS10GGSI FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

READ(LFNCOO,*) LAT01,LAT02,LAT03, LON01,LON02,LON03          SS100560
READ(LFNCOO,*) LAT11,LAT12,LAT13, LON11,LON12,LON13          SS100570
READ(LFNCOO,*) NDIJ                                           SS100580
READ(LFNCOO,*) ITYPEO                                         SS100590
READ(LFNCOO,*) IPARMO                                         SS100600
READ(LFNCOO,*) RPARMO                                         SS100610
*                                                                SS100620
CALL PUT001 ( ITYPEI,IPARMI,RPARMI, ITYPEO,IPARMO,RPARMO, IRETCD ) SS100630
*                                                                SS100640
LATMIN = LAT01 + ( LAT02 + LAT03/60.DO )/60.DO                SS100650
LONMIN = LON01 + ( LON02 + LON03/60.DO )/60.DO                SS100660
LATMAX = LAT11 + ( LAT12 + LAT13/60.DO )/60.DO                SS100670
LONMAX = LON11 + ( LON12 + LON13/60.DO )/60.DO                SS100680
WRITE(6,*) LATMIN,LONMIN                                       SS100690
WRITE(6,*) LATMAX,LONMAX                                       SS100700
C                                                                SS100710
C ----- SET-UP THE INDEX FOR THE SELECTION -----          SS100720
C                                                                SS100730
CALL PUT004 ( LATMIN,LONMIN,LATMAX,LONMAX,                      SS100740
*             XDMIN ,YDMIN ,XDMAX ,YDMAX , IRETCD )            SS100750
WRITE(6,*) XDMIN,YDMIN                                         SS100760
WRITE(6,*) XDMAX,YDMAX                                         SS100770
CALL PUT006 ( LAT1 ,LON1 ,LAT2 ,LON2 ,                          SS100780
*             XDMIN ,YDMIN ,XDMAX ,YDMAX , IRETCD )            SS100790
WRITE(6,*) LAT1,LON1                                           SS100800
WRITE(6,*) LAT2,LON2                                           SS100810
CALL WMS092 ( MESHCD, LAT1,LON1, 3, IRETCD )                    SS100820
WRITE(6,*) MESHCD                                               SS100830
CALL WMS095 ( MESHCD, IB1 ,IL1 , IORDER, IRETCD )              SS100840
CALL WMS092 ( MESHCD, LAT2,LON2, 3, IRETCD )                    SS100850
WRITE(6,*) MESHCD                                               SS100860
CALL WMS095 ( MESHCD, IB2 ,IL2 , IORDER, IRETCD )              SS100870
*                                                                SS100880
IBBMIN = IB1(1)*100 + IB1(2)*10 + IB1(3)                       SS100890
IBBMAX = IB2(1)*100 + IB2(2)*10 + IB2(3)                       SS100900
*                                                                SS100910
ILLMIN = IL1(1)*100 + IL1(2)*10 + IL1(3)                       SS100920
ILLMAX = IL2(1)*100 + IL2(2)*10 + IL2(3)                       SS100930
*                                                                SS100940
WRITE(6,*) 'IBB/ILL MIN.-',IBBMIN,ILLMIN                       SS100950
WRITE(6,*) 'IBB/ILL MAX.-',IBBMAX,ILLMAX                       SS100960
*                                                                SS100970
NTOTAL = (IB2(1)-IB1(1)+1)*(IL2(1)-IL1(1)+1)*8*8             SS100980
*                                                                SS100990
CALL PROC0 ( NTOTAL )                                           SS101000
ITOTAL = 0                                                       SS101010
*                                                                SS101020
* ----- INPUT & CALCULATION LOOP -----                    SS101030
*                                                                SS101040
DO 2500 IBB1 = IB1(1),IB2(1)                                    SS101050
DO 2400 ILL1 = IL1(1),IL2(1)                                    SS101060
  DO 2300 IBB2 = 0,7                                             SS101070
  DO 2200 ILL2 = 0,7                                             SS101080
    ITOTAL = ITOTAL + 1                                          SS101090
    CALL PROC ( ITOTAL )                                         SS101100

```

地質調查所報告(第275号)

FILE: SS10GSI FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

DO 2100 IBB3 = 0,9                      SS101110
DO 2000 ILL3 = 0,9                      SS101120
      MESHCD = IBB1*1000000 + ILL1*10000 SS101130
      + IBB2* 1000 + ILL2* 100          SS101140
      + IBB3* 10 + ILL3                SS101150
*
* IBB = IBB1*100 + IBB2*10 + IBB3      SS101160
  ILL = ILL1*100 + ILL2*10 + ILL3      SS101170
  IF ( (IBBMIN.LE.IBB) .AND. (IBB.LE.IBBMAX) .AND. SS101180
      (ILLMIN.LE.ILL) .AND. (ILL.LE.ILLMAX) ) THENSS101190
*
* ----- DATA INPUT -----          SS101200
  IRETCD = MESSOP                        SS101210
  CALL WMPO31 ( LFN DAM, MESHCD, LAT,LON,IH, IRETCD )SS101220
*
* IF ( IRETCD.EQ.0 ) THEN                SS101230
  DO 110 JS=1,4,NDIJ                      SS101240
    JE=JS+NDIJ-1                          SS101250
*
* DO 100 IS=1,4,NDIJ                      SS101260
  IE=IS+NDIJ-1                            SS101270
*
* ----- CLEAR THE BUFFER -----      SS101280
  N=0                                       SS101290
  DLAT1=0.                                SS101300
  DLON1=0.                                SS101310
  IHSUM=0                                  SS101320
*
* ----- HEIGHT AVERAGING LOOP ----- SS101330
  DO 80 J=JS,JE                            SS101340
  DO 70 I=IS,IE                            SS101350
    IF ( IH(I,J).EQ.9999 ) THEN           SS101360
      IJ = I*10 + J                       SS101370
      CALL PUTO02 (LAT(I,J),LON(I,J),XD,YD) SS101380
      WRITE(LFNUND) MESHCD,IJ,XD,YD,VUNDEF SS101390
      NUNDEF = NUNDEF + 1                  SS101400
    ELSE
      IF ( IH(I,J).EQ.8888 ) IH(I,J) = 0  SS101410
      N=N+1                                SS101420
      DLAT1=DLAT1+LAT(I,J)                 SS101430
      DLON1=DLON1+LON(I,J)                 SS101440
      IHSUM=IHSUM+ IH(I,J)                 SS101450
    ENDIF
  CONTINUE
  CONTINUE
*
* ----- OUTPUT TO THE DISK -----    SS101460
  IF ( N.NE.0 ) THEN                       SS101470
    DLAT1=DLAT1/N                          SS101480
    DLON1=DLON1/N                          SS101490
    HAVG =FLOAT(IHSUM)/N                   SS101500
    NPOINT=NPOINT+1                        SS101510
    ICOD = IS*10 + JS                      SS101520
    CALL PUTO02 ( DLAT1,DLON1, XD,YD )     SS101530
    WRITE(LFNOUT) IMESH,ICOD,XD,YD,HAVG   SS101540
  ENDIF
*
* CONTINUE                                SS101550
  CONTINUE                                SS101560
  CONTINUE                                SS101570
  ENDIF                                    SS101580
100 CONTINUE                              SS101590
110 CONTINUE                              SS101600
      ENDIF                                SS101610
      SS101620
      SS101630
      SS101640
      SS101650

```

FILE: SS10GSGI FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

                                ENDIF
2000          CONTINUE
2100          CONTINUE
2200          CONTINUE
2300          CONTINUE
2400 CONTINUE
2500 CONTINUE
*
* ----- LOOP END -----
*
          ENDFILE 16
          IF ( NUNDEF.GT.0 ) ENDFILE 18
*
          WRITE(6,660) NPOINT,NUNDEF
*
* ----- SS PARAMETER FILE GENERATION ( RANDOM POINT FILE ) -----
*
          CALL CLOCK(ISECND,DTIME,DDATE)
          WRITE(26,600) LETJOB,LETNAM,DDATE,DTIME
          WRITE(26,610) NPOINT
          WRITE(26,630) VUNDEF
          WRITE(26,640) ITYPEO,IPARMO,RPARMO
          ENDFILE 26
*
          IF ( NUNDEF.LE.0 ) STOP
*
* ----- SS PARAMETER FILE GENERATION ( UNDEF POINT FILE ) -----
*
          CALL CLOCK(ISECND,DTIME,DDATE)
          WRITE(28,600) LETJOB,LETNAM,DDATE,DTIME
          WRITE(28,610) NUNDEF
          WRITE(28,630) VUNDEF
          WRITE(28,640) ITYPEO,IPARMO,RPARMO
          ENDFILE 28
*
          STOP
*
600 FORMAT('00',T6,'10',T11,A16,T31,A16,T53,A8,T63,A8)
610 FORMAT('10', I8, T18,'7',T23,'0',T26,'0',T29,'0',T32,'1',T35,'3',
*          T41,'0',T44,'0',T47,'0',
*          T53,'0',T56,'0',T59,'0',T62,'0',T65,'0',T68,'0')
630 FORMAT('30',T7,'1',T11,'HIGHTGSI', ' R', ' 1', ' 1',
*          T31,F20.10, T51,'METER' )
640 FORMAT(T1,'40',T6,I3, T11,10I5/
*          T1,'41', T11, 6F10.5/
*          T1,'42', T11, 4F10.5 )
650 FORMAT(' ', 'GAXCTI ERROR AT NO.',I8,'NO. OF CONV. POINT ',I3/
*          ' ',A5 / ' ',I5 )
660 FORMAT(' ', 'NO. OF OUTPUT RANDOM POINT ',I9/
*          ' ', 'NO. OF UNDEFFINED-VALUE POINT ( LAKE OR RIVER )',I9)
*
          END

```

SS101660
SS101670
SS101680
SS101690
SS101700
SS101710
SS101720
SS101730
SS101740
SS101750
SS101760
SS101770
SS101780
SS101790
SS101800
SS101810
SS101820
SS101830
SS101840
SS101850
SS101860
SS101870
SS101880
SS101890
SS101900
SS101910
SS101920
SS101930
SS101940
SS101950
SS101960
SS101970
SS101980
SS101990
SS102000
SS102010
SS102020
SS102030
SS102040
SS102050
SS102060
SS102070
SS102080
SS102090
SS102100
SS102110
SS102120
SS102130
SS102140
SS102150
SS102160
SS102170

地質調查所報告(第275号)

FILE: WMP03XU1 FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

C***** ( FORTRAN-77 PROGRAM ) *****WMP00010
C*                                     *WMP00020
C*   ELEVATION DATA DAM FILE UPDATE   *WMP00030
C*                                     *WMP00040
C*                                     *WMP00050
C*                                     *WMP00060
C*                                     *WMP00070
C*                                     *WMP00080
C*                                     *WMP00090
C*****WMP00100
CHARACTER*1 ANSWER                      WMP00110
CHARACTER*4 LCOM ,LYEAR,LH(16)          WMP00120
CHARACTER*8 LMESH                        WMP00130
CHARACTER*80 SCREEN(20)                 WMP00140
C                                         WMP00150
C   DATA LFNDAM/18/                      WMP00160
C   DATA LFNOUT/16/                      WMP00170
C                                         WMP00180
C   ----- INPUT & CALCULATION LOOP ----- WMP00190
C                                         WMP00200
C   1000 CONTINUE                          WMP00210
C                                         WMP00220
C   ----- DATA INPUT -----          WMP00230
C                                         WMP00240
C   WRITE(6,*) 'INPUT MESH-CODE ( BBLBLBL / 0 FOR END )' WMP00250
C   READ (5,*,END=2000) MESHCD           WMP00260
C   IF ( MESHCD.EQ.0 ) GO TO 2000         WMP00270
C   CALL WMS090 ( MESHCD,0,0,MESH, IORDER, IRETCD ) WMP00280
C   IF ( (IORDER.NE.3).OR.(IRETCD.NE.0) ) THEN WMP00290
C     WRITE(6,*) '***** ERROR ***** MESH-CODE INPUT ERROR' WMP00300
C     GO TO 1000                          WMP00310
C   ENDFIF                                WMP00320
C                                         WMP00330
C   CALL CLRSCR ( SCREEN )                WMP00340
C                                         WMP00350
C   DO 20 J = -1,1                         WMP00360
C     DO 10 I = -1,1                       WMP00370
C       CALL WMS090 ( MESHCD,J,I,MESH, IORDER, IRETCD ) WMP00380
C       IRET = 0                            WMP00390
C       CALL WMP035 ( LFNDAM,MESH, LCOM,LYEAR,LMESH,LH,IRET )WMP00400
C       IF ( IRET.EQ.0 )                    WMP00410
C         CALL OUTELV ( SCREEN, I,J, LCOM,LYEAR,LMESH,LH )WMP00420
C     CONTINUE                              WMP00430
C   CONTINUE                               WMP00440
C                                         WMP00450
C   CALL CLEAR                             WMP00460
C   DO 1090 I = 2,20                       WMP00470
C     WRITE( 6 , '(1H ,A80)') SCREEN(I)    WMP00480
C   CONTINUE                               WMP00490
C                                         WMP00500
C   WRITE(6,*) 'SAVE THESE DATA (Y/N) ??' WMP00510
C   READ (5,*) ANSWER                      WMP00520
C   IF ( ANSWER.EQ.'Y' ) THEN              WMP00530
C     DO 1095 I = 1,20                     WMP00540
C       WRITE(LFNOUT,'( A80)') SCREEN(I)   WMP00550

```


FILE: WMP03XU1 FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

1095          CONTINUE                                WMP00560
              ENDIF                                  WMP00570
              CALL CLEAR                             WMP00580
              GO TO 1000                             WMP00590
C                                                    WMP00600
C ----- LOOP END -----                         WMP00610
C                                                    WMP00620
2000 CONTINUE                                       WMP00630
C                                                    WMP00640
              STOP                                    WMP00650
C                                                    WMP00660
              END                                     WMP00670
*                                                    WMP00680
*                                                    WMP00690
*****WMP00700
*                                                    WMP00710
              SUBROUTINE OUTELV ( SCREEN, I,J, LCOM,LYEAR,LMESH,LH ) WMP00720
*                                                    WMP00730
              CHARACTER*4 LCOM ,LYEAR,LH(16)         WMP00740
              CHARACTER*8 LMESH                       WMP00750
              CHARACTER*80 SCREEN(20)                 WMP00760
*                                                    WMP00770
              MO = 22*I + 23                           WMP00780
              NO = 5*J + 9                             WMP00790
              DO 100 L = 1,16                          WMP00800
                  M = MOD((L-1),4)*5 + MO             WMP00810
                  N = -(L-1)/4 + NO                   WMP00820
                  CALL OUTSCR ( SCREEN,M,N,4,LH(L) )  WMP00830
100 CONTINUE                                          WMP00840
              CALL OUTSCR ( SCREEN,MO+11,18+J,4,LCOM ) WMP00850
              CALL OUTSCR ( SCREEN,MO+15,18+J,3,LYEAR ) WMP00860
              CALL OUTSCR ( SCREEN,MO ,18+J,8,LMESH ) WMP00870
              RETURN                                    WMP00880
              END                                       WMP00890
*                                                    WMP00900
*****WMP00910
*                                                    WMP00920
              SUBROUTINE CLRSCR ( SCREEN )            WMP00930
C                                                    WMP00940
              CHARACTER*80 SCREEN(20)                 WMP00950
              CHARACTER*8 BLANK                       WMP00960
              DATA BLANK/' '                          WMP00970
C                                                    WMP00980
              DO 20 I = 1,20                            WMP00990
                  DO 10 L = 1,80,8                     WMP01000
                      SCREEN(I)(L:L+7) = BLANK        WMP01010
10 CONTINUE                                          WMP01020
20 CONTINUE                                          WMP01030
C                                                    WMP01040
              RETURN                                    WMP01050
              END                                       WMP01060
*                                                    WMP01070
*****WMP01080
*                                                    WMP01090
              SUBROUTINE OUTSCR ( SCREEN, I,J,L, STR ) WMP01100

```

地質調査所報告(第275号)

FILE: WMP03XU1 FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

C          CHARACTER*80 SCREEN(20)          WMP01110
          CHARACTER*80 STR                  WMP01120
C          SCREEN(20-J+1)(I:I+L-1) = STR(1:L) WMP01130
C          RETURN                          WMP01140
          END                              WMP01150
                                           WMP01160
                                           WMP01170
                                           WMP01180
    
```

FILE: WMP03XU2 FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

C***** ( FORTRAN-77 PROGRAM ) *****WMP00010
C*          ELEVATION DATA DAM FILE UPDATE 2          *WMP00020
C*          G.S.I. NATIONAL NUMERICAL GEOGRAPHICAL DATA *WMP00030
C*          CREATED AT 26TH.JUN.1984 BY Y.NISHI *WMP00040
C*          LAST REVISED AT TH. BY *WMP00050
C*          *WMP00060
C*          *WMP00070
C*          *WMP00080
C*****WMP00090
          CHARACTER*4 LCOM ,LYEAR ,LH (16)          WMP00100
          CHARACTER*8 LMESSH                      WMP00110
          CHARACTER*80 SCREEN(20)                WMP00120
C          CHARACTER*4 LCOMO,LYEARO,LHO(16)        WMP00130
          CHARACTER*8 LMESSHO                     WMP00140
          CHARACTER*80 SCREEO(20)                WMP00150
C          DATA LFNDAM/18/                        WMP00160
          DATA LFNINO/15/                        WMP00170
          DATA LFNIN /16/                        WMP00180
          DATA LFNOUT/26/                       WMP00190
          DATA LFNMSH/27/                       WMP00200
C          ----- INPUT & CALCULATION LOOP ----- WMP00210
C          1000 CONTINUE                          WMP00220
C          ----- DATA INPUT -----           WMP00230
C          CALL CLRSCR ( SCREEN )                 WMP00240
          CALL CLRSCR ( SCREEO )                 WMP00250
          CALL CLRVAR ( LCOM ,LYEAR ,LMESH ,LH ) WMP00260
          CALL CLRVAR ( LCOMO,LYEARO,LMESHO,LHO ) WMP00270
C          DO 1090 I = 1,20                        WMP00280
          READ (LFNIN ,'( A80)',END=2000) SCREEN(I) WMP00290
          READ (LFNINO,'( A80)',END=2000) SCREEO(I) WMP00300
1090 CONTINUE WMP00310
C          DO 120 J = -1,1                         WMP00320
          DO 110 I = -1,1                          WMP00330
          CALL INELV ( SCREEN, I,J, LCOM ,LYEAR ,LMESH ,LH ) WMP00340
          CALL INELV ( SCREEO, I,J, LCOMO,LYEARO,LMESHO,LHO ) WMP00350
*          IF ( (LCOM.NE.LCOMO).OR.(LYEAR.NE.LYEARO).OR. WMP00360
          *          (LMESH.NE.LMESHO) ) THEN WMP00370
          WRITE(6,*) LCOMO,LYEARO,LMESHO WMP00380
          WRITE(6,*) LCOM ,LYEAR ,LMESH WMP00390
          READ (LMESH,'(I8)') MESH WMP00400
          IR = 0 WMP00410
          CALL WMP036(LFNDAM,MESH,LCOM,LYEAR,LMESH,LH,IR) WMP00420
          WRITE(LFNOUT,610) LCOMO,LYEARO,LMESHO,LHO WMP00430
          WRITE(LFNOUT,610) LCOM ,LYEAR ,LMESH ,LH WMP00440
          WRITE(LFNMSH,*) LMESH WMP00450
          WRITE(LFNMSH,*) ''Y'' WMP00460
          WMP00470
          WMP00480
          WMP00490
          WMP00500
          WMP00510
          WMP00520
          WMP00530
          WMP00540
          WMP00550
    
```

FILE: WMPO3XU2 FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

ELSE
DO 10 L = 1,16
IF ( LH(L).NE.LHO(L) ) THEN
WRITE(6,*) LMESH,L,LH(L),LHO(L)
READ (LMESH,'(I8)') MESH
IR = 0
CALL WMPO36 ( LFNDAM,MESH,
*          LCOM,LYEAR,LMESH,LH,IR )
WRITE(LFNOUT,610) LCOMO,LYEARO,LMESHO,LHO
WRITE(LFNOUT,610) LCOM ,LYEAR ,LMESH ,LH
WRITE(LFNMSH,*) LMESH
WRITE(LFNMSH,*) ''Y''
GO TO 19
ENDIF
10 CONTINUE
19 CONTINUE
ENDIF
110 CONTINUE
120 CONTINUE
C GO TO 1000
C
C ----- LOOP END -----
C
2000 CONTINUE
C
STOP
C
610 FORMAT(A4,A3,A8,16A4)
C
END
*
*
*****
*
SUBROUTINE INELV ( SCREEN, I,J, LCOM,LYEAR,LMESH,LH )
*
CHARACTER*4 LCOM ,LYEAR,LH(16)
CHARACTER*8 LMESH
CHARACTER*80 SCREEN(20)
*
MO = 22*I + 23
NO = 5*J + 9
DO 100 L = 1,16
M = MOD((L-1),4)*5 + MO
N = -(L-1)/4 + NO
CALL INSCR ( SCREEN,M,N,4,LH(L) )
100 CONTINUE
CALL INSCR ( SCREEN,MO+11,18+J,4,LCOM )
CALL INSCR ( SCREEN,MO+15,18+J,3,LYEAR )
CALL INSCR ( SCREEN,MO ,18+J,8,LMESH )
RETURN
END
*
*****

```

地質調查所報告(第275号)

FILE: WMP03XU2 FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

*		WMP01110
	SUBROUTINE CLRSCR (SCREEN)	WMP01120
C		WMP01130
	CHARACTER*80 SCREEN(20)	WMP01140
	CHARACTER*8 BLANK	WMP01150
	DATA BLANK/' '/	WMP01160
C		WMP01170
	DO 20 I = 1,20	WMP01180
	DO 10 L = 1,80,8	WMP01190
	SCREEN(I)(L:L+7) = BLANK	WMP01200
10	CONTINUE	WMP01210
20	CONTINUE	WMP01220
C		WMP01230
	RETURN	WMP01240
	END	WMP01250
*		WMP01260
*	*****	WMP01270
	SUBROUTINE CLRVAR (LCOM,LYEAR,LMESH,LH)	WMP01280
C		WMP01290
	CHARACTER*4 LCOM ,LYEAR ,LH (16)	WMP01300
	CHARACTER*8 LMESS	WMP01310
	CHARACTER*4 BLANK4	WMP01320
	CHARACTER*8 BLANK8	WMP01330
C		WMP01340
	DATA BLANK4/' '/	WMP01350
	DATA BLANK8/' '/	WMP01360
C		WMP01370
	LCOM = BLANK4	WMP01380
	LYEAR = BLANK4	WMP01390
	LMESH = BLANK8	WMP01400
	DO 10 L = 1,16	WMP01410
	LH(L) = BLANK4	WMP01420
10	CONTINUE	WMP01430
C		WMP01440
	RETURN	WMP01450
	END	WMP01460
*		WMP01470
*	*****	WMP01480
*	*****	WMP01490
	SUBROUTINE INSCR (SCREEN, I,J,L, STR)	WMP01500
C		WMP01510
	CHARACTER*80 SCREEN(20)	WMP01520
	CHARACTER*80 STR	WMP01530
C		WMP01540
	STR(1:L) = SCREEN(20-J+1)(I:I+L-1)	WMP01550
C		WMP01560
	RETURN	WMP01570
	END	WMP01580
		WMP01590

FILE: WMP03X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 GMSL 87.12.24

```

*
***** ( LIST OF THE ENTRY NAMES IN THIS FILE ) *****
*
*   WMP031 ( LFN,MESHCD, LAT,LON,IH, IRETCD )
*           INPUT GSI'S ELEVATION DATA DAM FILE ( INTEGER TYPE )
*   WMP035 ( LFN,MESHCD, LCOMO,LYEARO,LMESHO,LHO ,IRETCD )
*           INPUT GSI'S ELEVATION DATA DAM FILE ( CHARACTER TYPE )
*   WMP036 ( LFN,MESHCD, LCOMO,LYEARO,LMESHO,LHO ,IRETCD )
*           OUTPUT GSI'S ELEVATION DATA DAM FILE
*
*****
*
*   SUBROUTINE WMP035 ( LFN,MESHCD, LCOMO,LYEARO,LMESHO,LHO ,IRETCD )
*
* ***** INPUT GSI'S ELEVATION DATA DAM FILE
*                CREATED AT 20TH.JUN.1984   BY Y.NISHI
*
* ***** (ARGUMENT) *****
*
*   LFN      : (I) LOGICAL FILE NO. FOR GSI ELEVATION DATA DAM-FILE
*   MESHCD   : (I) 3RD MESH-CODE FOR ELEVATION DATA INPUT
*   LCOMO    : (O:CHAR*4) COMMENT DATA   FOR MESH-CODE 'MESHCD'
*   LYEARO   : (O:CHAR*4) YEAR DATA      FOR MESH-CODE 'MESHCD'
*   LMESHO   : (O:CHAR*8) MESH-CODE DATA FOR MESH-CODE 'MESHCD'
*   LHO(16)  : (O:CHAR*4) ELEVATION DATA FOR MESH-CODE 'MESHCD'
*   IRETCD   : (I/O)
*
*           (I) MESSAGE OPTION   = 0 FOR ALL MESSAGE OUTPUT
*                               < 0 FOR MESSAGE FOR ABNORMAL-END
*                               > 0 FOR NO MESSAGE
*           (O) RETURN CODE      = 0 FOR NORMAL END
*                               < 0 FOR DATA NOT FOUND < SEA ETC.>
*                               > 0 FOR ABNORMAL END
*
*   INTEGER  IB1S,IB1E, IL1S,IL1E
*   INTEGER  IB2S,IB2E, IL2S,IL2E
*   INTEGER  IB3S,IB3E, IL3S,IL3E
*   PARAMETER ( IB1S=30,IB1E=69, IL1S=22,IL1E=53 )
*   PARAMETER ( IB2S= 0,IB2E= 7,  IL2S= 0,IL2E= 7 )
*   PARAMETER ( IB3S= 0,IB3E= 9,  IL3S= 0,IL3E= 9 )
C
*   CHARACTER*1 LHTEST,LPLUS ,LMINUS
*   CHARACTER*4 UNDLND,UNDSEA
*   CHARACTER*4 LCOM (100),LYEAR (100),LH (16,100)
*   CHARACTER*8 LMESH(100)
*   CHARACTER*4 LCOMO ,LYEARO ,LHO(16 )
*   CHARACTER*8 LMESHO
C
*   DIMENSION INDEX1(IB1S:IB1E,IL1S:IL1E)
*   DIMENSION INDEX2(IB2S:IB2E,IL2S:IL2E)
*   DIMENSION INDEX3(IB3S:IB3E,IL3S:IL3E)
C
*   DIMENSION IB(3),IL(3)
C
*   DATA MESH1,MESH2,MESH3/ -1,-1,-1/

