

ISSN 0366-5542

CODEN: CCHHAQ

地質調査所報告 第266号

仙岩地熱地域における研究

地質調査所

昭和62年3月

地質調査所報告 第266号

所長 垣見俊弘

Report No. 266

Geological Survey of Japan

Toshihiro KAKIMI, Director

仙岩地熱地域における研究

Research in the Sengan Geothermal Area

編集

金原啓司・長谷紘和・小川克郎

Edited by

K. KIMBARA, H. HASE and K. OGAWA

地質調査所

昭和62年3月

Geological Survey of Japan

March, 1987

総 目 次

巻頭言	小川克郎	
研究の背景と経過	金原啓司・長谷紘和	1
仙岩地熱地域における研究成果の概要	金原啓司・長谷紘和	9
仙岩地域の広域地熱地質構造とその形成	上村不二雄	25
仙岩地熱地域中心部の地質構造	須藤 茂	43
仙岩地熱地域の珪長質大規模火砕流堆積物 —玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩—	須藤 茂	77
仙岩地熱地域北部の火山岩の古地磁気と火山活動の推移	須藤 茂・向山 栄	143
仙岩地熱地域及びその周辺地域における地すべり地形の分布	角 清愛・池田一雄・斉藤敬三 須藤 茂	159
滝の上地熱地帯北白沢の現世堆積物とその ¹⁴ C年代	角 清愛・池田一雄・金原啓司	199
八幡平南部地域の地熱変質帯	金原啓司	211
仙岩地熱地域における地熱調査井岩芯の変質 —変質鉱物及び全岩化学組成の変動—	竹野直人・野田徹郎	223
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	茂野 博・阿部喜久男	251
仙岩地熱地域の温泉・坑井水及び地表水の同位体的研究	高橋正明・野田徹郎	285
坑井水化学調査から推定される仙岩地域の熱水系	野田徹郎・阿部喜久男・竹野直人 高橋正明	295
仙岩地域における坑井ガス調査	野田徹郎・阿部喜久男	321
秋田県仙岩地熱地域西部の水文地質—とくに浅部地下水の流動—	黒田和男・菅野敏夫・尾崎次男	343
岩手県葛根田・松川地熱地帯の水文地質	菅野敏夫・黒田和男	379
仙岩地熱地域の重力解析	駒澤正夫・須藤 茂・須田芳朗	399
仙岩地熱地域の磁氣的構造	大熊茂雄・須藤 茂	425
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—	松林 修	449
仙岩地熱地域における MT 法探査	小川康雄・内田利弘・菊地恒夫 佐藤 功	467
シュランベルジャ法による仙岩地域の比抵抗構造	内田利弘・小川康雄・菊地恒夫	505

八幡平・焼山周辺の自然電位	菊地恒夫・杉原光彦・石戸恒雄 ……533
仙岩北部地域の屈折法解析	菊地恒夫・村田泰章・津 宏治 ……543
仙岩地域圧力試験	伊藤久男・菊地恒夫 ……563

CONTENTS

Foreword	Katsuro OGAWA	
Historical background of geothermal research in the Sengan area	Keiji KIMBARA and Hirokazu HASE.....	1
Summary of the researches in the Sengan geothermal area, northeast Japan (with English abstract)	Keiji KIMBARA and Hirokazu HASE.....	9
Geological structure and geotectonic history of the Sengan geothermal area (with English abstract)	Fujio UEMURA.....	25
Geological structure of the central part of the Sengan geothermal area, north- east Japan (with English abstract)	Shigeru SUTO.....	43
Large scale felsic pyroclastic flow deposits in the Sengan geothermal area, north- east Japan—Tamagawa and Old-Tamagawa Welded Tuffs— (with English abstract)	Shigeru SUTO.....	77
Volcanic history at northern part of the Sengan geothermal area, northeast Japan, on the basis of paleomagnetic study (with English abstract)	Shigeru SUTO and Sakae MUKOYAMA.....	143
Distribution of the landslide landforms in the Sengan geothermal area and its environs, northeast Japan (with English abstract)	Kiyoshi SUMI, Kazuo IKEDA, Keizo SAITO and Shigeru SUTO.....	159
Recent deposits and their ^{14}C ages in the Kitashirasawa area, Takinoue geothermal field, Iwate Prefecture, Japan (with English abstract)	Kiyoshi SUMI, Kazuo IKEDA and Keiji KIMBARA.....	199
Hydrothermal rock alteration in the southern part of Hachimantai geothermal area, northeast Japan (with English abstract)	Keiji KIMBARA.....	211
Alteration of the core samples from the geothermal exploration wells in the Sengan geothermal area, northeast Japan (with English abstract)	Naoto TAKENO and Tetsuro NODA.....	223
Conceptual hydrothermal system model for the Sengan area based on geochemistry of hot springs and fumaroles (with English abstract)	Hiroshi SHIGENO and Kikuo ABE.....	251
Isotopic investigation of waters taken from boreholes, hot springs and surface waters in the Sengan geothermal area (with English abstract)	Masaaki TAKAHASHI and Tetsuro NODA.....	285
Hydrothermal systems in the Sengan area estimated from the hydro- geochemical measurements of wells (with English abstract)	Tetsuro NODA, Kikuo ABE, Naoto TAKENO and Masaaki TAKAHASHI.....	295

Well gas measurements in the Sengan area (with English abstract)	Tetsuro NODA and Kikuo ABE.....	321
Hydrogeology of the western region of Sengan geothermal area, especially on shallow groundwater flow (with English abstract)	Kazuo KURODA, Toshio KANNO and Tsugio OZAKI.....	343
Hydrogeology of the Kakkonda and the Matsukawa geothermal fields, Iwate Prefecture (with English abstract)	Toshio KANNO and Kazuo KURODA.....	379
Gravimetric analysis of the Sengan geothermal area, northeast Japan (with English abstract)	Masao KOMAZAWA, Shigeru SUTO and Yoshiro SUDA.....	399
Magnetic structure of the Sengan geothermal area (with English abstract)	Shigeo OKUMA and Shigeru SUTO.....	425
A study of thermophysical observations in the Sengan-Hachimantai region (with English abstract)	Osamu MATSUBAYASHI.....	449
Magnetotelluric survey in the Sengan geothermal area (with English abstract)	Yasuo OGAWA, Toshihiro UCHIDA, Tsuneo KIKUCHI and Isao SATO.....	467
Resistivity structure of the Sengan geothermal area, northeast Japan, as inferred from the two-dimensional interpretation of Schlumberger soundings (with English abstract)	Toshihiro UCHIDA, Yasuo OGAWA and Tsuneo KIKUCHI.....	505
Self-potential of the Hachimantai-Yakeyama geothermal area (with English abstract)	Tsuneo KIKUCHI, Mitsuhiko SUGIHARA and Tsuneo ISHIDO.....	533
Analysis of the refraction seismic survey in the northern Sengan area (with English abstract)	Tsuneo KIKUCHI, Yasuaki MURATA and Hiroji TSU.....	543
Hydraulic fracturing stress measurements in the Sengan area (with English abstract)	Hisao ITO and Tsuneo KIKUCHI.....	563

巻 頭 言

我が国の地質及び地下資源に関する調査研究を基本的使命にしている地質調査所では、我が国土に豊富に存在する地熱エネルギー資源の調査研究をこれまで積極的に進めてきた。特に昭和48年秋に勃発した“石油危機”を契機にして、昭和49年度にスタートした国の新エネルギー技術開発計画(いわゆるサンシャイン計画)にも、地熱エネルギー部門において積極的な役割を果たしてきた。

御承知のように、石油、金属鉱物などの地下資源の探査・開発には常に大きなリスクを伴うので、これを如何に軽減させるかの技術開発が重要になってくる。地熱は浴用温泉として古くから利用されている歴史の長い資源の1つであるが、近年見られるような発電を目的とするような大規模スケールでの活用を考えた場合、技術的に解決しなければならない課題は非常に多い。特に地熱は低品位エネルギー資源であることから長期かつ安定した供給がなされなければならない。このためには地下深部に賦存する地熱資源を開発するための技術の開発が急務となっている。このような観点から通商産業省が昭和53—60年度の8年間にわたって進めてきた「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」に地質調査所は全面的な協力を行い、その成果の一端は地質調査所報告第264号(1985年)に紹介されている。

本報告で述べられている「仙岩地熱地域の研究」は地質調査所と新エネルギー総合開発機構(NEDO)が秋田・岩手両県にまたがって位置する仙岩地域をモデルフィールドにして、昭和55年度より共同して進めてきた「地熱探査技術等検証調査」の地質調査所によって得られた成果である。この調査の目的は広域かつ大規模な深部地熱資源の開発を促進するために、これまでに蓄積された探査技術をモデルフィールドに適用して検証するとともに、あわせて地熱資源としての評価を行うものである。このためにNEDOが物理探査及び坑井調査を、地質調査所が地質・地化学調査、物理探査データ再解析及び総合解析をそれぞれ担当してきた。

仙岩地域では昭和61年度に最終ステージの3,000 m級調査井の掘削を予定しているので、なおプロジェクトとしての最終的結論を出すに至っていない。しかしながら同地域においては当初予定されていた地表調査の大半はすでに終了しており、また地表からの探査技術の有効性を坑井掘削により検証するという意味からも、この時点で地質調査所としての研究成果の取りまとめを行っておくことの意義は大きいものと思われる。

本報告の内容には「地熱探査技術等検証調査」に先立って、地質調査所が仙岩地域において実施した「地熱地域の熱水系に関する研究」(昭和48—54年度)及び「広域深部地熱資源賦存に関する研究」(昭和49—54年度)の成果の一部も含まれている。本報告書を取りまとめるに当たり、以上の研究の企画・推進に多大の労を取られた工業技術院サンシャイン計画推進本部、及び共同研究者としてボーリング工事を初めとして数々の困難な業務を分担された新エネルギー総合開発機構に深く謝意を表する次第である。また実際の調査・研究を進めるに当たってはたくさんの方の地熱関連企業より多大な御協力をいただいた。ここに厚くお礼申し上げる次第である。

昭和62年3月

地質調査所地殻熱部長

小川克郎

研究の背景と経過

金原啓司*・長谷紘和*

Historical background of geothermal research in the Sengan area

By

Keiji KIMBARA* and Hirokazu HASE*

1. 研究発足の背景

昭和53年に勃発したイラン革命を契機にして敵しさを増したエネルギー情勢に対処するため、昭和54年11月に国の産業技術審議会新エネルギー技術開発部会は「サンシャイン計画の加速的推進戦略」をまとめた。すなわち1990年までに相当量のエネルギー供給を行うことを目標として、地熱エネルギーに対して、大規模かつ広域的な深部地熱開発を可能にするための探査・掘削技術の早期確立を図ることが要請された。このような背景に基づいて「地熱探査技術等検証調査」(以下検証調査と呼ぶ)が地質調査所と新エネルギー総合開発機構(以下 NEDO と呼ぶ)との共同研究プロジェクトとして昭和55年度よりスタートした。

本プロジェクトの発足に先立ち、サンシャイン計画推進本部及び地質調査所はその時点での既存データから日本の大規模地熱地帯を地質構造上、豊肥型(陥没構造型)、栗駒型(断裂構造型)、仙岩型(再生隆起構造型)の3モデルに分類し、深部地熱賦存可能性の予備的検討を行った。これらのモデル中、豊肥型については昭和53年度より「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」(いわゆる豊肥プロジェクト)のフィールドとして調査が開始されることになった。本検証調査は仙岩及び栗駒両地域をモデルフィールドにして、①それまで蓄積されてきた各種地熱データによって概念的広域地熱賦存モデル化を行い、②このモデルに対し深部地熱資源探査にも有効と考えられる探査技術を選択的に適用し、③その結果を坑井調査によって検証することにより、適用探査技術の改良を行い、④これとともに取得データの総合的解析を通して深部地熱資源の評価とモデルの高精度化を行おう、とするものであった。

2. 調査地域

以下本報告で述べられる「仙岩」とは秋田県仙北郡から岩手県岩手郡にまたがって位置する八幡平地熱地域に対して、より“広域的”な意味を込めて新たに与えられた名称である。本地域は秋田焼山、八幡平、岩手山、秋田駒が岳などの第四紀火山を擁し、玉川、後生掛、藤七、松川、滝の上、乳頭などの著名な温泉を有する日本でも第一級の広域地熱地帯である。ここではすでに松川(22 MWe)、大沼(10 MWe)、葛根田(50 MWe)の地熱発電所が稼働しているほか、葛根田については第2期工事が、また大沼の西の澄川については開発のための調査が進行中である。

検証調査のために当初設定された調査範囲(主に坑井調査)は上述の仙岩地域のうち焼山・八幡平—藤七・大深岳—小和瀬川—玉川で囲まれた約180 km²の地域であって、ほぼ全域が秋田県側に位置している。この地域は後述する広域的構造性深部地熱資源賦存可能性モデル地域(仙岩ベーズン)の中央部高重力異常地域を含む北西部に位置している。

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

3. 研究発足時までの仙岩地域における地熱調査の経緯

ここでは昭和48年の石油危機以降、昭和55年の本プロジェクト発足に至るまでの間に仙岩地熱地域において主に国によって実施された地熱調査の経緯について簡単に述べる。

昭和48年度より3ヶ年計画で開始された「全国地熱基礎調査」の一環として、地質調査所は仙岩地域の八幡平北部(昭和49年度)及び八幡平南部(昭和50年度)において放熱量、変質帯、重力、電探等の地表調査を実施した。本調査の後を受けて、資源エネルギー庁は「地熱開発精密調査」によって八幡平北部(昭和50年度)及び八幡平南部(昭和51年度)で計6本の500-800m級構造試錐を実施した。また同様に資源エネルギー庁は「地熱開発基礎調査」において、上述の北部及び南部の中間に位置し、検証調査の主要調査地域となった小和瀬地区で放熱量、変質帯調査(昭和51年度)、及び深度600mの構造試錐(昭和53年度)を実施した。さらに昭和52-54年度には「発電用地熱開発環境調査」において、八幡平北部の澄川(昭和52年度)及び菰ノ森(昭和54年度)で900-1,500mの調査井計4本が掘削された。その後仙岩地域においては昭和55年度から開始された「地熱開発促進調査」において八幡平東部で各種地表・坑井調査が昭和55-56年度の2年間にわたって実施された。

一方工業技術院はサンシャイン計画の委託研究の一部として昭和49-53年度に仙岩地域全域にわたって「広域熱構造調査法の研究開発」を行い、この一環として地質、重力、微小地震、空中磁気などの地表調査と80m級、500m級の坑井掘削による熱流量調査を実施した。この研究において、その後の検証調査のための地熱系モデル設定に当たって重要な役割を果たすことになった玉川溶結凝灰岩類の詳細な地質調査がなされた。第1表に示すように、昭和49年度以降仙岩地域において国により掘削された地熱坑井の総延長は、これ以外の調査も加えると約45,000mにも達している。このことは仙岩地域が日本の地熱開発を進めて行く上で欠くことのできない重要な地域であることを示している。

一方地質調査所ではサンシャイン計画の一環として、昭和48-54年度に「地熱地域の熱水系に関する研究」及び昭和50-54年度に「広域深部地熱資源賦存に関する研究」を所の地熱エネルギー研究の中核的課題にすえてきた。これらの研究の一部において仙岩地域をモデルフィールドとした水流動、貯留構造、活構造、熱源評価及びリモートセンシング法、ヘリウム法等の先駆的研究がなされるとともに、この地域に広く分布する酸性火山岩(玉川溶結凝灰岩類)の層序、年代、変質、鉱物組成などの調査・研究が地熱資源的観点よりなされた。なおこれらの研究によって得られた成果についても、仙岩地域を理解する上で重要と考えられるものについては本報告書の中で論文化されている。

以上のように、仙岩地域ではプロジェクト発足時点までに数多くの地熱調査が実施されてきたものの、次に述べるような地熱系モデルが設定された検証調査の対象地域の主要部は地形が急峻な上、岩相変化の乏しい玉川溶結凝灰岩類及び新期火山岩類に広く覆われているため、地下地質及び地熱構造の推定が非常に困難な地域でもあった。

4. 地熱系モデルの設定

昭和52年度以降、従来のような露頭性地熱資源の開発に頼るのみでは今後の地熱資源開発に限界があるとする考え方が強くなり、上部構造としての露頭性地熱資源をいくつか包含するような広域的な下部地熱構造(もしこのような構造場に胚胎する地熱資源が存在するとすれば、これを広域的構造性深部地熱資源と呼ぶことにする)の存在可能性の検討がなされてきた。

地質調査所ではそれまでの各種既存資料の検討結果から、仙岩を含むいくつかのモデル地域で上述の広域的構造性深部地熱資源の賦存可能性を検討した。

仙岩地域のブーゲー異常図を概観すると、地域周辺は先第三紀基盤岩類の分布に対応して相対的に高重力異常域となっている。これに対してその内側は、中央部の大深岳、乳頭山、曲崎山などの高重力異常域を取り巻いて、大沼を通過して南北に細長く発達する低重力異常域(花輪地溝帯)及び安比、松尾、平石、田沢湖などの低重力異常域が環状に配列する相対的低重力異常域となっている。仙岩地域におけるこのような低重力異常域(約2,000km²)内には周辺地域に比較して新第三系が厚く堆積しているものと考えられ、最初に述べた広域的構造性深部地熱資源賦存可能性モデルの観点から「仙岩ベーズン」ま

第1表 仙岩地域における国の地熱調査経緯（昭和49年度以降）

Table 1 History of the geothermal exploration surveys sponsored by MITI in the Sengan geothermal area since FY 1974

調査名	西暦	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	備考
	昭和	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	
広域熱構造調査法の研究開発															地質、重力、空中磁気、微小地震、80 m×119本、270 m×1本、400 m×1本、500 m×3本
全国地熱基礎調査			八幡平北部												放熱量、変質帯、地化学、電探
			八幡平南部												放熱量、変質帯、地化学、電探、空中熱赤外
地熱開発精密調査			八幡平北部												500 m×3本
			八幡平南部												500 m×1本、700 m×1本、800 m×1本
地熱開発基礎調査					小和瀬										放熱量、変質帯、電探 600 m×1本
発電用地熱開発環境調査						澄川									1,000 m×2本
															900 m×1本、1,500 m×1本
地熱開発促進調査											八幡平東部				変質帯、地化学、電磁、400 m×1本、500 m×1本、700 m×1本、800 m×1本、1,000 m×2本、1,200 m×1本、1,350 m×1本、1,500 m×1本
地熱探査技術等 検査 調査 （仙岩地域）	地質・地形構造 (GS)														
	変質帯 (GS)														
	水同位体 (GS)														
	土壤ガス (GS)														
	水理・水文 (GS)														
	精密重力 (GS)														
	精密土壤ガス (GS)														
	火山岩熱源 (GS)														
	屈折法 (NEDO)														
	電気探査 (NEDO)														
	電磁探査 (NEDO)														
	200 m級 (NEDO)														
坑	400 m級 (NEDO)									11本	4本				400 m×6本
	800 m級 (NEDO)										2本			4本	800 m×1本
井	1,500 m級 (NEDO)													1本	2,000 m×1本、1,700 m×1本、1,500 m×4本
	3,000 m級 (NEDO)													2本	
調査 （仙岩地域）	チューベル法 (NEDO)														SN-3~S-3間
	圧力試験 (GS)														
	化学検層 (GS)														
	岩芯精密分析 (GS)														
総合解析	地質 (GS)														
	物理 (GS)														
	化学 (GS)														
	地下子測資料作成 (NEDO)														

GS: Geological Survey of Japan

NEDO: New Energy Development Organization

第2表 「地熱探査技術等検証調査」の一環として進められてきた「仙岩地熱地域における研究」研究担当者
(昭和55年4月以降)

Table 2 Scientist's participated in the "Research in the Sengan geothermal area" in GSJ (since April, 1980)

担当部長	Chief of Geothermal Research Dept.		Period							
陶山淳治	Junji SUYAMA		Apr. 1980-Dec. 1980							
沢俊明	Toshiaki SAWA		Dec. 1980-Nov. 1981							
角清愛	Kiyoshi SUMI		Nov. 1981-May. 1983							
山出敬一	Keiichi YAMADA		May. 1983-Jan. 1986							
小川克郎	Katsuro OGAWA		Jan. 1986-Present							
地熱探査技術等検証 調査グループ長	Project manager of Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep-seated Geothermal Resources in GSJ									
角清愛	Kiyoshi SUMI		Apr. 1980-Mar. 1982							
馬場健三	Kenzo BABA		Mar. 1982-Jun. 1982							
小川克郎	Katsuro OGAWA		Jun. 1982-Aug. 1982							
長谷紘和	Hirokazu HASE		Sept. 1982-Present							
「仙岩地熱地域」研究 サブグループ長	Group leader of the Sengan geothermal area in GSJ									
金原啓司	Keiji KIMBARA		Apr. 1980-Present							
「仙岩地熱地域」研究 担当者及び研究年度	Investigators and the fiscal year of research in the Sengan geothermal area in GSJ									
研究担当者	Investigator		Fiscal Year							
			1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	
阿部喜久男	Kikuo ABE	Geochemistry & Technical Service Dept.	○	○	○	○	○	○	○	○
比留川貴	Takashi HIRUKAWA	Geothermal Research Dept.	○	○	○	○	○	○	○	
伊藤久男	Hisao ITO	do.	○	○	○					
石戸恒雄	Tsuneco ISHIDO	do.	○	○	○					
菅野敏夫*	Toshio KANNO	Environmental Geology Dept.		○	○					
菊地恒夫	Tsuneco KIKUCHI	Geothermal Research Dept.	○		○	○	○	○	○	○
金原啓司	Keiji KIMBARA	do.	○	○	○	○	○	○	○	○
駒澤正夫	Masao KOMAZAWA	Geophysics Dept. (presently NEDO)				○	○	○		
黒田和男	Kazuo KURODA	Environmental Geology Dept.	○	○	○					
松林修	Osamu MATSUBAYASHI	Geothermal Research Dept.	○	○	○			○	○	○
村上裕	Hiroshi MURAKAMI	Geophysics Dept.				○	○	○	○	○
西村祐司	Yuji NISHI	Geothermal Research Dept.				○				
野田徹郎	Tetsuro NODA	do.			○	○	○	○	○	○
小川康雄	Yasuo OGAWA	Geophysics Dept.				○	○	○	○	○
大久保太治	Taiji OKUBO	Geothermal Research Dept. (retired in 1982)			○					
大久保泰邦	Yasukuni OKUBO	Geophysics Dept.								○
大熊茂雄	Shigeo OKUMA	do.					○	○	○	
尾崎次男	Tsugio OZAKI	Environmental Geology Dept. (retired in 1982)	○	○						
佐藤功	Isao SATO	Geophysics Dept.			○	○	○	○		
茂野博	Hiroshi SHIGENO	Geothermal Research Dept.	○	○	○	○	○	○	○	○
須田芳朗	Yoshiro SUDA	do.			○	○	○			
杉原光彦	Mitsuhiko SUGIHARA	do.			○	○				
角清愛	Kiyoshi SUMI	do. (presently Govern. Indust. Res. Inst., Tohoku)	○	○	○					

第2表 (つづき)
Table 2 (continued)

研究担当者	Investigator		Fiscal Year							
			1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	
須藤 茂	Shigeru SUTO	Geothermal Research Dept.	○	○	○	○	○	○	○	○
竹野 直人	Naoto TAKENO	do.			○	○	○	○	○	○
高橋 正明	Masaaki TAKAHASHI	do.							○	○
玉生 志郎	Shiro TAMANYU	do. (presently NEDO)	○	○	○	○	○	○	○	
津生 宏治	Hiroji TSU	Geophysics Dept.			○					
上村 不二雄	Fujio UEMURA	Geothermal Research Dept. (presently Nittetsu Min. Consult. Co., Ltd)	○	○	○	○	○			
内田 利弘	Toshihiro UCHIDA	Geophysics Dept.				○	○	○	○	
宇都 浩三	Kozo UTO	Geochemistry & Technical Service Dept.						○	○	

* 1986年8月1日死去

たは「仙岩盆状構造」と呼ばれた。仙岩ペーズン内には地熱微候が数多く分布しており、また熱源と密接な関係がある新期火山の多くは盆状構造内でも相対的に高い重力域上に位置している。特にペーズン内の中央部に認められる高重力異常構造は当初火山性隆起構造と関連づける解釈があり、そのような場所の地下深部には大沼、松川、葛根田といった露頭性浅部地熱資源の共通の根源となるような大規模な深部地熱資源の賦存が期待されていた。

仙岩ペーズンの北西部に位置する調査地域の地質は玉川流域に沿って露出する新第三紀堆積岩類(阿仁合層など)を基盤として、鮮新世—更新世にかけて噴出した大規模酸性火砕堆積物(玉川溶結凝灰岩類)によって広く覆われている(佐藤ほか, 1981)。地域の北側には秋田焼山、八幡平火山が、また南側には荷葉火山、秋田駒ヶ岳火山が分布しており、特に秋田焼山及び八幡平火山の周辺には玉川、後生掛、藤七などの著名な温泉が数多く分布している。しかしながら調査地域内は緻密な玉川溶結凝灰岩類に覆われているためか、地表地熱微候としてわずかに又口小屋(72°C)、鳩ノ湯(58°C)、蛇ノ湯(41°C)、雑魚ノ沢(39°C)の4ヶ所から温泉が湧出するのみである。

村岡・長谷(1980)は玉川流域の流系パターン解析から調査地域に環状地形構造の存在を認め、これが玉川溶結凝灰岩類の噴出に関連したバイアス型カルデラの可能性があるかもしれないことを指摘した。また地表に地熱微候が存在しないのは玉川溶結凝灰岩類が帽岩の役割を果たしているからであって、その下位の第三系には地熱流体が貯留されている可能性が推定された。そしてこのようなカルデラ形成を伴ったであろう玉川溶結凝灰岩類の噴出源マグマは、時代こそ2 Ma-1 Ma(玉生・須藤, 1978)とやや古いものの、規模が大きいなどの理由から熱源としても十分期待が持てる(須藤, 1982)ことが予測された。また変質帯調査の結果から、小和瀬川上流から葛根田川上流にかけての地域に玉川溶結凝灰岩類の活動に関連した熱水活動の中心的場所が存在していたであろうことが推定された(金原ほか, 1982)。調査地域に対して以上述べてきたような地熱系モデルの設定がなされたことから、本調査では当初より玉川溶結凝灰岩類の解明に主力が注がれることになった。

5. 研究の内容、実施体制及び研究の経過

5.1 研究の内容

すでに述べたように、検証調査はサンシャイン計画推進本部の下に、実施体としての地質調査所とNEDOが同一の研究テーマを据えて昭和55年度より発足したものである。両者の研究分担及びこれまでの調査経過は第1表に示す通りである。計画全体を概略的に述べれば、NEDOは屈折、電気・電磁探査(シュランペルジャー法、MT法)などの各種地表物理探査と、200-800 m級坑井調査(熱流量調査)

及び1,500–3,000 m級の坑井調査を行うものとし、これらの調査・解析を通じて深部地熱資源探査技術の検証と改良を行う。一方地質調査所は地質・地化学的な地表調査を分担するとともに、NEDOの坑井・岩芯を利用しての調査(水圧破壊試験(圧力試験)、坑井化学調査(化学検層)、岩芯精密分析など)、及びNEDO取得の物理探査データの再解析等を通じて各種調査データの総合的解析を行い、仙岩地域の深部地熱資源評価及び熱水系モデルの構築を行う。

5.2 研究の実施体制

地質調査所では本プロジェクトを実施するために仙岩及び栗駒地域についてそれぞれ研究サブグループ体制を敷き、仙岩地域では第2表に示すように地殻熱部、物理探査部の研究者を中心にこれまで31名がそれぞれ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に、昭和55年10月のNEDO設立に伴い、本調査及び同時併行的に進められることになった全国地熱資源総合調査(これにカップルする地質調査所のプロジェクトは「国土地熱資源基本図作成に関する研究」)を担当することになった地熱調査部に地質調査所から課長以下6名の研究者が派遣されることになった。同時にNEDO内に設置された「地熱探査技術等検証調査委員会」に地質調査所の部課長5名が委員として参加した。加えて地質調査所とNEDOとのより実質的な研究協力活動は、昭和56年2月上記委員会の下に設置された「地熱探査技術等検証調査小委員会」のうちの「地質地化学小委員会」及び「物理探査小委員会」に地質調査所の主要研究メンバー19名が参加することによりなされた。そして仙岩地域については昭和56年度に5回、57年度に8回、58年度に2回、計15回の地質地化学・物探合同小委員会、仙岩・栗駒合同部会、仙岩部会及びそれらの作業部会が開催され、研究協力活動がなされた。

昭和59年度に入ってNEDOの委員会組織の見直しが行われ、その結果それまでの委員会に代って「地熱調査委員会」及びその下部組織として「地熱調査部会」が設置された。そして検証調査については並行して進められている「全国地熱資源総合調査」とともにこの委員会、部会の1構成部門として調査審議されることになった。それ以降の検証調査についての地質調査所とNEDO間の実質的な意見交換はサンシャイン計画推進本部、NEDO、地質調査所間で月1回定期的に開催される三者連絡協議会においてなされることが多くなった。

5.3 研究の経過

昭和55–56年度にわたって地質調査所では地域全体にわたる地質構造、地形構造、変質帯、水同位体、土壌ガス、水理・水文等の地質・地化学的な地表調査を実施し、全容の把握に努めた。一方NEDOは昭和56年度に入ってから本格的な調査を開始し、屈折法(中発破探査)、電気探査(シュランベルジャー法)、電磁探査(MT法)などの地表物理探査を実施した。また昭和56–57年度の2年度にわたって当初モデルにおいて、地熱貯留構造上帽岩として、またその噴出源マグマを熱源として位置づけた玉川溶結凝灰岩類を主な対象にして、その下部における地熱構造を把握する目的で熱流量調査を行い、200 m級×15本、400 m級×2本、計17本の熱流量調査坑が掘削された。この途中において、地熱モデル上重要な位置づけを与えていた調査地域中心部曲崎山周辺の熱流量調査が地形急峻のため困難視されたので、昭和56年11–12月にかけてNEDO委員会の作業部会で計画の再検討が行われた。しかしながら結果的にはこの地域で上記の熱流量調査が実施されることはなかった。

地質調査所では昭和56年度より地殻応力測定を目的として、NEDOの200 m級坑井を利用して水圧破壊試験(圧力試験)を行うとともに、昭和57年度からはこれら坑井より得られる水、ガス、岩芯試料の詳細な化学的調査を目的とした調査手法を「化学検層」法として提案し、そのための技術開発と取得データの解析法の開発を行うことになった。このうち水試料を扱う化学検層法は昭和59年度までに全層採水及びバッカーを利用した各層採水について一定の技術的見通しを得ることができたので、昭和60年度よりNEDOに技術移転され調査は継続された。また坑井より得られる岩芯の地質、変質、年代の精密分析もNEDOの岩芯分析を補完する形で昭和56年度より開始された。

地表調査の後を受けた昭和57年度以降の地質調査所の研究は、上述のNEDOの坑井を利用した研究

以外に地質、化学、物理的な地熱系モデルの構築を目指して NEDO 取得の物理探査データの再解析と地質・地化学の補足的調査及び取得データの解析を中心とした総合解析に移行した。この一環として重力データの乏しかった地形急峻地域において昭和58年度精密重力調査が実施された。

一方 NEDO ではそれまでの各種地表調査の結果を受けて本格的な地熱構造解明のために、昭和57—58年度にかけて 1,500 m×3 坑(SN-2, 3, 4)と 2,000 m×1 坑(SN-1)、計 4 坑の構造試錐掘削が、SN-2 坑ではヘリコプターを利用するなどしてアクセス上の困難を克服することによりなされた。これにより、それまでは全くの推測に過ぎなかった本地域の地下地熱構造の実体が急速に解明されることになった。

その結果、それまでに調査を進めてきた玉川溶結凝灰岩類分布地域の地下には、地熱資源の開発を可能とするような、優勢な熱がもはや期待できないことが次第に明らかとなり、当初の地熱モデルに修正を加える必要が生じてきた。そしてむしろこれまでの調査地域の北側の秋田焼山・八幡平火山を中心とする新期火山岩類分布地域がより本調査の目的にとって重要であるとの認識がなされるようになってきた。

このような理由により上述の地域に昭和59—60年度にはジュランベルジャー法、MT法の電気・電磁探査、400 m×4 坑、800 m×1 坑の熱流量調査が NEDO の補足調査として追加されるとともに、1,500 m×1 坑(SN-6K)、1,700 m×1 坑(SN-5)の構造試錐が秋田焼山火山の南及び北斜面において掘削された。一方地質調査所においても昭和59—60年度に秋田焼山・八幡平火山を中心とした地域において同様の目的で火山岩熱源及び精密土壌ガスについての補足的調査を行った。

地質調査所ではそれまでの研究成果を取りまとめ、広く外部に対して研究内容の紹介と意見交換を図るために昭和59年12月14日の第168回研究発表会に於いて「地熱探査技術等検証調査—仙岩地域における深部地熱」という標題で9つの話題について中間的成果の報告を行った。なお、その講演要旨は地調月報(36巻, 6号, p. 367-374, 1985)に紹介されているので参照されたい。また昭和60年度末には成果の一部が「10万分の1仙岩地熱地域地質図及び同説明書」という形で地質調査所より出版された。

昭和61年度には仙岩地域における検証調査仕上げの調査として 3,000 m 級の深部調査井 1 坑の掘削が秋田焼山火山の北斜面(澄川)において NEDO により実施されることになっており、これにより地下深部における地熱貯留層が確認されれば、62年度には流体の噴出・還元試験も予定されている。このために本調査の最終的成果はこの結果を待たなければならず、その意味で本調査は現在なお中間的段階にあると言える。しかしながら、現時点では地表調査も含めて予定されていた調査の大半はすでに終了していることと、今後予定されている 3,000 m の深部調査井によってこれまでに得られた調査結果を検証するという本プロジェクトの目的においても、この時期に地質調査所がこれまでに仙岩地熱地域で進めてきた各種調査研究の成果を一まとめにして報告書の形で公表する意義は高いものと考えている。

文 献

- 金原啓司・大久保太治・角 清愛・千葉義明(1982) 玉川溶結凝灰岩類の変質(その2)—岩手県葛根田川上流および秋田県玉川上流地域。岩鉱, vol. 77, no. 3, p. 86-93.
- 村岡洋文・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.
- 佐藤 浩・安藤重幸・井出俊夫・鷹嘴守彦・斉藤清次・千葉義明・土井宣夫・岩田忠雄(1981) 八幡平地域、玉川溶結凝灰岩類の層序。地質雑, vol. 87, no. 5, p. 267-275.
- 須藤 茂(1982) 玉川溶結凝灰岩及び周辺の類似岩の K-Ar 年代。地熱学誌, vol. 4, no. 3, p. 159-170.
- 玉生志郎・須藤 茂(1978) 八幡平西部の玉川溶結凝灰岩の層序と年代。地調月報, vol. 29, no. 3, p. 159-169.