```

地質調查所報告(第275号)

FILE: WMP03X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

C          SAVE MESH1,MESH2,INDEX1,INDEX2,INDEX3,LCOM,LYEAR,LMESH,LH          WMP00560
C          WMP00570
C          WMP00580
C-----WMP00590
C          WMP00600
          MESSOP = IRETCD          WMP00610
          MESH1I = MESHCD/ 10000          WMP00620
          MESH2I = MESHCD/ 100          WMP00630
C          WMP00640
          CALL WMS095 ( MESHCD, IB,IL, IORDER, IRETCD )          WMP00650
*          WMP00660
          IF ( ((IORDER.NE.3) .OR. (IRETCD.NE.0)) .AND. (MESSOP.GE.0) ) THENWMP00670
            WRITE(6,*) '***** ERROR ; WMS035 ***** CALLING WMS095 *****'          WMP00680
            WRITE(6,*) '      INVALID MESH-CODE ',MESHCD          WMP00690
            IF ( IRETCD.EQ.0 ) IRETCD = 935          WMP00700
            RETURN          WMP00710
          ENDIF          WMP00720
C          WMP00730
          IF ( MESH1.EQ.-1 ) THEN          WMP00740
            OPEN ( LFN,ACCESS='DIRECT',FORM='FORMATTED',RECL=80 )          WMP00750
            IREC = 1          WMP00760
            IB1EM = (IB1S+IB1E)/2          WMP00770
            IB1SM = IB1EM+1          WMP00780
            DO 100 ILL = IL1S,IL1E          WMP00790
              READ (LFN,600,ERR=900,IOSTAT=IERR,REC=IREC )          WMP00800
                *          (INDEX1(IBB,ILL),IBB=IB1S ,IB1EM)          WMP00810
                IREC=IREC+1          WMP00820
                READ (LFN,600,ERR=900,IOSTAT=IERR,REC=IREC )          WMP00830
                *          (INDEX1(IBB,ILL),IBB=IB1SM,IB1E )          WMP00840
                IREC=IREC+1          WMP00850
            100 CONTINUE          WMP00860
            ENDIF          WMP00870
C          WMP00880
          IF ( MESH1I.NE.MESH1 ) THEN          WMP00890
            IREC = INDEX1(IB(1),IL(1))          WMP00900
            IF ( IREC.EQ.0 ) THEN          WMP00910
              *          ***** MESH-CODE NOT FOUND *****          WMP00920
              WRITE(LMESHO,'(I8)') MESHCD          WMP00930
              DO 110 L = 1,16          WMP00940
                LHO(L) = '9999'          WMP00950
            110 CONTINUE          WMP00960
                IRETCD = -100          WMP00970
                RETURN          WMP00980
              ENDIF          WMP00990
              DO 1010 JS = IL2S,IL2E,2          WMP01000
                JE = JS+1          WMP01010
                READ (LFN,600,REC=IREC, ERR=910,IOSTAT=IERR )          WMP01020
                *          ((INDEX2(I,J),I=IB2S,IB2E),J=JS,JE)          WMP01030
                IREC = IREC+1          WMP01040
            1010 CONTINUE          WMP01050
                MESH1 = MESH1I          WMP01060
                MESH2 = -1          WMP01070
              ENDIF          WMP01080
C          WMP01090
          IF ( MESH2I.NE.MESH2 ) THEN          WMP01100

```

FILE: WMP03X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

IREC = INDEX2( IB(2), IL(2) )
IF ( IREC.EQ.0 ) THEN
*      ***** MESH-CODE NOT FOUND *****
      WRITE(LMESHO, '(I8)') MESHCD
      DO 1011 L = 1,16
          LHO(L) = '9999'
1011    CONTINUE
          IRETCD = -200
          RETURN
      ENDIF
C
      DO 1030 ILL = IL3S, IL3E
          DO 1020 IBB = IB3S, IB3E
              INDEX3( IBB, ILL ) = 0
1020    CONTINUE
1030    CONTINUE
C
      DO 1050 I = 1,100
          READ (LFN, 610, REC=IREC, ERR=920, IOSTAT=IERR )
              LCOM(I), LYEAR(I), LMESH(I), (LH(L,I), L=1,16)
          *      IF ( LMESH(I)(1:6).NE.LMESH(1)(1:6) ) GO TO 1060
          READ (LMESH(I), 620) IBB , ILL
          INDEX3( IBB, ILL ) = I
          IREC = IREC+1
1050    CONTINUE
1060    CONTINUE
          MESH2 = MESH2I
      ENDIF
C
      I = INDEX3( IB(3), IL(3) )
      IF ( I.EQ.0 ) THEN
          *      ***** MESH-CODE NOT FOUND *****
          WRITE(LMESHO, '(I8)') MESHCD
          DO 1071 L = 1,16
              LHO(L) = '9999'
1071    CONTINUE
          IRETCD = -300
          RETURN
      ELSE
          LCOMO = LCOM(I)
          LYEARO = LYEAR(I)
          LMESHO = LMESH(I)
          DO 1072 L = 1,16
              LHO(L) = LH(L,I)
1072    CONTINUE
          ENDIF
          *
          *      IRETCD = 0
          *
          *      RETURN
          *
          *      *****
          *      ENTRY      WMP036 ( LFN, MESHCD, LCOMO, LYEARO, LMESHO, LHO , IRETCD )
          *
          *

```

WMP01110
WMP01120
WMP01130
WMP01140
WMP01150
WMP01160
WMP01170
WMP01180
WMP01190
WMP01200
WMP01210
WMP01220
WMP01230
WMP01240
WMP01250
WMP01260
WMP01270
WMP01280
WMP01290
WMP01300
WMP01310
WMP01320
WMP01330
WMP01340
WMP01350
WMP01360
WMP01370
WMP01380
WMP01390
WMP01400
WMP01410
WMP01420
WMP01430
WMP01440
WMP01450
WMP01460
WMP01470
WMP01480
WMP01490
WMP01500
WMP01510
WMP01520
WMP01530
WMP01540
WMP01550
WMP01560
WMP01570
WMP01580
WMP01590
WMP01600
WMP01610
WMP01620
WMP01630
WMP01640
WMP01650

地質調查所報告(第275号)

FILE: WMP03X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

***** OUTPUT GSI'S ELEVATION DATA DAM FILE
*
*          CREATED AT 20TH.JUN.1984   BY Y.NISHI
*
***** (ARGUMENT) *****
*
*   LFN      : (I) LOGICAL FILE NO. FOR GSI ELEVATION DATA DAM-FILE
*   MESHCD   : (I) 3RD MESH-CODE FOR ELEVATION DATA INPUT
*   LGOMO    : (I:CHAR*4) COMMENT DATA   FOR MESH-CODE 'MESHCD'
*   LYEARO   : (I:CHAR*4) YEAR DATA     FOR MESH-CODE 'MESHCD'
*   LMESHO   : (I:CHAR*8) MESH-CODE DATA FOR MESH-CODE 'MESHCD'
*   LHO(16)  : (I:CHAR*4) ELEVATION DATA FOR MESH-CODE 'MESHCD'
*   IRETCD   : (O) RETURN CODE ( ZERO  FOR NORMAL END )
*
C -----
C
      MESSOP = 0
      MESH1I = MESHCD/ 10000
      MESH2I = MESHCD/   100
C
      CALL WMS095 ( MESHCD, IB,IL, IORDER, IRETCD )
*
      IF ( (IORDER.NE.3) .OR. (IRETCD.NE.0) ) THEN
        WRITE(6,*) '***** ERROR ; WMS036 ***** CALLING WMS095 *****'
        WRITE(6,*) '      INVALID MESH-CODE ',MESHCD
        IF ( IRETCD.EQ.0 ) IRETCD = 935
        RETURN
      ENDIF
C
      IF ( MESH1.EQ.-1 ) THEN
        OPEN ( LFN,ACCESS='DIRECT',FORM='FORMATTED',RECL=80 )
        IREC = 1
        IB1EM = (IB1S+IB1E)/2
        IB1SM = IB1EM+1
        DO 5100 ILL = IL1S,IL1E
          READ (LFN,600,ERR=900,IOSTAT=IERR,REC=IREC )
          *
          IREC=IREC+1
          (INDEX1(IBB,ILL),IBB=IB1S ,IB1EM)
          READ (LFN,600,ERR=900,IOSTAT=IERR,REC=IREC )
          *
          IREC=IREC+1
          (INDEX1(IBB,ILL),IBB=IB1SM,IB1E )
5100 CONTINUE
      ENDIF
C
      IF ( MESH1I.NE.MESH1 ) THEN
        IREC = INDEX1(1B(1),IL(1))
        IF ( IREC.EQ.0 ) THEN
          WRITE(6,*) 'SPECIFIED MESH-CODE',MESH1 , ' NOT FOUND!!'
          RETURN
        ENDIF
        DO 6010 JS = IL2S,IL2E,2
          JE = JS+1
          READ (LFN,600,REC=IREC, ERR=910,IOSTAT=IERR )
          *
          IREC = IREC+1
          ((INDEX2(I,J),I=IB2S,IB2E),J=JS,JE )

```

WMP01660
 WMP01670
 WMP01680
 WMP01690
 WMP01700
 WMP01710
 WMP01720
 WMP01730
 WMP01740
 WMP01750
 WMP01760
 WMP01770
 WMP01780
 WMP01790
 WMP01800
 WMP01810
 WMP01820
 WMP01830
 WMP01840
 WMP01850
 WMP01860
 WMP01870
 WMP01880
 WMP01890
 WMP01900
 WMP01910
 WMP01920
 WMP01930
 WMP01940
 WMP01950
 WMP01960
 WMP01970
 WMP01980
 WMP01990
 WMP20000
 WMP20010
 WMP20020
 WMP20030
 WMP20040
 WMP20050
 WMP20060
 WMP20070
 WMP20080
 WMP20090
 WMP20100
 WMP20110
 WMP20120
 WMP20130
 WMP20140
 WMP20150
 WMP20160
 WMP20170
 WMP20180
 WMP20190
 WMP20200

FILE: WMP03X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

6010    CONTINUE                                WMP02210
        MESH1 = MESH1I                          WMP02220
        MESH2 = -1                              WMP02230
    ENDIF                                       WMP02240
C                                             WMP02250
    IF ( MESH2I.NE.MESH2 ) THEN                WMP02260
        IREC = INDEX2(IB(2),IL(2))             WMP02270
        IF ( IREC.EQ.0 ) THEN                  WMP02280
            WRITE(6,*) 'SPECIFIED MESH-CODE',MESH3 , ' NOT FOUND!!' WMP02290
            RETURN                              WMP02300
        ENDIF                                  WMP02310
C                                             WMP02320
        DO 6030 ILL = IL3S,IL3E                WMP02330
            DO 6020 IBB = IB3S,IB3E            WMP02340
                INDEX3(IBB,ILL) = 0            WMP02350
        6020    CONTINUE                        WMP02360
        6030    CONTINUE                        WMP02370
C                                             WMP02380
        DO 6050 I = 1,100                      WMP02390
            READ (LFN,610,REC=IREC, ERR=920,IOSTAT=IERR ) WMP02400
            *                                     WMP02410
                LCOM(I),LYEAR(I),LMESH(I), (LH(L,I),L=1,16) WMP02420
            IF ( LMESH(I)(1:6).NE.LMESH(1)(1:6) ) GO TO 6060 WMP02430
            READ (LMESH(I),620) IBB ,ILL        WMP02440
            INDEX3(IBB,ILL) = I                WMP02450
            IREC = IREC+1                      WMP02460
        6050    CONTINUE                        WMP02470
        6060    CONTINUE                        WMP02480
            MESH2 = MESH2I                      WMP02490
    ENDIF                                       WMP02500
C                                             WMP02510
        I = INDEX3(IB(3),IL(3))                WMP02520
        IF ( I.EQ.0 ) THEN                      WMP02530
            WRITE(6,*) 'SPECIFIED MESH NOT FOUND!!' WMP02540
            DO 6070 J = 9,0,-1                  WMP02550
                WRITE(6,666) (INDEX3(I,J),I=0,9) WMP02560
        666    FORMAT(' ',10I8)                WMP02570
        6070    CONTINUE                        WMP02580
            ELSE                                  WMP02590
                LCOM(I) = LCOMO                 WMP02600
                LYEAR(I) = LYEARO                WMP02610
                LMESH(I) = LMESHO                WMP02620
                DO 6072 L = 1,16                 WMP02630
                    LH(L,I) = LHO(L)            WMP02640
        6072    CONTINUE                        WMP02650
                IREC = INDEX2(IB(2),IL(2)) + I - 1 WMP02660
                WRITE (LFN,610,REC=IREC, ERR=960,IOSTAT=IERR ) WMP02670
            *                                     WMP02680
                LCOMO,LYEARO,LMESHO, (LHO(L),L=1,16) WMP02690
            ENDIF                                  WMP02700
            RETURN                              WMP02710
        *                                     WMP02720
        ***** ERROR ***** WMP02730
        *                                     WMP02740
        900 CONTINUE                            WMP02750
            IF ( MESSOP.GE.0 ) THEN
                WRITE(6,*) '***** ERROR : WMP03X ***** INDEX1 INPUT *****'

```

地質調查所報告(第275号)

FILE: WMP03X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

                WRITE(6,*) '      IOSTST =', IERR
                WRITE(6,*) '      IREC=', IRECO
    ENDIF
STOP
C
C
910 CONTINUE
    IF ( MESSOP.GE.0 ) THEN
        WRITE(6,*) '***** ERROR : WMP03X ***** INDEX2 INPUT *****'
        WRITE(6,*) '      IOSTST =', IERR
        WRITE(6,*) '      IREC=', IRECO
    ENDIF
STOP
C
920 CONTINUE
    IF ( MESSOP.GE.0 ) THEN
        WRITE(6,*) '***** ERROR : WMP03X ***** DATA INPUT *****'
        WRITE(6,*) '      IOSTST =', IERR
        WRITE(6,*) '      IREC=', IRECO
    ENDIF
STOP
C
960 CONTINUE
    IF ( MESSOP.GE.0 ) THEN
        WRITE(6,*) '***** ERROR : WMP03X ***** DATA OUTPUT*****'
        WRITE(6,*) '      IOSTST =', IERR
        WRITE(6,*) '      IREC=', IRECO
    ENDIF
STOP
C
600 FORMAT(20A4)
610 FORMAT( 2A4,A8,16A4 )
620 FORMAT(T7,2I1)
END
*
*****
*
SUBROUTINE WMP031 ( LFN,MESHCD, LAT,LON,IH, IRETCD )
*
*****
*
***** INPUT GSI'S ELEVATION DATA DAM FILE ( INTEGER TYPE )
*
CREATED AT 7TH.JUL.1984 BY Y.NISHI
*
*
***** (ARGUMENT)*****
*
* LFN : (I) LOGICAL FILE NO. FOR GSI ELEVATION DATA DAM-FILE
* MESHCD : (I) 3RD MESH-CODE FOR ELEVATION DATA INPUT
* LAT(16): (O:REAL*8) LATITUDE OF THE 'IH(I)'
* LON(16): (O:REAL*8) LONGITUDE OF THE 'IH(I)'
* IH (16): (O) ELEVATION DATA FOR MESH-CODE 'MESHCD'
* IRETCD : (I/O)
*
(I) MESSAGE OPTION = 0 FOR ALL MESSAGE OUTPUT

```

直接アクセス・ファイルによる標高データベース・システムの作成(西 祐司)

FILE: WMP03X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

*          < 0 FOR MESSAGE FOR ABNORMAL-END          WMP03310
*          > 0 FOR NO MESSAGE                          WMP03320
*          (0) RETURN CODE = 0 FOR NORMAL END          WMP03330
*          < 0 FOR DATA NOT FOUND < SEA ETC.>        WMP03340
*          > 0 FOR ABNORMAL END                        WMP03350
*                                                       WMP03360
CHARACTER*4 LCOM ,LYEAR,LH(16)                          WMP03370
CHARACTER*8 LMESSH                                       WMP03380
REAL*8      LAT0 ,LONO                                    WMP03390
REAL*8      LAT(16),LON(16)                              WMP03400
DIMENSION IH (16)                                        WMP03410
C                                                       WMP03420
C-----
C                                                       WMP03430
C                                                       WMP03440
MESSOP = IRETCD                                         WMP03450
CALL WMP035 ( LFN,MESHCD, LCOM,LYEAR,LMESSH,LH, IRETCD ) WMP03460
IF ( IRETCD.EQ.0 ) THEN                                  WMP03470
  CALL WMS091 ( MESHCD, LAT0,LONO, IORDER,IRETCD )      WMP03480
  DO 10 I = 1,16                                        WMP03490
    READ(LH(I),'(I4)') IH(I)                            WMP03500
    LAT(I) = LAT0 + ((16-I)/4)/480.DO                    WMP03510
    LON(I) = LONO + MOD(I-1,4)/320.DO                    WMP03520
10  CONTINUE                                           WMP03530
    IRETCD = 0                                           WMP03540
  ELSE IF ( IRETCD.GT.0 ) THEN                            WMP03550
    IF ( ( MESSOP.EQ.0 ) ) .OR.                          WMP03560
      ( (MESSOP.GT.0) .AND. (IRETCD.GT.0) ) ) THEN      WMP03570
*      WRITE(6,*) '***** ERROR ; WMP031 ***** CALLING WMP035 *****' WMP03580
      WRITE(6,*) ' LFN =',LFN,' MESH-CODE =',MESHCD      WMP03590
    ENDIF                                                WMP03600
  ENDIF                                                  WMP03610
RETURN                                                  WMP03620
END                                                      WMP03630

```

地 質 調 查 所 報 告(第275号)

FILE: WMS09X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

*
***** ( LIST OF THE ENTRY NAMES IN THIS FILE ) *****
*
* WMS090 ( MESHCD, I,J ,MESHO,IORDER, IRETCD )
* FOR CALCULATE MESH-CODE ADDING : MESHO = MESHCD+(I,J)
* WMS091 ( MESHCD, LAT,LON, IORDER, IRETCD )
* FOR CALCULATION OF THE LATITUDE & LONGITUDE
* OF THE SOUTH-EAST CORNER OF THE MESH 'MESHCD'
* : MESHCD ---> LAT,LON
* WMS092 ( MESHCD, LAT,LON, IORDER, IRETCD )
* FOR CALCULATION OF THE MESH-CODE FOR THE POINT(LAT,LON)
* : LAT,LON ---> MESHCD
* WMS095 ( MESHCD, IB,IL, IORDER, IRETCD )
* FOR MESH-CODE PARTITION : MESHCD ---> IB,IL
* WMS096 ( MESHCD, IB,IL, IORDER, IRETCD )
* FOR MESH-CODE COMPOSITION : IB,IL ---> MESHCD
* WLL091 ( LAT,LON, LLAT,LLON )
* FOR CONVERT (LAT,LON) TO CHARACTER
*
*****
* SUBROUTINE WMS090 ( MESHCD, I,J ,MESHO,IORDER, IRETCD )
*
* SUBROUTINE FOR CALCULATE MESH-CODE ADDING
* MESH = MESHCD + (I,J)
*
* CREATED AT 5TH.JUL.1984 BY Y.NISHI
*
*** (ARGUMENTS) ***
*
* MESHCD : (I) MESH-CODE FOR CALCULATED ( NOT CHANGED )
* I : (I) LATITUDE MESH COUNT
* J : (I) LONGITUDE MESH COUNT
*
* MESHO : (O) CALCULATED MESH-CODE
* IORDER : (O) ORDER OF THE MESH-CODE ( 1 TO 3 )
*
* IRETCD : (O) RETURN CODE ( 0 FOR NORMAL END )
*
*****
* DIMENSION IB(3),IL(3)
*
* IRETCD = 0
* CALL WMS095 ( MESHCD, IB,IL, IORDER, IRETCD )
* IF ( IRETCD.EQ.0 ) THEN
* IB(IORDER) = IB(IORDER) + I
* IL(IORDER) = IL(IORDER) + J
* CALL WMS096 ( MESHO , IB,IL, IORDER, IRETCD )
* IF ( IRETCD.NE.0 ) THEN
* WRITE(6,*) '***** ERROR : WMS090 ***** CALLING WMS096'
* WRITE(6,600 ) IORDER,(IB(L),IL(L),L=1,IORDER )
* ENDIF
* ELSE

```

FILE: WMS09X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

WRITE(6,*) '***** ERROR : WMS090 ***** CALLING WMS095'      WMS00560
WRITE(6,*) ' MESH :',MESHCD                                       WMS00570
ENDIF                                                                WMS00580
RETURN                                                                WMS00590
600 FORMAT(I5,'-MESH : MESH ',2I2,4I1)                               WMS00600
END                                                                    WMS00610
*                                                                      WMS00620
*****                                                                WMS00630
*                                                                      WMS00640
SUBROUTINE WMS091 ( MESHCD, LAT,LON, IORDER, IRETCD )                WMS00650
*                                                                      WMS00660
*****                                                                WMS00670
*                                                                      WMS00680
SUBROUTINE FOR CALCULATION OF THE LATITUDE & LONGITUDE             WMS00690
* OF THE SOUTH-EAST CORNER OF THE MESH 'MESHCD' WMS00700
* MESHCD --> LAT,LON                                               WMS00710
*                                                                      WMS00720
* CREATED AT 5TH.JUL.1984 BY Y.NISHI                               WMS00730
*                                                                      WMS00740
*** (ARGUMENTS) ***                                                WMS00750
*                                                                      WMS00760
MESHCD : (I) MESH-CODE FOR CALCULATED ( NOT CHANGED )              WMS00770
*                                                                      WMS00780
LAT : (O: REAL*8 ) LATITUDE OF THE CORNER OF THE MESH 'MESHCD' WMS00790
* LON : (O: REAL*8 ) LONGITUDE OF THE CORNER OF THE MESH 'MESHCD' WMS00800
*                                                                      WMS00810
IORDER : (O) ORDER OF THE MESH-CODE ( 1 TO 3 )                     WMS00820
*                                                                      WMS00830
IRETCD : (O) RETURN CODE ( 0 FOR NORMAL END )                       WMS00840
*                                                                      WMS00850
*****                                                                WMS00860
*                                                                      WMS00870
REAL*8 DB1,DB2,DB3, DL2,DL3                                         WMS00880
PARAMETER ( DB1 = (40.0D0/60.D0) )                                  WMS00890
PARAMETER ( DB2 = ( 5.0D0/60.D0) )                                  WMS00900
PARAMETER ( DB3 = ( 0.5D0/60.D0) )                                  WMS00910
PARAMETER ( DL2 = ( 7.5D0/60.D0) )                                  WMS00920
PARAMETER ( DL3 = ( .75D0/60.D0) )                                  WMS00930
REAL*8 LAT,LON                                                       WMS00940
DIMENSION IB(3),IL(3)                                                WMS00950
*                                                                      WMS00960
IRETCD = 0                                                            WMS00970
*                                                                      WMS00980
CALL WMS095 ( MESHCD, IB,IL, IORDER, IRETCD )                       WMS00990
*                                                                      WMS01000
IF ( IORDER.EQ.1 ) THEN                                              WMS01010
LAT = IB(1)*DB1                                                       WMS01020
LON = IL(1)+100                                                       WMS01030
RETURN                                                                WMS01040
*                                                                      WMS01050
ELSE IF ( IORDER.EQ.2 ) THEN                                          WMS01060
LAT = IB(1)*DB1 + IB(2)*DB2                                           WMS01070
LON = IL(1)+100 + IL(2)*DL2                                           WMS01080
*                                                                      WMS01090
RETURN                                                                WMS01100

```

地質調査所報告(第275号)

FILE: WMS09X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

*
*   ELSE IF ( IORDER.EQ.3 ) THEN
*       LAT = IB(1)*DB1 + IB(2)*DB2 + IB(3)*DB3
*       LON = IL(1)+100 + IL(2)*DL2 + IL(3)*DL3
*
*   RETURN
*
*   ELSE
*       WRITE(6,*) '***** ERROR : WMS091 *****'
*       WRITE(6,*) '   ILLEGAL MESH-CODE INPUT !!'
*       WRITE(6,*) '   MESHCD =',MESHCD
*       IRETCD = 900
*       RETURN
*   ENDIF
*   END
*
*****
*   SUBROUTINE WMS092 ( MESHCD, LAT,LON, IORDER, IRETCD )
*
*   SUBROUTINE FOR CALCULATION OF THE MESH-CODE
*   FOR THE POINT ( LAT,LON ) : LAT,LON -->MESHCD
*
*   CREATED AT 5TH.JUL.1984 BY Y.NISHI
*
***(ARGUMENTS)***
*   MESHCD : (O) CALCULATED MESH-CODE
*
*   LAT    : (I: REAL*8 ) LATITUDE
*   LON    : (I: REAL*8 ) LONGITUDE
*
*   IORDER : (I) ORDER OF THE MESH-CODE ( 1 TO 3 )
*
*   IRETCD : (O) RETURN CODE ( 0 FOR NORMAL END )
*
*****
*   REAL*8 LAT,LON
*   DIMENSION IB(3),IL(3)
*
*   IRETCD = 0
*
*   CALL PUT091 ( LAT,LON, LATD,LATM,LATS,LAT1, LOND,LONM,LONS,LON1 )
*
*   LATM = LATD*60 + LATM
*   LONS = LONM*60 + LONS
*   IB(1) = LATM/40
*   IL(1) = LOND-100
*   IB(2) = MOD(LATM,40)/5
*   IL(2) = LONS/450
*   IB(3) = (MOD(LATM, 5)*60+LATS)/30
*   IL(3) = MOD(LONS,450)/45

```

WMS01110
WMS01120
WMS01130
WMS01140
WMS01150
WMS01160
WMS01170
WMS01180
WMS01190
WMS01200
WMS01210
WMS01220
WMS01230
WMS01240
WMS01250
WMS01260
WMS01270
WMS01280
WMS01290
WMS01300
WMS01310
WMS01320
WMS01330
WMS01340
WMS01350
WMS01360
WMS01370
WMS01380
WMS01390
WMS01400
WMS01410
WMS01420
WMS01430
WMS01440
WMS01450
WMS01460
WMS01470
WMS01480
WMS01490
WMS01500
WMS01510
WMS01520
WMS01530
WMS01540
WMS01550
WMS01560
WMS01570
WMS01580
WMS01590
WMS01600
WMS01610
WMS01620
WMS01630
WMS01640
WMS01650

FILE: WMS09X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

CALL WMS096 ( MESHCD, IB,IL, IORDER, IRETCD )
*
RETURN
END
*
*****
*
SUBROUTINE WMS095 ( MESHCD, IB,IL,IORDER, IRETCD )
*
SUBROUTINE FOR MESH-CODE PARTITION : MESHCD ---> IB,IL
*
CREATED AT 5TH.JUL.1984 BY Y.NISHI
***(ARGUMENTS)***
*
MESHCD : (I) MESH-CODE FOR CALCULATED ( NOT CHANGED )
*
IB(3) : (O) PARTITIONED MESH-CODE FOR LATITUDAL PART
*
IL(3) : (O) PARTITIONED MESH-CODE FOR LONGITUDAL PART
*
IORDER : (O) ORDER OF THE MESH-CODE ( 1 TO 3 )
*
IRETCD : (O) RETURN CODE ( 0 FOR NORMAL END )
*
*****
*
DIMENSION IB(3),IL(3)
*
IRETCD = 0
IORDER = 999
*
IF ( (3022 .LE.MESHCD) .AND. (MESHCD.LE.6953 ) ) IORDER = 1
IF ( (302200 .LE.MESHCD) .AND. (MESHCD.LE.695377 ) ) IORDER = 2
IF ( (30220000.LE.MESHCD) .AND. (MESHCD.LE.69537799) ) IORDER = 3
*
IF ( IORDER.EQ.1 ) THEN
IB(1) = MESHCD/ 100
IL(1) = MOD(MESHCD, 100)
IB(2) = 0
IL(2) = 0
IB(3) = 0
IL(3) = 0
RETURN
*
ELSE IF ( IORDER.EQ.2 ) THEN
IB(1) = MESHCD/ 10000
IL(1) = MOD(MESHCD, 10000)/100
IB(2) = MOD(MESHCD, 100)/ 10
IL(2) = MOD(MESHCD, 10)
IB(3) = 0
IL(3) = 0
*
RETURN

```

地質調查所報告(第275号)

FILE: WMS09X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

*
ELSE IF ( IORDER.EQ.3 ) THEN
  IB(1) = MESHCD/1000000
  IL(1) = MOD(MESHCD,1000000)/10000
  IB(2) = MOD(MESHCD, 10000)/ 1000
  IL(2) = MOD(MESHCD, 1000)/ 100
  IB(3) = MOD(MESHCD, 100)/ 10
  IL(3) = MOD(MESHCD, 10)
*
  RETURN
*
ELSE
  WRITE(6,*) '***** ERROR : WMS095 *****'
  WRITE(6,*) ' ILLEGAL MESH-CODE INPUT !!'
  WRITE(6,*) ' MESHCD =',MESHCD
  IRETCD = 900
  RETURN
ENDIF
END
*
*****
SUBROUTINE WMS096 ( MESHCD, IB,IL,IORDER, IRETCD )
*
SUBROUTINE FOR MESH-CODE COMPOSITION : IB,IL ---> MESHCD
*
          CREATED AT 5TH.JUL.1984 BY Y.NISHII
*
*** (ARGUMENTS) ***
*
  MESHCD : (O) MESH-CODE FOR CALCULATED ( NOT CHANGED )
*
  IB(3)  : (I) PARTITIONED MESH-CODE FOR LATITUDAL PART
  IL(3)  : (I) PARTITIONED MESH-CODE FOR LONGITUDAL PART
*
  IORDER : (I) ORDER OF THE MESH-CODE ( 1 TO 3 )
*
  IRETCD : (O) RETURN CODE ( 0 FOR NORMAL END )
*
*****
  PARAMETER ( IB1S=30,IB1E=69, IL1S=22,IL1E=53 )
  PARAMETER ( IB2S= 0,IB2E= 7, IL2S= 0,IL2E= 7 )
  PARAMETER ( IB3S= 0,IB3E= 9, IL3S= 0,IL3E= 9 )
*
  DIMENSION IB(3),IL(3)
*
  IRETCD = 0
*
  IF      ( IORDER.EQ.1 ) THEN
    MESHCD = IB(1)*100 + IL(1)
    RETURN
*
  ELSE IF ( IORDER.EQ.2 ) THEN

```

WMS02210
WMS02220
WMS02230
WMS02240
WMS02250
WMS02260
WMS02270
WMS02280
WMS02290
WMS02300
WMS02310
WMS02320
WMS02330
WMS02340
WMS02350
WMS02360
WMS02370
WMS02380
WMS02390
WMS02400
WMS02410
WMS02420
WMS02430
WMS02440
WMS02450
WMS02460
WMS02470
WMS02480
WMS02490
WMS02500
WMS02510
WMS02520
WMS02530
WMS02540
WMS02550
WMS02560
WMS02570
WMS02580
WMS02590
WMS02600
WMS02610
WMS02620
WMS02630
WMS02640
WMS02650
WMS02660
WMS02670
WMS02680
WMS02690
WMS02700
WMS02710
WMS02720
WMS02730
WMS02740
WMS02750

FILE: WMS09X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

*	10	CONTINUE	WMS02760
		IF (IB(2).LT.IB2S) THEN	WMS02770
		IB(2) = IB(2)+IB2E+1	WMS02780
		IB(1) = IB(1)-1	WMS02790
		GO TO 10	WMS02800
		ENDIF	WMS02810
	20	CONTINUE	WMS02820
		IF (IB(2).GT.IB2E) THEN	WMS02830
		IB(2) = IB(2)-IB2E-1	WMS02840
		IB(1) = IB(1)+1	WMS02850
		GO TO 20	WMS02860
		ENDIF	WMS02870
	30	CONTINUE	WMS02880
		IF (IL(2).LT.IL2S) THEN	WMS02890
		IL(2) = IL(2)+IL2E+1	WMS02900
		IL(1) = IL(1)-1	WMS02910
		GO TO 30	WMS02920
		ENDIF	WMS02930
	40	CONTINUE	WMS02940
		IF (IL(2).GT.IL2E) THEN	WMS02950
		IL(2) = IL(2)-IL2E-1	WMS02960
		IL(1) = IL(1)+1	WMS02970
		GO TO 40	WMS02980
		ENDIF	WMS02990
		MESHCD = IB(1)*10000+IL(1)*100 + IB(2)*10+IL(2)	WMS03000
		RETURN	WMS03010
*			WMS03020
*		ELSE IF (IORDER.EQ.3) THEN	WMS03030
*			WMS03040
*	110	CONTINUE	WMS03050
		IF (IB(3).LT.IB3S) THEN	WMS03060
		IB(3) = IB(3)+IB3E+1	WMS03070
		IB(2) = IB(2)-1	WMS03080
		GO TO 110	WMS03090
		ELSE IF (IB(3).GT.IB3E) THEN	WMS03100
		IB(3) = IB(3)-IB3E-1	WMS03110
		IB(2) = IB(2)+1	WMS03120
		GO TO 110	WMS03130
		ENDIF	WMS03140
*			WMS03150
*	120	CONTINUE	WMS03160
		IF (IB(2).LT.IB2S) THEN	WMS03170
		IB(2) = IB(2)+IB2E+1	WMS03180
		IB(1) = IB(1)-1	WMS03190
		GO TO 120	WMS03200
		ELSE IF (IB(2).GT.IB2E) THEN	WMS03210
		IB(2) = IB(2)-IB2E-1	WMS03220
		IB(1) = IB(1)+1	WMS03230
		GO TO 120	WMS03240
		ENDIF	WMS03250
*			WMS03260
*	150	CONTINUE	WMS03270
		IF (IL(3).LT.IL3S) THEN	WMS03280
			WMS03290
			WMS03300

地質調査所報告(第275号)

FILE: WMS09X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

        IL(3) = IL(3)+IL3E+1
        IL(2) = IL(2)-1
        GO TO 150
    ELSE IF ( IL(3).GT.IL3E ) THEN
        IL(3) = IL(3)-IL3E-1
        IL(2) = IL(2)+1
        GO TO 150
    ENDIF
*
160 CONTINUE
    IF ( IL(2).LT.IL2S ) THEN
        IL(2) = IL(2)+IL2E+1
        IL(1) = IL(1)-1
        GO TO 160
    ELSE IF ( IL(2).GT.IL2E ) THEN
        IL(2) = IL(2)-IL2E-1
        IL(1) = IL(1)+1
        GO TO 160
    ENDIF
*
    MESHCD = IB(1)*1000000 + IL(1)*10000
*           + IB(2)* 1000 + IL(2)* 100
*           + IB(3)* 10 + IL(3)
    RETURN
*
ELSE
    WRITE(6,*) '***** ERROR : WMS096 *****'
    WRITE(6,*) ' ILLEGAL MESH-CODE ORDER !!'
    WRITE(6,*) ' MESH-ORDER =', IORDER
    IRETCD = 900
    RETURN
ENDIF
END
*
*****
*
SUBROUTINE WLL091 ( LAT, LON, LLAT, LLON )
*
*****
*
SUBROUTINE FOR CONVERT (LAT,LON) TO CHARACTER
*           CREATED AT 7TH.JUL.1984 BY Y.NISHI
*
***** ( ARGUMENTS ) *****
*
LAT : (I:REAL*8 ) LATITUDE FOR INPUT
*
LON : (I:REAL*8 ) LONGITUDE FOR INPUT
*
LLAT : (O:CHAR*16) LATITUDE CHARACTER
*
LLON : (O:CHAR*16) LONGITUDE CHARACTER
*
REAL*8 LAT, LON
CHARACTER*16 LLAT, LLON
*
CALL PUT091 (LAT, LON, LATD, LATM, LATS, LATS01, LOND, LONM, LONS, LONS01)
WRITE(LLAT, 600) LATD, LATM, LATS, LATS01

```

WMS03310
WMS03320
WMS03330
WMS03340
WMS03350
WMS03360
WMS03370
WMS03380
WMS03390
WMS03400
WMS03410
WMS03420
WMS03430
WMS03440
WMS03450
WMS03460
WMS03470
WMS03480
WMS03490
WMS03500
WMS03510
WMS03520
WMS03530
WMS03540
WMS03550
WMS03560
WMS03570
WMS03580
WMS03590
WMS03600
WMS03610
WMS03620
WMS03630
WMS03640
WMS03650
WMS03660
WMS03670
WMS03680
WMS03690
WMS03700
WMS03710
WMS03720
WMS03730
WMS03740
WMS03750
WMS03760
WMS03770
WMS03780
WMS03790
WMS03800
WMS03810
WMS03820
WMS03830
WMS03840
WMS03850

直接アクセス・ファイルによる標高データベース・システムの作成(西 祐司)

FILE: WMS09X FORTRAN E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

WRITE(LLON,600) LOND,LONM,LONS,LONS01
IF ( LLAT(14:14).EQ.' ' ) LLAT(14:14) = '0'
IF ( LLON(14:14).EQ.' ' ) LLON(14:14) = '0'
WRITE(LFNOUT,*) ' LAT :',LLAT
WRITE(LFNOUT,*) ' LON :',LLON
RETURN
600 FORMAT(' ',I3,'0',I3,1H',I3,'.',I2,'"')
END

```

WMS03860
WMS03870
WMS03880
WMS03890
WMS03900
WMS03910
WMS03920
WMS03930

FILE: WDAMGGSI EXEC E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

&PRGNAME = &EXEC
EXEC LOGSTART
*
EXEC VSPORT &PRGNAME
*
FI FT15F001 TAP1 ( RECFM FB LRECL 79 BLKSIZE 3160
*I FT15F001 DISK HEIGHT ORIG W ( RECFM FB LRECL 79 BLKSIZE 3160
FI 18 DISK GSIKS110 DAMPNT W4 ( DSORG DA XTENT 388400
*
LOAD &PRGNAME ( ORIGIN 230000
START
*
EXEC TEXTDEL &PRGNAME
EXEC LOGEND &PRGNAME

```

地 質 調 査 所 報 告(第275号)

FILE: SS10GSI EXEC E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

*****
*
*   SS-POINT FILE GENERATION FROM G.S.I ELEVATION DATA
*
*
*       ## G.S.I. : GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE
*
*   ELEVATION DATA SELECTION & UNDEF-VALUE PADDING & POSITIONING
*
*
*               CREATED AT 19TH.MAR.1984   BY Y.NISHI
*               REVISED AT   TH.           BY
*
*****
*
*----- ARGUMENTS -----
*
*   &1 : CONTROL   FILE NAME
*   &2 : POINT     FILE NAME   ( DEFAULT = <CONTROL FILE NAME> )
*   &3 : CONTROL   FILE MODE   ( DEFAULT = W )
*   &4 : POINT     FILE MODE   ( DEFAULT = <CONTROL FILE MODE> )
*   &5 : GSI DATA FILE MODE   ( DEFAULT = E )
*
EXEC LOGSTART
&TYPE ' &EXEC EXEC ' START!! &1 &2 &3 &4 &5
*
Q SEARCH
CP Q V 250
CP Q V 251
* CP LINK PSI   191 250 RR
* &IF &RETCODE = 0 ACC 250 Q
*
&PRGNAME = &EXEC
*
&IF &INDEX > 0 &CNTLFN = &1
&IF &INDEX < 1 &GOTO -INPUT
*
&IF &INDEX > 1 &POINTFN = &2
&IF &INDEX < 2 &POINTFN = &CNTLFN
*
&IF &INDEX > 2 &CNTLFM = &3
&IF &INDEX < 3 &CNTLFM = W
*
&IF &INDEX > 3 &PNTPFM =           &4
&IF &INDEX > 3 &PNTDFM = &CONCAT &4      4
&IF &INDEX < 4 &PNTPFM =           &CNTLFM
&IF &INDEX < 4 &PNTDFM = &CONCAT &CNTLFM  4
*
&IF &INDEX > 4 &GSIFM = &5
&IF &INDEX < 5 &GSIFM = W
&GSIFM = &CONCAT &GSIFM 4
*
-START
*
STATE &CNTLFN CNTLLL &CNTLFM
&IF &RETCODE NE 0 &GOTO -DEFMISS
*

```

FILE: SS10GSI EXEC E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

*
PORTVS &PRGNAME
&IF &RETCODE > 4 &EXIT 888
*
*   G.S.I. ELEVATION FILE ( DAM-FILE )
  FI 15 DISK GSIKS110 DAMPNT   &GSIFM ( DSORG DA   XTENT 388400
*
*   CONTROL-DATA FILE
  FI 11 DISK &CNTLFN  CNTLLL   &CNTLFM
*
*   SS-POINT FILE ( OUTPUT : RANDOM POINT )
  FI 16 DISK &POINTFN  POINT   &PNTDFM (RECFM VBS  LRECL 1296  BLKSIZE 1300
  FI 26 DISK &POINTFN $POINT   &PNTPFM (RECFM F   LRECL 80
*   SS-POINT FILE ( OUTPUT : UNDEF. POINT )
  FI 18 DISK &POINTFN  POINTUN &PNTDFM (RECFM VBS  LRECL 1296  BLKSIZE 1300
  FI 28 DISK &POINTFN $POINTUN &PNTPFM (RECFM F   LRECL 80
*
*
GLOBAL TXTLIB RLIB SLIB VFORTLIB VALTLIB GAALIB KANJLIB UNIRAS2 UTILITY
GLOBAL LOADLIB VFLODLIB
*
*
LOAD &PRGNAME WMP03X WMS09X ( ORIGIN 50000
START
*
*
EXEC TEXTDEL &PRGNAME
EXEC LOGEND &PRGNAME A
*
&EXIT
*
-INPUT
*
&TYPE INPUT FILE NAME FOR POINT DATA OUTPUT ( SS-FILE )
&READ VARS &POINTFN
&TYPE INPUT FILE MODE FOR CONTROL DATA INPUT ( A - Z )
&READ VARS &CNTLFM
&TYPE INPUT FILE MODE FOR POINT DATA OUTPUT ( A - Z )
&READ VARS &PNTPFM
&TYPE INPUT FILE MODE FOR G.S.I. DATA INPUT ( A - Z )
&READ VARS &GSIFM
&PNTDFM = &CONCAT &PNTPFM 4
*
&GOTO -START
*
-DEFMISS
&TYPE ***** &CNTLFN  CNTLLL   &CNTLFM IS NOT EXIST!! *****
EXEC LOGEND &PRGNAME
&EXIT 999

```

地質調查所報告(第275号)

FILE: WMP03XU1 EXEC E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

&PRGNAME = &EXEC
&IF .&1 -- .DISK EXEC LOGSTART
*
EXEC VSFORT &PRGNAME
&IF &RETCODE > 4 &EXIT &RETCODE
*
FI 5 TERMINAL
FI 6 TERMINAL
FI 16 DISK GSIKS110 ORDATA W ( RECFM F LRECL 80
FI 18 DISK GSIKS110 DAMPNT W4 ( DSORG DA XTENT 388400
&IF .&1 = .DISK FI 5 DISK KS110 UPMESH W
&IF .&1 = .DISK FI 16 DISK GSIKS110 RESULT W ( RECFM F LRECL 80
*
LOAD &PRGNAME WMP03X WMS09X ( ORIGIN 230000
START
*
&IF .&1 -- .DISK COPY GSIKS110 ORDATA W GSIKS110 UPDATA W ( REP
*
EXEC TEXTDEL &PRGNAME
&IF .&1 -- .DISK EXEC LOGEND &PRGNAME

```

FILE: WMP03XU2 EXEC E1 GSJ SIGMA VM/SP R4 CMSL 87.12.24