仙岩地熱地域における研究成果の概要

金原啓司*・長谷紘和*

Summary of the researches in the Sengan geothermal area, northeast Japan

By

Keiji KIMBARA* and Hirokazu HASE*

Abstract: The Sengan geothermal area, which is located in the Hachimantai volcanic region on the border between Akita and Iwate Prefectures, is one of the largest-scale active geothermal fields in Japan. Three geothermal power plants, Matsukawa (22 MWe), Onuma (10 MWe) and Kakkonda (50 MWe), are under operation and other power stations are planned in this area.

The research in the Sengan area was started in 1980 for the confirmation of effectiveness of surface prospecting techniques through drillings and modelling of deep-seated geothermal system. This research is a cooperated project between the Geological Survey of Japan (GSJ) and the New Energy Development Organization (NEDO) under the "Sunshine Project" promoted by the Ministry of International Trade and Industry (MITI). GSJ shared geological, geochemical surveys and integrated data analysis, and NEDO shared geophysical exploration, well drillings and analysis of the data. In 1987, as the final stage of the research, a 3-km deep well will be drilled on the northern flank of Akita-yake-yama volcano.

The researches of geology, geochemistry, hydrogeology and geophysics including geothermics in the Sengan area are summarized in this paper together with the summaries of the study on techniques for geothermal exploration and data analysis.

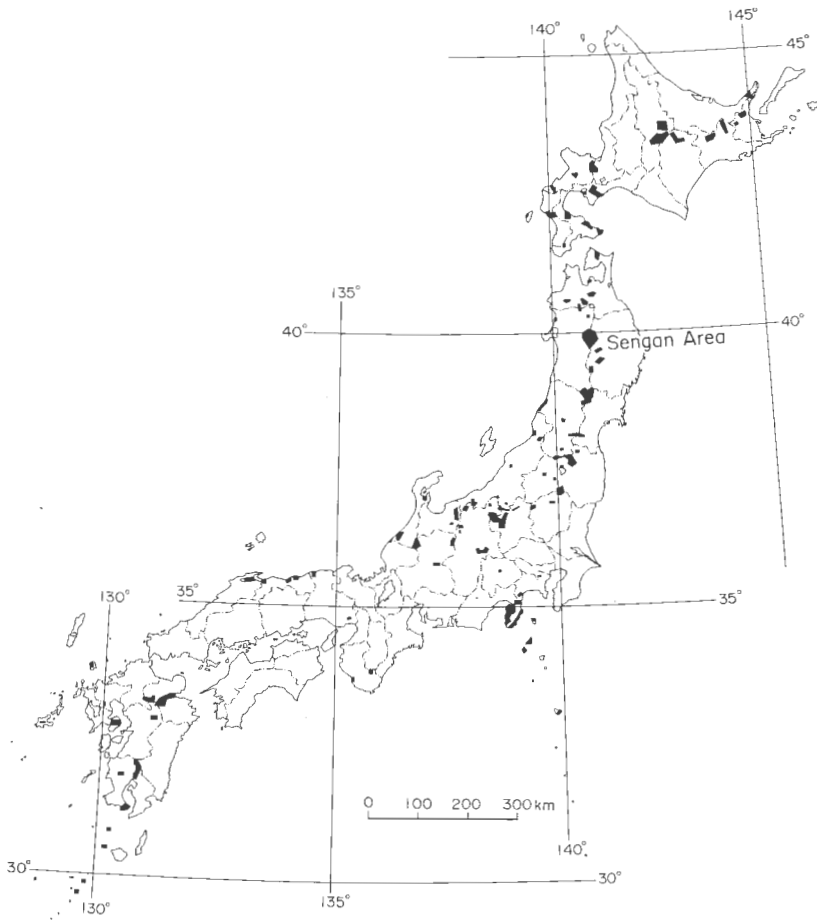
1. ま え が き

秋田県から岩手県にまたがって位置する仙岩地熱地域(第1図, 図版I)において, 昭和55年度より開始された「地熱探査技術等検証調査」は途中幾多の困難や紆余曲折を経ながらも, 昭和62年には3,000 m級坑井掘削という調査の最終ステージを迎えた。地質調査所では新エネルギー総合開発機構(NEDO)と密接な研究協力の下に, 同地域においてこれまでに地質学, 地球化学, 地球物理学の各分野にわたる調査研究・技術開発を実施してきた。本調査によって得られた成果は次節以降各担当者によって詳細に述べられている通りであるが, 土壌ガス法や新期火山岩類の年代などについての研究は実施したものの, 本報告書には掲載することができなかったものが若干ある。これらについては後日各担当者によって別途報告される予定である。

本調査によって得られた研究成果は単に「仙岩」という1モデル地熱地域の実態を解明したに止らず, 今後我国の地熱開発を効果的に進めて行く上で寄与するとともに, 調査の過程での諸経験は有益な教訓になるものと思われる。以下ここでは次節以降に述べられている各研究成果を地質構造, 地熱構造, 貯留構造, 水理構造という地熱の各要素に分けて概観するとともに, 本調査において地質調査所が実施し

* 地敷熱部

* Geothermal Research Department



第1図 熱水対流系地熱資源賦存地域分布図(角・高島, 1980を簡略化)
 Fig. 1 Distribution map of known geothermal areas for hydrothermal convection system in Japan (simplified after SUMI and TAKASHIMA, 1980)

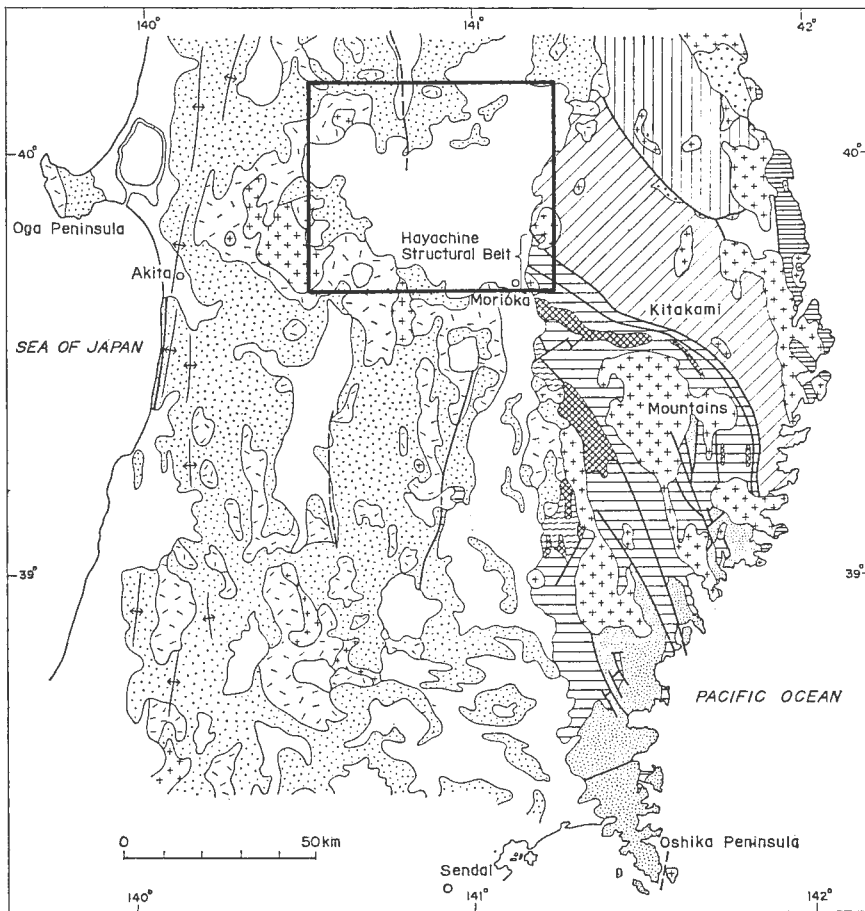
た地熱探査技術とデータ解析手法の研究についても触れることにする。

2. 地 質 構 造

仙岩地域の広域的な地質については、すでに本調査の成果の1つとして図版Ⅱのような10万分の1地質図(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)が地質調査所より公表されているので、詳細についてはそれを参照していただきたい。以下それ以降に判明した事実や本報告書中に述べられている内容も付け加えて仙岩地域の地質構造の概要について述べることにする。

2.1 先第三系

仙岩地熱地域周辺には粘板岩、珪岩などの先第三紀堆積岩類(中—古生層)、白亜紀花崗岩類などの基盤岩類が点在して分布している(上村, 1987, 第3図参照)。しかしながら第2図にも示すように、調査



- Quaternary sediments and Pliocene-Quaternary volcanic rocks
- Miocene-Pliocene sediments
- Miocene volcanic rocks ("Green Tuff")
- Upper Lower Cretaceous-Paleogene sediments
- Pre-Miocene granitic rocks (mostly Cretaceous)
- Pre-late Cretaceous ultramafic rocks
- Triassic-middle Lower Cretaceous sediments (shallow sea facies; including Cretaceous volcanic rocks)
- Upper Mesozoic sediments (pre-late Early Cretaceous)
- Uppermost Paleozoic-middle Mesozoic sediments (North Kitakami Belt)
- Carboniferous-Permian sediments (North Kitakami Belt)
- Silurian-Permian sediments (South Kitakami Belt)
- High-pressure metamorphic rocks
- Major anticlinal axis
- Major fault or tectonic line

第2図 東北日本の地質編集図 (TANAKA, 1977)
 脚注については一部改変。四角で囲まれた地域は仙岩地熱地域地質図 (仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985) の範囲

Fig. 2 Compiled geologic map of Northeast Japan (TANAKA, 1977)
 Enclosed area shows the compiled area for the geological map of Sengan Geothermal Area (Research group for the geological map of Sengan Geothermal Area, 1985)

地域内は新第三紀—第四紀の堆積岩類・火山岩類に厚く覆われて基盤岩類は露出しておらず、またこれまでの調査によっても基盤岩類に関する情報はほとんど得られていないために、これについては現在のところ推定の域を出ない。

東北日本の地質構造区分(島津, 1964)によれば、仙岩地域は北部北上帯と南部北上帯を境してNW-SE方向に走る超塩基性岩地帯(早池峯構造帯)の北西延長部上もしくは北部北上帯に位置している(第2図参照)。本地域の基盤岩類に関する直接的な情報としては岩手山西南斜面の綱張で企業により掘削された地熱調査井AZE-1の深度2,200m以深に珪質岩(須藤, 1987b)が、また間接的情報として葛根田川上流で雲母石英片岩礫(須藤, 1987a)が確認されている程度である。本調査では坑井調査として、これまでに1,500m級坑井が計6坑(2,000m×1, 1,700m×1, 1,500m×4坑)NEDOにより掘削されたが、いずれも先第三紀基盤岩類には到達していない。従って仙岩地熱地域の地下に伏在する先第三紀基盤岩類及びその構造を論ずるには今後の深部坑井掘削の結果を待つ必要がある。

上述の大構造区分及び第2図から見ると、仙岩地域は盛岡市東南方で主にペルム紀—三畳紀の粘板岩、砂岩、チャートよりなる北部北上帯と超塩基性岩体よりなる早池峯構造帯を画してNW-SE方向に延びる堤沢断層(上村, 1987)の北西延長方向に位置している。この方向性は変質帯調査からもその存在が注目されていることから(金原, 1983)、仙岩地域に伏在する第1級の構造線であることは間違いのない。後述するように基盤岩類を切るこのような構造線(帯)は、地熱流体通路もしくは最近認識が強まってきている地熱流体貯留部としての断裂系に関連の深い構造として地熱探査上からも注目される。同様な理由により、仙岩地域の北方花輪盆地からN-S方向に細長く発達する地溝状の構造(花輪地溝帯)の南方延長部が焼山の南麓域まで連続していることが重力異常(駒澤ほか, 1987)より推定されており、これも後述するように地熱貯留構造上その実態が注目されている。

2.2 新第三系

本地域の新第三系及びその構造発達史については上村(1987)が詳細に述べている。それによれば仙岩地域は先第三系基盤岩類露出地域に取り囲まれた「仙岩盆状構造」(これは相対的低重力異常域とも一致している)内に新第三系が厚く堆積している地域に相当する。新第三系は下位より変質した火砕岩類よりなる大又層(生保内層)、海成堆積岩類及び火砕岩類よりなる阿仁合層(上, 中, 下部に区分されている)、坂本層、小志戸前層・山津田層、宮田層など、中新世の各地層からなっている。上村はこのような仙岩盆状構造が船川階には分化し、山津田層もしくは相当層の堆積によって特徴づけられる「仙岩サブ盆状構造」が顕在化したと述べており、仙岩地域内の主要な地熱地域はほぼこの構造域内に位置している。八幡平・焼山地域において地熱貯留構造上から重要な意味を持っていると考えられる花輪地溝帯の南方延長部がこの盆状構造を切っていることから、この地溝は船川階—第四紀の間の一時的な伸張応力場の下で生成したものと考えられている(上村, 1987)。

2.3 第四系

第四紀に入ってから仙岩盆状構造は完全に陸化し、本地域の地熱活動と密接に関係する流紋岩、デイサイト、安山岩などの噴出を伴う激しい火山活動が広域的規模で起こった。この時期(厳密には鮮新世後半—更新世)の火山活動及び火山岩類については須藤(1987a)及び須藤・向山(1987)に詳述されているが、結論的に言えば約300万年以降本地域では大規模かつ広域的に火山活動が繰り返された。これらの火山活動によってもたらされた大量の火山岩類の層序、構造を完全に明らかにすることは困難であった。しかしながら本調査を通して判明した数々の事実は今後の地熱探査に貢献するところが大きいものと考えられるので、以下注目される事柄にのみ焦点を絞って列記する。

(1) 本地域において最も広域的に分布し、かつ鮮新—更新世という活動時期(玉生・須藤, 1978)から地熱活動との関係が注目されてきた大規模酸性火砕流堆積物は、これまでの地熱調査に関連して行われた地質調査では玉川溶結凝灰岩類として一括されてきた(佐藤ほか, 1981)。しかしながら本調査において最大深度2,000mまでの坑井掘削がなされた結果、村岡・長谷(1980)が指摘した環状地形構造のほぼ

中心で掘削された SN-1 号井では地表下 1,700 m まで玉川溶結凝灰岩類と類似の溶結凝灰岩層が連続していることが判明した。金原・松永(1985)はこれらを一括して玉川溶結凝灰岩類と呼び、これを厚く堆積させている陥没構造を「玉川カルデラ」と仮称した。なお玉川溶結凝灰岩類の密度が基盤岩類並みに大きいため、ブーゲー異常図からこの陥没構造の存在を読み取ることはできない(駒澤ほか, 1987)。

須藤(1987a)はこのような玉川溶結凝灰岩類の詳細な検討を行い、これが古玉川溶結凝灰岩と玉川溶結凝灰岩に2分され、前者の活動に関連してパイアス型の「古玉川カルデラ」が仙岩地域中心部に、また後者の活動に関連して「先焼山カルデラ」がその北の秋田焼山火山体直下に形成されたものと述べた。なお古玉川溶結凝灰岩についてはカルデラ内堆積物のみしか認められていないが、もしカルデラ外堆積物が削割されてしまったものとすれば、古玉川溶結凝灰岩と玉川溶結凝灰岩との間の時間間隙は長かったものと推定されている(須藤, 1987a)。須藤はさらに火砕流堆積物の観点より古玉川溶結凝灰岩を下位より RB, RA, R1, R2, R3 の5ユニット(総噴出量 100 km³ 以上)に区分し、岩芯試料の K-Ar 年代測定結果は、変質による若返りの可能性があるものの、RA 1.9 Ma, R2 2.1 Ma の年代値を与えている(須藤, 1987b)。同様に須藤(1987a)は玉川溶結凝灰岩を R4(2 Ma), D(1 Ma) の2つのユニット(総噴出量 180 km³)に区分し、佐藤ほか(1981)がまとめた玉川溶結凝灰岩類の層序(下位より小和瀬川凝灰岩, 関東森層, 八瀬森火山角礫岩, 櫻内層, 大深沢層, 石仮戸沢層の6層に細分化)とは全く異なった観点での層序のまとめを行った。なお以下本稿では無用な混乱を避けるために、須藤による古玉川溶結凝灰岩も含めて、一連の大規模酸性火砕流堆積物を玉川溶結凝灰岩類と呼ぶことにする。

(2) 本地域には玉川溶結凝灰岩類分布域を取り囲むようにして安山岩質の新期火山岩類が広く分布している。これらの火山岩類は従来より漠然と玉川溶結凝灰岩類を覆う、新しい時代の噴出物とされてきた。しかしながら本調査によって詳細な層序・年代学的検討がなされた結果、これらの新期火山岩類には玉川溶結凝灰岩類(2 Ma-1 Ma)と同時期か、それよりも古い時代のものが数多く存在していることが明らかになってきた(TAMANYU and LANPHERE, 1983; 須藤, 1984; 1985)。

須藤・向山(1987)は新期火山岩類のうち、ブリュンヌ正常期に属するか、1 Ma より新しい噴出物を後期噴出物、また松山反転期もしくはそれ以前の磁極期に属するか、1 Ma より古い噴出物を前期噴出物と定義し、前者が新期火山岩類分布地域の外側に、また後者が内側に分布する傾向のあることを指摘している。新期火山の多くはすでに述べた仙岩盆状構造内の相対的に高い重力異常域上に位置しており、とりわけ中央部の大深岳一乳頭山一曲崎山地域は先第三紀基盤岩類分布地域なみの高重力異常域になっている。

3. 地 熱 構 造

仙岩地域では本調査を含めて、これまでに国の各種地熱調査プロジェクトによって深度 2,000 m 程度までの坑井(深度 400 m 以上が41本, うち 1,000 m 以上が16本)が総延長およそ 45,000 m 掘削され、これらの坑井について坑内温度分布が正確に測定されてきた。その結果本地域での地下温度分布に関する情報は飛躍的に増加した。

松林(1987)によれば、仙岩地域における広域的(最小)熱流量値は SN-1 坑で求められた 150 mW/m² (3.6 HFU)である。この値は周辺地域に比較して有意に高く、アメリカのカスケード地域(100 mW/m²)の1.5倍である。仙岩地域の広域的熱流量値が高い原因として、松林は仙岩地域の地下に規模の大きい部分溶融体が存在する可能性を指摘している。須藤・向山(1987)も 90°C 以上の温泉・噴気地や現在稼働中の地熱発電所の直近に必ずしも新しい火山活動が起っているわけではないことに着目し、仙岩地域の地下深部には過去300万年以降現在に至るまでの間に断続的かつ活発な火山活動をもたらした巨大なマグマだまりが存在し、これから供給される熱が仙岩地域の地熱活動に対して重要な役割を果たしているものと推定している。これに関連して小川ほか(1987)は、仙岩地域では MT 法調査によりマグマに関連する可能性のある 30-100 Ω·m の低比抵抗層が深度 20-30 km に解析されており、特に仙岩地域中心部に近い曲崎山周辺ではその深度が 5 km 程度まで異常に浅くなっている点を注目している。

以上述べたように、仙岩地域における究極的な地熱熱源はこの地域の地下深部に賦存する巨大なマグマだまりであって、これがこの地域の地下温度を広域的に高めていることが期待される。しかしながら深度 2,000 m 程度までの地下温度分布から見る限りでは、SN-1 坑が掘削された玉川溶結凝灰岩類分布域に比較して、SN-5, 6K が掘削された焼山、八幡平などの新期火山岩類分布域の方が明らかに高温であり、現在の主要な熱源がこれらの新しい安山岩質火山岩をもたらしたマグマだまりであることは疑う余地がないように思える。

金原(1983, 1987)及び金原ほか(1982)は仙岩地域全域にわたる地熱変質帯調査を実施し、酸性変質帯が新期火山岩類分布域に、またアルカリ性変質帯が新第三系—玉川溶結凝灰岩類分布域に発達していることを示した。産状から見る限り、酸性変質帯はその多くが現在も地熱微候を伴うなど明らかに新しい時代の産物であり、この点からも新期火山(群)の熱源としての評価が可能である。なお仙岩地域では変質帯に起因する地すべり地形が多数存在することから、角ほか(1987a)は空中写真を利用して地すべり地形判読を行った。その結果地域中心部 590 km² に見られる地すべり地形 82 個のうち 42% は何らかの地熱微候を伴っていることを見出し、写真地質調査が変質帯調査を補完し、地熱探査に有用であることを示した。またこれに関連して角ほか(1987b)は滝の上地域の地すべり岩層中の炭質物の ¹⁴C 年代が 3800 年であったことも報告している。

竹野・野田(1987)は坑井調査によって得られた岩芯の変質を詳細に検討した。その結果仙岩地域には①接触変成作用、②鉍化作用、③地熱変質作用(古期と新期がある)の 3 タイプの熱的イベントが認められる。①、②及び③の古期は玉川溶結凝灰岩類によるカルデラ状陥没構造埋積後に、SN-5 で見られるような閃緑岩の貫入とその後の石仮戸沢層(須藤(1987b)による先焼山湖沼堆積物)堆積時(上村(1987)は花粉化石からこの時期を 1.5-1.0 Ma と見積っている)までの温度低下に伴う一連の熱活動によるものであろうと推定している。なお大熊・須藤(1987)は空中磁気データの再解析を行ったところ、仙岩地域中央部で磁気基盤深度が浅くなっており、これは SN-5 に見られるような新第三系中の貫入岩体及び先第三系中の深成岩体の存在のためかもしれないことを指摘している。③の新期地熱変質作用は調査地域北部では秋田焼山、八幡平火山周辺のみ認められており、石仮戸沢層堆積後から現在に至る地熱活動の産物である。また閃亜鉛鉍、方鉛鉍などを生成するような②の鉍化作用は仙岩地域では同一鉍床区に属する同一時期のものである可能性の高いことが指摘されている。

4. 貯留構造

3.の地熱構造の項で触れたように、仙岩地域では多数の地熱坑井が掘削された結果、地下の高温域の輪郭を高い精度で把握することが可能になってきた。しかしながら地熱開発を最終的に成功させるためには、そのような高温域に、例えば 200°C を超すような地熱流体が賦存しているかどうか、言い換えれば貯留構造が存在するかどうかを確認しなければならない。何故ならば、もし地熱流体が実際そこに貯留されていなければ、それは現状技術では利用不可能な高温岩体地熱資源に過ぎなくなるからである。

一般に地熱資源は石油資源のように特定の貯留構造を持たない断裂(フラクチャー)型の貯留構造と考えられており、その適確な探査は最も困難な技術的課題の 1 つになっている。地熱地帯では重力急傾斜部が基盤岩類に達する断裂の存在を想起させることから、地熱貯留構造を形成する可能性の高いことが指摘されており、その意味で花輪地溝帯が注目されている(駒澤ほか, 1987)。

地熱流体資源の探査には比抵抗法探査が最も適していると言われている。本調査で NEDO が実施した比抵抗法探査は可探深度の深い地磁気・地電流(MT)法探査と可探深度の浅いシュランペルジャー法電気探査の 2 種類である。NEDO 取得の MT 法探査データを再解析した小川ほか(1987)によれば、見掛比抵抗マップに見られる広域的比抵抗異常が重力異常や地下温度分布とよく調和していること、10 Ω·m 以下の低比抵抗異常が焼山・八幡平、松川などに見られる地熱異常とよく対応していることなどが示された。また 2 次元比抵抗構造解析結果では、焼山・八幡平、藤七、松川など地熱活動が現在なお活発な場所では深度 1-2.5 km 以浅に地熱貯留部に対応する 10-20 Ω·m 以下の低比抵抗層が解析されて

いる。

一方内田ほか(1987)はシュランベルジャー法電気探査データの2次元解析を行っているが、焼山・八幡平地域の高温域(花輪地溝帯の低重力異常域にも相当している)に低比抵抗域が認められており、その原因として高温と変質をあげている。このようにMT法とシュランベルジャー法の再解析結果は両者互いに非常に良い一致を示しており、玉川温泉、澄川、大沼、後生掛、藤七温泉などが位置する焼山・八幡平地域周辺に高温の蒸気・熱水貯留部に対応する低比抵抗異常が解析されている。なおこの地域については自然電位(SP)法調査もなされており、熱水上昇に起因すると考えられる顕著な正異常が澄川からその西側の地域と後生掛の南方地域に検出されている(菊地・杉原ほか、1987)。これに対して玉川溶結凝灰岩類が厚く発達する小和瀬川地域はMT法、シュランベルジャー法ともに浅部より数100 $\Omega \cdot m$ 以上の高比抵抗域が連続しており、少くとも深度5 km程度までの深さでの地熱貯留構造の存在可能性の低いことが示された。

地表及び坑井より得られる温泉、熱水、ガス試料は地下の地熱貯留層(構造)に関する直接的な証拠を包含している可能性があるため、その地球化学的調査は特に重要である。茂野・阿部(1987)は仙岩地域より得られた約80の温泉・熱水試料について地球化学的検討を加え、本地域に次の4タイプの熱水系が分布するモデルを提唱している。①蒸気卓越系—高温熱水卓越系の存在が期待される地域(新期火山岩類分布地域)、②中温熱水卓越系の存在が考えられる地域(玉川溶結凝灰岩類及び新第三系分布地域)、③熱水中のB/Cl比が高く、深部の先第三紀海成堆積岩類中にまで熱水系の発達が期待される地域(花輪地溝帯)、④化石海水が寄与する低温熱水卓越系の存在が期待される地域(①、②の西方の新第三系分布地域)。このうち当面の地熱開発に当っては①タイプを目標にする必要があるが、深部地熱の観点からは③タイプの調査・研究を行う必要があることを強調している。

一方野田・阿部ほか(1987)は坑井より得られた水試料に地球化学的検討を加え、数値解析に基づく起源水混合解析を実施した。その結果本地域には10種類の起源水が存在することを明らかにし、その断面分布モデルを示した。これらの起源水のうち高温の熱水系が期待されるのはA(玉川温泉で代表される火山ガス吹込み型の熱水)、B(B/Cl比の高い、300°C以上の深部熱水で、茂野・阿部の③タイプに相当)、C(Bの上部に連結する200°C以上のNaCl型熱水)である。特に焼山北麓一蒸ノ湯にかけての地域(花輪地溝帯)の深度1,500-2,000 mの先第三紀海成堆積岩類から新第三紀層にかけて高温起源水Bの賦存が期待されており、深部地熱に関しては茂野・阿部と全く同じ結論を与えている点が注目される。昭和62年にはこの地域(花輪地溝帯の重力傾斜部に相当する澄川)で本調査の最終ゴールである3,000 m級の深部坑井掘削が予定されており、上述の理由からその結果が待たれる次第である。