```

&PRGNAME = &EXEC
EXEC LOGSTART
*
*
EXEC VSFORT &PRGNAME
&IF &RETCODE > 4 &EXIT &RETCODE
*
FI 5 TERMINAL
FI 6 TERMINAL
FI 15 DISK GSIKS110 ORDATA W
FI 16 DISK GSIKS110 UPDATA W
FI 18 DISK GSIKS110 DAMPNT W4 ( DSORG DA XTENT 388400
FI 26 DISK KS110 UPDATA W ( RECFM FB LRECL 79 BLKSIZE 3160
FI 27 DISK KS110 UPMESH W ( RECFM F LRECL 80 BLKSIZE 80
*
LOAD &PRGNAME WMP03X WMS09X ( ORIGIN 230000
START
*
&STACK BOT
&STACK GET KS110 UPDATA W
&STACK FILE
XEDIT KS110 UPHIST W
*
R GSIKS110 ORDATA W GSIKS110 ORDATA0 W
R GSIKS110 UPDATA W GSIKS110 UPDATA0 W
EXEC WMP03XU1 DISK
*
EXEC TEXTDEL &PRGNAME
EXEC LOGEND &PRGNAME

```

包蔵水量法による地熱資源評価の研究

宮崎 芳徳*

Geothermal resources assessment by lumped parameter model

By

Yoshinori MIYAZAKI*

Abstract: Various methods are available for assessing geothermal resources. The ones most commonly used are volumetric methods, lumped parameter models (tank model), and distributed parameter models. This paper mainly describes about a simple lumped parameter model with the mathematical formulation and a numerical tank modeling simulation.

In the lumped parameter approach the reservoir system is represented by means of one or at most a few interacting boxes which correspond to the different reservoir zones. From a consideration of mass and heat balances it is possible to predict the total recoverable steam at the separators, which will depend upon parameters such as the reservoir volume, porosity, initial temperature, produced enthalpy, and recharge factor.

The important parameter, recharge factor f , is related with the replenished mechanisms by natural recharge and reinjection of produced fluids. There are two cases, fluid-limited case and heat-limited case, occurred depending upon the initial reservoir energy and the recharge factor.

The author pointed out the errors of mathematical formulations about these fluid-limited and heat-limited cases on Bodvarsson *et al.*'s paper (1984). The volumetric method is compared with a tank model by both an analytical method and a numerical simulation. It is found that the volumetric method is very useful and is compatible with the results of lumped parameter model.

1. はじめに

地質調査所においては、1985年より我が国の全国規模の地熱資源量を容積法を用いて評価してきている。容積法は地下に貯留している熱量を算出して資源量を求める手法であり、地熱探査が未完な段階においては、有効な評価手法としてその価値は高い。しかしながら、地熱貯留層の浸透率と、周囲からのリチャージ量(自然涵養・人工還元を含む)に関しては、資源量算定に大きく影響を与えうるにもかかわらず、これらの把握が探査初期の段階においては困難であるという理由から、容積法には全く考慮されていない。

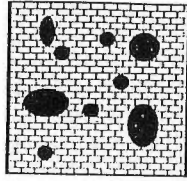
実規模のフィールドにおいて、浸透率とリチャージ量がどれ位かを測定することは至難であるけれども、モデル実験・解析等により、事前にそのパラメータとトータルの資源量との関連を理解・認識しておくことは重要である。包蔵水量法において、2つのケース、fluid limited と heat limited が存在し、リチャージファクタがどう流体産出量に影響を与えうるかについて検討を行ったので紹介する。ここで、包蔵水量法とはランプトパラメータモデルを利用した資源量評価法のことをさす。また、ランプト

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

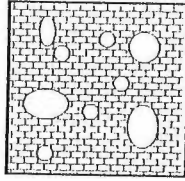
Keywords: volumetric method, tank model, geothermal assessment, fluid limited, heat limited, recharge factor, numerical simulation, TOUGH

(1)



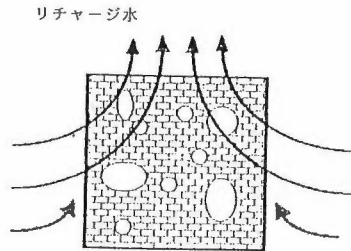
トータルの地熱貯留層熱量
(岩石+初生熱水)の熱量

(2)



初生熱水を採取しただけでは
地熱貯留層熱量の25%まで
熱回収できない。

(3)



どうしてもドライな岩石の保有する
熱量をも、暗黙のリチャージ水によって
熱回収していることになる。

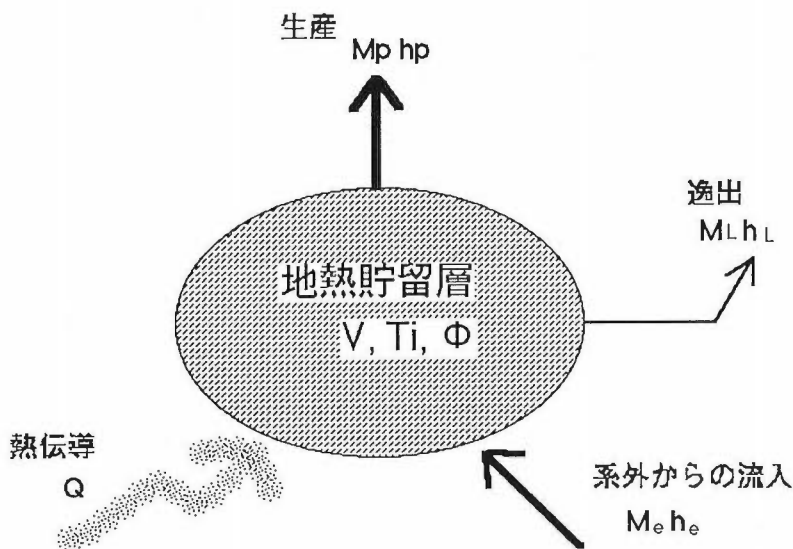
第1図 容積法による(岩石+水)の熱量回収を初生熱水とリチャージ水との挙動を考慮して図化した模式図

Fig. 1 Schematic diagram to show a heat recovery by producing reservoir water and recharge water which extract heat from hot rock.

パラメータモデル手法に関する Bodvarsson *et al.* (1984)の論文で、fluid limited と heat limited の式の導出に誤りあるいは問題点があることを指摘し、heat limited のケースでは流体産出量はリチャージファクタに無関係で一定であることを述べる。

2. 地熱資源評価手法としての包蔵水量法

地熱資源の資源量を評価する手法としては多種多様なものが考えられるが、その中でもオーソドックスで、現在主流になっている手法は、容積法(volumetric method)、ランプトパラメータモデル(lumped parameter model)、分布パラメータモデル(distributed parameter model)である。どの手法を採用するかは、利用できるデータの質と量、探査・開発のステージ、評価の目的等に依存する。容積法については、本報告書の「全国規模地熱資源評価の研究」(宮崎ほか, 1991)に詳しいのでそちらを参照願いたい。容積法においては、貯留層エネルギー(岩石+水)の回収率分だけを採取可能として評価を行っている。



- Mp: エンタルピー h_p なる生産流体量
- ML: エンタルピー h_L の流体が系外へ流出する量
- Me: エンタルピー h_e の流体が系外から流入する量
- Q: 熱伝導による貯留層への熱供給
- V: 貯留層体積
- Ti: 貯留層初期温度
- Φ: 孔隙率

第2図 熱水貯留層のタンクモデル
Fig. 2 Tank model of hydrothermal reservoir.

回収率が25%の場合には、貯留層内の流体のみの採取による熱エネルギーだけでは不十分であり、岩石熱量もある程度 implicit にカウントされていることになる。第1図は、この模式図であり、暗黙に仮定されたリチャージ水によって岩石の保持している熱量が回収されるメカニズムを説明している。容積法では経験的な回収率25%という数字を普通仮定している。この方法は把握の難しいリチャージ水の量や比率などに言及せず評価を行おうとするものである。

ランプトパラメータモデルは、タンクモデルと呼ばれるもので、1個ないしせいぜい2、3個の連結したセルで異なった貯留層ゾーンを表現するものである。貯留層を大きな容器として考え、その内部は常に平衡状態にあるという前提のもとに、蒸気・流体の生産に伴う貯留層内の圧力変化挙動を観測し、初期状態の地熱資源量を推測したり、将来の生産予測を行ったりする方法である。従って、貯留層の内部は、均質な平均的圧力・温度で表わされ、空間的な熱力学・物性の差異は考慮していない。ランプトパラメータモデルを資源量評価に適用した場合、高浸透率ゾーンの広がりや過大評価する危険性がある。浸透率が低めの場合、生産井近傍で圧力の降下が著しくランプトパラメータモデル適用の前提が崩れる。また、液相と蒸気相の混在する二相貯留層に対するタンクモデルの適用については、その単一ブロックモデルの制約上、どうしても二相状態を表現しきれず、従って採取する流体の挙動を含む評価に影響を及ぼしてくるので、注意が必要である。

Whiting and Ramey (1969)のタンクモデルでは、地熱貯留層を液相の水を含む容器として記述し、生産実績へのマッチングにより貯留係数等を求めている。タンクモデルのエネルギーおよび質量バランス

は次式で表現される。

$$MiEi - McEc + V(1 - \Phi)\rho_R C_R(Ti - Tc) = Q - Mehe + Mphp + M_L h_L$$

$$Mc = Mi + Me - Mp - M_L$$

ただし

M : 質量

E : 内部エネルギー

h : エンタルピー

Q : 熱伝導によるエネルギー

V : 貯留層体積

Φ : 孔隙率

なお、添字 i, c, p, e, L はそれぞれ初期値、現在の値、生産、系外からの流入、損失を示す。また添字 R は岩石の物性値であることを示す。第2図は、この熱水型貯留層のタンクモデルを模式的に示した図である。

ランプトパラメータモデルについての応用例としては、Grant *et al.* (1982)に詳しい。地域別としては、ワイラケイ(ニュージーランド)ではWhiting and Ramey (1969), Sorey and Fradkin (1979), Fradkin *et al.* (1981), ブロードランド(ニュージーランド)ではGrant (1977), セロプリエト(メキシコ)ではWestwood and Castanier (1981), クラフラ(アイスランド)ではBodvarsson *et al.* (1984), パカ(ニューメキシコ州)ではKerr (1982)などに紹介されている。ここでいう包蔵水量法とは、探査段階・開発段階のフィールドを対象にランプトパラメータモデルを適用しての資源量評価を指している。

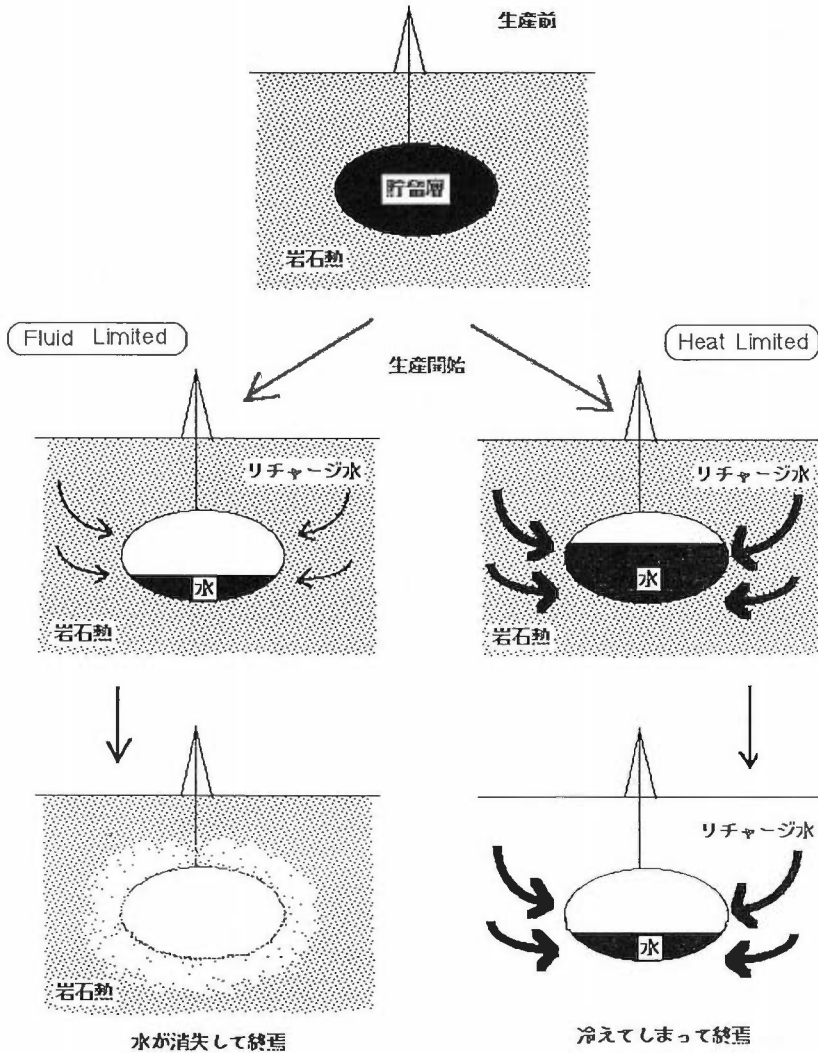
分布パラメータモデルは、貯留層をたくさんのブロックに分割して、質量、運動量、およびエネルギーの保存則を用いてシミュレートし、地熱モデルを構築するものである。モデルとしては、1次元、2次元、3次元すべてが考えられるが、やはり束縛条件を増やす意味で、探査・開発がよく進み、貯留層システムとその物性値が良く判明しているほうが望ましい。従って、坑井の数も比較的多いエリアに限られて採用される場合が多い。応用例としては多岐にわたるが、ワイラケイ(ニュージーランド)ではMercer and Faust (1979), Pritchett *et al.* (1980), Blakely and O'Sullivan (1982), セロプリエト(メキシコ)ではLippmann and Bodvarsson (1983), クラフラ(アイスランド)ではJonsson (1978, 1979), Pruess *et al.* (1984), Bodvarsson *et al.* (1984), パカ(ニューメキシコ州)ではBodvarsson *et al.* (1982), イーストメサ(カリフォルニア州)ではMorris and Campbell (1981), オルカリア(ケニア)ではBodvarsson and Pruess (1981), セラザーノ(イタリア)ではPruess *et al.* (1983)などがある。我が国の例では、霧島の銀湯地域や八幡平の澄川地域についてはMaki *et al.* (1988a, 1988b), 伏目地域や八丁原地域についてはNEDO (1989)などがある。

3. Fluid Limited と Heat Limited

ここで、タンクモデルを使った包蔵水量法、特に本格的な流体生産開始前のヒストリーのないフィールドの評価における問題について詳細に考察する。質量およびエネルギーの保存則を用いて、貯留層の体積、空隙率、初期温度、飽和度、生産エンタルピー、リチャージファクタなどのパラメータを与えることにより、地上セパレータで回収できる蒸気量を予測することが可能である。この場合に2つのケース、fluid limited と heat limited の重要な場合が生ずる。

fluid limited と言うのは、貯留層が保有している熱量に対して、回収輸送手段としての水が絶対的に不足して、その水の枯渇が回収熱量の最大を規制してしまう場合である。換言すれば、リチャージファクタが小さく自然涵養やインジェクションの還元水量が少なく、最終的に地下に岩石熱量が残存してしまふ形態を意味している。

heat limited と言うのは、fluid limited とは逆に、循環する水の量は非常に豊富であるのだが、回収熱量の最大が初期の地熱貯留層内の熱エネルギーに規制されてしまう場合である。従って、リチャージフ



第3図 熱水貯留層の fluid-limited と heat-limited
 Fig. 3 Two cases (fluid-limited and heat-limited) of geothermal reservoir.

ファクタは概して大きいのが普通である。fluid limited では、輸送手段となる水によって、累計生産量は制限されるが、heat limited では、貯留層システムの保有熱量の最大値をとることになる。第3図は、fluid limited と heat limited のケースを模式的に示した図である。

ここで fluid limited と heat limited の2つの場合における累計生産熱量を求める式について検討する。初期の貯留層内の原流体量を M_0 、単位時間あたりに生産される生産量を m とした時の、貯留層内の流体量、累計生産量、累計生産熱量、貯留層内の残存熱量を表わしたのが第1表である。リチャージファクタを f 、生産流体のエンタルピーを h_p 、リチャージ水のエンタルピーを h_r^s (以下、還元水のエンタルピーに等しいと仮定)、初期の貯留層熱量を U としている。ここで、時間 $t_1 (=M_0/m)$ は、貯留層内の原流体が枯渇した時を示しており、もしリチャージファクタがゼロ ($f=0$) であれば、この時間 t_1 が fluid limited の最後の時間となる。時間 $t_{fluid} (=M_0/m(1-f))$ は、あるリチャージファクタ f の際に、地下貯留層内に残存する流体がすべて枯渇した時間を示す。

第1表 タンクモデルによる生産開始後の地熱貯留層内の変化
Table 1 Temporal change of fluid and reservoir parameters after production with a tank model.

時間	貯留層内の流体量	累計生産量	累計生産熱量	貯留層内の残存熱量
0	M_0	0	0	U
1	$M_0 - (1-f)m$	m	mh_p	$U - m(h_p - fh_L^s)$
2	$M_0 - 2(1-f)m$	$2m$	$2mh_p$	$U - 2m(h_p - fh_L^s)$
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
t_1 $\left(= \frac{M_0}{m} \right)$	fM_0	M_0	$M_0 h_p$	$U - M_0(h_p - fh_L^s)$
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
t_{fluid} $\left(= \frac{M_0}{m(1-f)} \right)$	0	$\frac{M_0}{1-f}$	$\frac{M_0}{1-f} h_p$	$U - \frac{M_0}{1-f} (h_p - fh_L^s)$

この時の累計生産量($M_0/(1-f)$)が, fluid limited の場合の採取可能な最大量となる. 従って, 単位発電に必要な蒸気量を ξ , トータルの電気量を W とすると, fluid limited の場合には,

$$W = \frac{M_0}{\xi} = \frac{1}{\xi} X^s \frac{M_0}{1-f} = \left[\frac{1}{\xi} \frac{h_p - h_L^s}{h_V^s - h_L^s} \right] \frac{M_0}{1-f} \quad (\text{fluid limited})$$

ここで X^s は, セパレータでの蒸気品位度 (steam quality) と呼ばれるもので,

$$X^s = \frac{h_p - h_L^s}{h_V^s - h_L^s}$$

従って, 電気量 W は, $(1-f)$ の逆数に比例し, リチャージファクタ f が大きくなればなるほど増加する. Bodvarsson *et al.* (1984) の式では, $M/(1-f)$ ではなく $M/(1-f)^2$ となっているが, これは間違いである. このことは筆者らの問いに対して, Bodvarsson 自身, 彼の書簡の中で認めている.

次に, 貯留層残存熱量がゼロとなる heat limited の場合について考察する. 以下, Bodvarsson *et al.* (1984) の結果をまず紹介する. heat limited の場合の最終時間を t_{heat} とすると,

$$U - t_{\text{heat}} m (h_p - fh_L^s) = 0$$

$$\therefore t_{\text{heat}} = \frac{U}{m(h_p - fh_L^s)}$$

ここで U は貯留層の初期熱量で, 次のように表されている.

$$U = M_0 h_0 + V(1-\Phi) \rho_R C_R (T - T^s)$$

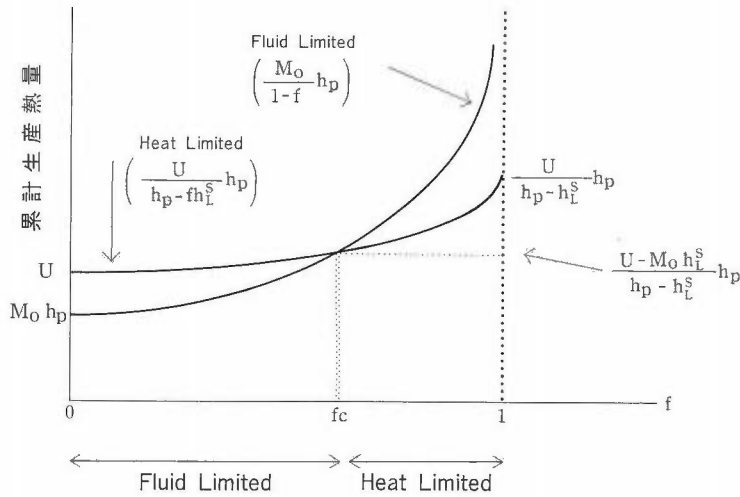
従って累計生産量は,

$$m t_{\text{heat}} = \frac{U}{h_p - fh_L^s}$$

よってトータルの電気量 W は,

$$W = \frac{M_0}{\xi} = \frac{1}{\xi} X^s \frac{U}{h_p - fh_L^s} = \left(\frac{1}{\xi} \frac{h_p - h_L^s}{h_V^s - h_L^s} \right) \frac{U}{h_p - fh_L^s} \quad (\text{heat limited})$$

この式が正しければ, 電気量 W は, リチャージファクタ f が大きくなれば増加することとなる. 後で詳しく記述するが, 結論的に言うと, リチャージが還元水のみの場合, この heat limited の式を使う



第4図 リチャージファクタ f と累計生産熱量(Bodvarssonの式)
 Fig. 4 Recharge factor f and a total produced enthalpy (Bodvarsson's formula).

ことには問題がある。

今、とりあえず、上記の fluid limited と heat limited の両ケースについてまとめて考察すると、

$$\text{fluid limited の時} \quad t_{\text{fluid}} = \frac{M_0}{m(1-f)}$$

$$\text{heat limited の時} \quad t_{\text{heat}} = \frac{U}{m(h_p - fh_L^S)}$$

時系列的に見ると、 $t_{\text{heat}} < t_{\text{fluid}}$ であれば、早く heat limited の制約を受け、その時点までの電気量 W は、heat limited で求めた式となる。逆に、 $t_{\text{heat}} > t_{\text{fluid}}$ であれば、fluid limited のケースとなる。 $t_{\text{heat}} = t_{\text{fluid}}$ の時のリチャージファクタ f を f_c とおくと、

$$\frac{U}{m(h_p - fh_L^S)} = \frac{M_0}{m(1-f)}$$

$$\therefore f_c = \frac{U - M_0 h_p}{U - M_0 h_L^S}$$

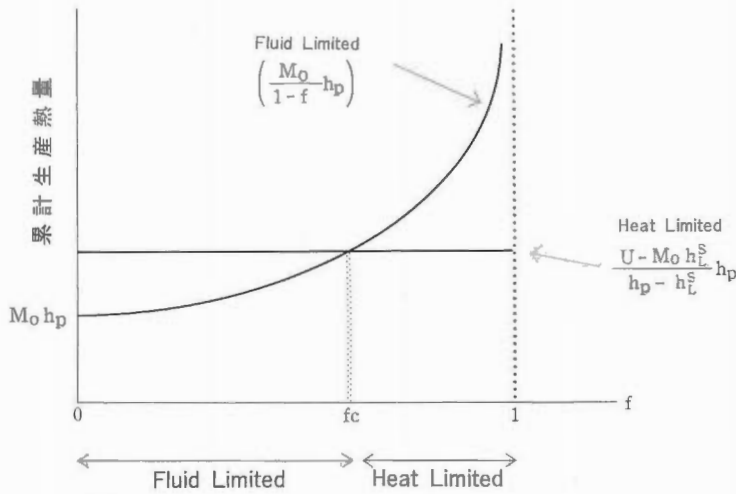
よって

- (1) heat limited ($t_{\text{heat}} \leq t_{\text{fluid}}$) の場合
 $f \geq f_c$ (ただし $f \leq 1.0$)
- (2) fluid limited ($t_{\text{heat}} \geq t_{\text{fluid}}$) の場合
 $f \leq f_c$ (ただし $f \geq 0.0$)

これをリチャージファクタ f と、累計生産熱量とのグラフで表現すると第4図となる。累計生産熱量は、 $0 \leq f \leq f_c$ の領域では、fluid limited の $M_0 h_p / (1-f)$ で、 $f_c \leq f < 1.0$ の領域では、heat limited の $U h_p / (h_p - fh_L^S)$ で表現される。

ここで heat limited の場合、リチャージが還元水のみとした時、リチャージファクタ f を大きくすれば、累計生産熱量も増大するという理解に苦しむ現象が生じる。いくらエンタルピー h_L^S なる流体を補充しても、それは地上セパレータでの発生蒸気量に寄与しないはずである。従って、累積生産熱量は f に依存しないはずである。

上記の heat limited の場合、貯留層の熱エネルギー U の式で、流体部分については絶対値を、岩体部分についてはセパレータ温度 T^S 以上をカウントしている。これは片手落ちで流体部分についてもセパ



第5図 リチャージファクタ f と累計生産熱量(本論文の式)
 Fig. 5 Recharge factor f and a total produced enthalpy (this paper's formula).

レータ温度以上のエネルギーを考慮すべきである。従って U は、

$$U_0 = M_0(h_0 - h_L^S) + V(1 - \phi)\rho_R C_R(T - T^S)$$

$$= U - M_0 h_L^S$$

生産流体、リチャージ流体のエンタルピーについても、セパレータでの液相流体のエンタルピー h_L^S を基準にして、リチャージ流体が還元水のみの場合について heat limited の式を導くと、

$$U_0 - t_{\text{heat}} m \{ (h_p - h_L^S) - f(h_L^S - h_L^S) \} = 0$$

$$\therefore t_{\text{heat}} = \frac{U_0}{m(h_p - h_L^S)}$$

$$= \frac{U - M_0 h_L^S}{m(h_p - h_L^S)}$$

累計生産量は、

$$m t_{\text{heat}} = \frac{U - M_0 h_L^S}{h_p - h_L^S}$$

この式で、累計生産量は、 f に無関係であることに注目していただきたい。従って、トータルの電気量 W は、

$$W = \frac{M_V}{\xi} = \frac{1}{\xi} X^S \frac{U - M_0 h_L^S}{h_p - h_L^S}$$

$$= \left[\frac{1}{\xi} \frac{h_p - h_L^S}{h_V^S - h_L^S} \right] \frac{U - M_0 h_L^S}{h_p - h_L^S}$$

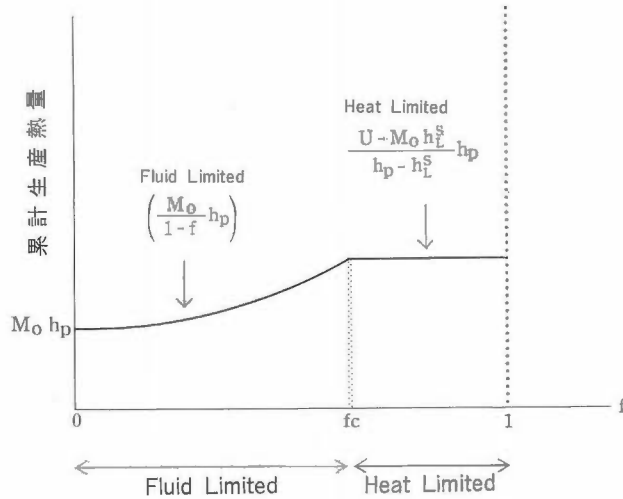
$$= \frac{1}{\xi} \frac{U - M_0 h_L^S}{h_V^S - h_L^S} \quad (\text{heat limited})$$

前と同様に、 $t_{\text{heat}} = t_{\text{fluid}}$ の時のリチャージファクタ f_c を求めると

$$\frac{U - M_0 h_L^S}{m(h_p - h_L^S)} = \frac{M_0}{m(1 - f_c)}$$

$$\therefore f_c = \frac{U - M_0 h_p}{U - M_0 h_L^S}$$

この f_c の値は先に導出した式と全く同じである。しかしながら、この時の累計生産熱量はリチャージ



第6図 fluid-limited と heat-limited を考慮にいたる累計生産熱量
 Fig. 6 Total produced enthalpy with fluid-limited and heat-limited.

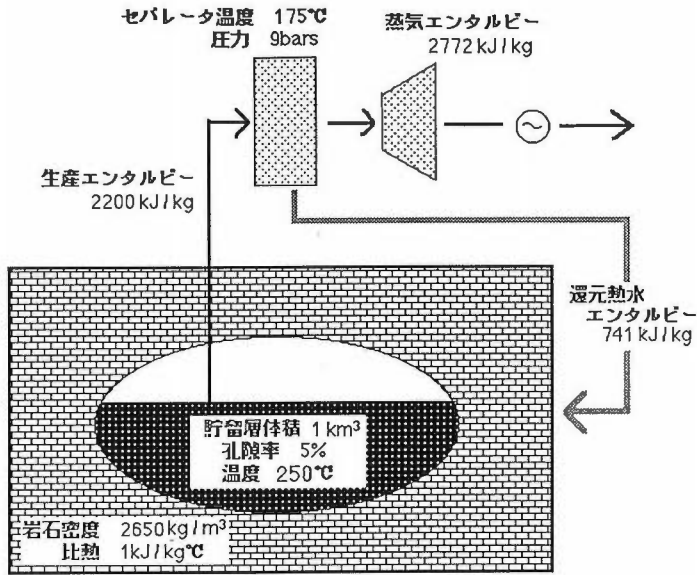
ファクタ f に無関係で、

$$\frac{U - M_0 h_L^s}{h_p - h_L^s} h_p \quad \text{となる.}$$

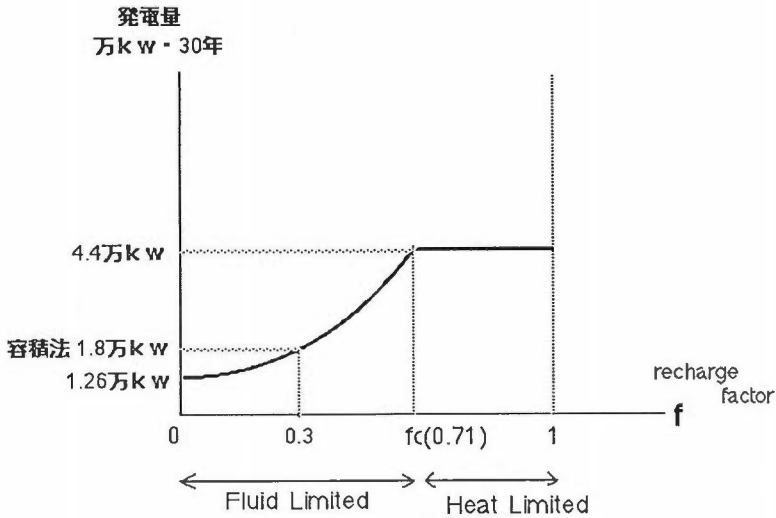
結局、還元水エンタルピー h_L^s を基準値とした修正版の heat limited の場合と、前述の fluid limited との場合とを一緒にまとめると、第5図となる。fluid limited と heat limited との境界のクリティカルな f_c の値や、この時の累計生産熱量の値などは、修正版の数式を用いても全く前述の数式と一致している。fluid limited と heat limited を比較した場合、累計生産量はこの小さい値の方をとるので、最終的には、 $0 \leq f \leq f_c$ の fluid limited 領域では f の増加関数である $M_0 h_p / (1-f)$ なる式で、 $f_c \leq f \leq 1.0$ の heat limited 領域では f に無関係で $(U - M_0 h_L^s) h_p / (h_p - h_L^s)$ なる一定値によって表現される (第6図参照)。

ここで、具体的なタンクモデルを想定し、リチャージが還元水(あるいは同等の“冷たい”水)のみによる場合について、fluid limited と heat limited の2ケースに分けて、各々の電力量 W を算出してみる。第7図は、このタンクモデルを模式化したものである。貯留層体積 1 km^3 、貯留層初期温度 250°C (流体密度 799 kg/m^3 、原流体のエンタルピー 1086 kJ/kg)、孔隙率 5% (岩石密度 2650 kg/m^3 、岩石比熱 $1 \text{ kJ/kg}^\circ\text{C}$)、セパレータ温度 175°C (セパレータ圧力 9 bars 、セパレータでの蒸気エンタルピー 2772 kJ/kg 、セパレータでの流体エンタルピー 741 kJ/kg)、生産流体エンタルピー 2200 kJ/kg 、 $\xi = 2.4 \text{ kg/MJ} = 7.56864 \times 10^7 \text{ kg/MW}_{\text{e, yr}}$ なるパラメータを用いた。

第8図にみるように、30年間発電を行うと仮定すると、リチャージファクタ f により、 1.26 kW から 4.4 kW までその発電量は大きなレンジを有する。 $f=0$ のとき、つまりリチャージファクタが全くなく、貯留層内の原流体を回収してしまったら終わりという場合には、岩石の保有する熱量を全く採取できないので、最小の 1.26 kW しか発電できない。 $0 < f \leq f_c (=0.71)$ の領域は、fluid limited のケースであり、発電量は $1/(1-f)$ の係数に比例して増大する。 $f_c \leq f < 1$ の領域は、heat limited のケースであり、どんなにリチャージファクタを大きくして水の循環を加速させても、当初の貯留層が保持していた熱エネルギーに制限されて、一定値 4.4 kW の発電までで留まる。このように、地熱資源量を評価する場合、タンクモデルのリチャージファクタにより、最終的に算出される発電量は3.5倍ほどのレンジを有して変動する。この解析結果は、換言すれば、フィールド規模において、実際のリチャージファクタがどれ位であるかを把握することが、資源量評価の精緻化において非常に重要であることを意味する。仮にリチャージが還元水のみと仮定した場合でさえ、インジェクションの f はわかっているが最終



第7図 計算に用いたタンクモデル
Fig. 7 Tank model used in this calculation.

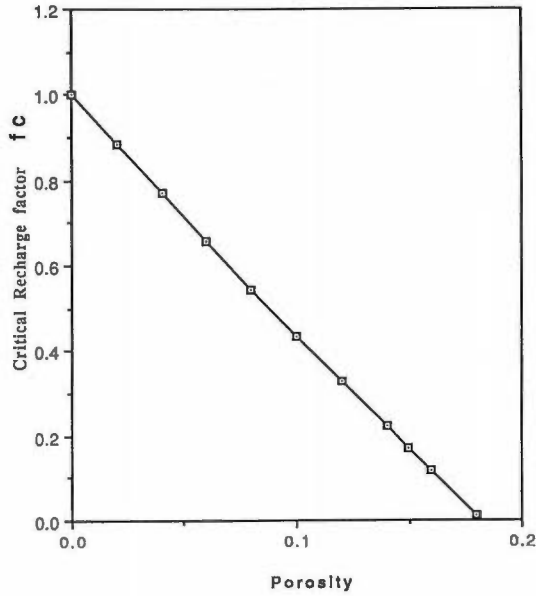


第8図 タンクモデルにより算出された発電量
(同モデルを容積法で評価したケースを含む).
Fig. 8 Electric power calculated by tank model (including a result of volume method).

的に貯留層内の系内に戻ってくる量を見積るのは難しい。

タンクモデルの孔隙率を15%と仮定すると、heat limitedとfluid limitedとの境界のリチャージファクタ f_c は、0.17と非常に小さくなる。つまりほとんどのリチャージファクタ($f_c=0.17 \leq f \leq 1.0$)の領域がheat limitedのケースとなり、上記の孔隙率5%の時とは反対となる。第9図は、孔隙率と f_c との関係をプロットした図である。孔隙率が18%を越えるとfluid limitedの領域は存在しなくなり、すべてheat limitedとなってしまふことを意味している。従って、このモデルの場合、孔隙率が15%以上にな

Porosity and Critical Recharge Factor



第9図 孔隙率と f_c との関係

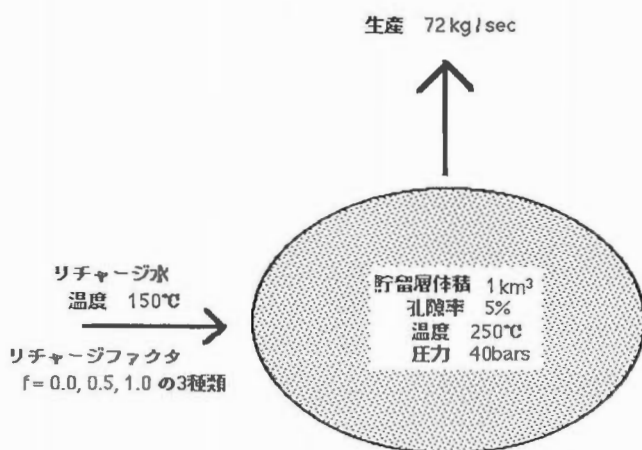