松葉谷ほか(1983)及び松葉谷(1985)は仙岩地域の温泉・地熱水の水素・酸素同位体比分析を行っている。それらによれば仙岩地域には高温火山ガスを起源とする火山性地熱水(焼山周辺の酸性の噴気、温泉水など)と火山性地熱水の混入のない天水起源地熱水(大沼地熱発電所の地熱水など)が存在すると考えられている。これに関連して高橋・野田(1987)は、仙岩地域の主に坑井より得られた水の酸素・水素及び硫黄の同位体組成分析を行っており、その結果これらの水が降水起源であり、焼山周辺では火山ガスの影響を受けていることが明らかにされた。

5. 水 理 構 造

貯留構造の項でも述べたように、水の酸素・水素同位体組成は地熱地帯の温泉・熱水がすべて降水起源であることを示している。このため地熱地帯において雨水が地下に浸透し、涵養される機構を明らかにすることは水理構造を把握する上で重要である。本調査では湧水期の河川流量が基底流量、すなわち浅層地下水の包蔵能力を示すものとの水文地質学的な考え方を利用して、仙岩地域における流域ごとの湧水期の河川流量観測を行った(黒田ほか、1987)。その結果玉川溶結凝灰岩類分布域の流出高は小さく、これが難透水層(帽岩)の役割を果たしていることが示されたが、当初地熱モデルでは貯留層の発達が期待されていたその下位の新第三系も、その分布地域での流出高は比較的小さく、透水性の低いこと

が示された。松林(1987)は坑井より得られた温度検層曲線を用いて透水層圧力分布を求めたが、その最大(SN-5坑)・最小(SN-1坑)圧力差は海水準-800mで 40×10^5 Paにも及ぶことから、両坑井間の透水率が非常に小さいことが示された。具体的には玉川溶結凝灰岩類分布域で掘削された200m級熱流量坑H-10, 11, 12, 13, 14の地域は難透水性構造であり、またSN-1, 3, 4の透水層圧力は低く、これらの坑井が互いに孤立していること、及びその北の焼山南斜面で掘削されたSN-2, 6Kとは水理学的バリエーションによって分断されていること、さらには焼山北斜面で掘削されたSN-5は他のSN坑と導通している可能性が少ないことが示された。これらの事実は上述の河川流量観測結果と調和的である。

菅野・黒田(1987)は同様の河川流量観測を既開発の葛根田(観測時は開発前)・松川地熱地帯において実施したが、新期火山岩類、松川安山岩、玉川溶結凝灰岩類の順に比流量($m^3/s/km^2$)が小さくなり、松川安山岩、玉川溶結凝灰岩類が帽岩の役割を果しているらしいことを示した。また松川流域の比流量が葛根田川流域に比較して約30%大きく、この原因が地質及び変質と関係しているらしいことも示したが、これは前者が蒸気卓越型、後者が熱水卓越型資源であることと関連して、興味のある結果である。

6. 地熱探査技術とデータ解析手法

昭和55年度より開始された本調査では深部地熱資源にも適用可能な様々な探査技術を仙岩地域で使用し、その有効性を坑井調査によって検証すると同時に、取得データの解析手法についても検討を行った。ここでは本調査において地質調査所が行ってきた地熱探査技術及びデータ解析手法に関する研究について特徴となる点を以下列記する。

(1) 圧力試験(伊藤・菊地, 1987)

最近の地熱調査による地下情報の急速な蓄積の結果、地熱貯留構造がある程度の水平的な広がりを持つ多孔質岩より構成される単純な“貯留層”のイメージから、断裂(フラクチャー)によって構成される複雑な貯留層のイメージへと変化してきた。フラクチャーの生成は地殻応力条件と密接な関係があるのにもかかわらず、地熱地域での地殻応力測定例は非常に少なかった。そこで本調査ではNEDOが掘削した深度250mの熱流量調査坑を利用して、方法としては最も優れていると言われる水圧破壊法による地殻応力測定を行った。その結果仙岩地域が現在の広域的応力場に一致するNW-SE方向の最大水平応力条件下にあることを明らかにした。今後測定精度をさらに向上させるためには、地表の影響を除去するためにより深い坑井を利用しての測定が望まれるとともに、データ解析に当たっては例えばその地域に発生する微小地震の発震機構と比較することによりフラクチャー(貯留層)との関係が明確になる可能性が出てくるであろう。

(2) 化学検層

坑井掘削時もしくは掘削終了後、深度方向に対して連続的にある種の量を測定する検層は地下の状態を把握する上で重要である。地下の温度、密度、比抵抗分布等を求める物理検層はその代表例である。本調査では坑井より得られる水、ガス、岩芯試料に対して、それまでは本格的に行われることのなかった以下のような化学検層を試みた。

① 水試料(野田・阿部ほか, 1987)

坑内水を全層及びパッカーを使用して層別に汲上げ、採取した水試料をプラズマ発光分光分析装置(ICP)によって多成分(22成分)、迅速に化学分析する手法の研究を行った。掘削工程の都合上、パッカーを坑壁でなくケーシングパイプの内側にセットしたため、厳密な意味での層別汲上げはできなかったが、得られた坑内水の分析データを後述する起源水混合解析することにより、仙岩地熱地域の深度方向に対する化学的情報をある程度得ることができた。化学検層の本来の目的を達成するためには、掘削時の汲上げが必要不可欠であると考えますが、本調査で研究された化学検層法は昭和60年度調査よりNEDOに技術移転された。

② ガス試料(野田・阿部, 1987)

坑井中のガスを吸引し、地熱活動と深い関連を有すると考えられるCO₂を非分散赤外測光方式の

CO₂メータで、また気体水銀を浄化空気キャリアー方式の気中水銀自動測定装置で連続分析することを行った。ガスの連続測定に先立つ坑内水の汲上げが不十分であると残留泥水がガス組成を変質させるために問題が残るが、本調査の地熱探査における有効性が確認されたと言って良い。

③ 岩芯試料(竹野・野田, 1987)

坑井岩芯試料を高いサンプリング密度(深度 2,000 m の SN-1 坑で140個)で採取し、X線回折法と顕微鏡観察による変質鉱物分析と ICP による多成分化学分析を実施した。変質鉱物分析に当っては従来余り注意が払われなかった閃亜鉛鉱、方鉛鉱などの不透明鉱物についても詳細な検討を行い、仙岩地域では新第三紀後半の閃緑岩貫入に伴う接触変成作用の後に鉱化作用のあったことを明らかにした。また得られた多数の多成分化学分析データに対して、組成変動を考察するために、変質に重みをつけた節点追加法を導入して平滑化に工夫をこらした解析手法を採用した。本法は将来的には重みづけにさらに改良を加えたり、節点追加法の意義を検討することにより、より定量性のある解析手法にすることが可能と思われる。

(3) 自然電位(SP)法調査(菊地・杉原ほか, 1987)

昭和55—60年度に実施した「深部地熱資源探査技術に関する研究」の貯留層探査技術の1つとして、地下の熱水流動に起因する自然電位異常に着目した「流動電位法の研究」を行った。その一環として仙岩地域をモデルフィールドにして自然電位調査を実施した結果、熱水上昇域と自然電位正異常に相関性の高いことが判明した。なお酸性熱水上昇域では自然電位異常が存在しなかったが、その理由を室内実験より判明したゼータ電位の観点より説明し、流動熱水の化学組成が自然電位に与える影響を野外調査の面から明らかにした。しかしながら流動電位以外にも電位異常を発生させる様々のメカニズムが存在するので、本方法をより信頼度の高い地熱探査法に発展させて行くためにはさらに多くの事例研究が必要である。

(4) 比抵抗法探査データ解析(小川ほか, 1987; 内田ほか, 1987)

シュランペルジャー法及び MT 法などの比抵抗法探査データの解析に当っては、地下の真の比抵抗分布を求めるために地形及び浅部での様々な影響を除去することが重要であり、本研究ではこの点を考慮してデータの再解析を進めた。特に地熱地域のような複雑な地質構造を有する場合、水平成層構造を仮定した従来の1次元解析では浅部の比抵抗の側方変化が存在するために正しいモデルを与えることができない。最終的には3次元解析が必要不可欠となるが、これには膨大な計算時間を要するので現実的ではない。

本研究ではシュランペルジャー法、MT法のいずれについても本格的な2次元比抵抗構造解析を行い、満足すべきモデルを得ることができた。しかしながら MT 法の Y 測線(小川ほか, 1987, 第11図)に見られるように、浅部で比抵抗構造の側方変化が富む地域では2次元解析でもこの影響のために深部の比抵抗構造の側方変化を精密に解析することはできない。この問題を解決するためには将来的にはぜひとも3次元解析が必要となる。シュランペルジャー法においてもさらに解析精度を上げるためには、3次元解析が可能となる測線を配置した調査を行い、得られたデータの3次元解析を行う必要がある。

(5) 空中磁気データ解析(大熊・須藤, 1987)

仙岩地域では玉川溶結凝灰岩類及び新期火山岩類について残留磁気が多量に測定されてきた(須藤 1987a; 須藤・向山, 1987)。そこで本研究では「広域熱構造調査法の研究開発」によって取得された空中磁気データから理論的磁気異常を計算し、これと観測磁気異常の相関係数から磁化方向の推定を行ったが、地表岩石の磁化方位測定値とよく一致する結果が得られた。また仙岩地域のように地形干渉があり、山体ごとに磁化率や磁化強度が変化する場合には、従来のような「はぎ取り法」による解析が適用困難である。本研究では観測磁気異常を空間領域から周波数領域に変換する周波数解析によって深部の磁気基盤構造の推定を行い、良好な結果を得ている。なお本研究で使用した空中磁気格子点データは 500 m 間隔であったが、仙岩のような複雑な地形を呈する地域でさらに精密解析を行うためには 250 m 程度の格子点データが望ましいと考えられる。

(6) 精密重力解析(駒澤ほか, 1987)

仙岩地域のように標高が高く、かつ地形が急峻な地域では重力測定作業そのものが困難となってくるが、加えて得られた測定値の解析に当っては標高と海水準の差を水平無限平板としたブーゲー補正に対して、従来のような有限範囲(60 km)の地形補正ではブーゲー補正が過補正になってくる。このため本研究では重力解析の精密化を期するために重力測定点密度が疎であった地形急峻地域においても235点の重力測定を追加し、加えて解析に当っては有限範囲の地形補正值に無限平板状の地形補正值を加算することにより、地形補正とブーゲー補正の補正範囲を統一するデータ処理手法を採用した。

本調査では坑井掘削によって玉川カルデラ(金原・松永, 1985)もしくは古玉川カルデラ(須藤, 1987a)の陥没構造の存在が推定されるに至ったが、これを重力解析から明らかにすることはできなかった。陥没構造を埋める玉川溶結凝灰岩類の密度が $2.6-2.7 \text{ g/cm}^3$ と基盤岩類なみであったことに原因があるにせよ、今後の地熱地帯における地下の密度構造解析に大きな教訓をもたらした。

(7) 屈折法(中発破)調査データ解析(菊地・村田ほか, 1987)

一般に堆積岩地帯の地下は比較的一様な速度構造を持っているものと解釈されるが、地熱地帯のような火山岩地帯では一様な速度構造を持つことはないと考えられる。そこで本研究では NEDO 取得の屈折法調査データについて、坑井調査より得られた岩芯の弾性波速度データを速度境界のコントロールデータとして活用し、会話形式屈折法地震データ解析システムによって良好な結果が得られるまで繰り返し計算を行った。その結果得られた5層の速度構造モデルは、各構造から計算した重力値が観測重力値と良い一致を示すことから、これが妥当な解析結果であることが明らかになった。なお、今回の解析で得られた 5.9 km/sec の速度基盤が坑井掘削により先第三紀の地質基盤ではなく、新第三紀の阿仁合層の分布によく一致していることが判明した。地熱地帯のように変質の進んだ緻密な岩石が地下に発達する場合の速度構造と地質構造の対比は慎重に行う必要があることが本調査によって新たに指摘されたものと言える。

(8) 熱構造解析(松林, 1987)

坑井調査によって得られる温度検層データは地熱地域の熱構造を考察する上で最も基本的なデータであるにもかかわらず、現状では、温度が高い、低いといった定性的な議論にしか利用されず、十分有効に活用されているとは言い難い。また温度検層に当たっても、現状では経費の関係で掘削後120時間が標準仕様になっているようであるが、本調査では3,413時間経過させたSN-4坑でも温度回復が十分でないことが示され、温度回復試験法のあり方に問題を提起することになった。

松林(本報告書中)はこのような温度検層データを数値積分することによって坑井における透水層圧力分布を求め、その水理学的考察を行った。そしてSN-4坑なみの精密温度検層がすべての坑井についてなされていれば坑井間の圧力差をもっと高い精度で求められるはずであることが指摘された。

(9) 地熱水の起源水混合解析(野田・阿部ほか, 1987)

熱水の化学分析データは地下における化学的な地熱情報を我々に直接的に与えてくれるものとして重要であり、三角ダイアグラム、キーダイアグラム、ヘキサダイアグラム等を使用してタイプ分けすることにより、熱水系の平面的(二次元的)分布を知ることができる。しかしながら地熱地帯より湧水する熱水は、一般に様々な起源を有する異なる組成の水(起源水)がある割合で混合しているものと考えられるので、その化学的解釈は慎重に行う必要がある。鶴見(1981)は化学分析値を数値解析することにより起源水の数、組成、混合率を求める方法を提唱しているが、本研究ではこの方法にさらに客観性を与えるために因子分析法を導入するなどして改良を加えた解析法を適用した。この結果仙岩地域において10種類の起源水が推定され、深部熱水についての情報も得ることができた。本解析法は熱水の化学組成に関する従来の定性的議論から定量的議論を可能にするものとして注目されるものである。

7. おわりに

冒頭にも述べたように、昭和55年度より開始された「地熱探査技術等検証調査」は仙岩地域では昭和62年に3,000 m級深部坑井掘削という最終ステージを迎えつつある。その意味でも本プロジェクトは現

在なお中間段階にあり、従って本報告書の内容も中間的研究成果の性格を有するものである。

「地熱探査技術等検証調査」では現在栗駒地域においても同様の調査が進められており、最終的にはその結果もあわせて深部地熱のモデル化と資源評価、及び本プロジェクトに適用された各種地熱探査技術の有効性の評価、さらには深部地熱資源に対する最適探査システムの提案がなされるべきものと考えている。これらの点を含めた最終的評価は、今後共同研究者である新エネルギー総合開発機構と密接な連携の下になされる予定である。

文 献

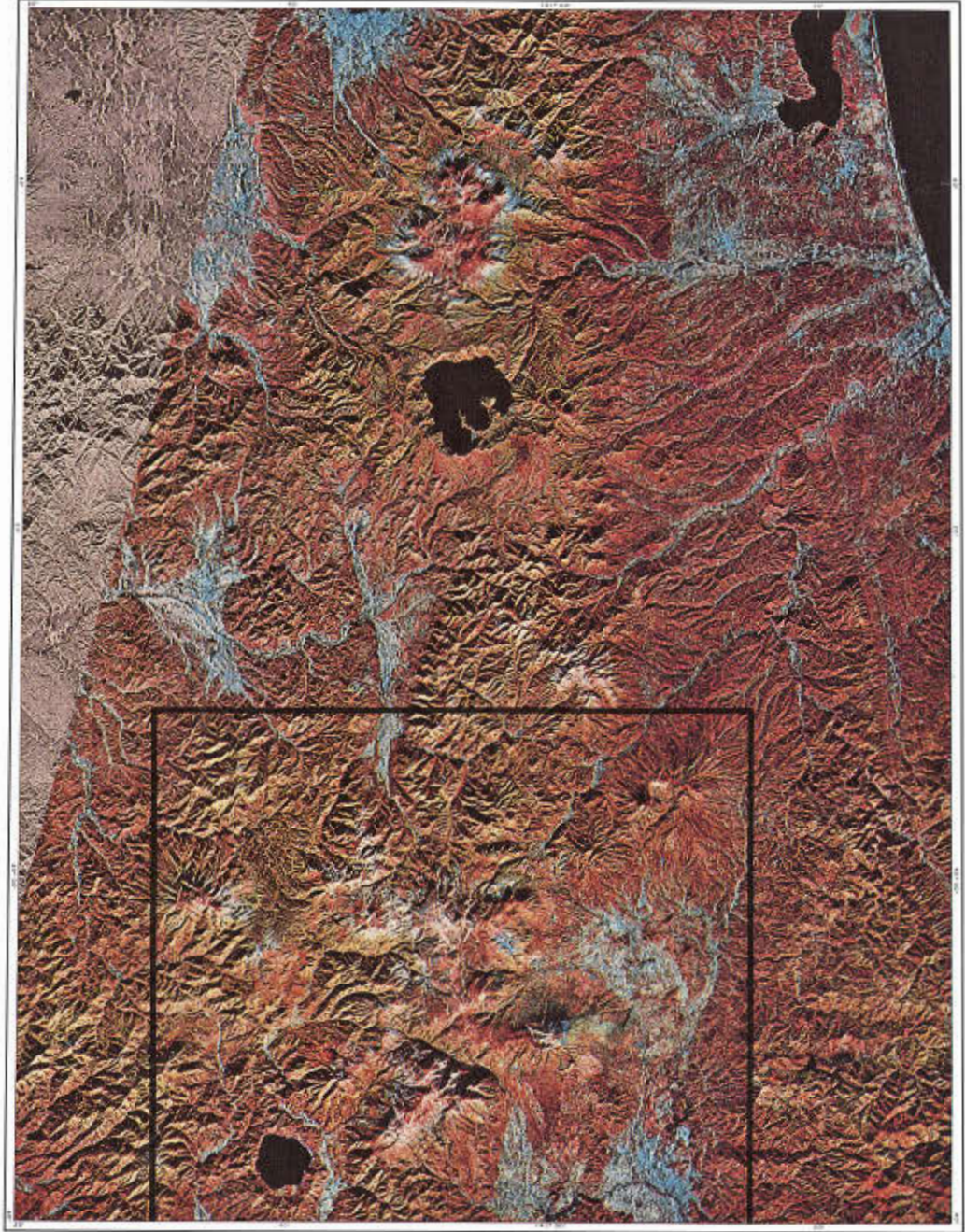
- 伊藤久男・菊地恒夫(1987) 仙岩地域圧力試験。地調報告, no. 266, p. 563-596.
- 菅野敏夫・黒田和男(1987) 岩手県葛根田・松川地熱地帯の水文地質。地調報告, no. 266, p. 379-397.
- 菊地恒夫・村田泰章・津 宏治(1987) 仙岩北部地域の屈折法解析。地調報告, no. 266, p. 543-561.
- ・杉原光彦・石戸恒雄(1987) 八幡平・焼山周辺の自然電位。地調報告, no. 266, p. 533-542.
- 金原啓司・大久保太治・角 清愛・千葉義明(1982) 玉川溶結凝灰岩類の変質(その2)―岩手県葛根田川上流および秋田県玉川上流地域。岩鉱, vol. 77, no. 3, p. 86-93.
- (1983) 八幡平東部地域における地熱変質帯と地熱系。岩鉱, vol. 78, no. 12, p. 479-490.
- ・松永栄勇(1985) 仙岩西部地域の地熱系モデル。地熱学会誌, vol. 7, no. 3, p. 247-260.
- (1987) 八幡平南部地域の地熱変質帯。地調報告, no. 266, p. 211-221.
- 駒澤正夫・須藤 茂・須田芳朗(1987) 仙岩地熱地域の重力解析。地調報告, no. 266, p. 399-424.
- 黒田和男・菅野敏夫・尾崎次男(1987) 秋田県仙岩地熱地域西部の水文地質―とくに浅部地下水の流動―。地調報告, no. 266, p. 343-378.
- 松葉谷 治・越中 浩・小室昭一(1983) 秋田県の温泉の同位体地球化学的調査報告。秋田大地下資源研報, no. 48, p. 11-24.
- (1985) 地熱水の同位体化学(2)―日本の地熱水の水素と酸素の同位体比。地熱エネルギー, vol. 10, no. 3, p. 151-160.
- 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. 449-465.
- 村岡洋文・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.
- 野田徹郎・阿部喜久男(1987) 仙岩地域における坑井ガス調査。地調報告, no. 266, p. 321-342.
- ・————・竹野直人・高橋正明(1987) 坑井水化学調査から推定される仙岩地域の熱水系。地調報告, no. 266, p. 295-319.
- 小川康雄・内田利弘・菊地恒夫・佐藤 功(1987) 仙岩地熱地域における MT 法探査。地調報告, no. 266, p. 467-503.
- 大熊茂雄・須藤 茂(1987) 仙岩地熱地域の磁氣的構造。地調報告, no. 266, p. 425-447.
- 佐藤 浩・安藤重幸・井出俊夫・鷹嘴守彦・斉藤清次・千葉義明・土井宣夫・岩田忠雄(1981) 八幡平地域, 玉川溶結凝灰岩類の層序, 地質雑, vol. 87, no. 5, p. 267-275.
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985) 10万分の1仙岩地熱地域地質図及び同説明書。地質調査所, 23p.
- 茂野 博・阿部喜久男(1987) 温泉・噴気の化学組成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.
- 島津光夫(1964) 東北日本の白亜紀花崗岩(I), (II)。地球科学, no. 71, p. 18-27, no. 72, p. 24-29.
- 角 清愛・高島 勲(1980) 200万分の1日本地熱資源賦存地域分布図。地質調査所。
- ・池田一雄・斉藤敬三・須藤 茂(1987a) 仙岩地熱地域及びその周辺地域における地すべり地形の分布。地調報告, no. 266, p. 159-198.

- 角 清愛・池田一雄・金原啓司(1987b) 滝の上地熱地帯北白沢の現世堆積物とその¹⁴C年代. 地調報告, no. 266, p. 199-209.
- 須藤 茂(1984) 秋田県荷葉岳火山の古地磁気とK-Ar年代. 火山, 第2集, vol. 29, no. 2, p. 112-114.
- (1985) 仙岩地熱地域南部の鮮新世—更新世火山活動について—安山岩火山の古地磁気と年代. 地調月報, vol. 36, no. 9, p. 513-533.
- ・向山 栄(1987) 仙岩地熱地域北部の火山岩の古地磁気と火山活動の推移. 地調報告, no. 266, p. 143-158.
- (1987a) 仙岩地熱地域の珧長質大規模火砕流堆積物—玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩—. 地調報告, no. 266, p. 77-142.
- (1987b) 仙岩地熱地域中心部の地質構造. 地調報告, no. 266, p. 43-76.
- 高橋正明・野田徹郎(1987) 仙岩地熱地域の温泉・坑井水及び地表水の同位体的研究. 地調報告, no. 266, p. 285-293.
- 竹野直人・野田徹郎(1987) 仙岩地熱地域における地熱調査井岩芯の変質—変質鉱物及び全岩化学組成の変動—. 地調報告, no. 266, p. 223-249.
- 玉生志郎・須藤 茂(1978) 八幡平西部の玉川溶結凝灰岩の層序と年代. 地調月報, vol. 29, no. 3, p. 159-169.
- TAMANYU, S. and LANPHERE, A. (1983) Volcanic and geothermal history at the Hachimantai geothermal field in Japan—on the basis of K-Ar ages—. Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 89, no. 9, p. 501-510.
- TANAKA, K. (1977) General characteristics of the geology of Japan. Chapter 2 in the Geology and Mineral Resources of Japan, p. 4-16, Geol. Surv. Japan.
- 鶴見 実(1981) 有珠山周辺の温泉水の起源. 温泉工学会誌, vol. 16, no. 1, p. 1-6.
- 上村不二雄(1987) 仙岩地域の広域地熱地質構造とその形成. 地調報告, no. 266, p. 25-41.
- 内田利弘・小川康雄・菊地恒夫(1987) シュランベルジャ法による仙岩地域の比抵抗構造. 地調報告, no. 266, p. 505-531.

八甲田・八幡平

八甲田・八幡平 HAKKŌDA・HACHIMANTAI

RADAR LANDSAT COMPOSITE

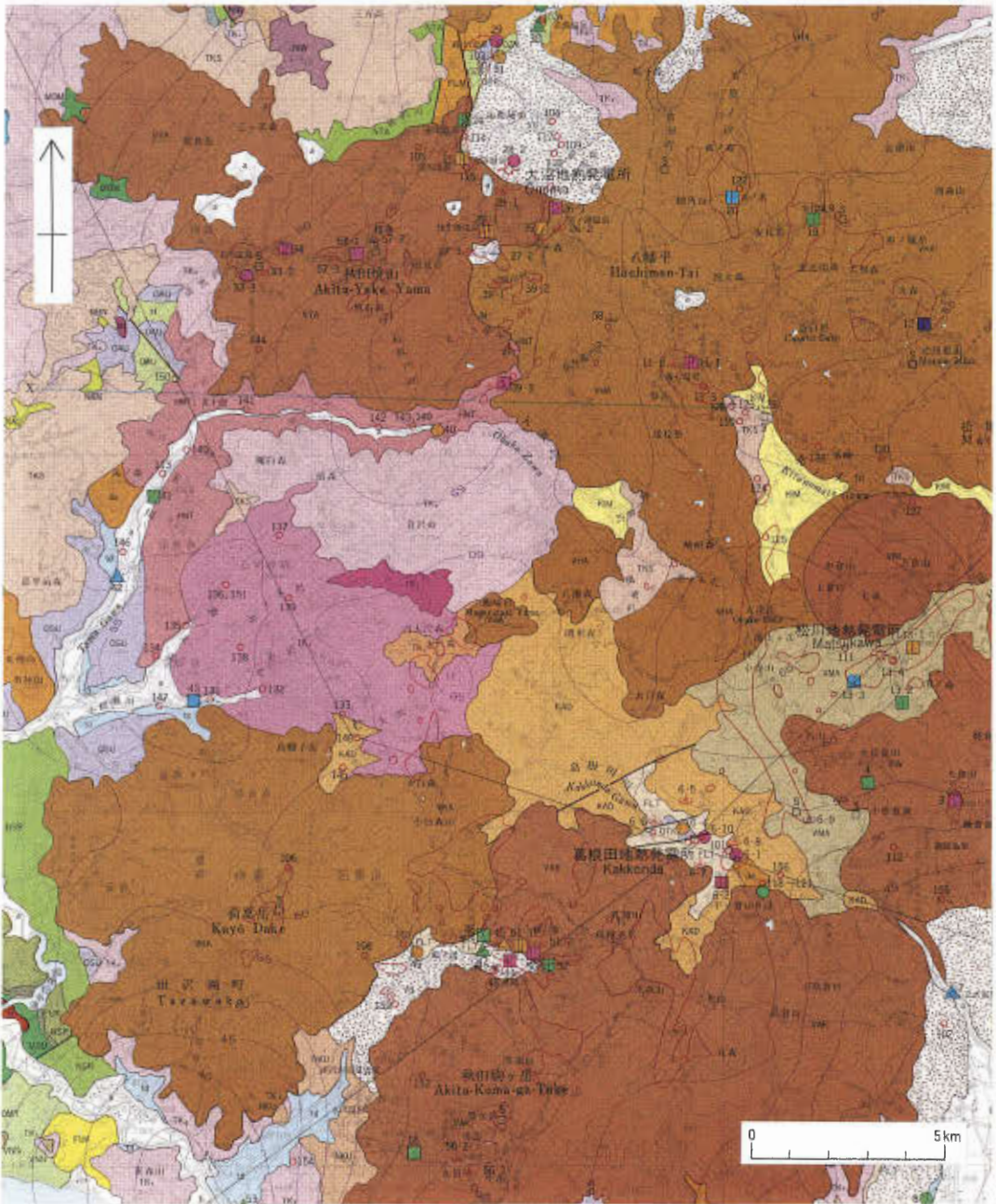


図版 I 東北部のランドサット/レーダ合成画像 (NEDO 提供)

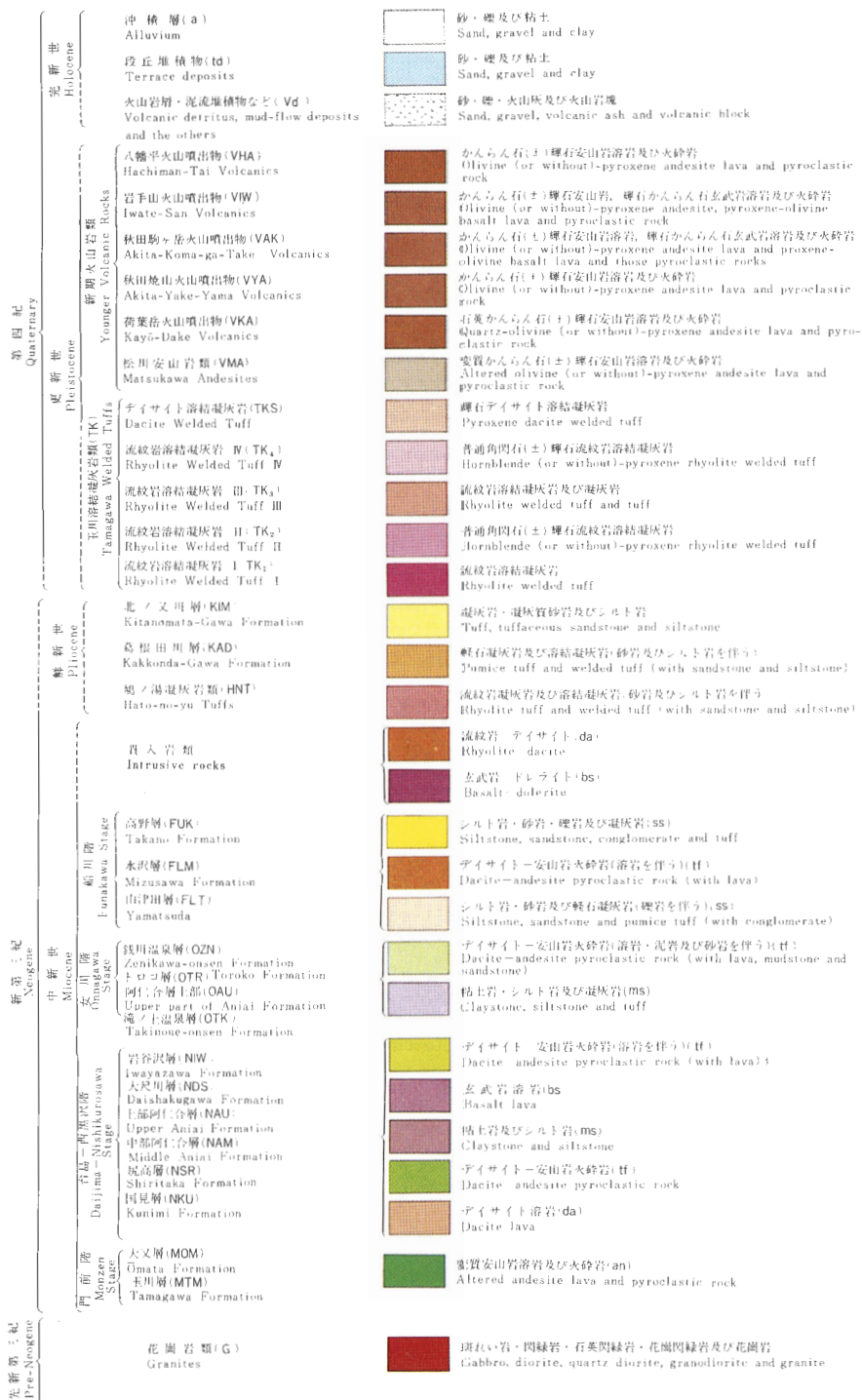
四角で囲まれた地域は仙岩地熱地域地質図 (仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985) の範囲

Plate I Landsat/Radar composite image data of northern part of Northeast Japan (Courtesy of NEDO)







Enclosed area shows the compiled area for the geological map of Sengan Geothermal Area (Research group for the geological map of Sengan Geothermal Area, 1985)

















図版 II 仙岩地熱地域地質図 (仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)の主要部
 Plate II The central area of the geological map of Sengan geothermal area (Research group for the geological map of Sengan Geothermal Area, 1985)












図版 III 仙岩地熱地域地質図(図版 II)の凡例
Plate III Explanation table of the geological map of Sengan Geothermal Area of Plate II

-  断層
Fault
-  地震探査測線
Profile of seismic prospecting
-  等重力線(ブーゲー異常), 5ミリガル間隔 ($\rho=2.2\text{g/cm}^3$)
Gravity contour (Bouguer anomaly), 5 milligals interval
- H 高重力域
Gravity "High"
- L 低重力域
Gravity "Low"
- Au 金
Gold
- Cu 銅
Copper
- Fe 鉄
Iron
- S 硫黄
Sulfur
- C 石炭
Coal
- L 亜炭
Lignite
-  地熱変質帯
Altered zone related to geothermal activity
-  蒸気井
Steam well for hot spring
-  噴気(90°C以上)
Fumarole (90°C \leq)
-  噴気(90°C未満又は温度不明)
Fumarole (<90°C or unknown temperature)
-  地熱調査試錐
Geothermal exploration well
-  地熱発電所
Geothermal power plant, including geothermal production wells

温泉・鉱泉 Hot and mineral springs

泉質 Water chemistry	泉温 Water temperature (°C)							
	<25	25 \leq	<42	42 \leq	<60	60 \leq	<90	90 \leq
塩化物泉 Chloride type								
炭酸水素塩泉 Bicarbonate type								
硫酸塩泉 Sulfate type								

泉質 Water chemistry	pH					
	<3	3 \leq	<6	6 \leq	<9	9 \leq
塩化物泉 Chloride type						
炭酸水素塩泉 Bicarbonate type						
硫酸塩泉 Sulfate type						

図版Ⅲ (つづき)
Plate III (continued)

仙岩地域の広域地熱地質構造とその形成

上 村 不二雄*

Geological structure and geotectonic history of the Sengan geothermal area

By

Fujio UEMURA*

Abstract: The Sengan geothermal area is located in the backbone range of the geotectonic divisions proposed in the Green Tuff region of the Northeast Honshu and in the north of the Nasu Volcanic Range. In the area, the Neogene formations and the Quaternary volcanic rocks are widely distributed on the pre-Tertiary basement rocks. Many hot springs and fumaroles are associated with active volcanoes such as the Yakeyama, Iwate and Akita-Komagatake Volcanoes. The Matsukawa, Kakkonda and Ōnuma geothermal power plants are situated in the neighbourhoods.

These geothermal manifestations are divided into three groups as follows:

1. Hot springs and fumaroles which are distributed in the Quaternary volcanic rocks including the Tamagawa Welded Tuffs.—The Gozaisho, Appi, Tōshichi, Matsukawa and Amihari hot springs etc.

2. Hot springs which are distributed or deposited in the Sakamoto Formation and the others correlated to the Onnagawa Formation in the Oga district.—The Hatonoyu, Hebinoyu, Takinoyu and Kunimi hot springs and the exploration wells at Matsukawa and Kakkonda.

3. Hot springs and fumaroles which are distributed or deposited in the Hanawa Graven Structure characterised by a large low gravity zone trending N-S direction—The Toroko, Zenikawa, Sumikawa, Goshogake and Fukeyu hot springs and the Ōnuma exploration wells.

These facts show that geothermal fluids have been stored in the Quaternary volcanic rocks including the Tamagawa Welded Tuffs underlain by the impermeable beds of the Neogene formation which have been widely altered into argillaceous rocks, and geothermal fluids have been also stored in the alternation of mudstone and tuff in the Sakamoto Formation and open fractures in the Neogene rocks under the Hanawa low gravity zone.

It is important that radial and concentric structures are located under the Quaternary volcanoes such as Yakeyama and high temperature geothermal fluids are likely to ascend through these structures.

1. ま え が き

仙岩地域のうち、温泉・噴気など、地熱徴候が密集している中心部には、第四紀の火山噴出物と玉川溶結凝灰岩類が広く分布しており、新第三系は余り露出していない。一ほう松川・葛根田川など、地熱生産井の熱水または蒸気は総べて新第三系のなかに貯溜されており、新第三系の層序や構造を開発に先だち知って置くことが極めて重要である。

* 日鉄鉱コンサルタント(株)(元地殻熱部)

* Nittetsu Mining Consultant Co., Ltd.

筆者は10万分の1仙岩地熱地域地質図(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)の編集に従事して, 周辺地域の新第三系の地質構造と, 中心地域の各種坑井資料, 重力分布などを調べた. その結果, 噴気・温泉などの地熱徴候が, (1)玉川溶結凝灰岩類を含む第四紀の火山岩類が分布している地域, (2)新第三系のうち, 女川階の坂本層などが露出しているかその周辺の地域, 及び(3)花輪盆地の延長に当る南北方向の低重力異常を示す地域, に集中していることを知った. また第四紀の火山には, 中心の火口またはカルデラのほかに, 火山体を取囲む環状の, あるいは中心部から外側に放射状の構造が認められ, 一部の噴気や変質帯はこれ等に沿って分布していることが分かった.

この報告では, 新第三系を中心に層序と地質構造及びそれらと地熱徴候との関連性について述べる.

謝辞

本稿は昭和55, 56, 57年度地熱探査技術等検証調査の結果を参考としている. これらの調査研究に際して, 東北工業技術試験所 角 清愛, 地質調査所 金原啓司, 須藤 茂, 玉生志郎の各氏に御教示をいただいた. また新エネルギー総合開発機構からは多数の坑井データの提供をいただいた.

以上の方々に深謝の意を表する.

2. 地質の概要

この地域は, 東に中・古生層・蛇紋岩及び花崗岩類が分布している北上山地の西縁を除いては, いわゆる東北地方のグリンタフ地域に属していて, 変質により緑色化した火山岩類を含む新第三系と, これらを覆って第四紀の岩手山・八幡平などの火山を構成する火山岩類が広く分布している. 地質図の概略を第2図また断面図を第3図に示す.

この地域の地質を下位から, 先第三紀の基盤岩類, 新第三紀の1, 大又層, 2.下部阿仁合層, 3.中部阿仁合層, 4.上部阿仁合層, 5.坂本層, 6.小志戸前層・山津田層, 7.宮田層, 8.葛根田川層及び古玉川溶結凝灰岩類, 及び第四紀の北ノ又川層, 玉川溶結凝灰岩類と新期火山岩類などに分けられる. 10万分の1仙岩地熱地域地質図(以下地熱地質図と呼ぶ)では, 例えば大又層に相当する地層として生保内層, 玉川層, 佐比内層など, 地区によって異なる地層名が併列されている. しかし煩雑さを避けるために, とくにローカルな記載を行う場合を除いては頭書の地層名を用いる. また小志戸前層・山津田層については, 両層を併せて山津田層と呼ぶ場合がある. これらを総括して第1図に示している.

2.1 基盤岩類

先第三紀の基盤岩類は, 1.生保内川中・上流の角閃石黒雲母花崗閃緑岩(K-Ar年代102 Ma), 2.森吉山南の角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 3.竜ヶ森の角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 4.桧木内西の角閃石黒雲母花崗閃緑岩(太平山岩体の東縁), 5.花輪南方の粘板岩及びチャート(二疊系), 6.北上山地西縁の先第三系(北部北上帯と早池峰帯の中・古生界)と花崗岩類が地域の外縁にそれぞれ分布している. 北部北上帯と早池峰帯は堤沢断層を以て境している.

2.2 新第三系

1) 大又層(大沢・角, 1956)及び相当層

大又層は模式地(阿仁町大又川流域)に近い森吉山の南では, 下部は変質により緑色化した安山岩の溶岩と火砕岩類, 中部は同じく玄武岩の溶岩と火砕岩類, 上部は流紋岩の溶岩と火砕岩類よりそれぞれなる. 本層は従来化石を産しなかったが, 56年度の地熱探査技術等検証調査(以下検証調査と呼ぶ)において2カ所より, 温帯性気候を示唆する多数の花粉化石を産出した(上村, 1982).

本層は生保内町の西, 仙岩峠の南では生保内層と呼ばれ, 変質により緑色化した安山岩の溶岩と火砕岩からなっている(上村, 1981). また山田周辺では佐比内層と呼ばれ, スレート, チャートなど外来岩片の多い凝灰角礫岩と安山岩の溶岩からなっている(上村, 1982).

時代	層序	柱状図	主な岩相
第四系 更新世	沖積層 火山灰層		砂・礫・粘土
	新期火山岩類		(かんらん石) 輝石安山岩溶岩及び同火砕岩
	玉川溶結凝灰岩類 松川安山岩類		流紋岩及び デイサイト溶結凝灰岩 輝石安山岩溶岩
	北ノ又川層		凝灰質砂岩・泥岩及び軽石凝灰岩礫岩
第三紀 鮮新世 中新世 上新世	古玉川溶結凝灰岩類 葛根田川層		流紋岩 流紋岩溶結凝灰岩 デイサイト凝灰岩・溶結凝灰岩
	宮田層		軽石凝灰岩 凝灰質砂岩及び泥岩(植物化石)礫岩
	山津田層		凝灰岩・砂岩(貝化石) 砂岩・シルト岩(植物化石)
	小志戸前層		凝灰岩 砂岩・礫岩(貝化石)
	坂本層		硬質泥岩・火砕岩
	上部阿仁合層		安山岩～デイサイト溶岩及び同火砕岩 泥岩(貝・有孔虫化石) 火砕岩
	中部阿仁合層		安山岩溶岩・同火砕岩・泥岩及び砂岩礫岩・安山岩溶岩(植物化石)礫岩
	下部阿仁合層		夾炭泥岩・砂岩(植物化石) 玄武岩・安山岩溶岩
	大又層		流紋岩溶岩・同火砕岩 玄武岩溶岩・泥岩 安山岩溶岩・同火砕岩
	中生代 古生代	基盤岩類	

注) ○○層としたものはその相当層を含む。

第1図 地質層序総括図。

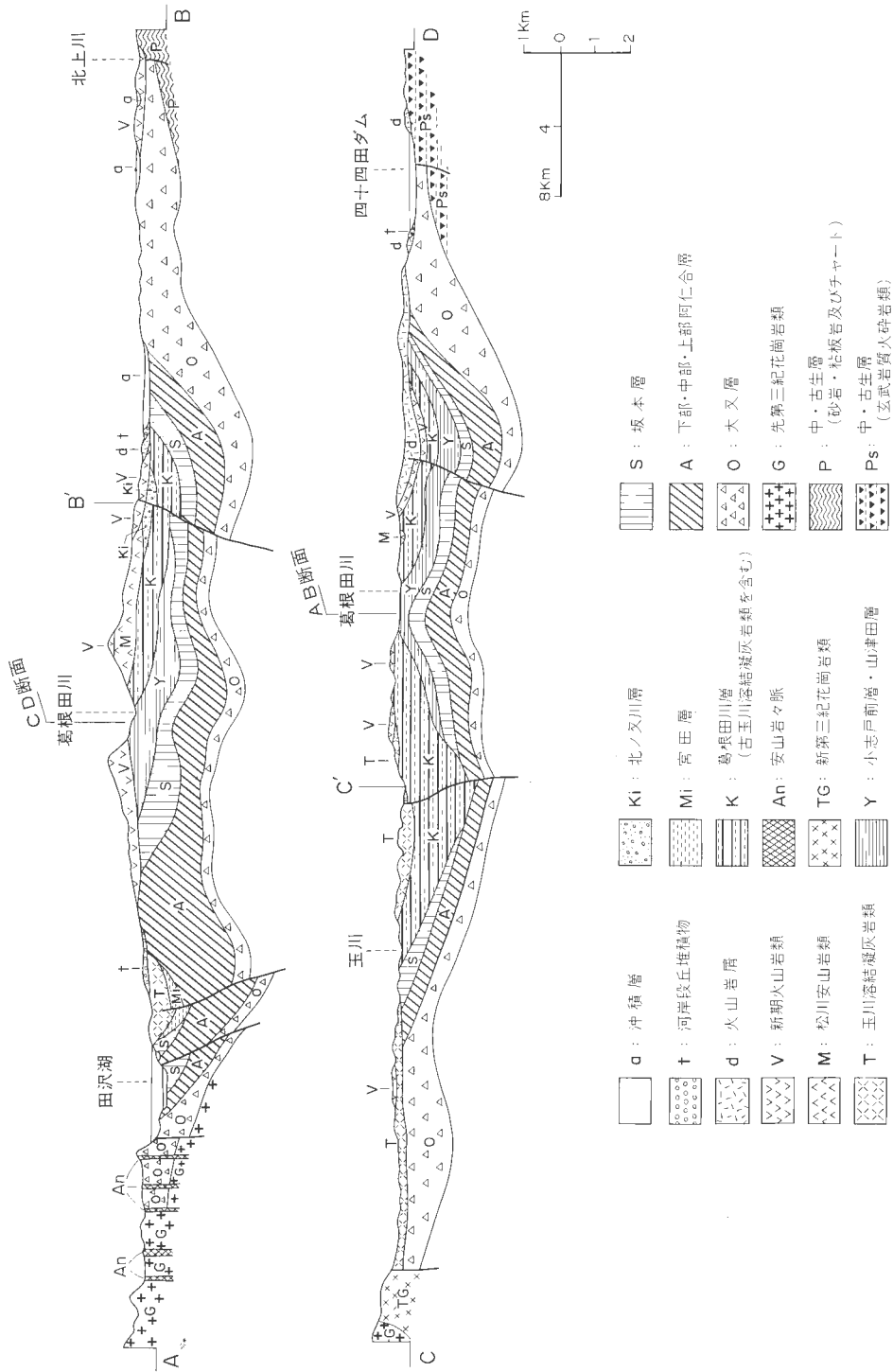
Fig. 1 Summary of stratigraphic sequence.

2) 下部阿仁合層(大沢・角, 1956)及び相当層

下部阿仁合層はこの地域の西, 阿仁合町の打当川流域に分布しており, 玄武岩と安山岩の溶岩と火砕岩及び垂炭層を挟む砂岩と泥岩層からなっている。夾炭層からは *Metasequoia* など冷温帯性の阿仁合型植物化石群集(藤岡, 1974)に属する化石が発見されている(上村, 1982)。

3) 中部阿仁合層(大沢・角, 1956)及び相当層

本層は, この地域の西に厚く発達している。阿仁町打当川の上流では, 下から砂岩層, 下部礫岩層, 安山岩類, 上部礫岩層, 砂岩・凝灰岩層の順に重なっている。上部の砂岩・凝灰岩層のなかには *Zelkova* など温帯性の台島型植物化石群集(藤岡, 1974)に属する化石が見付かっており, また検証調査においても多数の花粉化石が発見されている(上村, 1982)。なお鑑畑地区の小沢層, 八幡平北方地区の夜明島川層など, 大又層相当の玉川層・大谷層などの上に直接重なり上部阿仁合層に相当する尻高層, 大堀内沢層などに覆われる地層として小沢層・夜明島川層がある。これらの地層は, 主に安山岩の火砕



第3図 地質断面図。
Fig. 3 Geological profiles.

岩からなり、下部には植物化石または貝化石を含む泥岩・砂岩を挟む、これらについては若干の問題があるが、広義の中部阿仁合層に含めている。

4) 上部阿仁合層(大沢・角, 1956)及び相当層

本層は、阿仁町打当川の最上流、西木村桧木内川の最上流などに広く分布している。この付近では主に凝灰質泥岩・凝灰岩からなり、流紋岩と玄武岩を挟み、貝と有孔虫の化石を含む。

中部阿仁合層と上部阿仁合層に相当する地層として、この地域の北、田山周辺に分布している丑山沢層及び田山層と、南の仙岩峠付近に分布している堀木沢層がある。丑山沢層は粘板岩・チャートなどの礫を含む凝灰質礫岩と変質安山岩の溶岩及び火砕岩からなり、田山層は主に安山岩とデイサイトの溶岩からなり、砂質凝灰岩・凝灰角礫岩の互層及び凝灰質シルト岩・砂岩・凝灰岩の互層を挟む。互層からは温帯性の植物及び花粉化石を産している。また堀木沢層は、下部は玄武岩・流紋岩とそれらの火砕岩、上部は頁岩・凝灰岩・砂岩からなっている。

5) 坂本層(早川・北村, 1953)及び相当層

坂本層は、雫石盆地の西、坂本川流域と仙岩峠付近に分布している。ここでは本層は、黒色—暗褐色の珪質—硬質の泥岩と酸性凝灰岩からなり、玄武岩の溶岩と火砕岩を挟んでいる。泥岩のなかには *Cyclamina* などの有孔虫を含むが、この地域では化石に乏しい。本層に相当する地層としては、田沢湖周辺に尻高沢層上部層と松葉層、八幡平北部地区の銭川温泉層がある。これらは坂本川流域とは岩相がやや異なり、主にデイサイト—安山岩の火砕岩からなり、珪質—硬質の泥岩と玄武岩の溶岩を挟んでいる。また玉川上流とその支流である渋黒川に分布している松葉層は、暗灰色の珪質泥岩と凝灰岩を挟む地層で、大沢・角(1957)は阿仁合層の上部としている。

6) 小志戸前層・山津田層(早川・北村, 1953)及び相当層

小志戸前層は雫石川の支流小志戸前沢では、細—中粒の砂岩を主とし、軽石凝灰岩・礫岩・凝灰角礫岩を挟み、*Patinoptecten* などの貝化石、*Linthia* などのウニ化石、*Diaphus* などの魚類化石が見付かっている。また山津田層は同じく山津田川では下部は主に凝灰質砂岩よりなり泥岩、亜炭層などを挟み、上部は凝灰質砂岩、凝灰岩などよりなる。本層からは *Macoma* などの貝化石と、*Metasequoia* など、村井(1962)による御明神フローラに属する植物化石群集に特徴的な植物化石を多産する。葛根田川中流の山津田層は凝灰岩質の礫岩、砂岩、泥岩からなり、*Anadara* などの貝化石を含む。ここでは前記の小志戸前層を含めて山津田層と呼んでいる。

両層に相当する地層としては、八幡平の北方に分布する水沢層がある。この地層は、緑色—青緑色の軽石凝灰岩と乱堆積構造の発達する泥岩と砂岩からなっている。本層からは、*Anadara* などの貝化石と *Ammonoia* などの底棲有孔虫化石が見付かっている。

7) 宮田層(大沢・角, 1958)及び相当層

本層は西木村上桧木内付近の盆地を埋めて分布している。下から礫岩・砂岩・シルト岩及び軽石凝灰岩からなり、*Tsuga*, *Fagus* など冷温性の植物化石を多産する(上田, 1963)。また宮田層相当層としては、この地域の北北東、田山付近に分布する五口市層がある。本層は下部から礫岩、砂岩シルト岩互層、軽石凝灰岩の順に重なっている。本層からは *Fagus* など宮田層に似た植物化石を産する(大口, 1969)。

8) 葛根田川層と古玉川溶結凝灰岩類(新称)

葛根田川上流には、山津田層の上位に変質した流紋岩—デイサイトの火砕岩と溶結凝灰岩が分布している。また葛根田川の東、玉川本流と支流である小和瀬川の流域に同じ変質した溶結凝灰岩が認められる。これらは従来小和瀬川凝灰岩などとして、上位の変質していない溶結凝灰岩(八瀬森火山角礫岩)と共に玉川溶結凝灰岩類のなかに含められて来た(佐藤ほか, 1981)。しかしこれらのうち、上部の未変質の流紋岩とデイサイトの溶結凝灰岩は古地磁気と K-Ar 及びフィッシュントラック両年代測定の結果から八幡平、大深岳など新期火山岩類の大部分と同じ、1-3 Ma、即ち鮮新世末期ないし第四紀の噴出になることが明らかとなった(須藤, 1985)。一ほう下部の変質している流紋岩の溶結凝灰岩は、下位の新第三紀層との関係、例えば葛根田川において下位の山津田層との間に構造的な違いや基底礫岩が見られ

ないこと、新第三紀を示す貝化石や植物化石の発見などから、K-Ar法による約2 Maの年代値に対して、変質作用による若がえりの疑いが持たれて来た(須藤, 1985)。10万分の1地熱地域地質図では、これら変質の進んでいる溶結凝灰岩類を葛根田川層とその部層である鳩ノ湯凝灰岩層として、山津田層より上位とした。

その後須藤(1987)は、上位の玉川溶結凝灰岩類について再検討を進め、最上部のデイサイト溶結凝灰岩(D)と流紋岩溶結凝灰岩のうち上部のⅣ(TK₄あるいはR4)を玉川溶結凝灰岩類に再定義し、流紋岩溶結凝灰岩の下部のうちⅠ-Ⅲ(TK₁-TK₃あるいはR1-R3)を鳩ノ湯凝灰岩類の溶結凝灰岩と共に古玉川溶結凝灰岩類と命名した。

葛根田川層は葛根田川上流では山津田層の上に重なっている。しかし玉川上流とその支流である小和瀬川などでは、山津田層より下位の坂本層相当層の松葉層の上に葛根田川層の部層である古玉川溶結凝灰岩類が直接重なっており、同溶結凝灰岩類には小志戸前層と山津田層に相当するものが含まれている可能性がある。

古玉川溶結凝灰岩類は、多斑晶質で石英・斜長石などの粒径の大きい流紋岩の強溶結の凝灰岩と、同質の凝灰岩を挟んでいる。所により泥岩などの異質岩片を含んでいる。全体に著しい変質作用を受けている。

古玉川溶結凝灰岩類に相当する地層または岩石としては、国鉄花輪線の湯瀬一兄畑間に露出している非潮沢層(または兄畑溶結凝灰岩層)がある。非潮沢層は赤褐色を示すデイサイト質弱変質の溶結凝灰岩である。またこの地域の北方の田山付辺に分布する大尺山流紋岩(溶結凝灰岩)と五日市層の流紋岩溶岩は、K-Ar年代としてそれぞれ5.1 Ma, 4.5 Maの値が得られている(仙岩地熱地質図編集グループ, 1985)。これらも古玉川溶結凝灰岩類に含められるものかもしれない。

2.3 第四系

第四系は、北ノ又川層など、玉川溶結凝灰岩類、新期火山岩類、火山灰、段丘堆積物及び沖積層などよりなる。

1) 北ノ又川層(河野・上村, 1964)及び相当層

本層は松川の北、北ノ又川の中流及び上流にやや広く分布している。本層は下部は凝灰質の泥岩と砂岩からなり、上部は軽石質の凝灰岩からなっている。泥岩のなかにはラミナと異常堆積構造が認められ、湖成堆積物と見られる。

北ノ又川層相当層としては八幡平北方の熊沢川流域に分布する谷内層、田山付近の相沢川層がある。これらは主に未変質の軽石凝灰岩からなっている。

2) 玉川溶結凝灰岩類(河野・上村, 1964)

河野・上村(1964)は前記の古玉川溶結凝灰岩類に相当するものを含めて、また佐藤ほか(1981)は関東森層(北ノ又川層相当層)と小和瀬川凝灰岩(古玉川溶結凝灰岩類に相当)を含めたものをそれぞれ玉川溶結凝灰岩類と呼んでいる。しかし、この報告では、北ノ又川層より上位の未変質の流紋岩-デイサイト溶結凝灰岩を再定義して玉川溶結凝灰岩類と呼ぶ。

本岩類は、玉川の支流小和瀬川付近に分布するほか、その東の楠森、田沢湖周辺など地域内広範囲にわたり広く分布している。

本岩類の下部は石英の斑晶を多く含む流紋岩の溶結凝灰岩、また上部は石英の斑晶を殆んど含まないデイサイトの溶結凝灰岩(椋内層と呼ばれている)からそれぞれなっている。仙岩地熱地質図編集グループ(1985)はこれらのうち流紋岩溶結凝灰岩(TV)は下からⅠ, Ⅱ, Ⅲ, Ⅳの4ユニットに、またデイサイト溶結凝灰岩は1ユニットに分けている。しかしその後須藤(1987)は、これらのうち、(1)岩石が変質を受けていない、(2)自然残留磁化方位がいずれの場所でも逆帯磁を示す、(3)K-Ar年代が1-2 Maを示すことを根拠として、デイサイト溶結凝灰岩と流紋岩溶結凝灰岩のうちユニットⅣ(R4)を玉川溶結凝灰岩類とし、その他は古玉川溶結凝灰岩のなかに含めた。

これらの特徴について、ここではくわしく述べないが、前者は単斜輝石斜方輝石デイサイト、後者は

普通角閃石含有斜方輝石流紋岩である。

3) 松川安山岩類

本岩類は、松川温泉・同発電所を含む松川の中・上流に広く分布しており、輝石安山岩の溶岩と火砕岩からなり、全体に軽度の緑色化変質が認められることが特徴である。これらは葛根田川の北で葛根田川層を覆っている。

TAMANYU *et al.* (1983)によれば、本岩類の K-Ar 年代は1.62 Ma 及び1.36 Ma であり、この年代は従来知られている玉川溶結凝灰岩類の年代、2-1 Ma とほぼ同じである。同じように弱変質の輝石安山岩には、西木村上桧木内の西の大仏岳付近に分布する大仏岳安山岩類と、田沢湖の南西の院内岳に分布する院内岳安山岩がある。

4) 石仮戸沢層(佐藤ほか, 1981)

本層は玉川の上流と支流である石仮戸沢の下流に分布している。そのほかに構造試錐 SN-5, 6K 坑などの上部にも分布している。

本層は古玉川溶結凝灰岩類を不整合に覆い、焼山火山の噴出物に覆れている。本層は灰色の泥岩、灰一暗緑色の凝灰質砂岩、礫岩などよりなり固結度は低い。

焼山火山南麓で実施された200 m 深調査井 H-14 のコアのうち、深度163.25-193.10 m に分布している本層の砂岩と泥岩から多量の花粉化石が発見された(上村, 1983)。これによれば本層は、秋田県男鹿地方の北浦層上部から脇本層にかけて(約1.5-1.0 Ma)とほぼ同時代と推定されている。恐らく玉川溶結凝灰岩類や松川安山岩類とほぼ同時期と見られる。

5) 新期火山岩類

この地域には八幡平・岩手山・焼山など火山地形を良く残した火山が多い。これらは殆んど(かんらん石)輝石安山岩の溶岩と火砕岩で、未変質である。従来これらは玉川溶結凝灰岩類より新しいとされて来たが、現在は焼山・岩手山・秋田駒ヶ岳などの火山噴出物を除いて、K-Ar 年代が1-2 Ma であることが判り、また荷葉岳火山噴出物が、玉川溶結凝灰岩類と同時代と見られる田沢酸性火山岩類の軽石凝灰岩類によって覆われている事実が見付かり、ほぼ同時代であることが明らかとなった。しかし岩質的には上下で変りがなく、一括している。

6) 火山灰・火山岩屑・泥流堆積物など

岩手火山・八幡平火山などの山麓には広く火山灰・火山岩屑・泥流堆積物などが分布している。これらについては上村(1983)がくわしく報告している。

7) 段丘堆積物・沖積層

この地域の東、北上川流域には広く河岸段丘が発達している。また各河川沿いには沖積低地が認められ各堆積物が分布している。

2.4 対 比

この地域の新第三系及び第四系の対比を行った(第1表)。さきにも述べたように、この地域は広範囲にわたっており、調査者により多様な地層名が使用されている。10万分の1地熱地域地質図では、編集作業に先立ってまず対比表の作成を行い、これらを秋田県男鹿地方の標準層序と対比した。ただしこの報告ではさきの対比表のうち、中心地域に近い地域の層序を比較するに止めた。

なお、さきにも述べたように仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)による玉川溶結凝灰岩類のうち、流紋岩溶結凝灰岩 I-III は、同じく鳩ノ湯凝灰岩層とともに古玉川溶結凝灰岩類として一括した。また古玉川溶結凝灰岩類を葛根田川層の部層としたが、玉川の中流とその支流である小和瀬川の下流では、坂本層と同じ松葉層を直接覆っている。本溶結凝灰岩類の下部は葛根田川層より下位の小志戸前層・山津田層と同時異相の可能性がある。

3. 地 質 構 造

この地域の東、北上川に沿ってほぼ南北方向の構造線、盛岡—白河線を境に、これより東側は北上山地の中・古生層と花崗岩類が、また西側はグリンタフ地域と呼ばれ、中・古生層と花崗岩類を基盤として新第三紀の火山岩類と地層がそれぞれ分布している。また中心部には那須火山帯に属する秋田駒ヶ岳・岩手山など第四紀の火山が分布している。この地域の地質構造を第3図に掲げる。

東側の北上山地の中・古生層は、堤沢断層によって北部帯と早池峯帯を含む南部帯に構造区分されている。

西側のグリンタフ地域にも、さきに地質概説において述べた周辺4地区に、先第三紀の地層と花崗岩類が分布している。新第三系のうち最下部の大又層と相当層も、これらの基盤岩類の上に重なり、地域周辺部だけに分布している。この地域の中心部には玉川溶結凝灰岩と新期火山岩類が広く分布しているが、これらの下位に断片的に露出している新第三系は、主に小志戸前層・山津田層など比較的上位の新第三系であり、また構造試錐の結果によっても基盤岩類に達したことはなく、中心部が基盤岩類が分布している4地区に囲まれて、南北方向に延びる新第三系の盆状構造と一致していることは明らかである。この構造は仙岩盆状構造(または八幡平盆状構造)と呼ばれており、広域的重力分布から見ても(駒澤・須藤, 1987)、中心部は周縁部に比べて低重力異常域となっている。この盆状構造の内側には大深岳付近を中心に東に開いた半盆状構造が推定される。この構造は構造試錐によって第四紀の火山岩類の下位に山津田層の分布が確かめられている地域と一致しており、仙岩サブ盆状構造と呼ぶ。