(f_c : fluid-limited と heat-limited との境界のリチャージファクタ)

Fig. 9 Relationship between porosity and f_c (f_c : critical recharge factor between fluid-limited and heat-limited).

ってくると、その資源量は heat limited で一定となり、リチャージファクタ f とは無関係になってくる。

還元水の外に、地表水や周囲の冷水の貯留層への侵入が考えられる。この場合、リチャージファクタを大きく変動させる要因として考えられるパラメータは、降雨量・降雪量の大小、海・湖沼・河川等への近接度、集水面積の広さ、表層地質の透水性(溶結凝灰岩、スコリアなど)、大規模な断層、透水層の有無、カルデラ、陥没地形などの地質構造的要因などがあげられる。これらは地域性があるため、画一的にリチャージファクタ f を決定するのは難しく、また、気象条件・地質構造条件等を把握したとしても、全体のシステムとしての実質的なリチャージファクタがどれ位なのかということとは、大きな隔たりが存在する。資源評価のステージにもよろうが、概査段階であれば、ある程度予測可能な還元水のリチャージ分のみを考慮して f を与え、算出される資源量を下限値と見なすことは可能であろう。

容積法とタンクモデルとを比較検討するために、同一の貯留層モデルに対して、貯留層エネルギー、坑口熱エネルギー、機械的仕事量、発電量の一連のエネルギー量を求めて容積法を適用してみた。その結果、このモデルに対しては、容積法による資源量評価は、約1.8万 kW なる発電量値を得た(第8図参照)。fluid limited の式で、これに対応するリチャージファクタは約0.3である。このことは、原流体量の約30%の水が、自然涵養やインジェクションにより補給されているという前提に、容積法は立脚しているということもできる。地下情報に乏しい段階で資源量評価を実施しなければならないとき、手法的には高度なランプトパラメータ手法を用いたとしてもリチャージファクタが正確に見積れない場合には、どうしてもそこで仮定が混入してくる。この様な状況では、容積法の評価手法は、手法的にはより高度なランプトパラメータ手法のタンクモデルと同程度の資源量予測値を与えてくれると言うことができるであろう。



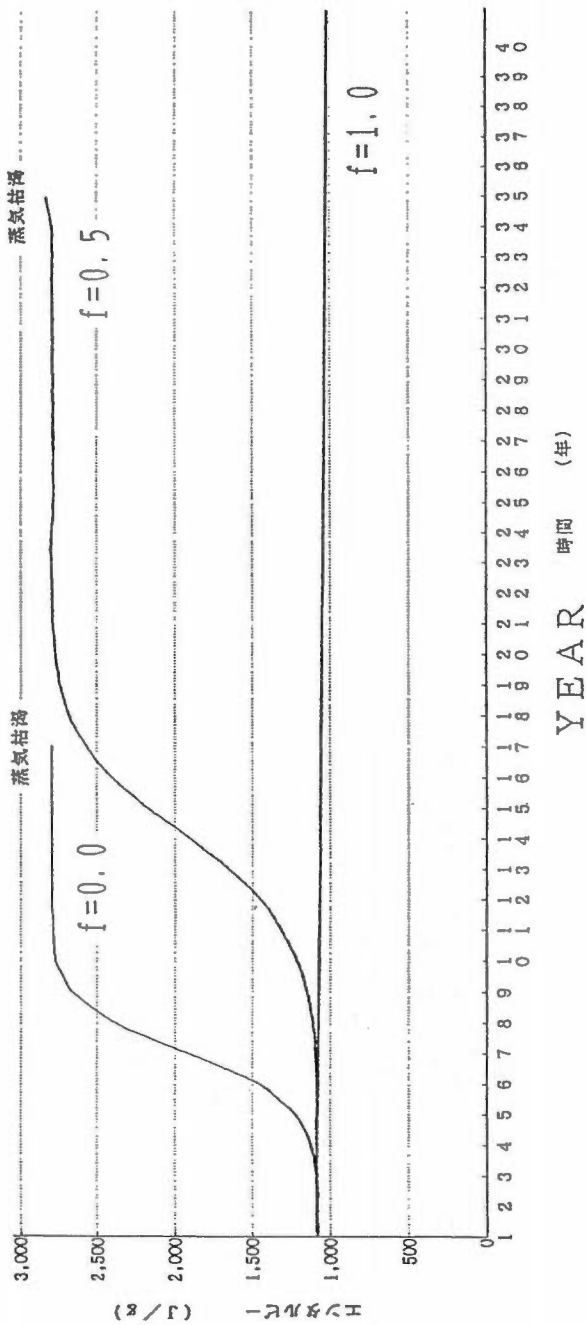
第10図 タンクモデルによる数値シミュレーション
 Fig. 10 Numerical simulation by tank model.

4. タンクモデルの数値シミュレーション

最終的に採取できる累計生産熱量とリチャージファクタについて考察してきたが、生産を開始してからタンクモデルの熱力学的挙動を時系列的に眺めると、例えば液相から二相への変化が貯留層内部で起きている。それに伴い、水が蒸気に変化する際に岩石からの気化熱の採取、その結果としての生産流体エンタルピーの上昇などが現象として生じている。前節までの議論では、これらの現象を考慮しておらず、地熱貯留層の枯渇に達するまで生産流体のエンタルピーは常に一定という仮定が存在した。そこで、タンクモデルによる数値シミュレーションによってこれらの現象がある場合の熱回収量を見積った。

ここで用いたモデルは、第10図に示すようなタンクモデルであり、数値計算にはローレンスパータレイ研究所で開発されたIFDMによるシミュレーション解析プログラムTOUGH (Transport of Unsaturated Groundwater and Heat)を用いた。モデルとしては、貯留層体積 1 km^3 、孔隙率 5%、初期温度 250°C 、圧力 40 bars の圧縮水を考え、生産量を 72 kg/sec (260 t/h) として計算を行った。容積法により計算されるこのモデルの貯留層エネルギー(岩石+水)は、基準温度を 43°C にとると、 $Q = 5.32 \times 10^{17}$ (J) となり、流体のみの保有する熱量は、この約 7.5% の $Q_w = 0.404 \times 10^{17}$ (J) である。岩石のみの貯留層エネルギー Q_r は、 4.92×10^{17} (J) であり、岩石保有熱量は流体の保有熱量の約 12 倍もあることになる。もちろん、初期モデルの孔隙率を大きくすれば、相対的に流体の熱量が岩石熱量に比べて増加する。一般的に言って、現実の貯留層の場合、岩石の保有している熱エネルギーが主であるため、この膨大な岩石熱量をどれほど回収できるかがポイントとなる。それには、熱の輸送媒体である水の存在が不可欠であり、リチャージファクタがどれほど大きいかに依存してくる。還元により、人為的にリチャージファクタを増加させることは容易であるが、実際には高温の生産ゾーンを冷却してしまう危険性があり、如何にこの冷却を回避し、かつ効率よく全体の貯留層中の岩石から熱を回収するかということは難しいテーマである。タンクモデルのシミュレーションの場合には、その貯留層内の温度、圧力、飽和度等は均質と考えるため、インジェクションによる冷却の問題を扱うことは困難であり、このためシミュレーションで得られた最適リチャージファクタをそのままフィールドへ適用するには注意が必要である。

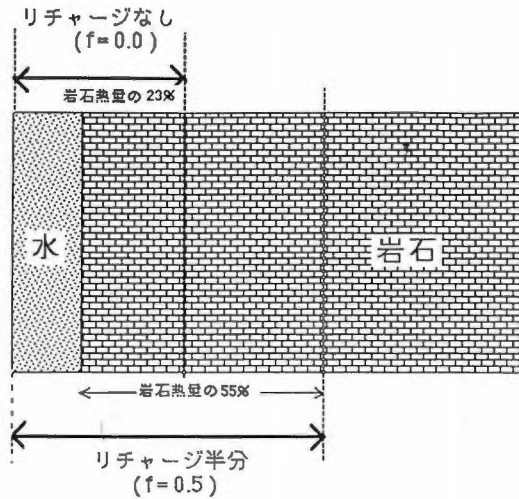
第11図はこのモデルにおいて一定レートで生産される流体のエンタルピー変化を経時的にプロットしたものである。エンタルピーの上昇は、液相から蒸気混入の二相状態へ移行するためである。リチャージ水が全くない場合 ($f=0.0$)、原流体を採取してしまったら、その貯留層はどんなに残存熱量があろう



第11図 タンクモデル内の流体エンタルピーの経年変化
Fig. 11 Temporal change of fluid enthalpy in a tank model.

第2表 生産のみでリチャージが全くないケース ($f=0.0$) における各パラメータの経年変化
 Table 2 Temporal change of temperature, pressure, enthalpy, water saturation for $f=0.0$ (no recharge).

時間 (年)	温度 (°C)	圧力 (10^5 Pa)	生産される流体のエンタルピー (J/g)	生産される流体の液相の割合 (%)
0	250.0	40.0		
1	250.0	39.7	1085.6	100.0
2	249.9	39.7	1086.2	99.9
3	249.9	39.7	1093.1	99.5
4	249.8	39.6	1121.9	97.8
5	249.7	39.5	1213.8	92.4
6	249.3	39.3	1451.4	78.5
7	248.6	38.8	1899.4	52.3
8	247.4	38.0	2397.2	23.3
9	246.0	37.1	2688.2	6.5
10	244.4	36.1	2783.7	1.0
11	242.9	35.2	2801.0	0.5
12	241.3	34.2	2802.1	0.0
13	239.7	33.3	2802.2	0.0
14	238.1	32.4	2802.3	0.0
15	236.5	31.4	2802.3	0.0
16	234.9	30.6	2802.3	0.0
17	233.3	29.7	2802.3	0.0



第12図 リチャージの違いによる岩石熱量の回収
 Fig. 12 Rock heat recovery by a different recharge factor.

第3表 リチャージが $f=0.5$ と $f=1.0$ の時の温度・圧力・エンタルピーの経年変化
Table 3 Temporal change of temperature, pressure and produced enthalpy for $f=0.5$ and $f=1.0$.

時間 (°C)	f=0.5			f=1.0		
	温度 (°C)	圧力 (10^9 Pa)	生産される流体のエン タルピー (J/g)	温度 (°C)	圧力 (10^9 Pa)	生産される流体のエン タルピー (J/g)
0	250.0	40.0		250.0	40.0	
1	249.8	39.6	1084.8	249.6	39.5	1083.9
2	249.6	39.5	1083.8	249.2	39.2	1082.1
3	249.4	39.3	1082.9	248.9	39.0	1080.3
4	249.2	39.2	1082.6	248.5	38.7	1078.4
5	249.0	39.0	1083.8	248.1	38.5	1076.6
6	248.7	38.9	1087.8	247.7	38.2	1074.8
7	248.5	38.7	1097.2	247.4	38.0	1073.0
8	248.3	38.6	1115.7	247.0	37.8	1071.2
9	248.0	38.4	1149.5	246.6	37.5	1069.4
10	247.7	38.2	1207.9	246.3	37.3	1067.7
11	247.3	37.9	1303.1	245.9	37.0	1065.9
12	246.7	37.6	1448.3	245.5	36.8	1064.1
13	246.0	37.1	1650.7	245.2	36.6	1062.4
14	245.1	36.6	1900.5	244.8	36.4	1060.7
15	244.0	35.8	2164.7	244.4	36.1	1058.9
16	242.6	35.0	2400.0	244.1	35.9	1057.2
17	241.1	34.1	2576.8	243.7	35.7	1055.5
18	239.5	33.1	2690.4	243.4	35.5	1053.8
19	237.8	32.1	2754.0	243.0	35.3	1052.1
20	236.1	31.2	2784.9	242.7	35.0	1050.4
21	234.3	30.2	2797.6	242.3	34.8	1048.7
22	232.6	29.3	2801.4	242.0	34.6	1047.0
23	230.8	28.4	2802.0	241.6	34.4	1045.4
24	229.1	27.5	2801.9	241.3	34.2	1043.7
25	227.3	26.6	2801.6	240.9	34.0	1042.0
26	225.6	25.7	2801.3	240.6	33.8	1040.4
27	223.8	24.9	2800.9	240.2	33.6	1038.8
28	222.0	24.1	2800.5	239.9	33.4	1037.1
29	220.2	23.2	2800.0	239.6	33.2	1035.5
30	218.4	22.5	2799.4	239.2	33.0	1033.9
31	216.6	21.7	2798.8	238.9	32.8	1032.3
32	214.8	20.9	2798.2	238.5	32.6	1030.7
33	213.0	20.2	2797.5	238.2	32.4	1029.1
34	211.2	19.5	2796.7	237.9	32.2	1027.5
35	209.4	11.3	2842.3	237.5	32.0	1025.9
36				237.2	31.8	1024.3
37				236.9	31.6	1022.8
38				236.6	31.5	1021.2
39				236.2	31.3	1019.7
40				235.9	31.1	1018.1

とも、その熱量を回収できない(第2表)。生産に伴う圧力減少により、岩石よりある程度の熱量を気化熱として奪うことにより、蒸気量が増加し、エンタルピーが上昇する。そして17年で水(蒸気)が完全に枯渇して生産が停止してしまう。この17年間で回収されるトータル熱エネルギー量は、水のみの熱エネルギー量の約2倍の 0.827×10^{17} (J)である。これは、セパレータ温度より高温な岩石熱量の23%を採取している計算となる。包蔵水量法の fluid limited ではこのような in situ boiling 過程を考慮するとすれば、生産流体のエンタルピーを高く設定することになる。

生産量の半分がリチャージされた場合($f=0.5$)、fluid limited の領域に属するために、最終的には水(蒸気)が枯渇することにより貯留層の生命は終末を迎えるが、 $f=0$ の時と違ってリチャージ水が存在するために、その生産可能期間は約2倍の35年となる(第3表)。この間に回収される総熱エネルギー量は、 1.7×10^{17} (J)であり、貯留層全体として保有するエネルギーの約32%にも相当する。この時、気化熱により、岩石の保有する熱量(セパレータ温度より高温な岩石熱量)の55%を採取している。第12図は、リチャージファクタの変化によりどの程度岩石熱量を回収したかを模式的に示した図である。

生産量と同等量の水を還元に戻した場合($f=1.0$)は、heat limited の領域に属す。リチャージファクタがゼロおよび0.5のケースと違って、貯留層内の圧力減少が緩やかであるため、液相単相状態を保持し続け、最終的には岩石の熱量の100%を回収する。この計算では、タンクモデルであるため、生産エンタルピーが緩やかに減少していくが、実際には cold sweep 過程がうまく働けば、生産ゾーンの温度は熱量枯渇寸前まで高温状態にあることになる。

5. ま と め

ランプトパラメータモデルについて、heat limited と fluid limited の観点より考察を行った結果、リチャージファクタが f_c に達するまでは、貯留層は fluid limited の領域に属し、リチャージファクタが増加すれば累計生産総熱量も増加する。このクリティカルな f_c を越えると heat limited の領域になり、リチャージファクタと無関係に貯留層の当初保有していた熱エネルギーに規制されてしまう。また、Bodvarsson *et al.* (1984)の論文の中にある heat limited, fluid limited 双方の熱量計算の数式記述に誤謬があることを示した。特に heat limited の場合には、トータルに回収される熱量は、リチャージがすべて還元水であるとリチャージファクタ f に無関係で一定であることを数式において導出した。

タンクモデルの数値シミュレーションを行い、経時的なモデルの熱力学的挙動を詳細に検討した結果、リチャージファクタが全くない場合においても、圧力減少に伴うフラッシングにより、岩石熱量の23%を回収できる可能性のあることを指摘した。

タンクモデルを解析的あるいは数値シミュレーション的にとらえたとき、資源量評価においてリチャージファクタが非常に重要なパラメータであることにはかわりはないが、簡便な容積法もその回収率25%なる任意性は拭いきれないが、資源量評価手法として妥当な算定結果を提供してくれることが判明し、改めて再評価した。

包蔵水量法の今後は、より数値シミュレータの適用が重要視されていくであろう。というのは、我が国の地熱レザバの個々の特色に合わせてタンクモデルを開発していくのは大変なことであり、また本論で述べたように実際の二相変化、生産流体のエンタルピー上昇を説明できない。数値シミュレータを利用してランプトパラメータモデルを構築すれば、それぞれの特性を簡単に表現でき、計算時間もそんなに大変でないという利点がある。開発初期段階では、とくに ϕ や f などのパラメータについて感度解析を実施しておくことも非常に有益であろう。

本研究にあたり、小川克郎博士、石戸経士博士との議論は、heat limited, fluid limited の考え方、数式の導出にあたり、非常に参考となりここに厚く感謝したい。とくに小川博士は著者とは別個に Bodvarsson *et al.* (1984)の論文の記述の誤りを指摘されておられたことを付記しておく。矢野雄策技官には、数値シミュレーションに関して有益な助言とご指導をいただいた。

文 献

- Blakeley, M. R. and O'Sullivan, M. J. (1982) Modeling of production and recharge at Wairakei, in Proceedings of the Pacific Geothermal Conference, 4th New Zealand Geothermal Workshop, Univ. of Auckland, p. 13-32.
- Bodvarsson, G. S. and Pruess, K. (1981) Olkaria geothermal field: Numerical studies of the generating capacity of the reservoir, report, 80pp., Virkir Consulting Co., Iceland and Kenya Power Co.
- , Vonder Harr, S., Wilt, M. J. and Tsang, C. F. (1982) Preliminary estimation of the reservoir capacity and the generating potential of the Baca geothermal field, New Mexico. *Water Resour. Res.*, vol. 18, p. 1713-1724.
- , Benson, S. M., Sigurdsson, O., Stefansson, V. and Eliasson, E. T. (1984) The Krafra geothermal field, Iceland, 1, Analysis of well test data. *Water Resour. Res.*, vol. 20, p. 1515-1530.
- , Pruess, K., Stefansson, V. and Eliasson, E. T. (1984) The Krafra geothermal field, Iceland, 2, The natural state of the reservoir. *Water Resour. Res.*, vol. 20, p. 1531-1544.
- , ———, ——— and ——— (1984) The Krafra geothermal field, Iceland, 3, The generating capacity of the field. *Water Resour. Res.*, vol. 20, p. 1545-1559.
- Fradkin, L. J., Sorey, M. J. and McNabb, A. (1981) On identification and validation of some geothermal models. *Water Resour. Res.*, vol. 17, p. 929-936.
- Grant, M. A. (1977) Broadlands: A gas dominated geothermal field. *Geothermics*, vol. 6, p. 9-29.
- , Donaldson, I. G. and Bixley, P. F. (1982) *Geothermal Reservoir Engineering*. 369p., Academic, New York.
- Jonsson, V. K. (1979) Two-dimensional model of injection into a liquid-dominated two-phase production reservoir. Lawrence Berkeley Lab., Berkeley, Calif.
- Kerr, R. A. (1982) Extracting geothermal energy can be hard. *Science*, vol. 218, p. 668-669.
- Lippmann, M. J. and Bodvarsson, G. S. (1983) Numerical studies of the heat and mass transport in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico. *Water Resour. Res.*, vol. 19, p. 753-767.
- Maki, H., Ishido, T., Abe, I., Nobumoto, R. and Okikawa, Y. (1988) A modeling Study of the Natural State of the Kirishima Field. Abstr. Int. Symp. on Geothermal Energy, Kumamoto-Beppu, Japan, p. 144-147.
- , ———, Kubota, Y., Maeda, T., Ariki, K. and Nakai, N. (1988) A modeling Study of the Natural State of the Sumikawa Field. Abstr. Int. Symp. on Geothermal Energy, Kumamoto-Beppu, Japan, p. 148-151.
- Mercer, J. W. and Faust, C. R. (1979) Geothermal reservoir simulation, 3, Application of liquid and vapor-dominated modeling techniques to Wairakei, New Zealand. *Water Resour. Res.*, vol. 15, p. 653-672.
- Morris, C. W. and Campbell, D. A. (1981) Geothermal reservoir energy recovery: A three-dimensional simulation study of the East Mesa field. *J. Pet. Technol.*, vol. 33, p. 735-742.
- 宮崎芳徳ほか(1991) 全国規模地熱資源評価の研究. 地調報告, no. 275, p. 17-43.
- NEDO(1989) 地熱開発促進調査・地熱貯留層評価手法開発報告書.
- Pritchett, J. W., Rice, L. F. and Garg, S. K. (1981) Reservoir simulation studies: Wairakei geothermal field, New Zealand. Rep. LBL-11497, Lawrence Berkeley Lab., Berkeley, Calif.
- Pruess, K., Weres, O. and Schroeder, R. (1983) Distributed parameter modeling of a producing vapor-dominated reservoir: Serrazzano, Italy, *Water Resour. Res.*, vol. 19, p. 1219-1230.
- , Bodvarsson, G. S., Stefansson, V. and Eliasson, E. T. (1984) The Krafra geothermal field,

- Iceland, 4, History match and prediction of individual well performance, *Water Resour. Res.*, vol. 20, p. 1561-1584.
- Sorey, M. L. and Fradkin, L. J. (1979) Validation and comparison of different models of the Wairakei geothermal reservoir. Proc. 5th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford Univ., p. 199-204.
- Westwood, J. D. and Castanier, L. M. (1981) Application of a lumped-parameter model to the Cerro Prieto geothermal field. *Trans. Geotherm. Resour. Council.*, vol. 5, p. 381-384.
- Whiting, R. L. and Ramey, H. L. (1969) Application of material and energy balances to geothermal steam production. *J. Pet. Technol.*, vol. 21, p. 893-900.

データ解釈基準作成の研究

変質鉱物組合せから変質温度を推定するための専門家システム

野 呂 春 文*

An expert system which estimates alteration temperature and pH of hydrothermal water from alteration minerals

By

Harufumi NORO*

Abstract: A computer program for estimating alteration temperature from assemblage of alteration minerals was developed. Functions of the program are 1) to exclude non-hydrothermally altered mineral, 2) to help the user for reaching to exact mineral names, 3) to estimate alteration temperature and 4) to estimate pH of hydrothermal water. User response of the program is sufficiently fast and output results are nearly equal to that of the human experts. The program is written in Prolog/KR on FACOM M780.

1. はじめに

変質鉱物の組合せから変質温度を推定し過去の温度構造を復元する作業が、変質帯調査の重要な目的の1つであることは言うまでもない。この作業の流れを大きく見ると、現地での地質調査とサンプリング、室内での変質鉱物同定、変質鉱物組合せによる変質温度推定、過去の温度構造の復元、という4つのステップに分けられる。

前半2つの自動化はむずかしいけれども、後半2つは計算機によって自動的にこなえる可能性がある。ここでは、そのようなプログラムの検討のために作成した「変質鉱物組合せから変質温度を推定するためのプログラム」について報告する。

2. プログラムの実現

2.1 プログラムの目的

はじめにも述べたように、ここで報告するプログラムは、変質鉱物組合せから変質温度を推定するために用いられる。それを、もう少し正確に述べる。

このプログラムへの入力、1つあるいは複数の変質鉱物名である。出力は、変質温度の推定値である。温度推定値が正確に1つの値として求められるとは考えにくいから、温度範囲が、100°C以下、100°Cから150°C、150°Cから200°C、200°C以上、の4つのクラスのどれであるかの可能性を出力すれば足りるものとする。ただし、ある種の鉱物の場合、温度範囲がかなり細かく推定できることもあるので、そのような場合はそれなりに出力する。また、温度推定値以外に、変質に関与した熱水のpHも同様に推定できるので、それも出力することにする。

* 地質情報センター

* Geological Information Center

Keywords: expert system, Prolog, Prolog/KR, alteration mineral, alteration temperature, hydrothermal alteration, UTI LISP

大筋の入力と出力は上のようにあるが、同定作業から与えられる変質鉱物名を入力するだけで必要な出力が得られるとは考えにくい。なぜなら、温度推定値を得るためには、(1)正確な変質鉱物名の入力が必要であり、しかも、(2)熱水変質による鉱物の名前だけが入力であるべきだからである。この点については後で詳しく述べるので、石英の1例を挙げるにとどめる。石英は初生鉱物としても変質鉱物としても普通に出現する。もし、初生の石英を誤って変質鉱物とした場合、温度の見積りに重大な影響を及ぼす。通常の変質鉱物同定作業が粉末X線回折法だけでおこなわれている現状ではこのような誤りが生じる可能性が高い。なんらかの対策が必要である。そこで、このプログラムは、利用者との対話によって誤りを導く可能性のある鉱物名をチェックして結果を導くものとする。

2.2 温度推定のアルゴリズム

温度推定のアルゴリズムは、人間の方法に単純にならって、各々の鉱物の表引きと、その結果の加算による。変質鉱物がAとBであるとしたときの、温度推定の方法を簡単に説明すると次のようになる。

あらかじめ表を次のように作っておく。鉱物Aが出現すれば温度が100°C以上で200°C以下であるという経験則を、100°C以下の可能性が0、100°Cから150°Cの可能性が2、150°Cから200°Cの可能性が2、200°C以上の可能性が0、と表現する。もう1つの鉱物Bについて150°C以下という経験則があるとすると、100°C以下の可能性が2、100°Cから150°Cの可能性が2、150°Cから200°Cの可能性が0、200°C以上の可能性が0、と表現する。

AとBについての可能性を単純に加算すると、100°C以下の可能性は2、100°Cから150°Cの可能性は4、150°Cから200°Cの可能性は2、200°C以上の可能性は0、となって人間の感覚とよく合う結果が得られる。変質鉱物の種類が多くなるほど結果の信頼性が向上するであろうことも期待できる。

上で述べた、温度の区切りを100°C、150°C、200°Cとする表を以下では「粗い温度知識」とよぶことにする。粗いに対応する「細かい温度知識」というものもある。例えば、雲母/スメクタイトの規則型混合層鉱物は、200°C以上220°C以下という狭い温度範囲で生成すると考えられている。このような知識は、温度範囲を推定するために用いる知識とは異質なので「細かい温度知識」として蓄えておくことにする。また、出力においても「粗い温度見積り」と「細かい温度見積り」の両者を並列する。

pHを推定するための知識も「粗い温度知識」と同様の表で実現する。厳密な区切りを設定することは無理なので、酸性-中性-アルカリ性の3つに区分する。

2.3 プログラムの実現言語

入力された鉱物名に関するチェックをおこなうための利用者との対話、「知識」の参照、デバッグのための実行トレース(1ステップずつの実行や実行の履歴をさかのぼること)がしばしば必要であること、後でのプログラムの変更が容易であること、知識と知識利用プログラムが同一視できること、等の条件を考慮して、このプログラムはPrologで記述した。Prologのシンタックスには、「:—」のいわゆるメダカ表現を用いるDEC10タイプと、LISP風のカッコによるリスト表現を用いるタイプがある。このプログラムでは、知識の表現に優れているLISP風のシンタックスを持つProlog/KR(中島, 1985)を採用した。Prolog/KRは、工業技術院情報計算センターのメインフレームFACOMM780のUTI-LISP(LISPの一方言で日本のメインフレームで広く使われている)の上に実現されており、独自の構造エディター、デバッガー、トレーサーを備えている。日本語による入出力と知識の日本語による表現を可能にするためのProlog/KRの日本語化は、中島秀之氏の許可を得て筆者がおこなった。

2.4 プログラムの構造

プログラムは、大きく分けて全体の流れを制御する述語と知識を記述する述語からできている。前者はC等の通常の手続き型プログラム言語では関数に相当し、後者はデータベースに相当する。Prologではこれらは区別されずすべて述語として実現される。

このプログラムの場合特別な推論機構は必要ないので、Prolog組み込みのパターンマッチ機構とバ