この地域の北、熊沢川の流域には熊沢川と夜明島川の合流点付近では幅3-4 km、北は大湯付近まで続く南北方向の花輪盆地が発達している。この盆地は重力の低異常帯に一致しており、盆地内では第四紀層とみられる未固結堆積物や十和田軽石流堆積物が厚く、花輪沈降帯或は地溝帯と呼ばれている。この地域では盆地の延長は新期火山岩類に覆れて盆地地形は見られないが、低重力異常は熊沢川の上流から玉川・湯田又川を経て大深沢の上流まで延びている。この低重力異常を花輪低重力異常帯と呼ぶ。花輪沈降帯の東側は、花輪付近では小豆沢断層と呼ばれている西落ちの逆断層で、また西側は花輪断層と呼ばれる東落ちの逆断層でそれぞれ限られている。

本地域の南々西、田沢湖の東に南北方向の低重力異常が見られる。この異常は、南の大曲—横手盆地に見られる南北方向の低重力異常帯の延長と見られ生保内沈降帯と呼ばれ、東側には千屋断層と呼ばれる活断層が見られる。また南東の雫石盆地も同じく南北方向の顕著な低重力異常が認められ、雫石沈降帯と呼ばれている。この沈降帯の西は、雫石断層と呼ばれる活断層によって限られている。

玉川の上流とその支流である大深沢から小和瀬川の各流域にかけて葛根田川層と古玉川溶結凝灰岩類及びその上位の玉川溶結凝灰岩類が広く分布している。この凝灰岩類は、以前より大沢森付近を中心とする盆状構造を埋めて厚く発達すると考えられ、この構造は“玉川カルデラ”(金原・松永, 1985)と呼ばれて来た。その後検証調査が進み、その結果、中心部では深さ約1,900 mに達する盆状構造が存在し、これを埋めて強溶結の変質を受けた流紋岩溶結凝灰岩が分布していることが明らかとなった(須藤, 1987)。しかしこの盆状構造の中心である大沢森付近は、重力分布からはむしろ周辺より高重力異常を示している。これはこの付近の溶結凝灰岩が変質作用により高密度の岩石に変っていることのほか、構造試錐 SN-1に見られるように、下位の新第三系の泥岩や火山岩類が熱変成作用を受けて、高密度の岩石に変っていること、また深部に第三紀花崗岩類の存在が推定されていることなどが高重力の原因かもしれない。

第四紀の火山には、岩手山、和田駒ヶ岳などのような成層火山と、大深岳、八幡平などのような単成火山は、いずれもその中心は線上に分布している。即ち、1.E-W方向、茶臼岳—前森山、大松倉—岩手山各火山列(河野・青木, (1959)は前者に秋田焼山と八幡平両火山を加えて八幡平火山群の北列、また後者を同じく南列と呼んでいる)。2.N-S方向、八幡平—大深岳火山列、3.NW-SE方向、荷葉岳—大白森火山列、秋田駒ヶ岳—笹森山火山列、などである。これらの火山体あるいは火山列はいずれも高

重力異常域と一致しており、とくに八幡平—大深岳、大松倉岳—岩手山及び茶臼岳—前森山の各火山列では顕著である。また八幡平—大深岳火山列に近い北ノ又川や大深沢の上流、荷葉岳—大白森火山列に近い葛根田川や先達川の上流では、これらの火山列に向かって新期火山岩類の基底面の高度が増している(北ノ又川層、葛根田川層、山津田層などが地形的な高所まで分布している)。

第四紀の火山体が線状に並び火山列を形成していることは、これらが、E-W, N-S, NW-SE など種々の方向の構造線—割れ目、或はその交点に沿って形成されたこと、また火山列に沿って高重力異常が認められ、火山岩類の基底面高度が増していることは、火山活動に伴ってこれらの構造線に沿って地盤の隆起があったことを示唆している。

青森県の岩木火山などの成層火山の山麓には、屢々火山体を取囲む環状の構造が認められる(鈴木、1972)。この地域では岩手火山・秋田焼山火山の山麓に環状の地形と共に重力傾度の変化が見られる。また火口或はカルデラから周辺に向かって放射状の地形が認められる。岩手火山では、カルデラ壁に直角の方向に、安山岩の岩脈が発達しており、その1つは俵を積重ねた様に柱状節理が発達することから俵石と呼ばれている。また中心から放射状の沢に沿い、例えば秋田焼山火山の叫沢、石仮戸沢など変質帯や噴気が認められる。またさきの茶臼岳—前森山火山列の北側に、これと直角の方向に赤沢・安比沢・智恵ノ沢などの上流に酸化変質帯が発達している(河野・上村、1964)。秋田焼山火山では、構造試錐 SN-5 及び SN-6K の結果環状構造の内側では石仮戸沢層が厚いことが確かめられている。これら環状及び放射状構造は、さきの火山活動に伴う地盤の隆起によって生じた伸張応力によって形成したものであろう。

4. 温泉・噴気・地熱生産井

第4図に温泉・噴気の位置を示している。これらの分布を見ると、

1) 第四紀の火山岩類(玉川溶結凝灰岩類を含む)が分布しているこの地域中心部の温泉・噴気—御在所・安比・藤七・松川・網張・焼山山頂・叫沢・玉川など。

2) 新第三系のうち、坂本層・松葉層など女川層相当層が露出しているか、その近傍の温泉・噴気—鳩ノ湯・蛇ノ湯・乳頭・滝ノ上・國見など、

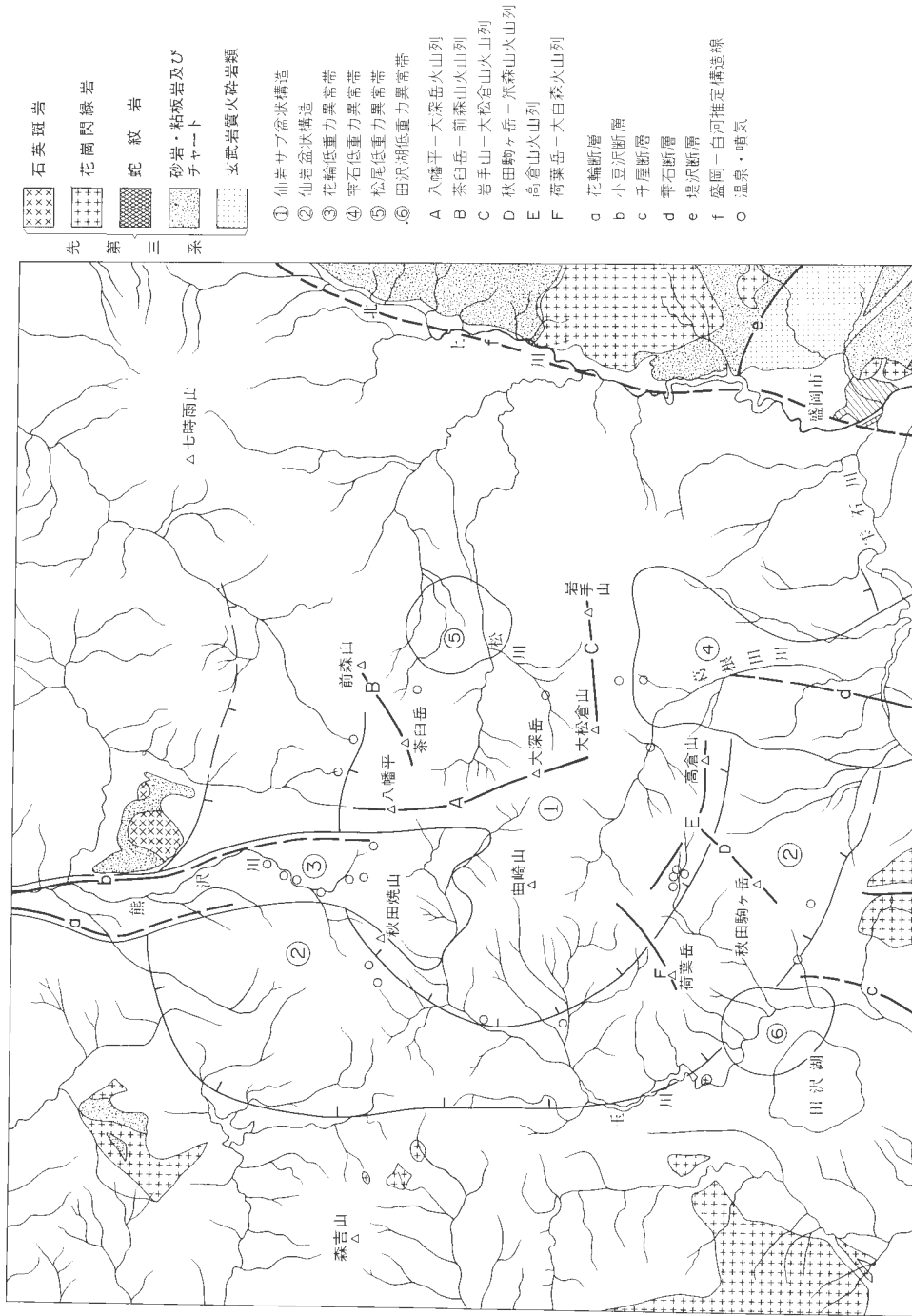
3) 花輪盆地の地溝帯(花輪沈降帯または地溝帯)の南延長の低重力異常域の温泉・噴気—トロコ・銭川・澄川・後生掛・蒸ノ湯など。

地熱生産井のうち、松川・葛根田川両発電所は、地下1000 m 付近の女川層相当層(滝ノ上温泉層)の泥岩と凝灰岩の互層から、また大沼発電所は、3)の花輪沈降帯の延長の低重力異常帯にあり、割れ目の多い新第三紀の堆積岩と火山岩類のなかからそれぞれ蒸気を取り出している。ここではこれらの貯溜層構造について述べる。

新期の火山岩類は、元来割れ目や空隙に富み透水性が高い。このことは秋田焼山火山の山腹で掘削した調査井 SN-5, 6K 各坑井において上部の秋田焼山火山噴出物の安山岩溶岩が、電気検層においていずれも著しい高比抵抗値を示していることから明らかである(新エネルギー総合開発機構、1986a, b)。この様な岩石は地下水の涵養にも適していると考えられる。一ほう下位の古玉川溶結凝灰岩類や松葉層・上部阿仁合層などは、その最上部は風化による粘土化などにより不透水層となっている。この地域の中心部の地下浅所には、新第三系表層の風化帯を受け盤として、広く地下水盆、または水脈が広がっていると見られる。このことは前記 SN-5, 6K 各坑井において、秋田焼山噴出物と古玉川溶結凝灰岩類との中間に位置する石仮戸沢層の湖沼堆積物が、いずれも低比抵抗値を示していることからもうかがえる。

1)に掲げた温泉または噴気は、この様な浅所の地下水が、断層などに沿った割れ目を通じて上昇して来た火山ガス、水蒸気によって温められて生成されたと見られる。

坂本層など女川層相当層の泥岩は、一般に板状の層理が発達し、これに沿うか直交する節理に富む。とくに凝灰岩との互層部ではその傾向が強い。この地域の南、旧国道の仙岩峠付近には、坂本層が広く露出している。この付近では泥岩と凝灰岩の境界付近から硫化水素臭を持つ地下水が湧出している。こ



第4図 地質構造図.
Fig. 4 Structural map.

の事実から見て坂本層の泥岩と凝灰岩の互層が地下水の貯溜に適しているほか、これら地下水や熱水の通路としても適していることが分かる。特に中心地域の盆状構造(仙岩サブ盆状構造)は、この様な地下水の貯溜を助けており、盆状構造の中心部に貯溜する地下水は、熱伝導或は断層か裂かを通じて火山ガスなどの供給を受け温められて盆状構造の周辺から湧出していると考えられる。

花輪地溝帯の南延長の低重力異常域は、大沼地熱発電所を中心に多くの地熱調査井及び生産井がある。これらの坑井資料によると、ここでは必ずしも石仮戸沢層や新期火山岩類は厚くない(与良ほか、1973)。即ちこの地域の低重力異常域は花輪付近の様に必ずしも第四紀に形成された地溝帯ではない。窪田(1985)は、この付近は電気探査により広範囲の低比抵抗を、また地震探査により断層破碎構造を認めており、熱水貯溜層は新第三紀層中の割れ目の多い岩石のなかにある、としている。筆者は、“広義の花輪地溝帯はN-S方向の構造帯であり、第四紀の中期、玉川溶結凝灰岩類のうちデイサイト溶結凝灰岩(椶内層)の堆積(1.0 Ma)以降E-W方向の伸張応力により著しく沈降した。しかしこの地域中心部の低重力異常域では、新第三系や基盤岩類は断層や節理に沿って開口が起り、多くの孔隙が形成され、その結果見掛けの密度は小さくなったが、必ずしも沈降は伴わず、現在見られる低重力域が形成された”と考えている。現在見られる噴気や地熱貯溜層は、その後の伸張と圧縮の繰返ししによって、浅部の地下水が深部の火山ガスや蒸気の供給を受けて形成されたと見られる。しかしこの低重力異常帯の構造については、窪田(1985)がくわしく報告しており、ここでは述べない。

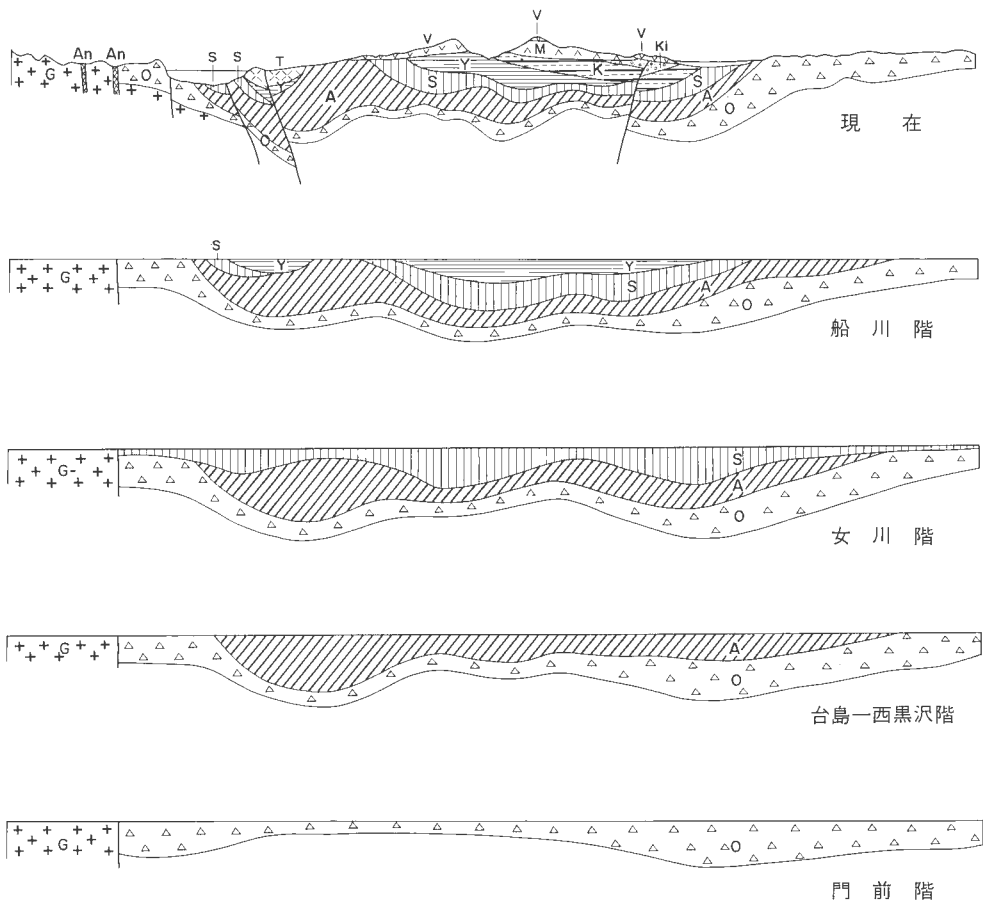
5. 地熱地質構造とその形成

前項において温泉・噴気などの地熱徴候が、坂本層など特定の地層が露出しているか、第四紀の火山近傍及び花輪低重力異常帯など特定の構造に沿って分布していることについて述べた。とくにこの地域に広く発達する盆状構造(仙岩ベーズン)と、八幡平火山などが分布する中心部の地下に認められる小志戸前・山津田及び葛根田各層の基底に発達する小規模の盆状構造(仙岩サブ盆状構造)が、流体の貯溜に極めて適していることが明らかとなった。

一ほう地熱探査の方向は、深部の貯溜層を対象とするようになり、坂本層から大又層までの地層や火成岩類の岩相や層厚、貯溜層としての適否が問われている。このために、55、56年度検証調査の一環として実施した地質柱状図作成のための地質調査では、周辺の新第三系が良く露出している路線を選び1,000分の1のルートマップと精確な地質柱状図を作成した。その結果、この地域の新第三系が主要な構造方向である南北方向の褶曲や断層に沿って各地層ごとに層厚が著しく変化していることが判った。同じような傾向は、新期火山岩類や玉川溶結凝灰岩類が広く分布する中心地域に於いても同じであり、既存のボーリング資料によっても知ることが出来る。地質断面図(第3図)は、ボーリング資料のほか、重力・弾性波などの結果を加えて作成した(なおこの断面図は標高:距離を2:1とし、実際より誇張されている)。ただし、いわゆる重力基盤を単に基盤岩類の分布とは対応せず、例えばさきに述べた古玉川凝灰岩類が分布する玉川上流の大沢森付近の高重力帯は、溶結凝灰岩の変質作用による高密度化などを要因として考慮し、適宜補正を行った。

この断面図で見ると、大又層は基盤の竜ヶ森岩体と大平山岩体を結ぶ線の東側で厚い。森吉山の南、打当付近の温泉は、大又層中を掘さくしたボーリング孔より湧出している。即ちこの温泉の貯溜と湧出機構はこの大又層の堆積盆地とその構造と密接に関係していることは明らかである。ここでは地熱地質構造と云う意味を地熱活動に直接関係した第四紀の構造(例えば雫石断層)と火山活動に限らず、新第三紀以降についてその形成について述べる(第5図)。なお時階には、秋田県男鹿地方の模式層序で用いられている地層名を用い、絶対年代区分は、対比表に掲げた山田・寺岡ほか(1982)による「日本の地質アトラス」によった。

1) 門前階(24-16.5 Ma) この時階は、先第三紀の基盤の上に新しい火山活動が始まった時期である。この地域では、北上川の流域に想定されている盛岡-白河線の西側に激しい火山活動と共に沈降が始まり、大又層・生保内層など主に塩基性の安山岩の溶岩と火砕岩が堆積した。最も厚く堆積したのは



第5図 地質構造の発達を示す概念的断面図。(凡例は第3図に同じ)
 Fig. 5 Schematic profiles showing geotectonic evolution (symbols as in Fig. 3).

西の基盤の竜ヶ森岩体と大平山岩体を結ぶ線の東側と、東の北上川流域西側の、いずれも南北方向に延びた地帯である。大又層はこの地域の西の阿仁地方では、流紋岩の溶結凝灰岩を挟み(通商産業省, 1977), また泥岩層から花粉化石が発見されており(上村, 1982), この地域では陸域—陸水域に堆積したと見られる。現在基盤が露出している竜ヶ森周辺などは、その時期に沈降から取残された相対的な隆起帯で、基盤岩類の周辺の正断層はこの時階の初期に発生したものであろう。

2) 台島—西黒沢階(16.5—13.6 Ma) この時階に入り、この地域の西阿仁合川の上流や、竜ヶ森岩体の西及び東など、前記門前階の沈降帯の東側に礫岩から始まり亜炭層を挟む砂岩・泥岩などの堆積岩と、玄武岩・安山岩からなる下部阿仁合層が堆積した。その後沈降の中心は更に西に移り、礫岩から始まり、砂岩・泥岩と玄武岩・デイサイトからなる中部阿仁合層が堆積した。下部阿仁合層からは冷温帯性の、また中部阿仁合層からは温帯性の植物化石を産しており、両層はその様な気候下に陸域に堆積した堆積物である。この時階の後期に入り、前期に続くデイサイト・安山岩・玄武岩などの火山活動と共に海進が始まった。海進の初期には、上部阿仁合層や堀木沢層の下部の貝化石を含む砂岩に見られる浅海性の堆積環境から始まり、上部阿仁合層の挟みや堀木沢層の有孔虫化石を含む泥岩に見られる半遠洋性の堆積環境へと移行していった。この地域では阿仁合地域の前記堆積盆地を除いては、大又層・生保内層など、前時階の地層の上に直接上部阿仁合層・堀木沢層などが重なっており、その間には構造的な違いや堆積間隙を示す現象は見られない。下部阿仁合層や中部阿仁合層は、打当川流域に見られるよう

に厚い礫岩層を伴っており、短時間の急激な沈降により堆積したことを示している。またこの地域の南、生保内川中流に分布している堀木沢層の六枚橋玄武岩部層のように、この時期の玄武岩や流紋岩の火山岩類は、特定の地域に厚く発達しており、火山性の急激な沈降があったことを示唆している。

3) 女川階(13.6-10.0 Ma) この時階に入り、東の北上山地を除いて殆んどこの地域に海域は拡がり、珪藻に富む寒冷環境下に珪質一硬質の泥岩と凝灰岩からなる坂本層・松葉層などが堆積した。これらの地層のうち、泥岩相が厚く発達しているのは、玉川の上流や仙岩峠の北及び東などにあり、八幡平・大深岳など新期の火山岩類が分布している中心部は、これらの地層は必ずしも厚くはない。このことはこの時階に海域は拡大したが、堆積盆地は次第に分化していく傾向が始まっていることを示している。

4) 船川階(10.0-5.5 Ma) この時階の初期に、前時階には比較的沈降量の少なかった中心部に新しい盆状構造、仙岩サブ盆状構造が生まれ、浅海性の貝化石を含む砂岩やシルト岩からなる小志戸前層と山津田層が堆積した。

5) 天徳寺時階(5.5-1.76 Ma) この時階に入り、前時階に浅海化した仙岩盆状構造は陸水域に変わり、縁辺では最下位の大又層などを直接不整合に覆い、冷温性の植物化石(宮田三途川植物化石群)を含む泥岩・砂岩と軽石凝灰岩からなる宮田層・舂沢層・五日市層などが堆積したが、中心部では流紋岩の溶結凝灰岩を主とする古玉川溶結凝灰岩類を含む葛根田川層が厚く堆積した。

古玉川溶結凝灰岩類を含む葛根田川層の火砕岩類は、多くの地域で緑色化しており、火山ガラスや造岩鉱物は緑れん石・緑泥石・濁沸石など、高温の二次鉱物に置換えられている(金原ほか, 1982)。葛根田川層が従来考えられて来た玉川溶結凝灰岩類の生成年代1-2 Maとすれば(佐藤ほか, 1981)、この堆積盆地は第四紀以降高温の地熱地帯であったこととなる。このことは現在の地温分布と必ずしも一致していない(金原・松永, 1985)。葛根田川層と古玉川溶結凝灰岩層の年代については、先に“対比”に於いて述べたように、船川階の可能性を含めて再検討されなくてはならない。

6) 第四紀以降 第四紀に入り、仙岩ペーズンを含むこの地域全域は完全に陸化し、葛根田川層・宮田層以下の地層の上に、部分的に北ノ又川層・石仮戸沢層などが堆積したが、多くの地区では、同時に起った流紋岩・デイサイト・安山岩などの火山活動により、玉川溶結凝灰岩類と松川安山岩類及び八幡平溶岩など新期火山岩類が厚く堆積した。これらは、河野・上村(1964)によれば、玉川溶結凝灰岩類は下位、松川安山岩類と新期火山岩類は上位とされたが、須藤(1985)によれば、両者は殆んど併行して活動した bimodal volcanism の産物として位置付けられている。

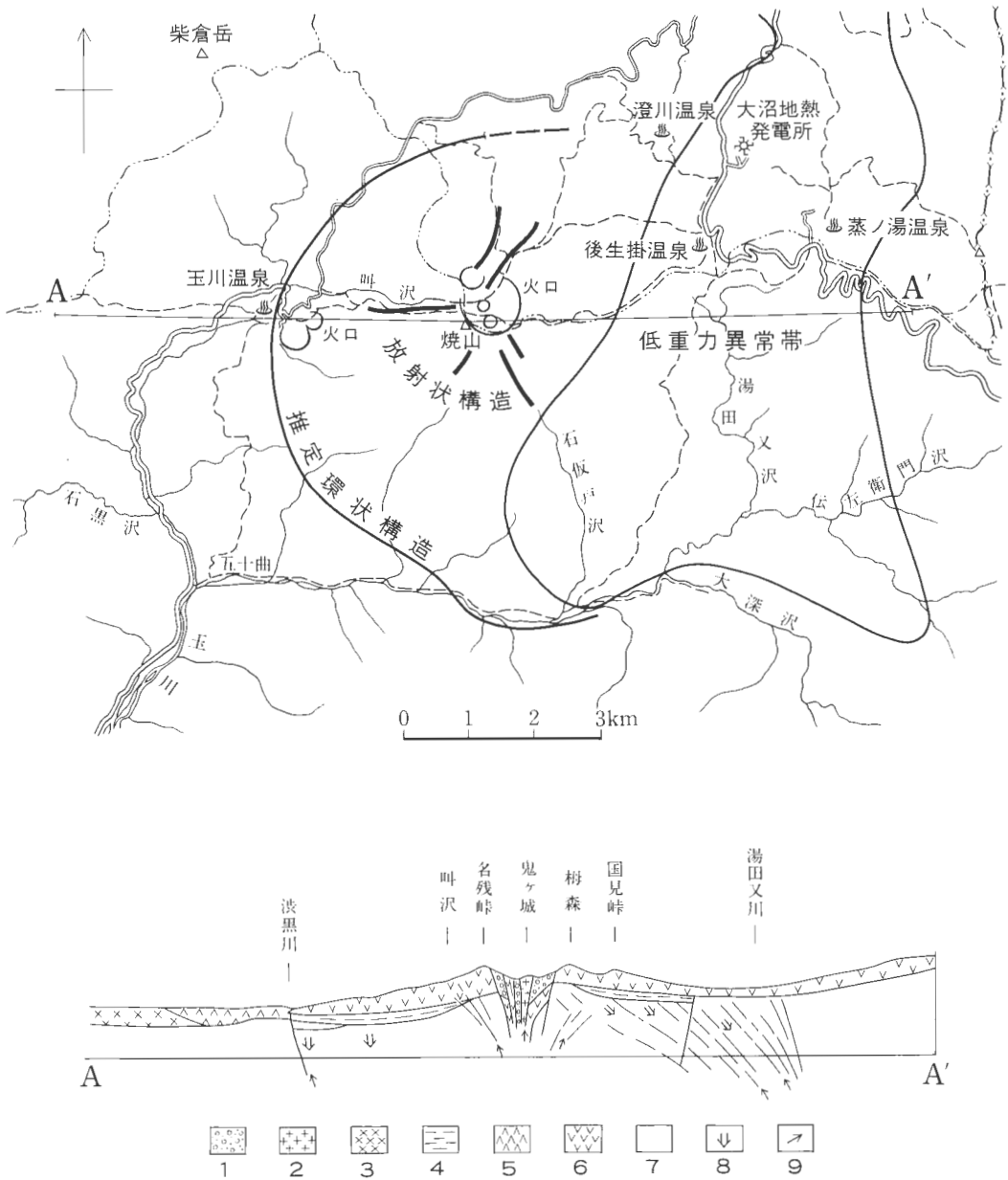
火山活動と共に、八幡平・大深岳火山列・大松倉岳一岩手山火山列など、N-S 方向、E-W 方向、NW-SE 方向などの各火山列に沿った隆起が起った。これらのうち最も大きく隆起したのは八幡平・大深岳火山列に沿った N-S 方向の隆起であり、これを挟む西側の千屋断層と小豆沢断層、東側の雫石断層が、それぞれ東と西に傾斜する逆断層であり、隆起が東西方向の圧縮応力によることを示唆している。

一ほうこの隆起帯西側の花輪低重力異常帯(沈降帯)は、第四紀の後期、一時的な圧縮応力の開放により断裂は開口し、見掛けの密度の低下と浅い沈降により形成されたと考えられる。

個々の火山の構造は余り判っていない。そのうち検証調査地域内にあり、構造調査井 SN-5, 6 K 坑により地下の地質が比較的明らかとなった秋田焼山火山についてその形成史を述べる(第6図)。

(1) 第四紀の初一中期に、現在の秋田焼山火山を取囲む中心より半径約4 kmの、略々円形の地域に、地下深部の巾の広いマグマ溜りの上昇による緩いドーム状の隆起が起った。隆起に伴い中心から外側に引張応力が働き、内部の円形に近い部分は陥没し、この浅い陥没盆地に湖成堆積層である石仮戸沢層が堆積した。この時期は前述するように花粉化石から見て1.5-1.0 Maと見られる。石仮戸沢層には黒雲母を含む軽石凝灰岩を伴っており、盆地の形成に伴って火山活動があったと見られる。花輪市付近の花輪盆地の地下には、第四紀層に伴って黒雲母を含むデイサイト溶結凝灰岩が分布しており、(秋田県, 1973)、これはさきの焼山火山下部の陥没盆地から噴出したものかもしれない(環状構造の形成)。

(2) さきのマグマ溜りの中心より更にマグマが上昇し、陥没盆地の中心は再びドーム状に隆起し、同じように中心部は引張応力により開口し、安山岩の溶岩や火砕岩類が噴出し、現在の秋田焼山火山を形



第6図 秋田焼山火山付近の模式地質構造及び断面図。

Fig. 6 Schematic structural map and profile of the Akita-Yakeyama volcano and its neighbourhood.

- 1: 火道角礫岩, 2: 鬼ヶ城溶岩, 6: 秋田焼山・八幡平溶岩, 4: 石仮戸沢層, 5: デイサイト溶結凝灰岩, 3: 流紋岩溶結凝灰岩(5, 6: 玉川溶結凝灰岩), 7: 古玉川溶結凝灰岩, 8: 天水の動き, 9: 高温流体の動き。

成した。火山活動の間にもドーム状隆起は続き、火道を中心に放射状の断裂が生じ、断裂を通じて上昇した熱水と火山ガスにより、石仮戸沢・呼沢各上流に見られる噴気帯と変質帯が形成された(放射状構造の形成)。秋田焼山火山は主に(かんらん石)輝石安山岩の溶岩と火砕岩からなるが、最末期の噴出物である火口内の鬼ヶ城ドームは、石英の斑晶を多量に含むデイサイトからなっている。火山活動の末期

に、デイサイトドームの形成は屢々認められる(例えば岩木火山・恐山火山など)ことは注目すべきである。

6. ま と め

この地域は、新第三紀のはじめから現在に至るまで、火山活動の激しい、地温の高い「地熱地帯」であった。このことは、大又層から新期の火山岩類まで泥岩・砂岩など正規の堆積岩に乏しく、塩基性から酸性まで各種の火山岩類に富み、また新第三紀の火山岩類は、鮮新世の古玉川溶結凝灰岩類まで広く緑色化変質作用を受けていることから良く判る。

天水の一部は透水性のよい新期の火山岩類や須藤(1987)による再定義の玉川溶結凝灰岩の中に涵養され、また基底が受け盤となり、浅層に滞水する。更に一部は、新第三系の断裂を通じて地下深部に浸透し、仙岩盆状構造、仙岩サブ盆状構造など、新第三系の盆状構造の中の坂本層など、西黒沢期一女川期の泥岩と凝灰岩の互層の割れ目に富む部分か、花輪沈降帯の南の延長に当る低重力異常帯の割れ目の多い岩石の中に滞水する。

一ほう高温の地熱流体の熱源としては、比較的良く火山地形を残している第四紀後期の火山下部のマグマ溜りが予想される。これら火山の火道や環状或は放射状裂か・断層などを通じて上昇した火山ガスと水蒸気は、前記の滞水層中の地下水と混り背斜構造の軸部に近い、割れ目の多い地層のなかにトラップされたり、地表に湧出し現在見られる温泉となっている。

現在、地熱の探査は、環境的制約があり、有望地域が直接探査の対象とはなり得ない。またより高温の熱水或は蒸気が求められており、探査の対象は地熱徴候の中心部から周辺部へ、また浅部より深部へと移っている。新エネルギー総合開発機構の地熱開発促進調査などによる他の地熱地帯の例によれば、重力基盤或は比抵抗基盤と云われているこの地域の大又層や下部一中部阿仁合層に当る火山岩類の割れ目中に、地熱流体が貯溜していることが知られている。

この報告では将来の深部探査を予想して、大又層など下位の地層にさかのぼり、その分布と形成史について述べた。

文 献

- 秋田県(1973) 5万分の1秋田県総合地質図幅「花輪」及び同説明書。秋田県。
早川典久・北村 信(1953) 雫石盆地西縁部の地質(概報)。岩鉱, vol. 65, p. 16-38。
藤岡一男(1974) 日本の中新世植物群, 植物化石研究会誌, no. 5, 1-20。
河野義礼・上村不二雄(1964) 5万分の1地質図幅「八幡平」及び同説明書。地質調査所, 44p。
金原啓司・松永栄勇(1985) 仙岩西部地域の地熱系モデル。地熱学会誌, vol. 7, p. 247-260。
———・大久保太治・角 清愛・千葉義明(1982) 玉川溶結凝灰岩類の変質(その2)一岩手県葛根田川上流および秋田県玉川上流地域。岩鉱, vol. 77, p. 86-93。
駒澤正夫・須藤 茂(1987) 仙岩地熱地域の重力解析について, 地調報告, no. 266, p. 397-423。
窪田康宏(1985) 八幡平一焼山北部地域の地熱系モデル。地熱学会誌, vol. 7, p. 231-245。
村井貞允(1962) 岩手県雫石盆地の地質(雫石盆地西縁部の地質)。岩手大工学部研報, vol. 15, p. 51-63。
大口健志(1969) 岩手県山田周辺の地質。秋田大地下資源研報, no. 38, p. 1-15。
大沢 穠・角 清愛(1956) 5万分の1地質図幅「阿仁合」及び同説明書。地質調査所, 39p。
———・———(1957) 5万分の1地質図幅「森吉山」及び同説明書。地質調査所, 42p。
———・———(1958) 5万分の1地質図幅「田沢湖」及び同説明書。地質調査所, 23p。
佐藤 浩・安藤重幸・井手俊夫・鷹皆守彦・斉藤清次・土井宣夫・岩田忠雄(1981) 八幡平地域, 玉川溶結凝灰岩類の層序。地質雑, vol. 87, p. 267-275。

- 仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985) 10万分の1 仙岩地熱地域地質図及び同説明書. 特殊地質図(21-2), 地質調査所, 23 p.
- 新エネルギー総合開発機構(1986a) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査(N59-SN-5)報告書要約, 101 p.
- (1986b) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査(N59-SN-6) 報告書要約, 107p.
- 須藤 茂(1985) 仙岩地熱地域南部の鮮新世—更新世火山活動について—安山岩火山の古地磁気と K-Ar 年代. 地調月報, vol. 36, p. 513-533.
- (1987) 仙岩地熱地域の珪長質大規模火砕流堆積物—玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩—, 地調報告, no. 266, p. 77-142.
- 鈴木隆介(1972) 岩木火山の変位, 地理学評論, vol. 13, p. 95-108.
- TAMANYU, S. and LANPHERE, M.A. (1983) Volcanic and geothermal field in Japan—on the basis of K-Ar ages—. Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 87, p. 501-510.
- 通商産業省(1977) 昭和51年度金属広域調査報告書, 北秋地域, p. 1-95.
- 上村不二雄(1981) 地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域地質構造調査—その1, 新第三系. 昭和55年度サンシャイン計画研究開発報告書, 地質調査所, p. 3-34.
- (1982) 地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域地質構造調査—その1 新第三系, 昭和56年度サンシャイン計画研究開発報告書, 地質調査所, p. 5-81.
- (1983) 地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域, 仙岩地域東部の地質及び地形構造(地質断面図作成その3). 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地質調査所, p. 125-157.
- 上田良一(1963) 田沢湖周辺山地(桧内川・玉川流域)の地質層序. 秋田大地下資源研報, no. 28, p. 1-27.
- 山田直利・寺岡易司・秦 光男ほか編(1982) 100万分の1 地質図. 日本地質アトラス, p. 3-19, 22-25. 地質調査所.
- 与良三男・脇田健次・本多朔郎(1973) 秋田県大沼地熱地帯の探査. 地熱, no. 10, p. 27-44.

仙岩地熱地域中心部の地質構造

須藤 茂*

Geological structure of the central part of the Sengan geothermal area, northeast Japan

By

Shigeru SUTO*

Abstract: Geological study was carried out on the core samples from 37 wells, whose depths are from 200 m to 2000 m (Table 1), drilled in the central part of the Sengan geothermal area in northeast Japan (Fig. 1)

The rocks in these wells were divided into following 16 formations or units; New Volcanic Rocks, Pre-Yakeyama Lake Deposit, Dacite Welded Tuff in the Tamagawa Welded Tuffs, andesite pyroclastic rocks, conglomerate, Kantonosawa Formation, Rhyolite Welded Tuff 2 (R2) and A (RA) in the Old-Tamagawa Welded Tuffs, crystal rich felsic tuffs in unknown age, intrusive rocks, Yamatsuda Formation, Koshitomaezawa Formation, Ryukawa Formation, Kunimitoge Formation, Aniai Formation and Obonai Formation. The last six formations are considered to be of Miocene age. No Pre-Tertiary basement rocks was found from these wells.

The rhyolite welded tuffs which include about 30 to 70% crystals (Fig. 4) are distributed in a limited area of about 10 km × 10 km in the studied area. The deepest base of these tuff units were not found even from bottom of the deepest well (SN-1), deeper than 1400 m below sea level, so the total thickness of the welded tuff units which include Rhyolite Welded Tuff 4 in the Tamagawa Welded Tuffs exceeds 2700 m. Each unit of the welded tuff from wells have the same features as including large amount of large quartz and plagioclase crystals with little change in lithofacies in downward direction. But they are roughly divided into two units by slight difference of the size of the crystals and paleomagnetic data (Fig. 5). Megablocks of few tens of meters in diameter are included in some of the tuff units, but no lithic fragment rich layer was found from base of each tuff units.

Miocene sediments, mainly composed of siltstone and tuff, exposed around the distribution area of tuff units mentioned above, and they stratigraphically underlie those tuff units at about 970 m (SN-4), 430 m (SN-6K), and 320 m (SN-2) below sea level, respectively. The correlation between the Miocene sediments from wells and those from surrounding area is so difficult that structural feature of the basin, which is thought to be a caldera, is not clear.

Another basin structure was found under the distribution area of the volcanic products of Akita-Yakeyama volcano (Fig. 8). The diameter of the basin is about 7 km and the basin was filled with talus breccia, andesite pyroclastic rocks and soft sediments of sand, silt and tuff. This basin was also considered to be a caldera, but no genetical relation between the giant volcanic activity and the formation of the caldera was found.

The presence of the north-south trending fault is expected at the eastern margin of the upheaval zone situated at the eastern mountainous area in the studied field. Dacite Welded Tuff which erupted about 1 Ma ago, is cut by this fault.

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

1. はじめに

秋田・岩手県境の仙岩地熱地域で実施されている地熱探査技術等検証調査の一環として、秋田県玉川上流域から秋田焼山にかけての地域で新エネルギー総合開発機構により多くの試錐が行われた。またこの付近では国、県及び企業によって別に多くの地熱に関する試錐が行われている。本研究では可能な限り岩芯を入手し、その地質の検討を行い、仙岩地熱地域中心部の地質構造について考察した。

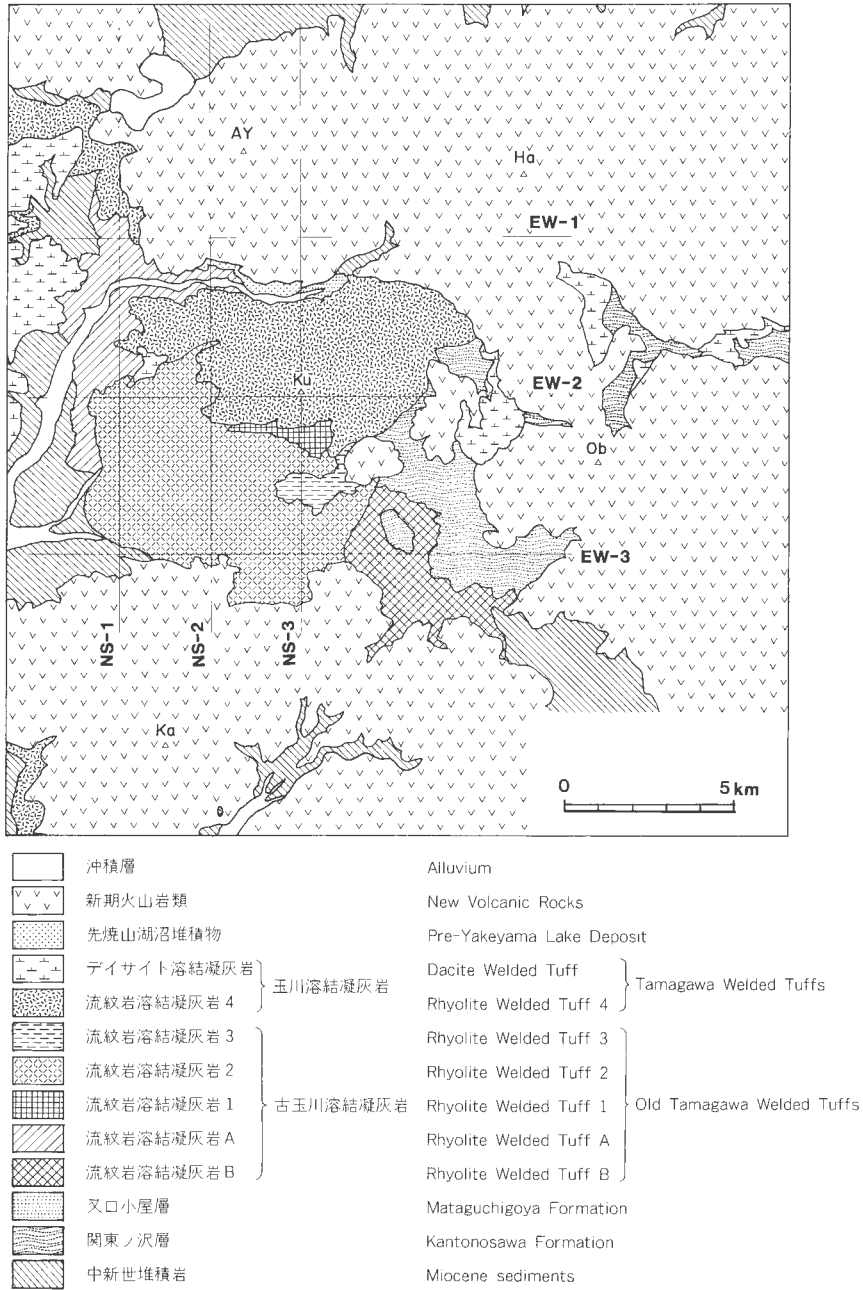
地質調査所で入手し、今回検討した岩芯の坑井名等を第1表に、各坑井の位置を第1図にそれぞれ示す。なお第1図には、今回岩芯の検討を行わなかった坑井の位置も示した。

第1表 調査坑井一覧
Table 1 List of the studied well.

坑井名 Name	位置 Location	掘削深度 Depth (m)	機関名 Organization
51-HM-1	田沢湖町濁沢	502	通商産業省
51-HM-2	田沢湖町鶴ノ湯	702	〃
51-HM-3	田沢湖町鳥坂沢	805	〃
51-500-27	松尾村藤七	274	〃
52-500-43	雫石町網張	397	〃
53-KW-1	田沢湖町鳩ノ湯	602	〃
N55HT-1	安代町草ノ湯	802	〃
N55HT-2	松尾村藤七	1201	〃
N55HT-3	松尾村藤七	1500	〃
N55HT-4	松尾村赤川	1351	〃
N55HT-5	松尾村落峰	508	〃
N55HT-6	松尾村若旗沢	1003	〃
N55HT-8	松尾村藤七	404	〃
N55HT-9	松尾村白沢	1002	〃
H- 1	田沢湖町小和瀬	250	新エネルギー総合開発機構
H- 2	田沢湖町小和瀬	250	〃
H- 3	田沢湖町小和瀬	250	〃
H- 4	田沢湖町湯ノ又沢	250	〃
H- 5	田沢湖町湯ノ又沢	201	〃
H- 6	田沢湖町湯ノ又沢	250	〃
H- 7	田沢湖町湯ノ又沢	201	〃
H- 8	田沢湖町中ノ又沢	201	〃
H- 9	田沢湖町中ノ又沢	201	〃
H-10	田沢湖町鳩ノ湯	251	〃
H-11	田沢湖町大深沢	201	〃
H-12	田沢湖町大深沢	200	〃
H-13	田沢湖町大深沢	200	〃
H-14	田沢湖町五十曲北東	201	〃
H-15	田沢湖町小和瀬	250	〃
H-16	田沢湖町戸瀬	401	〃
H-17	田沢湖町小和瀬	404	〃
SN-1	田沢湖町小和瀬	2002	〃
SN-2	田沢湖町大深沢	1501	〃
SN-3	田沢湖町五十曲北	1505	〃
SN-4	田沢湖町湯ノ又沢	1501	〃
SN-5	鹿角市トキワ沢	1701	〃
SN-6K	田沢湖町赤沢	1501	〃

2. 仙岩地熱地域中心部の地質の概要

仙岩地熱地域中心部の地質図を第2図に示す。仙岩地熱地域の広域地質に関しては仙岩地熱地域地質



第2図 調査地域地質略図。AY: Akita-Yakeyama 秋田焼山, Ha: Hachimantai 八幡平, Ku: Kurasawayama 倉沢山, Ob: Obukadake 大深岳, Ka: Kayodake 荷葉岳
 Fig. 2 Geologic map of the central part of the Sengan geothermal field. Cross sections are shown in Fig. 7.

図編集グループ(1985)及び上村(1987)に、仙岩地熱地域に広域に分布する珪質大規模火砕流堆積物である玉川溶結凝灰岩に関しては須藤(1987)に、また仙岩地域のいわゆる新期火山岩については須藤・向山(1987)にそれぞれ詳述してある。本章では仙岩地域中心部の地表地質の概要を記す。

試錐結果も含めた地下地質については既に松川・葛根田地区(井出, 1985)、八幡平—秋田焼山北部の大沼・澄川地区(窪田, 1985)及び八幡平—大深岳の県境の東方(安藤, 1985)の従来の研究成果も含めたまとめが示されている。

2.1 先新第三系

調査地域内では地表に露出しないが、玉川溶結凝灰岩中には花崗岩質岩石の礫が、また関東ノ沢層中には片岩の礫が見いだされている(須藤, 1987)。玉川溶結凝灰岩中には珪質岩の礫も含まれるが、これの中・古生層に属するものかどうかは明らかでない。

調査地域南東端の網張温泉南方で出光地熱(株)が実施した試錐によれば、地表下約2,200 m、すなわち海面下約1,550 m以深には先新第三系の珪質岩が分布している(須藤・石井, 1987)。

2.2 中新統：阿仁合層、山津田層など

調査地域内では主に谷部に露出する。南部の葛根田川及び先達川流域には小志戸前沢層及び山津田層(早川・北村, 1953)が、西部の玉川流域には尻高層及び阿仁合層(大沢・角, 1957)が、北部の小又川及び熊沢川流域には大又層及び熊沢川層(河野・上村, 1964)が、また中央部の大深沢・湯田又沢合流点付近には熊沢川層(河野・上村, 1964)がそれぞれ分布する。これらの各層の分布は連続していないため対比の詳細は必ずしも明瞭ではないが、台島・西黒沢・女川及び船川階に対比される(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)。

各層とも大部分は凝灰岩及び溶岩などの火山噴出物からなり、シルト岩・泥岩を伴う。火山噴出物は玄武岩・安山岩及びデイサイトからなり、大部分は変質して緑色を帯びていることが多い。葛根田川、先達川及び熊沢川流域のシルト岩中には貝化石が含まれる。

先達川流域及び玉川支流の渋黒沢流域では東に傾斜した構造が認められるが、葛根田川流域では背斜構造が認められ、調査地域全体としては褶曲構造が繰り返している可能性がある。

2.3 古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 B(RB)

命名：須藤(1987)。

分布：葛根田川上流域。

層厚：約200 m以上。

層序関係：関東ノ沢層、乳頭山火山噴出物及び秋田大白森溶岩に覆われる。また本層の一部は山津田層の一部の下位にある。

岩相：主として無層理の多斑晶流紋岩溶結凝灰岩からなり、一部に成層した凝灰岩及びピソライト凝灰岩の薄層を挟む。

2.4 関東ノ沢層

命名：須藤(1987)。

分布：大深沢上流域、葛根田川上流域、及び北ノ又川上流域。

層厚：大深沢上流域で約200 m以上、葛根田川上流域で約300 m以上。

層序関係：大深沢上流域で玉川溶結凝灰岩のデイサイト溶結凝灰岩及び八瀬森溶岩に覆われる。葛根田川上流域では岩手大白森溶岩及び松川安山岩類に覆われる。また葛根田川の支流北ノ又沢上流域及び北ノ又川支流赤川上流域では、それぞれ中新世のK-Ar年代を示す岩脈(須藤, 1987)に貫入されている。

岩相：非溶結の凝灰岩を主とし、砂及びシルト層を伴う。凝灰岩の大部分は石英を含む普通角閃石単

斜輝石斜方輝石デイサイトからなり、一部は多斑晶流紋岩である。

2.5 古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 A(RA)

命名：須藤(1987)。

分布：玉川上流域の大深沢・渋黒沢合流点付近。

層厚：約 300 m 以上。

層序関係：阿仁合層を覆う。玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 4、デイサイト溶結凝灰岩、秋田焼山火山噴出物及び先焼山湖沼堆積物に覆われる。

岩相：主として溶結した無層理の多斑晶流紋岩凝灰岩からなり、一部成層した非溶結凝灰岩を伴う。

2.6 又口小屋層

命名：須藤(1987)。

分布：大深沢・湯田又沢合流点下流の谷部。

層厚：約 50 m。

層序関係：湯田又沢下流域に分布する熊沢川層との関係は不明。大深沢左岸では本層の上に玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 4(R4)の転石が分布し、本層を覆うものと判断される。

岩相：一部成層した凝灰岩からなる。岩質は単斜輝石デイサイトであり、苦鉄質鉱物の量比が多い。

2.7 古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 1(R1)

命名：須藤(1987)。

分布：小和瀬川支流、中ノ又沢上流域。

層厚：約 200 m 以上。

層序関係：周囲に分布する古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 2 及び玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 4 よりも常に地形的低所に分布するが、互いの直接の関係は不明である。

岩相：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩からなる。最大粒径 10 m の異質岩片を多く含む。

2.8 古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 2(R2)

命名：須藤(1987)。

分布：小和瀬川及びその支流である湯ノ又沢、中ノ又沢、大沢などの流域。

層厚：最大約 600 m 以上。

層序関係：古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 3 に覆われる。

岩相：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩からなる。灰白色の軽石を多く含む。

2.9 古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 3(R3)

命名：須藤(1987)。

分布：秋田大白森北方及び曲崎山西方。

層厚：最大約 160 m。

層序関係：古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 2 を覆う。

岩相：多斑晶溶結凝灰岩及び成層した非溶結細粒凝灰岩の薄層からなる。

2.10 玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 4(R4)

命名：須藤(1987)。

分布：倉沢山付近、秋田焼山西方及び荷葉岳南一西麓。

層厚：倉沢山付近で最大で約 700 m、他の地域では 300 m 以下。

層序関係：調査地域内、特に中心部では他の地層との直接の上下関係を認めることが困難である。分

布及び地形から古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 A, 1 及び 2 の上位で、玉川溶結凝灰岩のデイサイト溶結凝灰岩の下位と判断した。

岩相：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩からなり、気相晶出相がよく発達している。

2.11 玉川溶結凝灰岩のデイサイト溶結凝灰岩(D)

命名：須藤(1982)。

分布：調査地域の西端部、棚白森南西方の尾根部、大深沢源流部及び北ノ又川流域。

層厚：北ノ又川上流域で約 200 m, 他の地域ではおおむね 100 m 以下。

層序関係：玉川及び古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩類、関東ノ沢層及び八瀬森溶岩の上位。分布及び地形から嶮岨森溶岩に覆われると予想されるが、直接の関係は不明である。

岩相：斑晶量が少ないデイサイト溶結凝灰岩からなる。よくつぶれた軽石が認められる。

2.12 先焼山湖沼堆積物

命名：本報告。

分布：秋田焼山南麓。

層厚：約 30 m。

層序関係：分布及び地形から古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 A の上位、秋田焼山火山噴出物の下位と判断される。

岩相：固結度の弱いシルト及び砂層からなる。

2.13 新期火山岩類

調査地域内の中心部を除く山岳部、すなわち柴倉岳、秋田焼山、八幡平、大深岳、八瀬森、曲崎山、乳頭山及び荷葉岳などを構成する。岩石が逆帯磁を示すか又は K-Ar 年代が100万年前より古いことが明らかな前期噴出物と正帯磁を示すか又は100万年前より新しいことが明らかな後期噴出物に区分され、秋田焼山火山噴出物及び乳頭山火山噴出物が後期噴出物に、他の火山噴出物は前期噴出物に相当する(須藤・向山, 1987)。

岩石の大部分は石英及びかんらん石を含むことがある輝石安山岩であり、少量のデイサイト及び流紋岩を伴う。

2.14 沖積層

玉川及び先達川流域の現河成堆積物及び山岳部の凹地内の湿原堆積物として少量認められる。

3. 各坑井の地質記載

以下に本研究で調査した各坑井の岩芯の地質を記載する。なお地質調査所では掘削して得られた岩芯のすべてを保存することができなかった。特に HT の記号のついた坑井については各ユニットの境界の深度は現認できなかったため、新エネルギー総合開発機構(1983)を、また SN-5 坑中の岩芯が得られなかった一部については新エネルギー総合開発機構(1986)をそれぞれ参照した。

H-1

10-250 m：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。黒灰色を呈する基質中に灰白色の軽石が少量認められる。軽石は径 1 cm-6 cm 以上で、あまりつぶれていない。異質岩片は径 5 cm 以下のものが多く、量は少ない。斑晶は主に径 5 mm 以下の斜長石及び石英からなり、基質中で計約30-50%含まれる。約60-80°の急傾斜の割れ目が多く認められる。

H-2

16-250 m：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。基質は約 120 m 深までは淡緑黄灰色を呈するが、それより下部は黒灰色を示し、灰白色の軽石を少量含む。軽石は径 1 cm-6 cm 以上で、あまりつぶれていない。異質岩片は変質した溶岩及びシルト岩を主とし径 2-3 cm のものが多く、量は少ない。斑晶は主に径 5 mm 以下の斜長石及び石英からなり、基質中で計約 40-50% 含まれる。約 70-80° の急傾斜の割れ目が多く認められる。

H-3

9-250 m：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。全体に変質を受け、淡緑黄灰色を呈する。軽石は径 6 cm 程度のものであるが、基質と色がよく似ているために確認が容易でない。径 10 cm 程度までの緑色変質岩の礫を少量含む。斑晶は主に斜長石及び石英からなり、基質中で計約 40-50% 含まれる。斑晶の径は小さく、上部ではおおむね 5 mm 以下、下部でも 10 mm 以下である。約 60-80° の急傾斜の割れ目が多く認められる。

H-4

5-22 m：砂質中粒凝灰岩・粗粒凝灰岩互層。一部成層している。石英粒は粗粒凝灰岩中で最大径 3 mm 程度のものが認められる。全体に固結度が弱い。

22-78 m：シルト岩・凝灰岩互層。灰-灰白色のシルト岩を主とする。固結度は弱く、きれいな成層構造を示さない。

78-91 m：砂質凝灰岩。淡灰色を呈し、石英を含まない。

91-102 m：シルト岩・凝灰岩互層。灰色を呈し、きれいな成層構造を示さない。

102-120 m：粗粒凝灰岩。無層理で淡灰色を呈する。石英斑晶を含まない。

120-250 m：シルト岩。暗灰色を呈し、無層理である。岩芯は不規則な曲面を境に破断していることが多い。

H-5

5-67 m：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。風化変質部では淡褐灰色、新鮮部では黒灰色を呈する。軽石は径 3 cm 程度までで淡緑灰色を呈する。軽石はよく扁平化していることが多く、その傾きはほぼ水平である。異質岩片は主に溶岩及びシルト岩からなり、径は 5 cm 以下である。斑晶石英は最大径 8 mm で、粒径がそろっていない。斑晶総量は基質中で約 30% と比較的少ない。

67-201 m：シルト岩・凝灰岩互層。黄褐色-暗褐色のシルト岩を主とし、少量の凝灰岩を伴う。凝灰岩中には石英は含まれない。

H-6

13-250 m：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。深度約 120 m までは黄褐色、それ以深は黒灰色を示す。軽石は最大径 6 cm 以上で、淡黄灰色を呈する。異質岩片は径 3 cm 程度までのものが多く、少量である。斑晶は主に径 5 mm 以下の斜長石及び石英からなり、基質中で計約 30-50% 含まれる。約 70-80° の急傾斜の割れ目が認められる。

H-7

6-201 m：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。深度 44 m 付近までは黄褐色、それ以深は緑褐灰色-暗灰色を呈する。軽石は淡褐灰色を呈し、最大径は 6 cm 以上である。軽石はあまり扁平化していない。異質岩片は径 3 cm 以下のものが多く、量は少ない。斑晶は主に径約 5 mm 以下の斜長石及び石英からなり、基質中で計約 50% 含まれる。約 60-80° の急傾斜の割れ目が認められる。

H-8

6-201 m：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。黒灰色を呈し、黒色—黒灰色の軽石を含む。軽石の最大径は5 cm 以上で、扁平化は著しくはない。異質岩片は主に溶岩及びシルト岩であり、径は4 cm 程度までの小さなものが多く、量も少ない。斑晶は主として径約5 mm 以下の斜長石及び石英からなり、基質中で約30-50%含まれる。

H-9

6-201 m：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。深度約35 m までは淡緑灰色、それ以深は淡褐灰色を呈し、淡灰色の軽石を含む。軽石は最大径5 cm 以上で、あまり扁平化していない。異質岩片は径4 cm 以下の小さなものが多く、量は少ない。斑晶は主に径5 mm 以下の斜長石及び石英からなり、基質中で計約40-50%含まれる。

H-10

10-77 m：多斑晶流紋岩凝灰岩。最上部は黄褐—褐灰色、それより下は淡緑灰色を呈する。軽石は最大径4 cm で、あまり扁平化していない。斑晶は主として最大径10 mm の石英及び斜長石からなり、基質では計約50%含まれる。

77-82 m：細粒凝灰岩。淡灰色を呈する。深度80 m には径0.5-1 cm のピソライトが含まれる。

82-154 m：多斑晶流紋岩凝灰岩。最上部は固結度が弱い。全体に淡緑灰色を呈し、最大径30 cm の異質岩片を含む。斑晶は主に最大径10 mm の石英及び斜長石からなり、基質中に約40-50%含まれる。

154-172 m：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。淡緑灰色を呈し、最大径10 mm の自形結晶を含み、細粒の破碎形結晶が極めて少ない。

172-251 m：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。淡緑灰色を呈し、最大径6 cm の軽石を含む。異質岩片は細かく、量は少ない。斑晶は主として最大径10 mm の石英及び斜長石からなり、基質中で約50%含まれる。深度185 m-212 m には淡灰色のシルト岩礫が認められる。礫径は最大約1 m であり、異質岩片の濃集部と考えられる。

H-11

6-141 m：多斑晶流紋岩凝灰岩。灰色を呈する。異質岩片は径2 cm 以下で、量は極少ない。また岩片は最下部に濃集することもない。斑晶量は基質中で計10%台から40%台まで変化に富んでいる。斑晶石英の径は最大10 mm までであるが、粒径は深度によって変化している。

141-201 m：砂質凝灰岩・礫岩互層。淡緑灰色—暗緑色の砂質凝灰岩を主とし、黒灰色のシルト岩礫を含む礫岩の互層からなり、きれいな成層構造は示さない。

H-12

6-19 m：未固結礫層。河床堆積物と思われる。多斑晶流紋岩溶結凝灰岩及び安山岩溶岩の礫からなる。

19-140 m：砂岩・礫岩互層。全体に固結度が弱い。砂岩の大部分は多斑晶流紋岩凝灰岩に由来する物質で構成されており、一部黒灰色のシルト岩を含む。礫は主に多斑晶流紋岩溶結凝灰岩からなる。この凝灰岩は最大径10 mm の石英及び斜長石を基質中で計約50%含む。

140-200 m：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。赤褐灰色を呈する。最大径10 cm の異質岩片を含む。斑晶は主に最大径12 mm の石英及び斜長石からなり、基質中で計約50%含まれる。

H-13

9-112 m：砂岩・礫岩互層。全体に固結度が弱い。砂岩の大部分は多斑晶流紋岩凝灰岩に由来する物質からなる。礫岩の大部分は多斑晶流紋岩溶結凝灰岩からなる。

112-143 m: 斜方輝石単斜輝石安山岩凝灰岩. 暗緑色を呈し, やや粗糲である. 軽石は淡緑色を呈し, 最大径 3 cm で, 少し扁平化している. 斑晶は斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石及び鉄鉱物からなり, 石英を含まない. 基質中には空隙があり, 非溶結と判断される.