```

MINERAL --> q
仮説 : QUARTZ は変質鉱物である は正しいですか
Y, YES OR N, NO --> Y
MINERAL --> K-F
仮説 : POTASSIUM-FELDSPAR は変質鉱物である は正しいですか
Y, YES OR N, NO --> Y
MINERAL --> SERICITE
仮説 : SERICITE は混合層鉱物ではない は正しいですか
Y, YES OR N, NO --> Y
MINERAL --> END
    
```

鉱物温度計による変質温度の推定結果は以下のとおりです

100度以下の可能性	0
100度から150度の可能性	1
150度から200度の可能性	1
200度以上の可能性	3

特定の鉱物の細かい温度スケールが適用されて
SERICITE NON MIXED LAYER から 240度以上320度以下
と推定されます

鉱物による pH の推定値は以下のとおりです

酸性の可能性	3
中性の可能性	3
アルカリ性の可能性	1

推定に用いた鉱物は
SERICITE POTASSIUM-FELDSPAR QUARTZ
です

Fig. 1 An example of interactive session of the program.

ックトラック機構のみを使用している。すなわち、何か単語が入力されるとパターンマッチ機構によってその単語に対応する知識の述語が検索されてアクションが起こる。アクションの実行に失敗するとバックトラックによって次の候補の検索とアクションの実行に移る。

例えば鉱物名が入力された場合、それに対応する述語が起動されて入力確認用知識によるチェック作業が始まる。利用者との対話あるいは他の述語の利用によってチェックをクリアすれば、温度知識と pH 知識によって「結果述語」の更新がおこなわれて次の入力待ちにうつる。一方、チェックをクリアしなかった場合は、バックトラックによって他の知識への照合がはじまる。最終的に照合に失敗すれば結果述語の更新がおこなわれずに次の入力待ちにうつる。

鉱物名の代わりに制御用の単語、例えば結果の強制出力を意味する「RESULT」等が入力された場合、それに対応する実行制御用の述語が起動される。プログラムの知らない単語が入力された場合は単に無視して次の入力待ちにうつる。これがプログラムの流れである。このプログラムの実行例を第1図に示す。

2.5 プログラムで用いる知識

プログラムで用いる知識は、(1)粗い温度知識、(2)細かい温度知識、(3)pHの知識、(4)入力確認用知識、の4つからなる。知識の例を第2図に示す。(1)、(2)と(3)についてはすでに述べたので繰り返すことはせず、(4)について説明する。

入力確認用知識は、熱水生成鉱物のみをしかも正しい名前を入力するために用いられる。鉱物名の省略形や鉱物群の総称名を入力した場合に利用者との対話で正しい鉱物名に到達できるように助ける役割である。入力確認用知識は、他の知識と同様に鉱物ごとに異なる。その最も簡単な例は、アルーナイト