143-200 m: 礫岩. 全体に固結度は弱い. 礫は主に多斑晶流紋岩溶結凝灰岩からなり, 少量の安山岩及びシルト岩を含む.

H-14

20-163 m: 安山岩溶岩. 主としてマッシュな溶岩からなる. 48-86 m には礫状部が認められる.

163-200 m: 砂岩・シルト岩互層. 成層構造を示し, 傾斜はほぼ水平-10°程度と緩い. 淡褐色を呈し, 固結度は弱い. 炭質物の細片を多く含む.

H-15

10-20 m: 礫層. 未固結で, 礫は安山岩溶岩からなる.

20-42 m: 砂層. 風化及び変質による生成物と考えられる. 岩質は下位の多斑晶流紋岩溶結凝灰岩と同じである.

42-250 m: 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩. 灰-黒灰色を呈し, 淡褐色の軽石を含む. 軽石は最大径 6 cm 以上で, 扁平化していることが多い. 異質岩片は溶岩, 凝灰岩及びシルト岩からなり, 最大径 5 cm 程度で, 量は少ない. 斑晶は径 8 mm 以下の石英及び斜長石を主とし, 基質中で計約 50% 含まれる.

H-16

30-38 m: シルト岩. 淡灰色を呈し, きれいな成層構造を示さない.

38-54 m: 多斑晶デイサイト凝灰岩. 淡緑灰色を呈し, 最大径約 30 cm の異質岩片を比較的多く含む. 軽石は最大径約 4 cm で, 軽石中の斑晶は計約 10% 以下と少ない. 斑晶は主として最大径 8 mm の石英及び斜長石からなり, その量は基質中でも計 10% 程度である.

54-60 m: 礫岩. 最大径約 20 cm の斑晶の多いマッシュなデイサイト礫からなる. 上部では灰緑色, 下部では黒色を呈する.

60-129 m: シルト岩・凝灰岩互層. シルト岩は黒色で, きれいな成層構造を示さない. 凝灰岩は細一粗粒で, 淡灰-緑灰色を呈する. 径 2-3 cm の礫を含む.

129-135 m: 塩基性火山岩. 緑黒色を呈する. 全体にマッシュで侵入岩と思われる. 約 10-20° 傾いた割れ目の列が認められるが, 現在は緑色鉱物で充填されている.

135-169 m: 凝灰岩・シルト岩互層.

169-174 m: 塩基性火山岩. 緑黒色を呈する.

174-180 m: 凝灰岩・シルト岩互層.

180-205 m: 多斑晶流紋岩凝灰岩. 淡緑灰色を呈し, 無層理である. 径 2 cm 程度までの異質岩片を少量含む. 斑晶は主に最大径 8 mm の石英及び斜長石からなり, 基質中に約 30-40% 含まれる.

205-361 m: シルト岩・凝灰岩互層. シルト岩は暗褐色-灰色, 凝灰岩は緑褐色-褐灰色を呈する.

361-367 m: 安山岩. 緑灰色を呈し, 最大径 5 cm の斜長石斑晶を約 10% 含む.

367-401 m: 凝灰岩・シルト岩互層. 凝灰岩は粗粒で, 径 4 cm までの緑色に変質したよくつぶれた軽石を含む. 葉理面はほぼ水平である.

H-17

30-184 m: 多斑晶流紋岩凝灰岩. 30-60 m 深は灰白色, それ以深は淡緑灰色を呈する. 軽石は最大径 6 cm で, 黄灰色を呈し, つぶれていない. 異質岩片として最大径 4 cm の安山岩などを少量含む.

184-253 m: シルト岩・凝灰岩・礫岩互層. シルト岩は破碎され礫状になっていることが多い.

253-286 m: 多斑晶流紋岩凝灰岩. 暗灰色を呈し, 無層理である. 最大径 8 mm の石英及び斜長石斑

晶を基質中で計約30%含む。

286-404 m : シルト岩・凝灰岩互層。シルト岩は褐灰色を呈し、きれいな成層構造を示さないことが多い。一部は破碎され、礫状となっている。

SN-1

30-887 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。基質は淡青灰色—淡緑白色まで変化に富んでいる。特に変質により色は変化する。軽石は最大径 6 cm 以上で、選択的に強く変質していることが多く、緑白色—白色を呈する。異質岩片はシルト岩、凝灰岩及び変質した安山岩溶岩などからなり、深度 257-286 m 及び 845-887 m で多く認められる。斑晶は最大径 8 mm の石英及び斜長石を主とし、変質したマフィック鉱物がよく認められる部分もある。基質中の総斑晶量は約40-50%である。斑晶量、斑晶の形状(自形・破碎形の量比)及び変質の程度は、この間必ずしも一様ではないが、その変化は漸移することが多く、明瞭な境界は見い出せなかった。

887-903 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。淡青灰色を呈し、異質岩片は少ない。斑晶は最大径 8 mm の石英及び斜長石を主とし、基質中では約50%含まれる。

903-953 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。淡青灰色を呈し、903-916 m 及び 950-953 m では岩片が多い。940.8 m 深では、最大長径 18 mm の石英が認められ、逆に 925 m 付近では斑晶は径 5 mm 以下で破碎形のものが多いなど、斑晶の量及び粒径は変化に富んでいる。

953-987 m : 流紋岩凝灰岩。淡灰色を呈し、岩片を多く含む。岩片は流紋岩凝灰岩及びシルト岩などからなり、基質は石英斑晶をほとんど含まない凝灰岩からなる。

987-1,709 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。大部分淡緑灰色を呈するが、変質部では淡緑色及び濃灰緑色である。軽石は最大径 5 cm で、比較的良好に扁平化しており、水平—20°の傾斜を示す。異質岩片の径は大部分 5 cm 以下で、量は少ない。斑晶は最大径 13 mm の石英、斜長石及び変質したマフィック鉱物からなる。斑晶の粒径及び量比は必ずしも一様ではなく、1,010-1,012 m、1,064-1,669 m 及び 1,545-1,580 m 区間では特に斑晶の径は小さい。深度 1,200 m 以下では、肉眼でも緑レン石がよく認められる。1,705-1,709 m は変質が著しく、下位層との直接の関係は不明である。

1,709-1,731 m : 変質安山岩。暗緑色を呈する。斑晶は斜長石(<5 mm)、石英(<1 mm)及び変質したマフィック鉱物(<3 mm)からなる。鏡下の鑑察によれば石基はやや珪長質と思われ、長石、緑泥石及び少量の鉄鉱物が認められる。

1,731-1,760 m : シルト岩。暗灰色を呈し、緻密である。

1,760-1,765 m : 変質安山岩。

1,765-1,772 m : シルト岩・暗灰色を呈し、緻密である。多斑晶流紋岩溶結凝灰岩の礫を含む。

1,772-1,922 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。緑灰色を呈し、緻密である。異質岩片として変質安山岩及びシルト岩を含む。特に深度 1,908-1,922 m 間には変質安山岩の巨礫が多く含まれる。斑晶は主に最大径 10 mm の石英及び斜長石からなり、基質中では60%以上を占めることもある。

1,922-2,002 m : 変質安山岩。暗緑色を呈する。斑晶は斜長石(<4 mm)、石英(<3 mm)及び変質したマフィック鉱物(<2 mm)よりなる。鏡下の鑑察によれば、石基には長石、黒雲母、変質緑色鉱物及び鉄鉱物が認められる。深度 1,969-1,970 m には多斑晶流紋岩溶結凝灰岩が認められる。

SN-2

30-115 m : 固結度の弱い堆積物。主として礫からなり、一部にはほぼ水平な葉理を示す砂層を挟む。礫の大部分は多斑晶流紋岩溶結凝灰岩であり、少量の安山岩溶岩及びシルト岩が認められる。基質は石英粒などを主とする砂状物質からなる。

115-146 m : 安山岩凝灰岩。緑—暗緑色を呈し粗糲である。斑晶は斜長石(<4.3 mm)、単斜輝石(<3.2 mm)、斜方輝石(<2.0 mm)及び鉄鉱物(<0.6 mm)からなる。基質は変質鉱物からなるが、空隙が多く認められ、非溶結凝灰岩と判断される。

146-252 m : 礫岩. 固結度はややよい. 礫は最大径 1.4 m の角一亜円礫であり, 淘汰が悪い. 礫種は大部分が多斑晶流紋岩溶結凝灰岩であり, 少量の安山岩溶岩, シルト岩及び細粒凝灰岩が認められる. 基質は石英粒などを主とする砂状物質からなる.

252-879 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩. 上部では帯紫灰色, 最下部では緑灰色を呈するが, 大部分は灰色であり, 緻密である. 軽石は灰白色を呈し, 最大径 6 cm 以上で, よく扁平化している. 扁平化した軽石及び板状の礫はほぼ水平である. 異質岩片は最大径 4 cm 以上で, 量は極めて少ない. 斑晶は主に最大径 12 mm の石英及び斜長石からなり, 径 2 mm 程度の変質したマフィック鉱物もよく認められる. 基質の斑晶量は約 50% で, 本ユニット内では量比は一定である.

879-897 m : 礫岩. 安山岩溶岩及びシルト岩礫からなる.

897-909 m : シルト岩. 黒色で, 緻密である.

909-931 m : 凝灰質砂岩. 灰色を呈し 925-931 m 間には二枚貝の化石を多く含む.

931-1,501 m : シルト岩. 黒色シルト岩を主とし, 少量の灰色を呈する凝灰質砂岩を挟む. 深度 1,005 m 及び 1,060 m 付近に貝化石が含まれる.

SN-3

30-237 m : 変質安山岩. 淡灰緑色を呈し, マシップであるが, 一部に 30-50° 傾斜した縞模様が認められる. 深度 156-160 m 間は黒色を呈する. 斑晶は肉眼では確認できない. 鏡下では変質した径 2 mm 以下の長石及び鉄鉱物が少量認められる.

237-273 m : シルト岩. 灰一灰白色を呈し, 一部変質している.

273-316 m : 中一粗粒凝灰岩. 淡黄灰色一淡緑灰色を呈する. 深度 289-291 m 間は灰色シルト岩礫からなる.

316-323 m : 角礫岩. 礫はシルト岩及び溶岩からなる.

323-346 m : 凝灰質砂岩. 灰色を呈し, 粒度の差により一部に成層構造が認められる.

346-401 m : 凝灰岩. 淡灰色一淡緑色を呈し, 径 2-3 cm のよくつぶれた軽石を含む.

401-422 m : シルト岩・砂岩互層. 緑灰一灰色を呈し, シルト岩・砂岩, 粗粒凝灰岩などの薄層の累重からなる.

422-430 m : 凝灰角礫岩. 礫は凝灰岩及びシルト岩からなる. 礫径は最大 10 cm である.

430-597 m : シルト岩・凝灰岩互層. 黒一黒灰色のシルト岩と中一粗粒の凝灰岩の互層からなる. 比較的上の凝灰岩中には径 3 cm 程度のよくつぶれた軽石が含まれる.

597-710 m : 変質安山岩を挟むシルト岩・凝灰岩互層. 黒一黒灰色のシルト岩を主とし, 下部に少量の淡灰色の細一粗粒凝灰岩層が認められる. 変質安山岩は深度 633-635 m, 669-672 m 及びこの両者の間に薄い岩体が何枚か挟まれている. 緑灰一緑黒色に変質しており, シルト岩との境界付近の構造は明瞭でない.

710-838 m : シルト岩を挟む変質安山岩. 灰緑色一暗緑色の変質安山岩を主とし, 灰白色のシルト岩を少量伴う. 変質安山岩は深度 710-723 m, 728-770 m, 782-789 m, 795-799 m 及び 804-838 m に認められ, いずれも変質により組織及び構造は明瞭でない.

838-947 m : シルト岩. 灰白一灰黒色のシルト岩を主とし, 少量の変質安山岩及び砂岩を挟む.

947-963 m : 変質安山岩. 緑灰色を呈し, 変質しているため組織及び構造は明瞭でない.

963-1,182 m : シルト岩・砂岩互層. 灰一灰白色のシルト岩と径 1 cm 程度の礫を少量含む砂岩の互層からなる. 砂岩は凝灰質であることが多い. 全体に変質して硬質となっている.

1,182-1,223 m : 砂岩. 灰黒色の緻密な粗粒砂岩からなり, 薄いシルト岩を挟む.

1,223-1,265 m : 変質安山岩. 灰緑一暗緑色を呈し, 変質しているため組織及び構造は明瞭でない.

1,265-1,358 m : シルト岩を挟む砂岩. 灰一灰黒色の硬い砂岩からなり, 灰黒色のシルト岩を挟む.

1,358-1,409 m : シルト岩. 暗灰色の緻密なシルト岩からなり, 下部に変質安山岩及び砂岩が認められる.

1,409-1,505 m : 変質安山岩. 緑灰—灰色を呈する. 変質して緻密であり, 組織及び構造は明瞭でない. 鏡下では最大径 2 mm の斜長石を20-30%含むのが確認される. 細粒の黒雲母が認められ, これは変質による生成物と考えられる.

SN-4

30-340 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩. 暗灰色を呈し, 変質部では淡緑灰色となっている. 軽石片は径 5 cm 以下のことが多いが最大のものは厚さ 13 cm, 水平方向の径は 6 cm 以上である. 異質岩片としては深度 329-340 m で最大径 35 cm のシルト岩などを比較的多量に含むほかは, 径 1-2 cm の変質安山岩などを少量含むのみである. 斑晶は径 8 mm 以下の石英及び斜長石を主とし, 少量の変質したマフィック鉱物を含む. 基質中では総斑晶量は約30-40%である.

340-356 m : 変質砂礫岩. 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩の礫と, 同質の砂状物質とからなる. 変質しているため構造は明瞭でないが, 火砕流堆積物の 2 次堆積物と思われる.

356-820 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩. 淡緑灰—灰色を呈し, 径 1-2 cm の緑色パッチを含む. 異質岩片は最大径 7 cm で径 2 cm 程度までのものが多く, 少量含まれる. 深度 506-508 m 間には, 斑晶がほとんど認められない凝灰岩が認められるが, これは岩片の可能性がある. 斑晶は主に最大径 10 mm の石英及び斜長石からなり, 基質中で計約40-50%含まれる. 深度760-820 m 間はそれより上部のものとは比べて斑晶の粒径は小さく, 量も少ない.

820-1,025 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩. 灰—淡緑灰色を呈し, 一部は変質により白色となっている. 軽石は最大厚さ 5 cm, 水平方向の径 6 cm 以上で, 量は少ない. 斑晶は主に最大径 8 mm の石英及び斜長石からなり, 基質中で約30-50%含まれる. 岩片は深度 930 m 付近から多くなり, 987-993 m 及び 1,013-1,025 m 間は特に多く含まれる. 礫種はシルト岩, 溶岩, 多斑晶凝灰岩及び灰白色の斑晶の少ない溶結凝灰岩などである. 最後の溶結凝灰岩は径約 1 m あり, よくつぶされたビトロクラスチック組織を示す.

1,025-1,120 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩. 灰—緑灰色を呈する. 斑晶は主に最大径 10 mm の石英及び斜長石からなり, 基質中で約30-40%含まれる. 深度 1,111-1,120 m 間にはシルト岩, 凝灰岩及び安山岩などの巨礫が多量認められる. それより上部では岩片は少ない.

1,120-1,300 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩. 灰白色—淡緑灰色を呈する. 斑晶は主に最大径 10 mm の石英及び斜長石からなり, 基質中で計約40%含まれる.

1,300-1,450 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩. 淡緑色—暗緑色を呈する. 斑晶は主に最大径 10 mm の石英及び斜長石からなり, 基質中で計約40%含まれる. 深度 1,346-1,387 m 及び 1,420-1,427 m は変質安山岩からなる. これらの安山岩の直上の凝灰岩は, 特に岩片が濃集していることはなく, 安山岩の上下の凝灰岩の岩相は大差ない.

1,450-1,501 m : 変質安山岩. 淡緑灰色を呈し, 変質しているため組織及び構造は明瞭でない.

SN-5

48.5-97.0 m : ブロック化した安山岩溶岩. 灰—赤褐色.

97.0-100.5 m : マッシブな安山岩溶岩. 灰黒色.

100.5-102.5 m : ブロック化した安山岩溶岩. 灰黒色.

102.5-107.5 m : マッシブな安山岩溶岩. 灰黒色.

107.5-109.5 m : ブロック化した安山岩溶岩. 灰黒色.

109.5-113.0 m : マッシブな安山岩溶岩. 灰黒色.

113.0-128.7 m : ブロック化した安山岩溶岩. 溶岩流のクリンカー部と思われる. 赤褐色.

128.7-154.4 m : マッシブな安山岩溶岩. 黒色.

154.4-161.3 m : ブロック化した安山岩溶岩. 溶岩流のクリンカー部と思われる. 赤褐色.

161.3-196.8 m : マッシブな安山岩溶岩. 灰黒色. 深度 162-169 m 間は変質.

196.8-202.5 m : 安山岩溶岩流のクリンカー部. 赤褐色.
202.5-205.0 m : マッシブな安山岩溶岩. 灰黒色.
205.0-211.7 m : 安山岩溶岩流のクリンカー部. 赤褐色.
211.7-238.0 m : マッシブな安山岩溶岩. 灰黒色.
238.0-250.6 m : 安山岩溶岩流のクリンカー部. 灰黒—赤褐色.
250.6-288.1 m : マッシブな安山岩溶岩. 灰黒色. 丸味を帯びた同源捕獲岩を含む.
288.1-289.2 m : 変質砂状物質.
289.2-316.5 m : ブロック化した安山岩溶岩. 赤褐色部と灰黒色部が入り組んで認められ, 発泡の程度がやや大きい.

316.5-370.3 m : マッシブな安山岩溶岩. 灰黒色.
370.3-374.0 m : ブロック化した安山岩溶岩. 灰黒色.
374.0-380.0 m : マッシブな安山岩溶岩. 灰黒色を呈し, よく発泡している.
380.0-499.2 m : ノンコア.
499.2-502.7 m : シルト岩・砂岩互層. 固結度は悪い.
502.7-600.3 m : ノンコア.
600.3-604.0 m : 砂質凝灰岩. ほぼ水平なラミナが発達している.
604.0-703.0 m : ノンコア.
703.0-713.0 m : 砂質凝灰岩. 緑灰色. 層理が発達し, 10-20°傾斜している.
713.0-728.0 m : 砂質凝灰岩. 緑灰色. 軽石片を含む.
728.0-731.8 m : 砂質凝灰岩. 緑灰色.
731.8-734.9 m : シルト岩. 灰色.
734.9-758.9 m : 砂質凝灰岩. 灰色. 緑色の扁平化していない軽石を含む.
758.9-767.5 m : 凝灰岩. 灰色を呈し, 石英を含む流紋岩礫などを含む.
767.5-794.7 m : 変質安山岩. 変質しているため組織及び構造は明瞭でないが, 礫状を呈する.
794.7-828.7 m : 火山礫凝灰岩. 上部は円礫, 下部は角礫を主とし, いずれも主に安山岩からなる.
828.7-1,125 m : 変質安山岩. 暗灰—緑灰—暗緑色と様々な色相を示し, 組織及び構造も多様であると思われるが, 変質が激しいため判断できない. 深度 950 m 付近では肉眼でも緑レン石が多く認められる. 1,000 m 付近では40-70°傾斜した黄鉄鉱の細脈が多く見られる. 1,050 m 付近以深では珪化変質が著しく, 色が淡くなっている.

1,125-1,183 m : 花崗閃緑岩. 緑灰色を呈する. 上位の変質安山岩との境界は明瞭でない.
1,183-1,479 m : 中粒花崗閃緑岩. 完全な等粒状ではなく, 石英が他の鉱物に比べて大きく, 斑状組織を示す部分が多い. 緑灰—暗緑灰色を呈する. 深度 1,255-1,272 m 間には淡緑灰色を呈する変質した堆積岩が認められる. 1,304-1,311 m 間には周囲に対して粒度がやや粗い花崗閃緑岩が含まれる.
1,479-1,700.5 m : 細粒—中粒花崗閃緑岩. 緑灰—暗緑色を呈する. 上位の岩石と比べると変質は弱い.

SN-6K

32.5-64.1 m : マッシブな安山岩溶岩. 灰色を呈し, 深度 59-62 m 間は多孔質である.
64.1-67.8 m : 泥状堆積物. 淘汰は悪く, 一部成層しており約10°傾いている.
67.8-127.8 m : マッシブな安山岩溶岩. 深度 87 m までは褐—黄—赤褐色を呈し, それより下は灰色である. 径 10 cm 以下の同源捕獲岩を含む.
127.8-136 m : マッシブな安山岩溶岩. 赤褐色.
136-155.6 m : 安山岩角礫岩. 径 1-50 cm の礫からなる.
155.6-156.7 m : 変質泥状堆積物.
156.7-170.3 m : 変質安山岩溶岩. 灰色.

170.3-185 m : マッシブな安山岩溶岩. 灰色緻密.

185-190.3 m : 変質安山岩溶岩. 黄褐色.

190.3-203.3 m : 変質安山岩溶岩. 灰色.

203.3-205.4 m : マッシブな安山岩溶岩. 灰色.

205.4-207.3 m : 変質安山岩溶岩.

207.3-241.0 m : マッシブな安山岩溶岩. 褐黄色—灰色を呈し, 一部変質している.

241.0-272.2 m : マッシブな安山岩溶岩. 灰色で少し変質している. 最下部は赤褐色を呈する.

272.2-322.5 m : マッシブな安山岩溶岩. 灰色緻密. 最下部にクリンカーは認められない.

322.5-344.0 m : 凝灰質砂岩. 一部に成層構造が認められ, 約10°傾斜している. 構成物質として最大径 5 mm の石英を多量含む.

344.0-351.8 m : シルト岩. 暗褐色.

351.8-357.5 m : 凝灰質礫岩. 礫種は安山岩溶岩である.

357.5-366.0 m : シルト岩. 暗灰色.

366.0-405.1 m : シルト岩・凝灰岩互層. 一部成層し, 水平—20°傾斜している. 凝灰岩中には多斑晶流紋岩凝灰岩起源の礫及び最大径 8 mm の石英が多く含まれる. 炭質物の薄層が多く認められる.

405.1-423.0 m : シルト岩.

423.0-473.0 m : 凝灰質砂岩・礫岩互層. 一部成層し, 20°程度傾斜している. 礫は径 2 cm 程度の溶岩, シルト岩及び凝灰岩からなる.

473.0-587.4 m : 凝灰質砂岩を主とし, シルト岩を挟む. 成層構造が見られ水平—10°の傾斜を示す. 一部の構造は乱れている. 深度約 480 m, 502 m, 525 m 付近にはそれぞれ炭質物の薄層が認められる. 砂の構成物質として径 3 mm 程度の石英が多量含まれている.

587.4-608.1 m : シルト岩. 色は掘削直後は淡青灰色であるが, 1 週間—1 か月後には淡褐灰色に変化する. 無層理で, 細粒火山灰起源と思われる.

608.1-649.6 m : 安山岩火砕岩. 本質岩片と思われる径 5 cm 以下の不定形の濃灰緑色部と, 淡灰緑色の基質からなる. 上部には本質岩片が多く, 深度 632.3-637.2 m 間は溶岩, シルト岩などの径 1 cm 以下の異質岩片を多く含む.

649.6-796.7 m : 安山岩火砕岩. 本質岩片は上部に少量認められるのみである. 一部に成層構造が見られ, ほぼ水平である. 基質は砂状で, 石英も認められる. 異質岩片は最大径 11 mm の石英を含む多斑晶流紋岩凝灰岩, シルト岩, 安山岩溶岩などからなり, 特に深度 680 m 以下には最大径 60 cm の多斑晶流紋岩凝灰岩礫が多量認められる. 深度 750 m 付近には径 5 cm 以下の円礫が多く含まれる.

796.7-806.3 m : 変質安山岩. 濃緑色ブロック化しており, 巨礫の可能性もある.

806.3-815.4 m : 礫岩. 一部成層し, 10°程度傾斜している.

815.4-874.2 m : 礫岩. 礫種は主に多斑晶流紋岩凝灰岩であり, 少量のシルト岩, 安山岩を含む. 基質は多斑晶流紋岩凝灰岩に由来すると思われる石英が多い砂からなる.

874.2-1,328.4 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩. 大部分淡緑灰色を示し, 変質部は灰白色を呈する. 軽石は極少量しか認められず, 垂直方向の径は水平方向の径の 5 分の 1 程度につぶれている. 異質岩片は最大径 18 cm の緑色—暗緑色の変質した溶岩及び凝灰岩が主である. 下部に異質岩片がやや多く認められるが, 最下部に異質岩片が著しく濃集していることはない. 下位の凝灰岩とは約50°の傾斜面で接している.

1,328.4 1,453.3 m : 凝灰岩. 変質しており, 緑灰白色—灰白色を呈する. 深度 1,360-1,380 m 付近には成層構造が認められる. 約30°傾斜している.

1,453.3-1,460.1 m : 粗粒凝灰岩. 径 2 cm までの緑色不定形岩片を含む. 異質岩片は変質した灰色の径 2 cm 以下の角礫である.

1,460.1-1,501.0 m : 細粒凝灰岩. 緑灰色を呈し, 変質している.

HT-1

20-113 m : 変質デイサイト凝灰岩. 斑晶石英は認められない.

113-201 m : 変質安山岩. 緑黒色で, 溶岩か貫入岩かは明らかでない.

201-212 m : 変質が著しく, 原岩を同定できない.

212-259 m : 変質デイサイト凝灰岩. 斑晶石英は認められない. 黄鉄鉱染染が著しい. 約45°の傾斜を示す成層部が認められる.

259-403 m : 軽石凝灰岩. 全体に淡緑色を呈し, 軽石は扁平化していることもある. 角礫が多く含まれその粒径及び量は変化に富む.

403-450 m : デイサイト凝灰岩. 径4 mm以下の白色軽石を含み非溶結である. 岩片は少ない.

450-802 m : 流紋岩. 淡黄灰色を呈し, 最下部は淡緑色となっている. 径1-2 mmの石英を10%以上含む. 一部に黄鉄鉱がみられるが, その量は少ない.

HT-2

48-186 m : デイサイト溶結凝灰岩. 淡緑色一暗緑灰色を呈し, よくつぶれた長径0.5-3 cmの軽石を含む. 径2 cm程度までの角礫を含む.

186-約290 m : デイサイト凝灰岩. 淡緑色で非溶結である. 径3 cm程度までの礫を含む.

約290-459 m : 多斑晶流紋岩凝灰岩. 最大径1 cmの石英を約20%含む. 径2 cm程度までの礫を少量含む.

459-845 m : 凝灰岩・シルト岩互層. 凝灰岩には最大径4 mmの石英が含まれる. シルト岩は灰黒色を呈し, ラミナが認められる. 約540-550 mのシルト岩中には具化石が含まれる.

845-869 m : 変質火山岩. 斑状の模様が認められる.

869-952 m : 凝灰岩・シルト岩互層. 凝灰岩には最大径2 mmの石英が含まれる. シルト岩は灰白色一灰黒色を呈し, 一部に乱堆積相が認められる.

952-988 m : 変質火山岩. 斑状の模様が認められる.

988-1,201 m : シルト岩・凝灰岩互層. シルト岩は灰白色一灰黒色を呈し, 緻密である. 10°-20°の傾斜を示す.

HT-3

27-68 m : 安山岩溶岩. 灰黒色で径2 mm程度の斜長石斑晶を多量含む.

68-182 m : デイサイト溶結凝灰岩. 上部と下部は淡灰色, 中部は灰黒色を呈する. 中部には厚さ4 cm程度までの本質レンズが明瞭に認められる. 本質レンズは約45°の傾斜を示す.

182-212 m : 凝灰岩・シルト岩互層. 淡緑灰色を示し, 大型石英を含まない.

212-324 m : 多斑晶流紋岩凝灰岩. 緑白色を呈し, 最大径1 cmの石英を約20%含む. 礫は最大2 cm程度で量も少ない.

324-373 m : デイサイト凝灰岩. 淡緑灰色を呈し, 径2 mm程度までの石英を含む. 礫は最大2 cmで細粒のものがやや多く含まれる.

373-442 m : シルト・シルト質凝灰岩互層. シルトは灰白色一灰黒色を呈し, 375 m深には具化石を産する. 425 m深ではラミナが明瞭に認められ, 約10°傾斜している.

442-476 m : デイサイト凝灰岩. 緑灰色を呈し, 径5 cm程度までの礫を比較的多く含む.

476-553 m : 多斑晶流紋岩凝灰岩. 淡緑灰色を呈し, 最大径4 mmの石英を含む.

553-約660 m : デイサイト凝灰岩. 淡緑灰色を呈し, 上部には溶結相が認められ, 下部には角礫濃集部がみられる.

約660-749 m : 多斑晶流紋岩凝灰岩. 最大径2 mmの石英を約5%含む.

749-933 m : シルト岩. 主に灰黒色, 一部白色を呈し, ほぼ水平である.

933-954 m : 多斑晶凝灰岩. 淡緑灰色を呈し, 径2 mm程度までの石英を含む.