```

((M95 (条件部 MICA (チェック条件 (MICA IS CLAY)))
(帰結部 (FORMAT "MICAはSERICITEであると考えられます/N")
(送信 SERICITE))))
((M96 (条件部 MICA (チェック条件 (MICA IS DI-OCTAHEDRAL)))
(帰結部 (FORMAT "MICAはMUSCOVITEであると考えられます/N")
(送信 MUSCOVITE))))
((M97 (条件部 MICA (チェック条件 (MICA IS TRI-OCTAHEDRAL)))
(帰結部 (FORMAT "MICAはBIOTITEであると考えられます/N")
(送信 BIOTITE))))
((M99 (条件部 ILLITE) (帰結部 (送信 SERICITE))))
((M100 (条件部 SERICITE (チェック条件 (SERICITE IS NOT MIXED-LAYER)))
(帰結部 (おおまかな温度 SERICITE (0 0 0 1 1))
(PH (1 1 1 0))
(細かい温度目盛り
(SERICITE-NON-MIXED-LAYER
HIGHER-THAN-240-LOWER-THAN-320))
(鉱物名 SERICITE))))
((M101 (条件部 SERICITE) (帰結部 (送信 MICA-SMECTITE))))
((M102 (条件部 MICA-SMECTITE
(チェック条件 (MICA-SMECTITE IS REGULAR MIXED-LAYER)))
(帰結部 (おおまかな温度 REGULAR-MICA-SMECTITE (0 0 0 1 0))
(PH (1 1 1 0))
(細かい温度目盛り
(REGULAR-MICA-SMECTITE
HIGHER-THAN-200-LOWER-THAN-220))
(鉱物名 REGULAR-MICA-SMECTITE))))
((M103 (条件部 MICA-SMECTITE)
(帰結部 (おおまかな温度 MICA-SMECTITE (0 1 1 1 0))
(PH (1 1 1 0))
(鉱物名 MICA-SMECTITE))))
((M104 (条件部 MICA-MONTMORILLONITE) (帰結部 (送信 MICA-SMECTITE))))
((M104-2 (条件部 ILLITE-MONTMORILLONITE)
(帰結部 (送信 MICA-SMECTITE))))

```

Fig. 2 Examples of knowledge base of the program. Each knowledge makes one Horn clause of Prolog/KR.

等のそれである。アルーナイトは、少なくとも日本の環境では常に熱水変質の産物であり、同定を間違える恐れもすくない。そこで、アルーナイトの入力確認用知識は空である。次に単純な例は石英のそれである。「熱水変質の産物であるか」という質問をするというのが知識の内容である。複雑な例としては、雲母の知識がある。「2八面体型か3八面体型か」から始まって、「マクロスコピックな雲母か雲母粘土鉱物か」、「混合層鉱物か」、「規則型混合層鉱物か不規則型混合層鉱物か」まで質問をしなければならない。プログラムは、これらの質問に対する利用者の応答を利用して正しい知識に到達する。

各鉱物ごとの温度とpHの知識は、金原(1982)および林(1986)をもとにして作成した。鉱物の種類は約60種類である。入力確認用知識は、筆者が作成した。知識の総数は100程度と比較的少数である。

3. 実例を用いた検討

3.1 検討結果

作成したプログラムの有効性を確認するために、高島(1985)による温度とpHの見積り結果との比較をおこなった。

(1) パイロフィライト-ディッカイト-カオリナイト-アルーナイト-石英の組合せを、高島は酸性で250°C以上と解釈している。このプログラムでは、粗い温度知識とpH知識からは酸性で200°C以上、細かい温度知識からはパイロフィライトと石英の組合せが効いて250°C以上という結果を出す。

(2) クリストバライト-アルーナイトの組合せを、高島は酸性で100°C以下と解釈している。このプログラムでは粗い温度知識とpH知識のみが適用されて、同じように酸性で100°C以下という結果を出す。

(3) 石英-カリ長石-セリサイトの組合せを、高島は中性で250°C前後と解釈している。このプログラムは、粗い温度知識と pH 知識の適用によって中性で200°C以上、セリサイトに関する細かい温度知識から240°C以上320°C以下という結果を出す。

(4) クローライト-セリサイト-エピソード-石英の組合せを、高島はアルカリ性で250°C前後と解釈している。このプログラムは、粗い温度知識と pH 知識から中性ないしアルカリ性、クローライトとセリサイトに関する細かい温度知識から220°C以上350°C以下という結果を出す。

これらの例では、高島による見積りとプログラムで得られた結果は良く一致している。

しかし、アルーナイト-カオリナイト-石英-クリストパライトの組合せを、高島が酸性で約250°Cと解釈している例では、プログラムは酸性で温度は200°C以下という結果を出しており若干の食い違いがある。高島は見積り結果のみを示しているので正確な議論はできないが、他の鉱物を見る限り食い違いの原因はクリストパライトの寄与の評価にあると考えられる。クリストパライトは普通は比較的低温で生成するという知識をこのプログラムは他の鉱物に関する知識と同じ重みで利用しているのに対して、高島の見積りではクリストパライトの寄与を低く評価しているのではないかと想像される。

3.2 プログラムの問題点と解決策

以下では、このプログラムで経験した問題点を検討する。

(1) 初生鉱物を誤って入力すると、温度が著しく高く見積られてしまう。プログラムでは、この点を入力時にチェックはするが完璧ではない。石英の例を前に挙げたが、例えば雲母などでもしばしばこの混乱がおこる。

(2) 風化生成鉱物を誤って入力すると、温度が低い方にずれてしまう。プログラムでは、「熱水変質の産物か」という質問でチェックはするが完璧ではない。

(3) アルーナイトのように広い温度範囲で出現する鉱物は、温度推定の場合に雑音源になりがちである。

これらの問題点の解決策を検討してみる。まず、第3番目の問題点の解決は比較的容易で、そのような鉱物の温度に関する知識を取り除くか、あるいは温度見積りへの寄与をゼロにしまえばよい。アルーナイト以外にジプサム、アンハイドライト、カルサイト、ドロマイト、パイライト等である。ただし、これらの鉱物は、pHの推定には有用である。

1番目および2番目の問題点は、プログラムの問題点と言うよりむしろ変質鉱物同定作業の問題点でありプログラムの改良による対処は困難である。

1番目の問題点である、初生鉱物と変質鉱物との混同は、薄片の顕微鏡観察をおこなえばきわめて容易に避けることができる。しかし、粉末 X 線回折のみでの判定は不可能である。鉱物同定に光学顕微鏡観察を併用すべきである。

2番目の問題点である、熱水変質鉱物と風化生成鉱物の混同を避けることはむずかしい。ハロイサイトのように熱水変質鉱物であることがきわめて希でしかも正確な同定のむずかしい鉱物は知識から除いた方が良いと思われる。熱水変質鉱物、風化生成鉱物の両方が普通であるカオリナイトは結晶の構造不整合の度合に大差があるので、注意深い X 線回折法で判別が可能である。丁寧な同定作業が望まれる。

4. 結 論

変質鉱物組合せから変質温度を推定する作業は、ここで紹介したような簡単なプログラムでも実用的におこなえるということがわかった。ただし、プログラムが正当な結果を出すこと的前提は、変質鉱物の正確な同定であり、その点についての改善が望まれる。

謝辞 この研究を進めるにあたって、花岡尚之博士、金原啓司博士に御討論をいただいた。記して感謝いたします。

文 献

- 林 正雄(1986) 地熱帯の粘土鉱物と産状. 鉱物雑, vol. 17, 特別号, p. 9-16.
- 金原啓司(1982) 変質帯調査. 地熱開発総合ハンドブック(湯原浩三編), (株)フジテクノシステム, p. 41-52.
- 中島秀之(1985) 知識表現と Prolog/KR. 産業図書, 179 p.
- 高島 勳(1985) 北部九州八丁原-野矢及び周辺地域の広域地熱変質と熱水系. 日本地熱学会誌, vol. 7, p. 19-40.

広域的探査データからの地熱有望地区抽出の試み

村岡洋文*・田中壮一郎**

A trial on extraction of the prospective geothermal areas from the regional exploration data

By

Hirofumi MURAOKA* and Soichiro TANAKA**

Abstract: In order to extract prospective geothermal areas by the regional exploration data, a simple and general knowledge base is considered and a series of basic programs is made for personal computers. The temperature logging data are the best data to estimate the thermal structure but are not easily acquired. Therefore, the subsurface temperature is standardized to a simple curve and it is estimated not only by the temperature logging data but also by the chemistry of hot springs. Reservoir structure is interactively designed by users. Geothermal resources can be volumetrically calculated by these programs. The series of programs has been tentatively applied to the Hakkoda and Niseko geothermal areas. The results show that the extraction of prospective geothermal areas are well consistent with those published in literatures, but some improvement is required on the quantitative estimation of the geothermal resources.

1. ま え が き

資源探査の分野では、探査の事例が蓄積されてくると、次第に一般的な探査データの解釈基準が知られるようになる。このような解釈基準は、専門家のノウハウであることが多い。しかし、最近ではコンピュータのソフトウェア技術の隆盛とともに、これを客観的に記述し、広く専門家以外の利用に供しようという気運が強い。本研究は地熱資源探査の分野で、このようなデータ解釈基準の作成を試みたものである。本研究は、その性格上、試論的とならざるを得ない。にもかかわらず、このような研究の努力は必要のように思われる。なぜならば、1973年秋の石油危機以来本格化したわが国の地熱探査は、全国的な規模で地熱に関する広域的データを蓄積しつつあり、今やそれらを総合的・一般的に理解すべき趨勢にあるからである。

本研究の目的は、全国地熱資源総合調査(第2次・第3次)のような広域的探査から得られる様々な地熱探査データをもとに、地熱有望地区を抽出するための一般的なデータ解釈基準を作成することにある。ここにいうデータ解釈基準の作成は、主に地表調査データを扱うことを想定している。坑井の温度検層データがあれば利用するが、温度検層データがない地域にも適用できることを目標としている。したがって、精査段階の探査や貯留層評価などに比べて、はるかに概査的な段階を想定している。その応用としては、例えば、国内における初期段階の地熱探査や既存資料の少ない海外の地熱探査などが考えられる。しかしながら、地表の探査データのみから地下のことを推定することは、多くの場合、非常に

* 地殻熱部 ** 同和工営調査資源本部

* Geothermal Research Department * Dowa Engineering Co. Natural Resources Division

Keywords: prospective geothermal area, personal computer, temperature logging, thermal structure, subsurface temperature, hot spring, geothermal resource, volumetric method, Hakkoda, Niseko, knowledge base, regional exploration, rule

困難である。また、様々な探査データを用いることが望ましいが、探査データが多種多様になるほど、その解釈基準の作成は錯綜してくる。そこで、本研究では粗削りにせよ、ともかくデータ解釈基準の原型を作ってみることを主眼とした。

本報では、先ずデータ解釈基準の概要について述べ、これをもとに試作した、地熱有望地区抽出のためのパーソナルコンピュータ用ソフトウェアについて述べる。なお、本報の末尾に付録としてプログラムの一部を添付した。

謝辞 本研究は新エネルギー・産業技術総合開発機構の全国地熱資源総合調査(第2次・第3次)と緊密な協力体制のもとに進められ、同調査の成果に負う所が大きい。特に、もと新エネルギー総合開発機構地熱調査部の馬場健三(現東電設計㈱)、高木慎一郎および堀 昌雄(現日本鉱業㈱)の各氏には終始お世話になった。地質調査所の小川克郎、岡部賢二、中井順二、長谷紘和、津 宏治、玉生志郎および野田徹郎の各氏には、国土地熱資源評価技術に関する研究を一環して、御支援を受けた。以上の各位に心から謝意を表する。

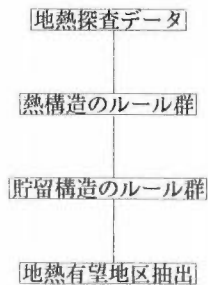
2. 基本的な考え方

地熱有望地区とは、地熱資源の存在確率が高い地域である。ここで、地熱資源を、最も実用的価値の高い、高温の地熱流体に限定すると、地熱有望地区は、大きな熱量と流体とが同時に存在する確率の高い地域として定義される。いま、熱の流れを表す3次元な温度分布のことを熱構造と呼ぶと、大きな熱量の存在はこの熱構造を調べることによりわかる。また、いま、流体が賦存する浸透性の高い地質構造のことを貯留構造と呼ぶと、流体の存在はこの貯留構造を調べることによりわかる。したがって、地熱有望地区は第1図に示すように熱構造と貯留構造に関する2群のルールにより抽出できる。

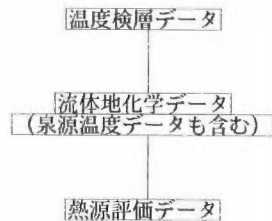
3. 熱構造ルール群

当面は使用する地熱探査データを第2図に示す3種類のデータに限定する。これらは広域地熱探査で一般的に取得されている探査データであり、かつ、経験的にも原理的にも熱構造に対する指向性が高いことから選定した。このうち、上位のデータほど、経験的にも原理的にも有能な熱構造の指示者と考えられ、上位のデータほど優先的に利用することとする。また、ここで使用するデータは全て、最終的には熱構造を表現する必要があるが、最終的には温度検層データと等価の情報に換算する。

なお、温度検層データや流体地化学データはランダムデータとして、それぞれのサイトの熱構造情報を与えるものとし、最終的にはグリッドデータに換算して、コンタリングのコントロールポイントとする。また、熱源評価データは、温度検層データや流体地化学データが欠除した地域のみを補間するものとする。



第1図 データ解釈基準の全体構成
Fig. 1 Framework of the knowledge base.



第2図 熱構造ルール群の構成
Fig. 2 Framework of rules on the thermal structure.

3.1 温度検層データに関するルール

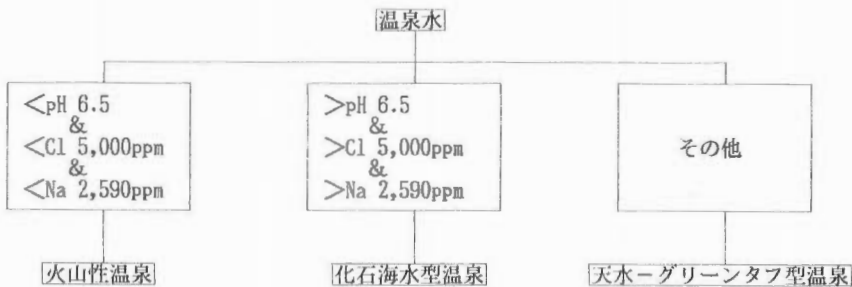
様々のデータは最終的に、温度検層データと等価のデータに換算する。このため、温度検層データが上昇流帯や下降流帯などの詳細な情報を含んでいるからといって、これのみを詳細に解析しても必ずしも有意義でない。むしろ、温度検層データ自体を大幅に規格化する必要がある。ここでは、規格化された温度検層データとして、林(1982)の活動度指数曲線を用いる。林(1982)の活動度指数曲線は、 $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ の地下増温曲線を0とし、純水の沸騰曲線を100として、その中間を等分に指数づけしたものである。熱構造のルール群は、様々な地熱探査データを林(1982)の活動度指数に換算するための手順を与えるものである。

温度検層データのパターンには、上昇流型、下降流型、側方流型、熱伝導型などがある。林(1982)の活動度指数曲線を用いて、現実の温度検層データを規格化すると、上昇流型のパターンはよく近似されるが、下降流型、側方流型および熱伝導型などのパターンは必ずしもうまく近似されない。しかし、地熱有望地区はおおむね上昇流型の地域であるから、上昇流型のパターンがうまく近似されることが最も重要である。上昇流型以外の地域で、温度検層パターンがうまく近似されないことは、必ずしも致命的な欠陥ではない。しかも、上昇流型とそれ以外の下降流型などは活動度指数そのものの値によって、相対的に区別することができる。温度検層データ以外のデータを生かすためには、当面、このような規格化が必要と思われる。

坑井の温度検層データは、原則として、Standing Time 120時間以上のものを用いる。浅すぎる坑井や地下水位より上の不要なデータを排除するため、原則として100 m 以深の温度検層データについて計算する。その際、50 m ごとの各深度で活動度指数を計算し、その平均をある坑井の活動度指数とする。

3.2 流体地化学データに関するルール

温泉水の化学分析値から貯留層の温度または深度を求める方法は野田(1986)によって提案された。この方法は地化学温度と野田(1987)のアニオンインデックスを統合したものである。すなわち、アニオンインデックスの第1項 $\text{SO}_4/(\text{Cl}+\text{SO}_4)$ が H_2S や SO_2 ガスの上昇に伴う地下水の加熱など垂直方向の成分移動に対応するのに対し、第2項 $(\text{Cl}+\text{SO}_4)/(\text{Cl}+\text{SO}_4+\text{HCO}_3)$ は地熱流体の水平移動に伴う冷却や地下水の混合過程に対応している。したがって、第2項が1の場合は沸騰曲線を表し、0の場合は通常の熱伝導地域などベースの温度曲線を表すものとみて、地下温度を見積もることができるという訳である。本報では、この方法を踏襲しつつ、火山性温泉の分布しない地域などを考慮して若干の多様化を試みた。野田(1986)の方法はわが国の典型的な地熱地域における火山性の温泉を対象としている。しかし、いわゆるグリーンタフ地域などには、これに加えて、グリーンタフ型の温泉や化石海水型の温泉が分布していることが多い(Sakai and Matsubaya, 1974)。グリーンタフ型の温泉についていえば、地下水がグリーンタフ中の海水起源の塩類を溶脱して、 SO_4 に富んでいる。この SO_4 に関しては、火山ガス起源ではないので、アニオンインデックスをそのまま適用することができない。同様に化石海水型の温



第3図 温泉分類法
Fig. 3 Criterion of classification of hot springs.

泉は地層中に封入された海水に由来する多量の Cl を含んでおり、アニオンインデックスをそのまま適用することができない。以上のことを考慮して、以下のルールを作成した。

原則として、温泉水の化学データを対象とし、深部掘削により得られた高塩濃度の地熱流体は扱わない(野田, 1987)。先ず、第3図のように、容易に入手しうる pH, Na 濃度および Cl 濃度といった3つのパラメータにより、温泉水を3つのタイプに分類する。ここで、pH の6.5という敷居値は、酸性の火山性温泉水をその他から区別するために設定した。Cl 濃度の5,000 ppm という敷居値は、塩濃度の高い化石海水をその他から区別するために設定した。Na 濃度の2,590 ppm という敷居値は、単に Cl 濃度の5,000 ppm と同一の当量濃度としたものである。

火山性温泉水については次の計算式で、活動度指数に相当する値を算出する。

$$AI = 75 \frac{Cl + SO_4}{Cl + SO_4 + HCO_3} + 0.25T \quad (1)$$

ただし、(1)式で、化学種はその当量濃度を意味し、Tは泉源温度(°C)である。これはアニオンインデックスの第2項の重みを75%、温泉の泉源温度の重みを25%としたものである。温泉の泉源温度を評価に加えたのは、林(1982)の指摘するように泉源温度はごく大まかに活動度指数を表すと考えられるからであり、アニオンインデックスのみによる評価の危険率を軽減させるためである。

化石海水型温泉水については次の計算式で、活動度指数に相当する値を算出する。

$$AI = T \quad (2)$$

化石海水型の温泉については、アニオンインデックスの適用がほとんど不可能な上に、その他の適当な指数もみつからない。よって、泉源温度の貢献度を100%とする。

天水-グリーンタフ型温泉水については次の計算式で、活動度指数に相当する値を算出する。

$$AI = 50 \frac{Cl}{Cl + HCO_3} + 0.5T \quad (3)$$

グリーンタフ型の温泉については、海水起源の塩類に由来する SO_4 を含んでいる。よって、アニオンインデックスの第2項から SO_4 を削除するとともに、泉源温度の貢献度を50%とした。ここで SO_4 を削除したのは、一般にグリーンタフ型温泉においては、 SO_4/Cl 比が海水や化石海水型温泉に比べて高く(酒井・大木, 1978)、 SO_4 の溶脱が重要であるからである。ところで、ここでの取り扱いには次のような原理的な問題点が残されている。すなわち、グリーンタフ型温泉の Cl もまた、地層中の塩類から溶脱されたものとすれば、(3)式の $Cl/Cl + HCO_3$ 項が、地熱地域の中心への近接度を表すという保証はなくなってしまふ。しかし、八甲田地熱地域でグリーンタフ型温泉とされた大鱒温泉などの例からみると、グリーンタフ型温泉といえどもその熱源は火山性といえる(村岡・上田, 1991)。そうすると、それらに深部熱水起源の Cl の寄与が皆無とはいえず、また、海成層中の塩類起源の Cl に関してもその溶脱は温度に依存していると考えられる。そこで、ここではとりあえず(3)式を経験的な式として用いる。

3.3 熱源評価データに関するルール

このルールは、温度検層データや流体地化学データが入手できない場合にのみ適用する。マグマ性熱源のうち、アルカリ岩系とソレライト岩系とは、地殻浅所にマグマ溜まりをつくっているか否か不明であり、アイスランドやハワイなどごく一部の例外(ホットスポット)を除いて、表層の地熱現象に寄与している例が少ない。よって、複成火山をつくっているカルクアルカリ岩系のみを対象として、熱源評価ルールを適用する。ルールの第1として、各岩系の区別は化学組成によるものとし、アルカリ岩系と非アルカリ岩系の区別は久野(1954)、ソレライト岩系とカルクアルカリ岩系の区別は Miyashiro (1974)にしたがって行う。ルールの第2として、マグマ性熱源の残存熱量の見積りを、Smith and Shaw (1975, 1979)の方法を多少修正して用いる(村岡, 1991aを参照)。この方法により、マグマ性熱源の現在の平均温度も同時に推定する。ルールの第3として、マグマ性熱源の水平的位置をカルデラなど複成火山の構造により決める。

これらの手順から、マグマ性熱源の現在の位置や平均温度などが決まり、マグマ上面から地表までの

間の線形の温度勾配を作成することができる。これを温度検層データと同じ手順で活動度指数に換算する。しかし、それはきわめて大まかな推定であり、温度検層データや流体地化学データが欠除した一定以上の大きさの空白域を補間するときのみ適用する。

4. 貯留構造ルール群

一般的にいて、地下の三次元的な地質構造がわかっている地域はまれである。そのため、貯留構造のルールでは、地下地質構造の単純化・規格化をどう扱うかという問題に直面している。この単純化・規格化の問題は、地熱資源量評価においても経験されるものである。地熱資源量評価においては、例えば、村岡(1991b)に示した地下地質構造の単純化・規格化を行っている。

本研究においても、同様の単純化・規格化を行う。たとえば、陥没カルデラなどの貯留構造がわかっているならば、これをレザパーとし、そのレザパー底面の深度は重力と地質とから先新第三系基盤上面として決定する。また、この中に、後カルデラ丘の噴出中心や環状断層など、深部からの地熱流体の供給路がわかっているならば、その部分のレザパー底面を最大可採深度の3 km までとする。地熱地域が必ずしもカルデラに規制されているとは限らないが、大規模構造帯、地溝構造なども、おおむねカルデラに準じた扱いが可能である。また、成層火山や溶岩ドームなどの地域では、噴出中心などの地熱流体供給路を判定し、その部分のレザパー底面を最大可採深度の3 km までとする。

5. ソフトウェアの試作

上述の比較的単純なルールにもとづき、パーソナルコンピュータを対象として、ソフトウェアの試作を試みた。しかし、パーソナルコンピュータのメモリ容量の制約などから、上述のルールのうち、熱源評価データに関するルールは取り込むことができなかった。また、貯留構造ルール群は、上述のように十分規格化されていないため、ユーザーが判断して入力する形を採った。本報の地熱有望地区抽出の概念は、基本的に村岡(1991b)の容積法概念と同じ内容である。この点を生かして、本ソフトウェアには村岡(1991b)の容積法による地熱資源量評価の機能をもたせた。

5.1 プログラムの概要

主なハードウェアとしては、日本電気(株)のパーソナルコンピュータ RA5、グラフテック(株)のディジタイザ KD4600、およびグラフテック(株)のプロッター MP3400を使用した。また、プログラムの作成に使用した言語は、神津システム設計事務所の MS-DOS 版構造化ベーシック BASIC/98 である。実際には使用の前に、対象地域のデータベースを作成しておく必要がある。データベースには、対象地域の温度検層データおよび温泉化学組成データを入力しておく。

第4図にプログラムの起動画面を示す。システム全体は①～⑦のプログラムからなっており、それぞれ独立に使用できる。プログラムの大まかな使用手順は、第5図に示したように、活動度指数データファイルの作成、レザパー底部深度データファイルの作成、資源量の計算、発電量の計算、および地熱有望地区のグラフィックス表示に分けられる。この中で、活動度指数データファイルの作成は重要な部分であり、以下この部分とそれ以外の部分とに分けて説明する。

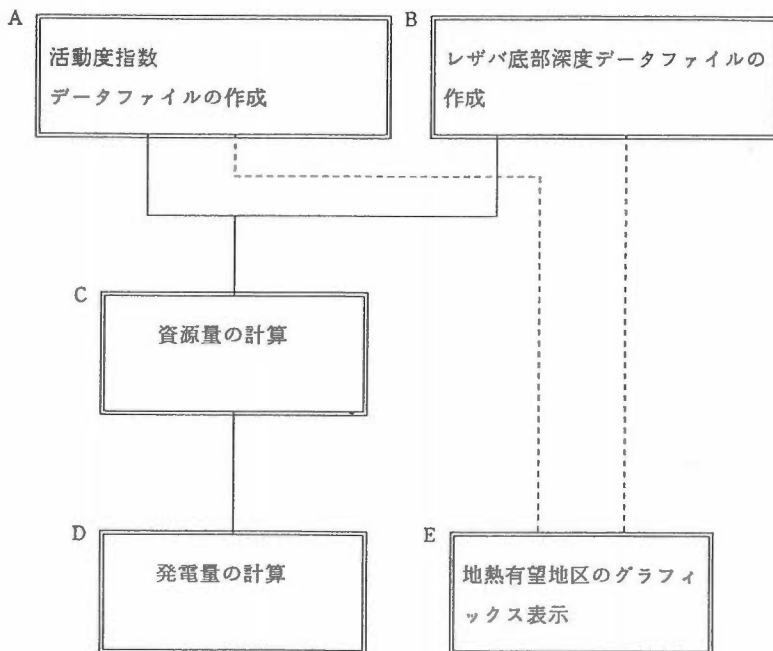
5.2 活動度指数データファイルの作成

活動度指数データファイルの作成では、まず①アニオンインデックス計算プログラムにより、温泉化学組成データから活動度指数を計算する。また、②活動度指数計算プログラムにより、温度検層データから活動度指数を計算する。次に、両データを統合する。理想的には、温泉化学組成データから計算した活動度指数は、温度検層データから計算した活動度指数と等価なデータになっているはずであり、単に両データファイルを統合すれば良いはずである。しかし、ほぼ同一地点で、実際に計算を行ってみる

地熱有望地区抽出のためのルール化		
Programming Language BASIC98 89'Okusiga Edition		
STOPキーを押すとMSDOS SYSTEMへ戻ります		
<input type="checkbox"/>	アニオンインデックス計算プログラム	RUN "ANIONIDX.BAS"
<input type="checkbox"/>	活動度指数計算プログラム	RUN "ACTIDX.BAS"
<input type="checkbox"/>	ヒストグラム等値化プログラム	RUN "HEQ.BAS"
<input type="checkbox"/>	逆対数変換プログラム	RUN "INVLOG.BAS"
<input type="checkbox"/>	ヒストグラム表示プログラム	RUN "HIST.BAS"
<input type="checkbox"/>	ファイル表示プログラム	RUN "FILEDISP.BAS"
<input type="checkbox"/>	ファイル結合プログラム	RUN "APPEND.BAS"
<input type="checkbox"/>	ランダムデータ→グリッドデータプログラム	RUN "FIT2.BAS"
<input type="checkbox"/>	グリッドデータの補間プログラム	RUN "INTERG.BAS"
<input type="checkbox"/>	グリッドデータの平滑化プログラム	RUN "SMOOTH.BAS"
<input type="checkbox"/>	コンターマップ表示プログラム (プロッタ対応)	RUN "CONTOR.BAS"
<input type="checkbox"/>	コンターマップ表示プログラム (塗りつぶし)	RUN "COLCON.BAS"
<input type="checkbox"/>	デジタイザによるレザバ底部ファイル化プログラム	RUN "MAP.BAS"
<input type="checkbox"/>	資源量計算プログラム	RUN "SIGEN.BAS"
<input type="checkbox"/>	発電量計算プログラム	RUN "WATT.BAS"
<input type="checkbox"/>	鳥瞰図作画プログラム (塗りつぶし)	RUN "COLBLKP.BAS,"
<input type="checkbox"/>	鳥瞰図作画プログラム (ワイヤフレーム)	RUN "COLBLKW.BAS,"

↑↓のカーソルキーで選択し、リターンキーでプログラムをRUNします

第4図 プログラムの起動画面
Fig. 4 Selection of programs on the menu scene.



第5図 処理手順の流れ
Fig. 5 Flow chart of processing.

と、温泉化学組成データから計算した疑似的な活動度指数の方が、温度検層データから計算した本来の活動度指数より、一般に、かなり高い値を示すことが判明した。このような状態での、両データファイルの統合は、両データの相互補間というよりも、温泉化学組成データによって、本来の熱構造を全体に引き上げた形となってしまう。しかも、温度検層データのもつ貴重な情報が大幅に損われてしまう。

この原因は、次のように考えられるかもしれない。アニオンインデックスの第2項は水平的な地下温度の変化に相関があると考えられる。この概念には、本来、物質移動の観点は含まれていない。しかし、現実の地熱流体は、噴気帯などの地熱地帯の中心から側方に移動するにつれて、冷却したり地下水に希釈されたりすることによって、アニオンインデックスの第2項の値を減じて行くと推測される。ここで地下水の混合過程は、温度と成分とが線形に変化するという意味で、地下温度の推定を保証する。しかし、高温の地熱流体自身の冷却は、どうであろうか。閉鎖系内での高温の地熱流体の冷却は、必ずしも温度に対して線形に、 HCO_3^- 比が増大することを保証しない。この場合には、地下温度の推定の阻害要因となりうる。そしてその効果が大きければ、アニオンインデックスの第2項から計算した疑似的な活動度指数が、実際の地下温度より過大な値を与えることが十分にありうる。いずれにせよ、実際問題として、何等かの補正を加えない限り、両データの統合はできない。

本ソフトウェアでは、温泉化学組成データから計算した疑似的な活動度指数を、温度検層データから計算した本来の活動度指数のヒストグラムに合わせるために、③ヒストグラム等値化プログラムおよび④逆対数変換プログラム、という2つのプログラムを作成した。両プログラムの併用により、疑似的な活動度指数は個々のデータの大小の順番を損うことなく、0の側に圧縮され、活動度指数のヒストグラムに合わせることができる。また、この作業を会話的に行うために、⑤ヒストグラム表示プログラムを作成した。

両データの統合は、⑦ファイル結合プログラムによって行い、統合したランダムデータは、⑧ランダムデータ→グリッドデータプログラムによって、グリッドデータに変換する。さらに、⑩格子データの平滑化プログラムを用いると、より平滑なグリッドデータが得られる。すでにグリッドデータを作成済みの対象地域から、一部の区域を採り上げて処理や表示を行うためには、⑨格子データの補間プログラムを用いる。この後で、さらに平滑化プログラムを用いることも可能である。一度作成した、データファイルの操作は、⑥ファイル表示プログラムによって行う。

5.3 その他のプログラム

レザパー底部深度データファイルの作成では、予め地形図に記載した、レザパーの範囲と深度とをデジタイザで読み取り、それを任意のグリッド数のグリッドデータとしてファイルに出力する。これには⑬デジタイザによるレザパー底部ファイル化プログラムを用いる。

資源量の計算では、上述の活動度指数データファイルとレザパー底部深度データファイルの2つのグリッドデータから、地熱資源の存在域を確定し、そのコラム熱量(単位水平面積の鉛直コラムに含まれる熱量)をファイルに出力する。これは⑭資源量計算プログラムによって行う。

発電量の計算では、コラム熱量のファイルから、レザパーの熱量、機械的仕事量および発電量を積算し、最終的な評価結果を出力する。これは⑮発電量計算プログラムによって行う。なお、このプログラムには、蒸気表(Keenan *et al.*, 1978)の必要部分をデータとして入力した。このため、資源量の計算で比較的煩雑な、表参照の過程を省略することができる。

地熱有望地区のグラフィックス表示は、上述の活動度指数データファイルとレザパー底部深度データファイルの2つのグリッドデータから、グラフィックスを表示する。これには、⑰コンターマップ表示プログラム(プロッター対応)、⑱コンターマップ表示プログラム(塗りつぶし)、⑲鳥瞰図作成プログラム(塗りつぶし)、および⑳鳥瞰図作成プログラム(ワイヤーフレーム)を用いる。

6. 八甲田地熱地域での適用結果

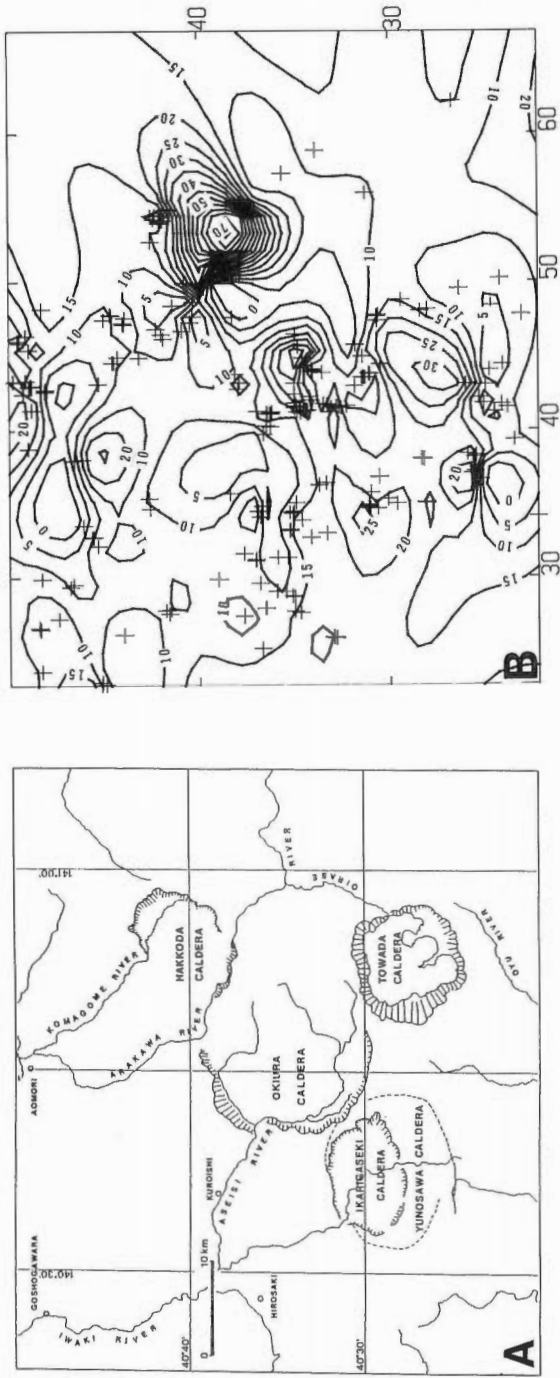
上述のソフトウェアを第6図Aの八甲田地熱地域に適用し、熱構造を求めた結果が第6図Bおよび第6図Cである。これらは、温度検層データから活動度指数を、流体地化学データから疑似的活動度指数を算出し、それらを統合して、熱構造を求めたものである。両データともに、原データの多くは地熱・温泉地域から取得したものである。このため、両データを合わせても、コントロールポイントの位置は地域的に偏在している。しかし、求められた熱構造の高異常帯は、特に顕著なものが八甲田カルデラに対応してみられるほか、沖浦カルデラのカルデラ中心部から沖浦にかけての地域、碓ヶ関カルデラの西部、および湯ノ沢カルデラの南縁などにみられ、村岡・上田(1991)の議論した熱水上昇流帯と調和的な結果を示している。

これに第7図Aのような貯留構造の条件を入れて、地熱有望地区を抽出した。ここで、地熱有望地区とは、与えられたレザバーの底部において、150°C以上に達する地域のことである。沖浦カルデラ地域の結果を第7図Bに、八甲田カルデラ地域の結果を第7図Cに示す。資源量の算出方法は村岡(1991b)とほぼ同じである。異なっている点は、流体地化学データからも熱構造を推定していることである。また、村岡(1991b)が一つの坑井の活動度指数を温度検層データの坑底温度のみから計算したのに対して、このソフトウェアでは、50mごとの温度から各深度の活動度指数を計算し、それを平均して求めている。この図は、地熱有望地区を示すものであり、抽出された地熱有望地区は比較的妥当といえよう。たとえば、沖浦カルデラには、3か所に地熱有望地区が表現されている。このうち、カルデラ中心部と西部(沖浦・二庄内付近)のものは村岡・長谷(1990)や村岡・上田(1991)の議論した、沖浦カルデラの2つの主要な熱水上昇流帯に一致している。南部(切明・温川付近)のものは、最近の温泉開発で高温の温泉が発見されている。

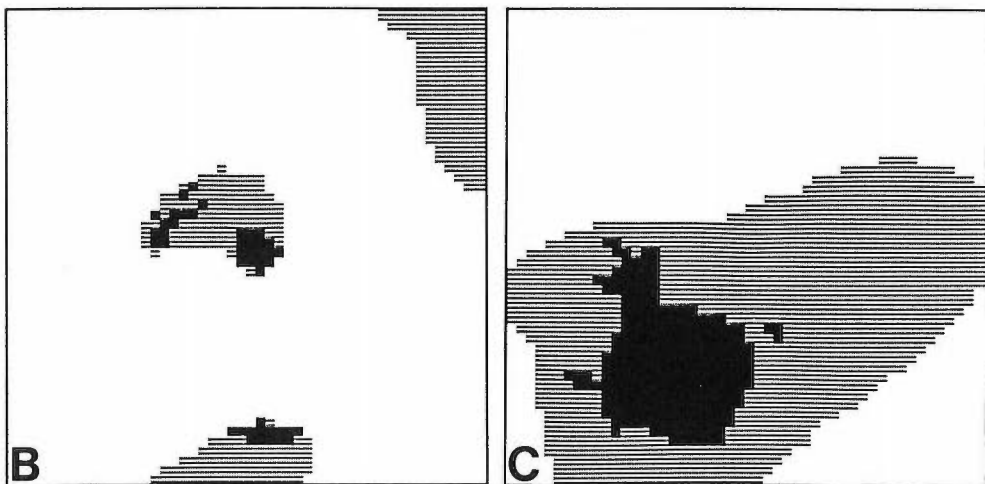
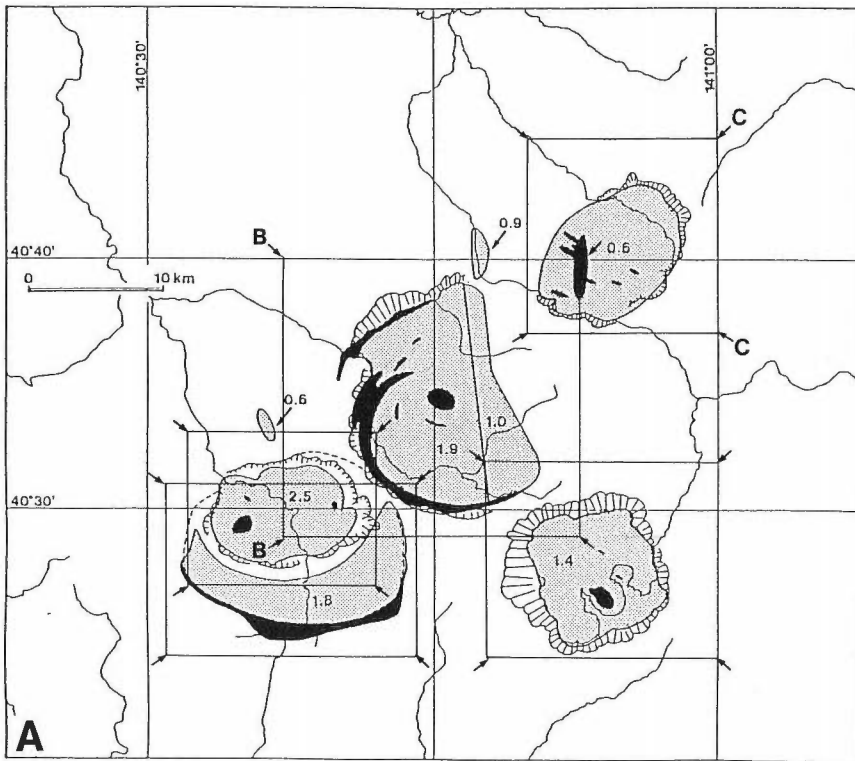
第1表に、村岡(1991b)の結果と比較して、地熱発電量の評価結果を示す。これによれば、まず、碓ヶ関カルデラと湯ノ沢カルデラの値がほぼ入れ替わったような結果となっている。それは、これらが資源量の算出限界に近く、コンターのわずかの違いによって差が生じるためであると考えられる。沖浦カルデラでは、今回の算出結果と村岡(1991b)の結果がほぼ同等の値であった。八甲田カルデラでは、今回の算出結果は村岡(1991b)の結果のほぼ3倍に近い値を示している。このように算出結果に著しい違いが出た原因としては、以下のような外挿に関する問題である可能性が考えられる。すなわち、第6図Bや第6図Cに示したように、八甲田カルデラ内側の活動度指数のコンターは、コントロールポイントの集中する周辺の3地区の勾配から外挿されたものである。その3地区では、いずれも、カルデラの

第1表 八甲田地熱地域の地熱資源量評価結果の比較
Table 1 Comparison of geothermal resource estimates in the Hakkoda geothermal field.

	村岡 (1990)			本ソフトウェア		
	坑口熱量 10 ¹⁶ J	機械的仕事量 10 ¹⁶ J	発電量 万kw・30年	坑口熱量 10 ¹⁶ J	機械的仕事量 10 ¹⁶ J	発電量 万kw・30年
八甲田カルデラ	353.71	83.45	35.3	1080	241	101.9
沖浦カルデラ	318.6	63.23	26.7	264	57.2	24.2
碓ヶ関カルデラ	59.1	10.8	4.57	5.74	1.23	0.52
湯ノ沢カルデラ	5.93	1.11	0.47	47.6	10.3	4.35



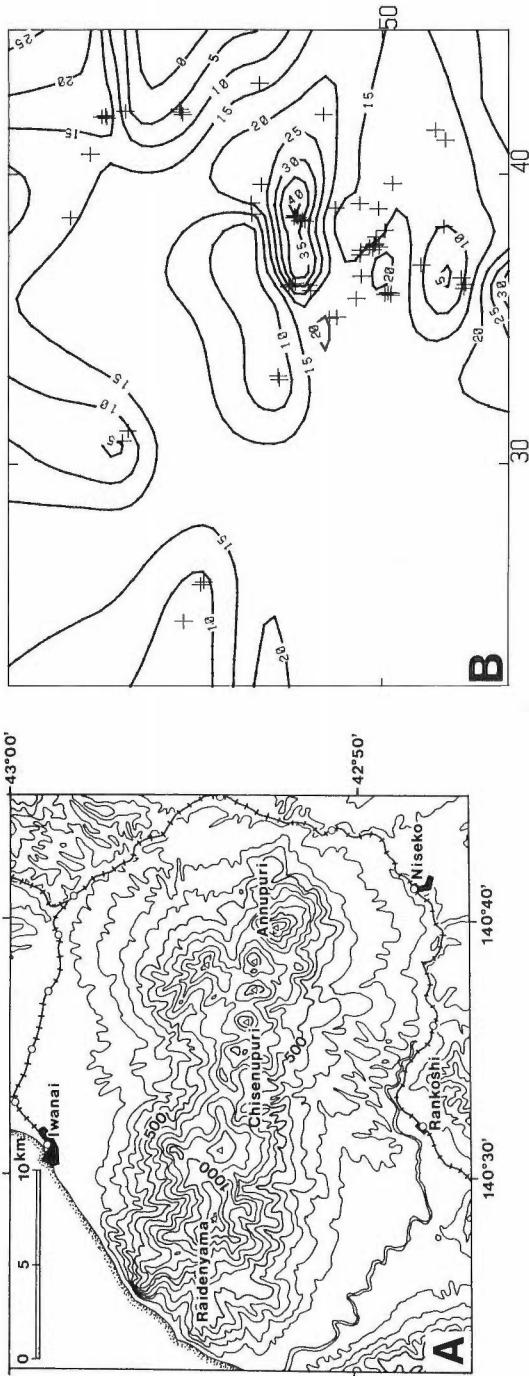
第6図 八甲田地熱地域の熱構造
 Aは対象地域範囲を、Bは活動度指数コンター図を、Cはその鳥籠図を示す。
 Fig. 6 Thermal structure of the Hakkoda geothermal field.



第7図 八甲田地熱地域の地熱有望地区

Aは貯留構造モデルを示す。ここで、黒地部が深度3 kmから地表までの鉛直レザパーを、網地部がそれぞれに表示した深度を先新第三紀基盤上面とする陥没性のレザパーを示す。Bは沖浦カルデラ地域(範囲はAに表示)の地熱有望地区抽出結果を、Cは八甲田カルデラ地域(範囲はAに表示)の地熱有望地区抽出結果を示す。BおよびCの黒地部が地熱有望地区(地熱資源量算出地区)を、横線部が深度3 kmで150°Cに達する地域を示す。

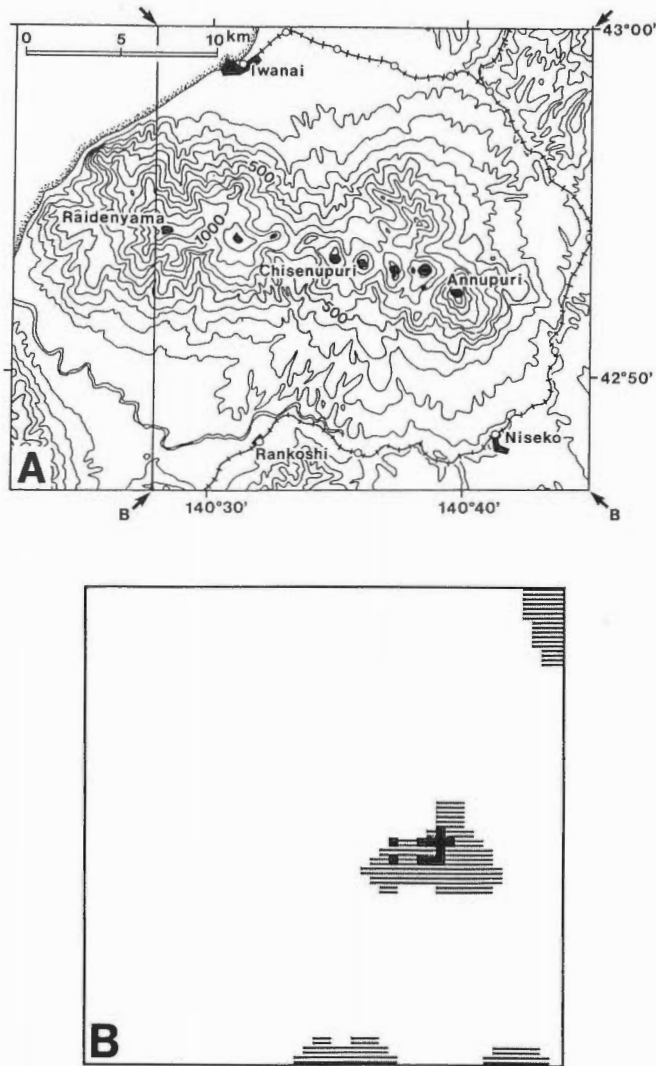
Fig. 7 Prospective geothermal areas in the Hakkoda geothermal field.



第8図 ニセコ地熱地域の熱構造

Aは対象地蔵範囲を、Bは活動度指数コンター図を、Cはその鳥瞰図を示す。

Fig. 8 Thermal structure of the Niseko geothermal field.



第9図 ニセコ地熱地域の地熱有望地区

Aは貯留構造モデルを示す。ここで、山頂の黒地帯が深度3 kmから地表までの鉛直レザバーを示す。Bはその一部の地域(範囲はAに表示)の地熱有望地区抽出結果を示す。Bの黒地帯が地熱有望地区(地熱資源量算出地区)を、横線部が深度3 kmで150°Cに達する地域を示す。

Fig. 9 Prospective geothermal areas in the Niseko geothermal field.

内側に向かって、活動度指数が急増する傾向を示すため、補間されたグリッドデータにも、類似の急増傾向がみられる。しかし、その3地区は、いずれもカルデラ壁の近くの、最も活動度指数の勾配の大きい所に当たっており、その勾配をそのまま内側に外挿したことが過大な資源量を見積った原因であろう。したがって、データ密度の少ない地域に機械的にコンタリング・プログラムを適用することは大きな誤差の危険が伴うと推定される。しかし、温度検層データや流体地化学データはこの程度の密度が普通であるから、今後、コンタリング・プログラムの改良などが必要と思われる。

7. ニセコ地熱地域での適用結果

ニセコ地熱地域の中央には、多数の溶岩ドームや成層火山が、東西に並んでいる。これはカルデラ群を特徴とする八甲田地熱地域とは様相を異にしている。本ソフトウェアは、主に八甲田地熱地域のようなカルデラ地域を想定して作成されているので、ニセコ地熱地域のような溶岩ドーム地域に適用できるか否か、テストする必要がある。

上述のソフトウェアを第8図Aのニセコ地熱地域に適用し、熱構造を求めた結果が第8図Bおよび第8図Cである。入手可能な温度検層および流体地化学データが、八甲田地熱地域より少ないため、本地域におけるコントロールポイントの地域的な偏在は八甲田地熱地域よりさらに大きい。しかし、第8図Bおよび第8図Cに示したように、計算された熱構造は、データ密度の小さいニセコ地域の外縁に高異常が現われるという問題があるものの、この計算により抽出されたチセヌプリからニセコアヌプリにかけての高異常は、新エネルギー総合開発機構(1987)が種々の探査結果を総合して抽出した地熱有望地区とよく一致している。

これに第9図Aのような貯留構造の条件を入れて、地熱有望地区を抽出したものが第9図Bである。抽出された地熱有望地区は、第9図Bのようにきわめて小さい範囲となり、その面積が0.336 km²である。この地熱有望地区について、村岡(1991b)とほぼ同じ算出方法で、資源量を計算すると、坑口熱量が 6.17×10^{17} J、機械的仕事量が 1.34×10^{17} J、発電量が5.66万 kW・30年となった。これは、八甲田地熱地域などと比べて、桁違いに小さな値であり、過少評価の可能性もある。第9図Aの貯留構造の条件においては、特に陥没性のレザバーを設定せず、噴出中心のみに最大可採深度3 kmの鉛直レザバーを設定した。この影響が大きいのであろう。しかし、ニセコ地熱地域のような溶岩ドームや成層火山のタイプの地熱地域において、地熱有望地区の抽出は、貯留構造よりも、むしろ熱構造を主な拘束条件として、抽出する方が妥当と考えられる。

8. まとめと問題点

広域的探査データを用いて地熱有望地区を抽出するためのデータ解釈基準を作成し、これをもとに、パーソナルコンピュータによって地熱有望地区を抽出するためのソフトウェアを開発した。地熱有望地区は、基本的には熱構造と貯留構造とから抽出できると考えた。熱構造は、温度検層データから求めるのが良いことはいまでもないが、一般には取得できないことも多い。そこで、地下温度モデルを単純化した上で、より取得しやすい流体地化学データによって地下温度を推定し、温度検層データとマージして熱構造を求めた。また、貯留構造については、ユーザーが判断の上、入力することとした。

作成したソフトウェアは、大きく地熱有望地区抽出の機能と、資源量評価の機能の2つに分けられる。これを八甲田地熱地域とニセコ地熱地域とに適用して、実用性を検討した。このうち、地熱有望地区抽出の機能についていえば、抽出された地熱有望地区が既知の地熱有望地区とよく一致し、比較的満足すべき結果であった。資源量評価の機能についていえば、熱構造の抽出過程まではあまり問題ない。しかし、発電量の計算では、機械的なコンタリングに大幅な誤差が伴うことと、貯留構造の条件に大きく依存するという問題がある。

本研究については、熱構造ルール群の改良・追加、貯留構造抽出過程の自動化および資源量算出方法の改良など、今後さらに検討すべき課題が多い。

文 献

- 林 正雄(1982) 深部高温地熱貯留層探査のターゲット. 地熱雑, vol. 4, p. 81-90.
Keenan, J. H., Keyes, F. G., Hill, P. G. and Moore, J. G. (1978) Steam tables: thermodynamic properties

- of water, vapor, liquid and solid phases. John Wiley & Sons, Inc., 156p.
- 久野 久(1954) 火山及び火山岩. 岩波書店(全書), 東京, 255p.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in islandarcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, vol. 274, p. 321-355.
- 村岡洋文(1991a) 八甲田地熱地域の熱源系. 地調報告, no. 275, p. 113-134.
- (1991b) 八甲田地熱地域の地熱資源量評価. 地調報告, no. 275, p. 153-164.
- ・長谷紘和(1990) 黒石地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 124p.
- ・上田 晃(1991) 八甲田地熱地域の熱水系. 地調報告, no. 275, p. 135-152.
- 野田徹郎(1986) 温泉水の化学分析値に基づく地下温度プロファイリング(演旨). 火山 第2集, vol. 31, p. 157.
- (1987) 地熱活動の指標としてのアニオンインデックス. 地熱雑, vol. 9, p. 133-141.
- Sakai, H. and Matsubaya, O. (1974) Isotopic geochemistry of the thermal waters of Japan and its bearings on the Kuroko ore solutions, *Econ. Geol.*, vol. 69, p. 974-991.
- 酒井 均・大木靖衛(1978) 日本の温泉. 科学, vol. 48, p. 41-52.
- 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) 火山性熱水対流系地域タイプ①(ニセコ地域) 調査成果図集. 92p.
- Smith, R. L. and Shaw, H. R. (1975) Igneous-related geothermal systems. In: White, D. E. and Williams, D. L., eds., *Assessment of geothermal resources of the United States—1975*, U.S. Geol. Surv. Circular, no. 726, p. 58-83.
- and ————— (1979) Igneous-related geothermal systems. In: Muffler, L. J. P., ed., *Assesment of geothermal resources of the United States—1978*, U.S. Geol. Surv. Circular, no. 790, p. 12-17.

広域的探査データからの地熱有望地区抽出の試み(村岡洋文・田中壮一郎)

付録：資源量計算プログラムの一例

Appendix: An example of the geothermal resources calculation program

```

1000 *****
1010 地熱有望地区抽出のためのルール化
1020 プログラム名 : BASIC98 89' 奥志賀 Edition (神津システム設計事務所製)
1030 プログラム名 : A:\XPT\DEGIT\VSIGEN.BAS
1040 機能 : アクティビティインデックスとレザパー底部の計測値を
1050 機能 : リンクして資源量を求める。
1060 --- 必要なファイル ---
1070 AI(Activity Index) File
1080 DEPTH(Degitizer) File
1090 *****
1100
1110 Global Var
1120 DATAMAX=50
1130 DIM AIDATA (DATAMAX, DATAMAX), KALDATA (DATAMAX, DATAMAX)
1140 DIM ZONE. Q (DATAMAX, DATAMAX)
1150 DIM DEPTH (61), TB (61), TG (61)
1160 '=== MAIN ===== 【メインプログラム】 ===
1170 CONSOLE 0, 24, 0, 0
1180 SCREEN 3
1190 CLS 3
1200 CALL *START.MESSAGE
1210 CALL *AIFILE. IN (AIDATA (), MAXX, MAXY, MENSEKI)
1220 CALL *KALFILE. IN (KALDATA (), MAXX, MAXY)
1230 FOR I=1 TO 61
1240 READ DEPTH (I), TB (I), TG (I)
1250 NEXT I
1260 CALL *TITLE
1270 CALL *LINK (AIDATA (), KALDATA (), DEPTH (), MAXX, MAXY, TB (), TG (), ZONE. Q (), MENSEKI)
1280 CONSOLE 0, 24, 0, 0
1290
1300 RUN "A:\XPT\MENU\MENUINT.BAS"
1310 END
1320 '===== 【スタートメッセージ】 =====
1330 SUB *START.MESSAGE
1340 PRINT "地熱有望地区抽出のためのルール化"
1350 PRINT "プログラム名 : BASIC98 89' 奥志賀 Edition"
1360 PRINT "プログラム名 : A:\XPT\DEGIT\VSIGEN.BAS"
1370 PRINT "機能 : アクティビティインデックスで得られたレザパー上部
1380 深度と デジタイザーで入力したレザパー底部深度の値からレ
1390 ザパー の資源量を求めるプログラム"
1400 PRINT " "
1410 PRINT " --- 必要なファイル --- "
1420 PRINT " AI(Activity Index) File "
1430 PRINT " DEPTH(Degitizer) File "
1440 LOCATE 10, 10
1450 PRINT "Hit any key! Program Start!":DUMMY$=""
1460 CALL *INKEY1 (C$)
1470 IF C$="E" OR C$="e" THEN CALL *OWARI
1480 END SUB
1490
1500 '----- 【AIファイルの読み込み】 -----
1510 SUB *AIFILE. IN (AIDATA (), GRID. X, GRID. Y, MENSEKI)
1520 CLS 1
1530 LOCATE 10, 5
1540 PRINT " アクティビティインデックスのグリッドファイルを読み込み。 "
1550 LOCATE 10, 6
1560 PRINT " レザパー上部の深度を求めます。 ファイル名を入力して下さい。 "
1570 LOCATE 10, 8 : INPUT "AI(Activity Index)_File Name = B:\FACT\DATA\Y", AIFILE$
1580 AIFILE$="B:\FACT\DATA\Y"+AIFILE$
1590 OPEN AIFILE$ FOR INPUT AS #1
1600 INPUT #1, GRID. X, GRID. Y
1610 INPUT #1, MINX, MINY
1620 INPUT #1, DX, DY
1630 FOR I=1 TO GRID. X
1640 FOR J=1 TO GRID. Y
1650 INPUT #1, DUMMY
1660 AIDATA (I, J)=DUMMY
1670 PRINT AIDATA (I, J)
1680 NEXT J
1690 NEXT I
1700 CLOSE #1
1710 LOCATE 10, 10 : PRINT USING "GRID X=###, GRID Y=###, "; GRID. X, GRID. Y
1720 LOCATE 10, 12 : PRINT USING "@ の読み込みを完了しました。 "; AIFILE$
1730 MENSEKI = (DX*141939!)*(DY*187189!)
1740 LOCATE 10, 13
1750 PRINT USING "単位面積は#####cm2です。 "; MENSEKI
1760 LOCATE 10, 14
1770 PRINT "引続き処理を行ないます。 どれかキーを押して下さい "
1780 CALL *INKEY1 (C$)
1790 CLS 1
1800 END SUB
1810
1820 '----- 【デジタイザファイルの読み込み】 -----
1830 SUB *KALFILE. IN (KALDATA (), GRID. X, GRID. Y)
1840 LOCATE 10, 5
1850 PRINT " デジタイザで入力した画面からレザパー底部の深度を求めた "
1860 LOCATE 10, 6
1870 PRINT " ファイルを読み込みます。 ファイル名を入力して下さい。 "

```

地質調査所報告(第275号)

```

1880 LOCATE 10,8 : INPUT "Depth(Degitizer)_File Name = B:¥MAPDATAY";MAPFILES$
1890 MAPFILES$="B:¥MAPDATAY"+MAPFILES$
1900 OPEN MAPFILES$ FOR INPUT AS #1
1910 INPUT #1,GRID.X,GRID.Y
1920 INPUT #1,MINX,MINY
1930 INPUT #1,DX,DY
1940 FOR I=1 TO GRID.X
1950 FOR J=1 TO GRID.Y
1960 INPUT #1,DUMMY
1970 KALDATA(I,J)=DUMMY
1980 PRINT KALDATA(I,J)
1990 NEXT J
2000 NEXT I
2010 CLOSE #1
2020 LOCATE 10,10 : PRINT USING "GRID X=### GRID Y=###";GRID.X,GRID.Y
2030 LOCATE 10,12 : PRINT USING "e の読み込みを完了しました。";KALFILE$
2040 LOCATE 10,14
2050 PRINT "引き続き処理を行いません。 どれかキーを押して下さい"
2060 CALL *INKEY1(DUMMY$)
2070 CLS 1
2080 END SUB
2090
2100 -----【資源量を評価】-----
2110 SUB *LINK(AIDATA(),KALDATA(),DEPTH(),GRID.X,GRID.Y,TB(),TG(),ZONE.Q(),MENSE
KI)
2120 DIM TM(61)
2130 SIGMAQ=0 : W=0 : NUM=1 : CONSOLE 10,10,0,0 : LOCATE 10,12
2140 PRINT "評価結果をファイルに出力しますのでファイル名を入力して下さい。"
2150 LOCATE 10,13 : INPUT "OUTPUT RESULT File Name =B:¥RESULT¥";RESULT.FILE$
2160 RESULT.FILE$="B:¥RESULT¥"+RESULT.FILE$
2170 OPEN RESULT.FILE$ FOR OUTPUT AS #2
2180 CLS
2190 PRINT #2,GRID.X,GRID.Y
2200 PRINT #2,MENSEKI
2210 PRINT #2,"NUM X Y AI DEPTH MT B.DEP Quality(J)"
2220 CALL *FRAME(GRID.X,GRID.Y)
2230 FOR X=1 TO GRID.X
2240 FOR Y=1 TO GRID.Y
2250 MAX=KALDATA(X,Y)/50+1 : Q=0
2260 CALL *LOCATION(X,Y)
2270
2280 FOR I=1 TO 61
2290 TM(I)=TB(I)-(TB(I)-TG(I))*(1-AIDATA(X,Y)/100)
2300 NEXT I
2310
2320 FOR I=1 TO 61
2330 TM(I)=TB(I)-(TB(I)-TG(I))*(1-AIDATA(X,Y)/100)
2340 IF TM(I)>150 THEN
2350 D150=(I-2)*50+(150-TM(I-1))/(TM(I)-TM(I-1))*50
2360 LPRINT "DEPTH(150)=";D150
2370 DCENTER=((I-1)*50+(I-2)*50)/2
2380 LPRINT "DEPTH(CENTER)=";DCENTER
2390 EXIT FOR
2400 END IF
2410 NEXT I
2420
2430 Q=0
2440 IF D150 <= DCENTER THEN
2450 FLAG=1
2460 FOR J=1 TO MAX
2470
2480 IF TM(J) > 150 AND FLAG=1 THEN
2490 LPRINT "FLAG NO JOB1"
2500 QQ1=2.7*100*(DCENTER-D150)*((TM(J)+TM(J-1))/2-15)
2510 QQ2=2.7*2500*((TM(J)+TM(J-1))/2-15)
2520 QQ12=QQ1+QQ2
2530 FLAG=FLAG+1
2540 ELSE
2550 IF TM(J) > 150 AND FLAG >1 THEN
2560
2570 QQ=2.7*5000*((TM(J)+TM(J-1))/2-15)
2580 Q=Q+QQ
2590 END IF
2600 END IF
2610
2620 NEXT J
2630 Q=Q+Q12
2640 ELSE
2650
2660 IF D150 > DCENTER THEN
2670 HATA=1
2680 FOR J=1 TO MAX
2690 IF TM(J) >150 AND HATA=1 THEN
2700 LPRINT "HATA NO JOB1"
2710 QQPART=2.7*100*(D150-DCENTER)*((TM(J)+TM(J-1))/2-15)
2720 HATA=HATA+1
2730 ELSE
2740 IF TM(J) >150 AND HATA >1 THEN
2750
2760 QQ=2.7*5000*((TM(J)+TM(J-1))/2-15)

```


広域的探査データからの地熱有望地区抽出の試み(村岡洋文・田中壮一郎)

```

2770          Q=Q+QQ
2780          END IF
2790      NEXT J
2800      Q=Q+QQPART
2810  END IF
2820  END IF
2830  END IF
2840
2850  '
2860  FOR K=1 TO 61
2870  IF (TM(K) >= 150) AND (DEPTH(K) < KALDATA(X,Y)) THEN
2880  RMES$="有望な熱資源の存在を推定しました。 □"
2890  CALL *MESSAGE(RMES$)
2900  LOCATE 0,10+W
2910  PRINT USING "### ## ## ##.## ##m ##°C ##m ###"
#####J";NUM,X,Y,AIDATA(X,Y),KALDATA(X,Y),TM(MAX),DEPTH(K-1),Q
2920  PRINT #2,USING "### ## ##.## ## ## ## ##.#####";NUM,
X,Y,AIDATA(X,Y),KALDATA(X,Y),TM(MAX),DEPTH(K-1),Q
2930  ZONE.Q(X,Y)=Q :COL=7
2940  W=W+1 : NUM=NUM+1 :IF W=10 THEN W=0 : CLS
2950  CALL *PLOT(GRID.X,GRID.Y,X,Y,COL)
2960  GOTO *LABEL
2970  ELSE
2980  END IF
2990  IF (TM(K) >= 150) AND (DEPTH(K) >= KALDATA(X,Y)) THEN
3000  RMES$="レザパー底部の深度が上限を越えています。 評価不可"
3010  CALL *MESSAGE(RMES$)
3020  Q=0 : ZONE.Q(X,Y)=Q :COL=3
3030  CALL *PLOT(GRID.X,GRID.Y,X,Y,COL)
3040  GOTO *LABEL
3050  ELSE
3060  END IF
3070  IF (TM(K) <150) AND (K=61) THEN
3080  RMES$="深度3, 000mでも150℃を越えません。 評価不可"
3090  CALL *MESSAGE(RMES$)
3100  Q=0 : ZONE.Q(X,Y)=Q :COL=2
3110  CALL *PLOT(GRID.X,GRID.Y,X,Y,COL)
3120  ELSE
3130  END IF
3140  NEXT K
3150  '
3160  *LABEL ラベルです
3170  SIGMAQ=Q+SIGMAQ
3180  LOCATE 45,3: PRINT USING " [総熱量は#####Jです。 ]";SIGMAQ
3190  NEXT Y
3200  NEXT X
3210  '
3220  CLOSE #2
3230  LOCATE 10,22
3240  PRINT USING "評価を終了しました。 ファイルは @ です。 ";RESULT.FILE$
3250  LOCATE 10,23
3260  PRINT "Hit any key Program END!"
3270  CALL *INKEY1(C$) : CONSOLE 0,24,0,0
3280  CLS
3290  END SUB
3300  '
3310  '-----【画面レイアウト】-----
3320  SUB *TITLE
3330  LOCATE 0,1
3340  PRINT "【地熱有望地区レザパー熱資源量評価】"
3350  LOCATE 8,7
3360  PRINT "┌── [データ値] ──┐ ┌── [評価結果] ──┐"
3370  LOCATE 8,8
3380  PRINT "位置 A I値 基底深度 最高温度 上限深度 熱エネルギー (J)"
3390  LOCATE 5,9
3400  PRINT "-----"
3410  LOCATE 5,21
3420  PRINT "-----"
3430  END SUB
3440  '
3450  '-----【評価結果メッセージ】-----
3460  SUB *MESSAGE(MES$)
3470  LOCATE 5,5
3480  PRINT MES$
3490  END SUB
3500  '
3510  '-----【グリッドの位置】-----
3520  SUB *LOCATION(LOCX,LOCY)
3530  LOCATE 5,3
3540  PRINT USING "現在評価中の位置はX=## Y=##です。 ";LOCX,LOCY
3550  END SUB
3560  '
3570  '-----【キー入力待ち】-----
3580  SUB *INKEY1(C$)
3590  C$=""
3600  DO WHILE C$=""
3610  C$=INKEY$
3620  LOOP
3630  END SUB
3640  '

```

地質調査所報告(第275号)

```

3650 '-----
3660 SUB *FRAME(GX, GY)
3670 WINDOW (0,0)-(10*GX,10*GY)
3680 VIEW (400,160)-(600,360),1,7
3690 FOR I=1 TO GX
3700 LINE(I*10,0)-(I*10,10*GY),0
3710 NEXT I
3720 FOR J=GY TO 1 STEP -1
3730 LINE(0,J*10)-(10*GX,J*10),0
3740 NEXT J
3750 END SUB
3760 '-----
3770 '-----
3780 SUB *PLOT(GX, GY, PX, PY, NUM)
3790 YMAX=GY*10
3800 X1=(PX-1)*10 : Y1=YMAX-((PY-1)*10)
3810 X2=PX*10 : Y2=YMAX-(PY*10)
3820 LINE (X1, Y1)-(X2, Y2), NUM, BF
3830 END SUB
3840 '-----
3850 SUB *OWARI
3860 RUN "A:¥XPTYMENU¥MENUINT.BAS"
3870 END SUB
3880 '-----
3890 '#####
3900 'アクティビティインデックス・データテーブル
3910 DATA 0.0,100.0, 0.0
3920 DATA 50.0,156.0, 1.5
3930 DATA 100.0,179.8, 3.0
3940 DATA 150.0,196.0, 4.5
3950 DATA 200.0,208.5, 6.0
3960 DATA 250.0,218.8, 7.5
3970 DATA 300.0,227.6, 9.0
3980 DATA 350.0,235.3, 10.5
3990 DATA 400.0,242.2, 12.0
4000 DATA 450.0,248.5, 13.5
4010 DATA 500.0,254.2, 15.0
4020 DATA 550.0,259.5, 16.5
4030 DATA 600.0,264.4, 18.0
4040 DATA 650.0,269.0, 19.5
4050 DATA 700.0,273.3, 21.0
4060 DATA 750.0,277.3, 22.5
4070 DATA 800.0,281.2, 24.0
4080 DATA 850.0,284.8, 25.5
4090 DATA 900.0,288.3, 27.0
4100 DATA 950.0,291.6, 28.5
4110 DATA 1000.0,294.8, 30.0
4120 DATA 1050.0,297.8, 31.5
4130 DATA 1100.0,300.7, 33.0
4140 DATA 1150.0,303.5, 34.5
4150 DATA 1200.0,306.2, 36.0
4160 DATA 1250.0,308.8, 37.5
4170 DATA 1300.0,311.3, 39.0
4180 DATA 1350.0,313.8, 40.5
4190 DATA 1400.0,316.1, 42.0
4200 DATA 1450.0,318.4, 43.5
4210 DATA 1500.0,320.6, 45.0
4220 DATA 1550.0,322.7, 46.5
4230 DATA 1600.0,324.8, 48.0
4240 DATA 1650.0,326.8, 49.5
4250 DATA 1700.0,328.8, 51.0
4260 DATA 1750.0,330.7, 52.5
4270 DATA 1800.0,332.5, 54.0
4280 DATA 1850.0,334.3, 55.5
4290 DATA 1900.0,336.1, 57.0
4300 DATA 1950.0,337.8, 58.5
4310 DATA 2000.0,339.5, 60.0
4320 DATA 2050.0,341.1, 61.5
4330 DATA 2100.0,342.7, 63.0
4340 DATA 2150.0,344.2, 64.5
4350 DATA 2200.0,345.7, 66.0
4360 DATA 2250.0,347.2, 67.5
4370 DATA 2300.0,348.6, 69.0
4380 DATA 2350.0,350.0, 70.5
4390 DATA 2400.0,351.4, 72.0
4400 DATA 2450.0,352.8, 73.5
4410 DATA 2500.0,354.1, 75.0
4420 DATA 2550.0,355.3, 76.5
4430 DATA 2600.0,356.6, 78.0
4440 DATA 2650.0,357.8, 79.5
4450 DATA 2700.0,359.0, 81.0
4460 DATA 2750.0,360.1, 82.5
4470 DATA 2800.0,361.3, 84.0
4480 DATA 2850.0,362.4, 85.5
4490 DATA 2900.0,363.4, 87.0
4500 DATA 2950.0,364.5, 88.5
4510 DATA 3000.0,365.5, 90.0
4520 '#####

```

地 質 調 査 所 報 告

第 269 号

尾上 亨：栃木県塩原産更新世植物群による古環境解析，1989

第 270 号

金原啓司・阪口圭一：日本の主要地熱地域の地質と温泉・変質帯分布，1989

第 271 号

矢野雄策・須田芳朗・玉生志郎編：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—，1989

第 272 号

Sato, Y.: Paleontological study of molluscan assemblages of the Miocene Moniwa Formation, Northeast Japan and description of their Pectinidae, 1991

第 273 号

須田芳朗・矢野雄策：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，1991

第 274 号

鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編：日本の新生界層序と地史，1991

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 269

Onoe, T.: Palaeoenvironmental Analysis based on the Pleistocene Shiobara Flora in the Shiobara volcanic basin, central Japan, 1989 (in Japanese with English abstract)

No. 270

Kimbara, K., Sakaguchi, K.: Geology, distribution of hot springs and hydrothermal alteration zones of major geothermal areas in Japan, 1989 (in Japanese with English abstract)

No. 271

Yano, Y., Suda, Y. and Tamanyu, S. eds: Well data compiled from Japanese Nation-wide geothermal surveys, Part 1 Core sample data, 1989 (in Japanese with English abstract)

No. 272

Sato, Y.: Paleontological study of molluscan assemblages of the Miocene Moniwa Formation, Northeast Japan and description of their Pectinidae, 1991 (in English)

No. 273

Suda, Y. and Yano, Y.: Well data compiled from Japanese Nation-wide geothermal surveys, Part 2 Logging data and geologic columns data, 1991 (in Japanese with English abstract)

No. 274

Kano, K., Kato, H., Yanagisawa, Y. and Yoshida, F. eds: Stratigraphy and geologic history of the Cenozoic of Japan, 1991 (in Japanese with English abstract)

平成 3 年 3 月 18 日 印 刷
平成 3 年 3 月 22 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東 1 丁目 1-3

印刷者 小 宮 山 一 雄
印刷所 小宮山印刷工業(株)
東京都新宿区天神町78

©1991 Geological Survey of Japan

ISSN 0366-5542

CODEN: CCHHAQ

REPORT No. 275

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Shunso ISHIHARA, Director

**RESEARCH ON THE GEOTHERMAL RESOURCE
ASSESSMENT IN JAPAN**

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Higashi 1-chôme, Tsukuba-shi, Ibaraki-ken, 305 Japan

1 9 9 1

地 調 報 告

Rept. Geol. Surv. Japan

No. 275, 1991