954-約 1,310 m : 珪質シルト岩, 灰白色—灰黒色を呈し, しばしば層間異常が認められる。約 1,150-1,280 m 深には黄銅鉱・硫化鉄鉱・方鉛鉱の鉱染が顕著である。

約 1,310-約 1,450 m : 変質安山岩。暗緑灰色を呈し, 斑状模様が認められる部分がある。

約 1,450-1,494 m : シルト岩。灰黒色—灰黄色を呈する。

HT-4

40-110 m : 多斑晶流紋岩凝灰岩。淡黄緑色を帯び変質している。径 4 mm 程度の石英が認められる。

110-249 m : 変質安山岩。暗緑灰色を呈し, 径 1 cm 程度の大型斜長石斑晶を顕著に含む。角礫化している部分が多く, 粒間に炭酸塩鉱物が認められる。

249-256 m : 凝灰岩。緑色を呈し, ほぼ水平なラミナが認められる。

256-約 423 m : 多斑晶流紋岩凝灰岩。淡緑灰色を呈し, 最大径 1 cm の石英を 10-20% 含む。岩片は 1 cm 以下で量は少ない。374 m 深では溶結構造がよく認められ, 約 30° 傾斜している。最下部の軽石はつぶれていない。

約 423-497 m : デイサイト凝灰岩。灰色を呈し, 最大径 4 mm の石英を極少量含む。径 2 cm 程度までの礫を多量含む。436 m 深では炭質物が認められる。

497-555 m : シルト岩。灰色を呈し, ほぼ水平なラミナが認められる。

555-577 m : 変質安山岩。灰緑色を呈し, 斑晶は小さい。

577-585 m : シルト岩。

585-610 m : 多斑晶流紋岩凝灰岩。淡灰色を呈し, 径 4 mm 程度までの石英を少量含む。

610-約 640 m : 凝灰岩。灰色を呈し, 径 2 cm 程度までの礫を多く含む。

約 640-約 910 m : 多斑晶流紋岩凝灰岩。750-830 m 深には最大長径 5 cm の緑色軽石を多く含む。軽石は扁平化しており, ほぼ水平である。820-910 m 深には礫が多く含まれる。

約 910-1,019 m : デイサイト凝灰岩。灰白色を呈し, 最大径 3 mm の石英を少量含む。礫は 2 cm 以下である。

1,019-1,338 m : シルト岩。灰白色—灰黒色を呈し, 緻密である。一部に乱堆積相が認められる。

1,338-1,351 m : 変質火山岩。斑状模様が認められる珪長質岩石からなる。

HT-5

31-53 m : 安山岩凝灰岩。

53-78 m : 安山岩溶岩。

78-157 m : デイサイト溶結凝灰岩。灰黒色を呈し, よくつぶれた軽石が認められる。軽石の縦横比は 1 : 5-1 : 20 である。ほぼ水平である。礫は小さく, 量は少ない。

157-159 m : シルト岩。

159-284 m : 多斑晶デイサイト軽石凝灰岩。軽石は白色で, 径は 2 cm 程度まででつぶれていない。石英は最大径 4 mm で 5-10% 含まれる。

284-336 m : シルト岩・凝灰岩互層。シルト岩にはほぼ水平なラミナが発達している。

336-360 m : デイサイト凝灰岩。淡緑色を呈し, 径 2 mm 程度までの石英を少量含む。

360-約 410 m : デイサイト凝灰岩。淡緑色を呈し, 細粒である。

約 410-508 m : 多斑晶流紋岩凝灰岩。灰白色—紫灰色を呈し, 径 8 mm 程度までの石英を約 20% 含む。483 m 深には非溶結部が認められ, それより下位は強溶結している。

HT-6

56-254 m : デイサイト多斑晶軽石凝灰岩。全体として緑白色を呈し, 軽石は径 2 cm 程度まででつぶれていない。一部にはほぼ水平な成層構造がみられる。最大径 3 mm の石英が 5-10% 含まれる。礫は径 4 cm までで量は多くない。

254-約 300 m: デイサイト凝灰岩・シルト岩互層。
約 300-375 m: 多斑晶流紋岩凝灰岩。黄緑—淡緑色を呈し、最大径 6 mm の石英を約 10% 含む。
375-465 m: 砂岩・凝灰岩互層。灰—緑色を呈し、凝灰岩中には径 2 mm までの石英が含まれる。
380 m 深には貝化石が含まれる。
465-634 m: デイサイト軽石凝灰岩。全体として緑灰色を呈し、径 3 cm までの緑色軽石を含む。軽石はつぶれていない。一部は成層しており、ほぼ水平である。
634-763 m: シルト岩。褐灰色を示し、約 10° 傾斜したラミナがよく認められる。
763-806 m: 凝灰岩・シルト岩互層。
806-905 m: デイサイト凝灰岩。淡緑色に変質しており、細粒である。
905-1,003 m: 変質安山岩火砕岩。緑色を呈し、径 1 cm 以下の火山岩塊の集合体からなる。

HT-8

33-158 m: デイサイト溶結凝灰岩。淡緑灰色を呈し、よくつぶれた径 4 cm 程度までの軽石を含む。ほぼ水平である。礫は 2 cm 以下である。
158-252 m: デイサイト凝灰岩。細粒で径 1 mm 以下の石英を含む。
252-305 m: デイサイト凝灰岩。淡緑色を呈し、最大径 5 mm の石英を含む。
305-340 m: シルト岩・凝灰岩互層。305 m 深にはピソライト凝灰岩が含まれる。
340-360 m: デイサイト凝灰岩。
360-404 m: 多斑晶流紋岩凝灰岩。淡緑色を呈し、最大径 8 mm の石英を約 20% 含む。

HT-9

58-198 m: デイサイト溶結凝灰岩。
198-263 m: 安山岩。
263-493 m: デイサイト凝灰岩。
493-601 m: 多斑晶流紋岩凝灰岩。
601-688 m: 凝灰質砂岩・シルト岩互層。砂岩中には径 2 mm 程度までの石英が多量含まれる。680 m 深には炭質物が多く含まれる。
688-810 m: 多斑晶デイサイト凝灰岩。全体として淡緑灰色を呈し、径 1 cm 以下の緑色軽石を含む。軽石はつぶれていない。石英は最大径 6 mm で 10% 程度含まれる。礫は径 2 cm までで、量は少ない。
810-1,002 m: 凝灰岩層を挟むシルト岩。淡灰—黒灰色を呈し、ラミナが認められる。水平—20° 傾斜している。

51-HM-1

15-199 m: 安山岩。最上部は変質が著しく黄灰色、それより下は灰黒色—赤黒色を呈し緻密である。縞状もしくはレンズ状の様相がみられ、溶岩か溶結スプッターかは断定できない。径 2 cm までの礫を少量含む。
199-210 m: 角礫凝灰岩。緑色を呈し、径 1 cm 程度のシルト岩などの角礫を多く含む。
210-281 m: 安山岩凝灰岩。変質しており、褐灰色—灰色を呈する。径 3 cm 程度までの斑晶を多量含み、マフィック鉱物が顕著に認められる。
281-383 m: デイサイト凝灰岩。灰白色—緑灰色を呈し、強い変質を受けている。石英は認められない。
383-431 m: 砂岩・シルト岩互層。黄灰色—灰白色を呈し、緻密ではない。炭質物を含む。
431-501 m: 多斑晶流紋岩凝灰岩。黄白色—灰白色を呈し、最大径 7 mm の石英を約 20% 含む。空隙がやや多く、溶結していない可能性がある。

51-HM-2

26-177 m : 砂岩・シルト岩・凝灰岩互層。砂岩及びシルト岩も凝灰質である。淡緑色—灰白色を呈する。ラミナがよく発達し、水平—40°の傾斜を示す。

177-315 m : 礫岩。最上部は径 2 cm までの角礫と径 3 cm までの白色変質軽石が認められ、凝灰質である。礫の円磨度は変化に富んでいる。淘汰の程度も様々であるが、一般に悪い。下位程珪質岩の割合が多くなり、色も淡くなる。

315-702 m : デイサイト。灰白色を呈し、変質している。一部に角礫状部分がみられるほかはマッシュプである。網状の割れ目が発達する部分が認められる。大型斑晶は認められず緻密である。

51-HM-3

22-304 m : シルト岩。砂岩・凝灰岩の薄層を挟む。淡褐灰色を呈し、ラミナが認められる。ラミナの傾斜は10°-60°である。

304-410 m : 火山礫凝灰岩。礫のうち径の大きいものは石英斑晶を多量含む凝灰岩である。

410-519 m : 多斑晶流紋岩凝灰岩。最大径 4 mm の石英を約 5 % 含む。淡緑色—淡灰色を呈する。一部にはよくつぶれた軽石がみられ、その傾斜は約30°-50°である。

519-629 m : 火山角礫岩。淡緑色—灰色を呈し、円磨度及び淘汰の悪い礫を多く含む。

629-約 700 m : シルト岩・礫岩互層。シルト岩は灰色を呈する。礫は円磨度・淘汰度ともに悪い。

約 700-775 m : 火山角礫岩。全体として淡緑色を呈する。礫は円磨度・淘汰度ともに悪い。

775-805 m : デイサイト。淡緑灰色緻密で大型斑晶は認められない。

51-500-27

35-39.5 m : 安山岩溶岩。淡灰色を呈し、マッシュプである。

39.5-133.3 m : デイサイト溶結凝灰岩。基質の色は上から淡灰—淡黄灰—灰—緑灰色と変化する。軽石は白色—淡黄灰色を呈する。軽石の径は最大 10 cm で、上部では垂直方向の径と水平方向の径は 1 : 2-1 : 4、中部では 1 : 3-1 : 5、下部では 1 : 5-1 : 10 程度である。葉理面は水平—10°傾斜している。上部では基質は粗糲であり、下部ほど緻密である。最下部の岩石も緻密で、軽石はよく扁平化している。下位層と連続した岩芯は得られていないが、非溶結部は存在しているとしても 10 cm 以下と判断される。

133.3-217.1 m : シルト岩・砂岩・凝灰岩互層。凝灰岩には径 4 cm 程度までの淡黄色軽石が含まれるが、扁平化しておらず、すべて非溶結である。成層シルト岩・砂岩の傾斜は 5-10°である。

217.1-271.0 m : 安山岩火砕岩。淡緑色—暗緑色を呈し、変質を受けているので必ずしも構造は明瞭ではないが、最大径 40 cm の淘汰の悪い安山岩塊及び同質の細粒物質からなる。

52-500-43

0-397 m : 安山岩溶岩。比較的厚いマッシュプな部分とクリンカーからなる。マッシュプな部分には径 3 cm 程度までの気泡がみられることがあるが、328 m 深以下は変質により充填されている。斑晶量はやや変化に富んでおり、138 m 深-192 m 深ではかんらん石斑晶が多くみられ、192 m 深-328 m 深では斜長石巨斑晶が顕著である。

53-KW-1

28-257 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。淡緑灰色を呈し、最大径 10 mm の石英を多量含む。

257-410 m : シルト岩、火山角礫岩からなるが、明瞭な地層境界は認められない。角礫は黒—黒灰色を呈する火山岩からなるが変質しており、基質は緑—淡緑色を呈する。

410-602 m : 多斑晶流紋岩溶結凝灰岩。淡緑灰色を呈し、最大径 10 mm の石英を多量含む。

4. 凝灰岩中の岩片について

調査した岩芯の中には凝灰岩が多く、それらの中の岩片の量及び種類の評価は本地域の地質構造及び噴火活動の推定に際して重要である。現在調査は継続中であるので、本報告では試錐 SN-6K 坑の深度 874.2 m-1,328.4 m の凝灰岩の例を簡単に示す。

第3図に岩片の直径(単位 cm)を深度ごとに示す。深度約 1,270 m を境にそれより浅部では岩片の量は少なく、またその粒径は小さい。1,270 m 深以下はそれに比べて岩片の量は多く、その粒径は大きいものが多い。両者の差がユニットの違いによるものか、同一のユニット内での垂直方向の岩相変化によるものかは明らかにできなかった。一方これらの凝灰岩の最下部に粒径の大きい岩片が濃集して分布することはない。この特徴は調査地域内の他の凝灰岩中でも確認されており、特に SN-1, 2 及び 4 坑中の多斑晶流紋岩凝灰岩中で顕著である。

凝灰岩中の岩片の種類については、変質作用を受けた岩石も多く、肉眼による観察では必ずしも明瞭な結果が得られなかったが、須藤(1987)が地表の多斑晶流紋岩溶結凝灰岩について示したのと同様に、明らかに先新第三系基盤岩に由来するものはほとんど認められなかった。

5. 凝灰岩中の斑晶のモード及び粒径について

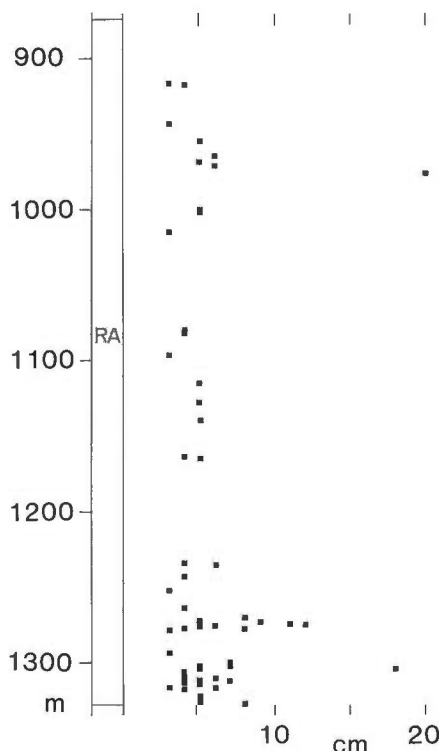
調査した岩芯の中の凝灰岩のユニットの識別及びユニット内の岩相変化を確認するために斑晶のモード及び粒径測定を行った。測定方法は地表の岩石試料について須藤(1987)が実施したのと同じである。すなわち各測定深度ごとに薄片を3枚作製し径 1 mm 以上の斑晶の個別の面積を計測し、モードを算出した。第4図にモード及び各薄片中の鉱物種別の最大10個の斑晶の面積の平均値を示す。試料は原則として基質中のものであり、本質軽石中の値は示していない。値はいずれも薄片3枚の平均値である。

5.1 モード測定結果

測定試料全体を通じて、斜長石及び石英はそれぞれ約10-30%、総斑晶量は30-70%の多量を占めるものが多い。SN-6K 坑の 1,271.8 m 深では斜長石38.0%、石英40.3%、苦鉄質鉱物0.3%、計78.6%と異常に結晶が濃集した凝灰岩が認められた。

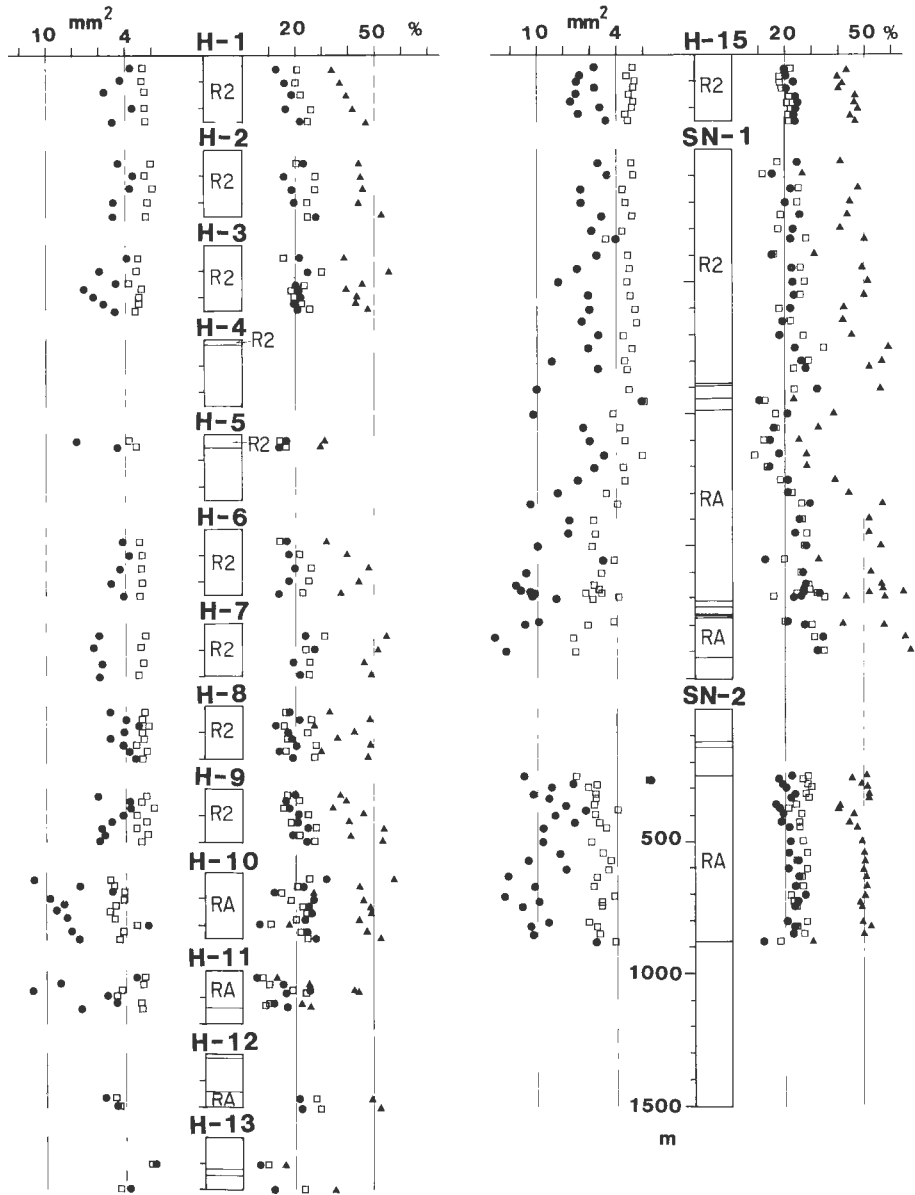
垂直方向の斑晶量の変化は一部の坑井内では大きいことがあるが、SN-2 坑中で認められるように非常に小さいことが特徴的である。この特徴は須藤(1987)が地表に分布する多斑晶流紋岩溶結凝灰岩について示した結果と同じである。

SN-2 坑の多斑晶流紋岩溶結凝灰岩中にはしばしば本質軽石が認められるので、基質との斑晶量の比



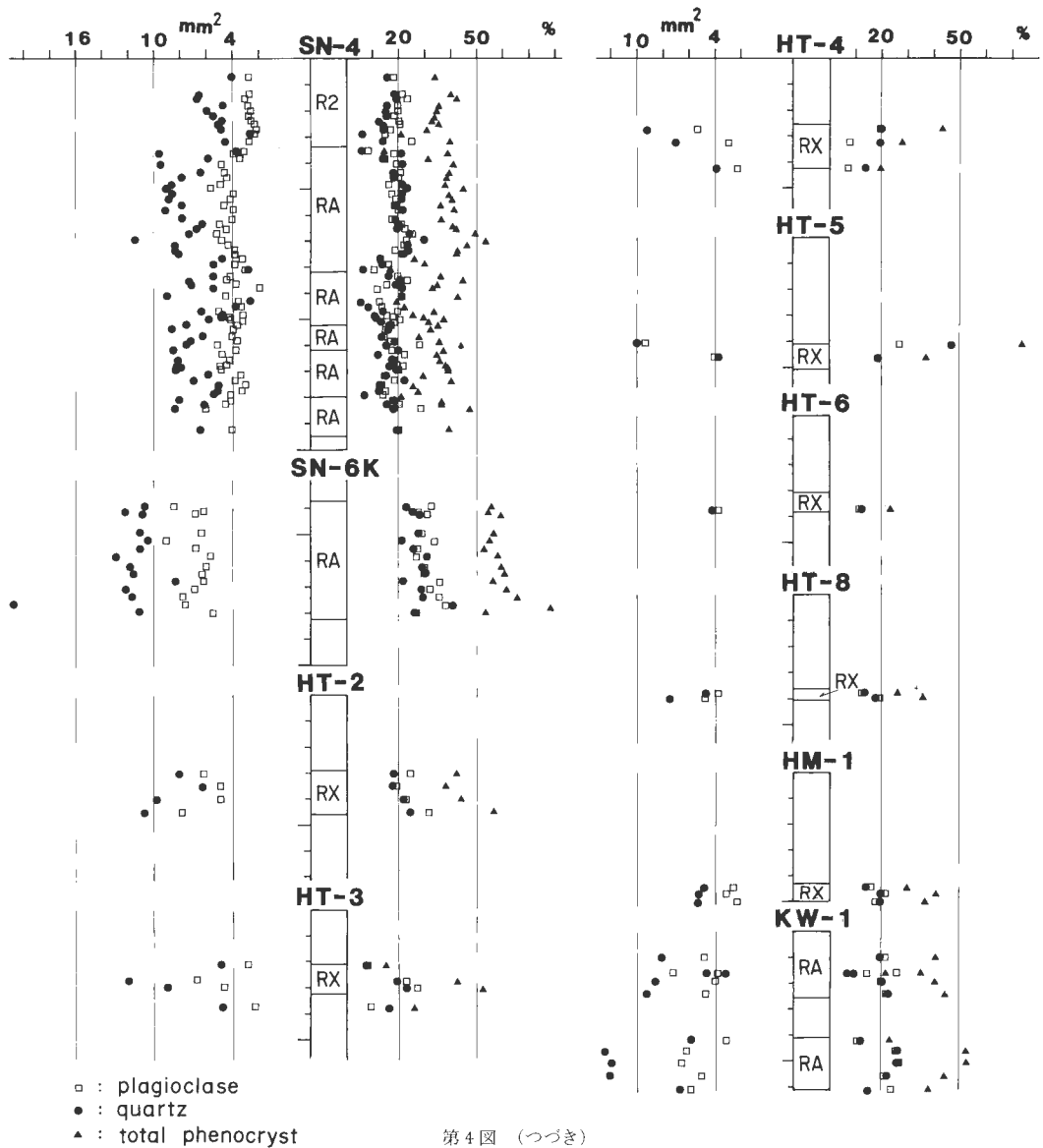
第3図 SN-6K 坑中の流紋岩溶結凝灰岩中の礫径。径 3 cm 以上の礫を記載、RA：古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 A

Fig. 3 Diameter of lithic fragments in the Rhyolite Welded Tuff A in SN-6K well. The fragments of more than three centimeters in diameter are plotted.



第4図 流紋岩凝灰岩中の斑晶のモード(%)と粒径(mm²)。モードは長径1mm以上の結晶の合計。粒径は薄片1枚あたり最大粒径10個の面積の平均。いずれの値も3枚の薄片について求めた平均値。柱状図中の略号は第6図の略号と同じ。

Fig. 4 Amount (%) and size (mm²) of the phenocrysts in rhyolite tuffs from wells. The size were calculated as the average size of the largest ten crystals in each thin sections, and the average amount of three thin sections are plotted.

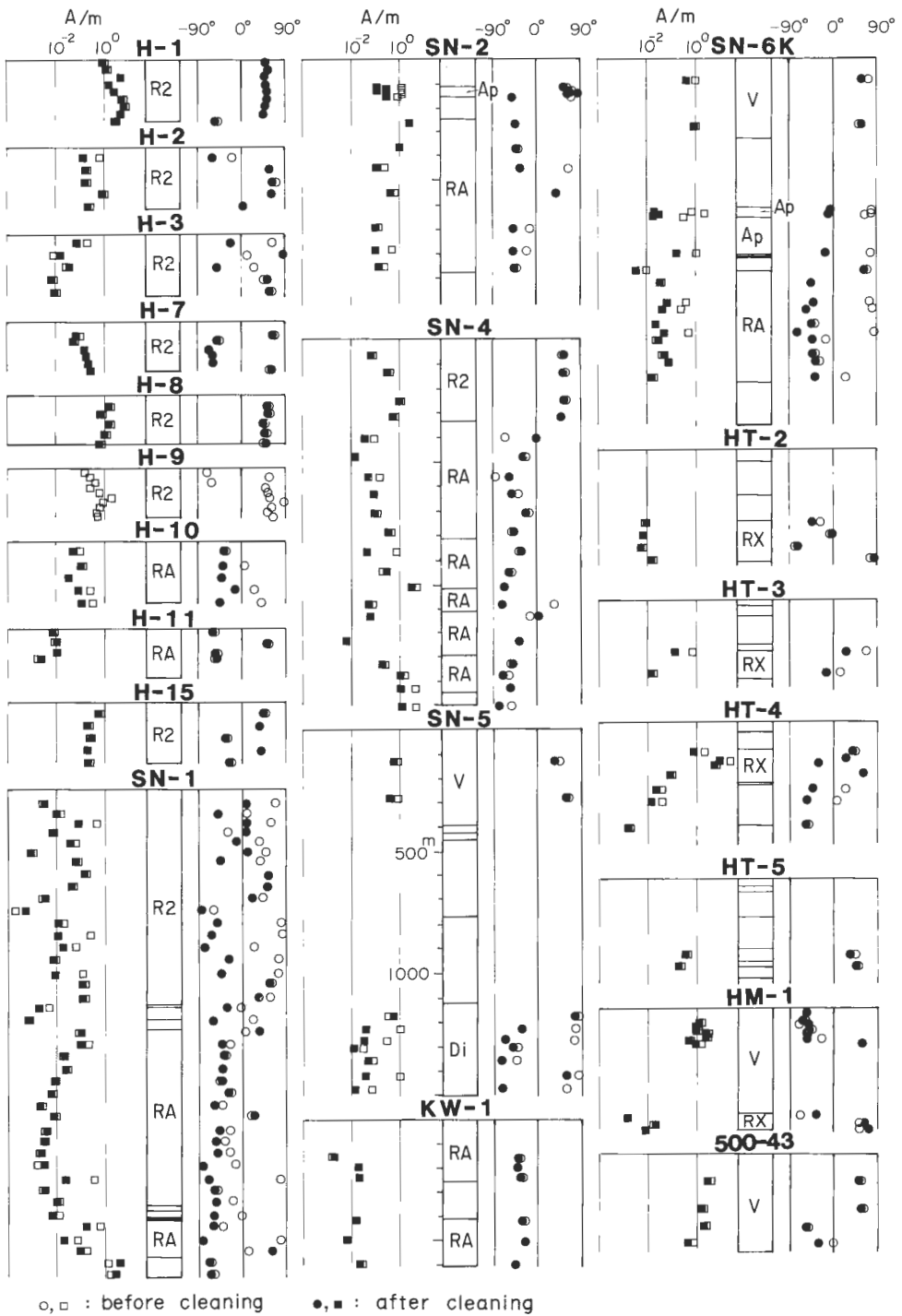


第4図 (つづき)
Fig. 4 (continued)

較を行った。その結果、深度285.0-334.6 m間より採取した本質軽石中では薄片12枚の総斑晶量の平均が32.1%、また深度253.2-877.8 m間より採取した基質試料中では薄片75枚で同じく47.3%であった。これら両者の斑晶量比の差から、この凝灰岩は噴出から堆積までの間に約32%の細粒物質、すなわち火山ガラスが飛散したと推定される。

5.2 斑晶粒径測定結果

第4図には斜長石と石英の薄片中の面積を示した。大部分の試料中では、斜長石の面積は石英の面積より小さい。各ユニット内では垂直方向の変化量は小さいことが多い。そのため斜長石の粒径により、ユニットの識別が容易である場合がある。すなわちH-1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 15坑及びSN-1坑の上部、SN-4坑の最上部などでは凝灰岩中の斜長石の最大10個の結晶の平均面積値は2-4 mm²である。これら



第5図 古地磁気測定結果。柱状図の右側(丸印)は伏角, 左側(四角)は強度を示す。柱状図中の略号は第6図の略号と同じ。

Fig. 5 Paleomagnetic data of the samples from wells. Inclination (circle) and intensity (square) are plotted.

の値は須藤(1987)が示した地表岩石試料ではR2の値と同じであり、また分布も連続していることからこれらの岩石はR2と対比される。それより下位の各ユニット中では斜長石の粒径は大きいことが多い。

6. 岩芯の残留磁気

調査した岩芯の中には溶結凝灰岩が多く、またそれらの一部は地表に分布する凝灰岩と連続していること、各凝灰岩の岩相がしばしば良く似ておりユニットの識別が困難なことが多いこと及び地表の凝灰岩の対比に残留磁気測定が有効であったこと(須藤, 1987)から、岩芯試料の一部の残留磁気測定を行った。試料は岩芯中からさらに直径及び高さ約2.5 cmの円筒形に整形した後、無定位磁力計で測定した。測定は国際航業に依頼した。消磁は交流磁場消磁により、最大50 mTまでの様々なレベルで行った。結果を第5図に示す。

6.1 凝灰岩の残留磁気測定結果

伏角の正負のみにより磁化方位の正逆を一義的に判定することは困難であるが、第5図から各坑井中の凝灰岩の磁化方位の正逆を以下のように判断した。

H-1坑：正、H-2坑：正、H-3坑：不明、H-7坑：不明、H-8坑：正、H-9坑：正、H-10坑：逆、H-11坑：不明、H-15坑：不明、SN-1坑：上部約500 mは正、それより下は逆、SN-2坑(252-879 m)：逆、SN-4坑：上部約340 mは正、それより下は逆、SN-6K坑(874-1,328 m)：逆、KW-1坑：逆、HT-2, 3, 4, 5坑及びHM-1坑(431-502 m)は不明。

また磁化の強さは変質の程度と逆の相関にあることが認められた。例えばH-1, 2, 3坑はほぼ東西に並んだ位置に掘削され、変質の程度は後者ほど強い。得られた岩石試料の磁化の強さは逆に後者ほど弱い。

6.2 溶岩の残留磁気測定結果と対比

SN-5坑の深度455 mまで、SN-6K坑の深度322.5 mまで及び500-43坑の深度328 mまでは正帯磁、HM-1坑の深度199 mまで及び500-43坑の深度328 m以下が逆帯磁と判断した。

以上の結果と須藤(1984, 1985)及び須藤・向山(1987)の地表岩石試料の残留磁気測定結果から、SN-5及びSN-6K坑中の溶岩は秋田焼山火山群噴出物に、500-43坑の深度328 mまでは岩手火山群噴出物の小松倉森溶岩(須藤・石井, 1987)に、HM-1坑の深度199 mまでは荷葉岳火山噴出物に、500-43坑の深度328 m以下は松川安山岩類にそれぞれ対比した。

6.3 貫入岩の残留磁気測定結果

SN-5坑の深度1,125 m以下に分布する貫入岩には逆帯磁を示す試料が多く認められるが、断定はできない。また岩石の磁化の強さも均質様ではない。以上の結果からこの貫入岩体は深度により異なる磁性を獲得したか、あるいはまた深度により異なる変質の過程を経たものと推定される。

第2表 SN-6K坑中の安山岩火砕岩の化学組成

Table 2 Chemical composition of the andesite pyroclastic rocks in SN-6K well

No.	1	2
Depth	641.3 m	797.1 m
SiO ₂	58.62	54.79
TiO ₂	0.70	0.88
Al ₂ O ₃	14.68	15.33
Fe ₂ O ₃	3.87	4.90
FeO	2.19	3.93
MnO	0.13	0.16
MgO	2.18	4.11
CaO	5.70	7.87
Na ₂ O	2.58	2.59
K ₂ O	1.07	0.96
P ₂ O ₅	0.12	0.13
H ₂ O(+)	4.38	1.55
H ₂ O(-)	3.48	2.45
Total	99.70	99.65

1 : Orthopyroxene?-clinopyroxene andesite
 2 : (Quartz-bearing) orthopyroxene-clinopyroxene andesite
 Analyst : Japan Chemical Analysis Center.

第3表 坑井内試料の全岩 K-Ar 年代値一覧
Table 3 K-Ar age of the rocks from wells

No.	Well no.	Sampling depth (m)	Formation or unit	Rock	Isotopes age (Ma) average		⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ ml/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	K (%)
1	H- 1	151.0	R2	Rhyolite w.t.	2.6±0.4	2.5±0.3 3.0±0.8	.014 .017	20.7 11.0	1.41 1.43
2	H- 1	250.1	R2	Rhyolite w.t.	1.4±0.4	1.3±0.5 1.6±0.5	.006(9) .008(2)	7.2 8.5	1.36 1.36
3	H- 2	120.6	R2	Rhyolite w.t.	2.1±0.2	2.1±0.4 2.1±0.3	.008(8) .008(8)	15.3 18.0	1.06 1.08
4	H- 2	221.5	R2	Rhyolite w.t.	2.2±0.2	2.2±0.3 2.2±0.3	.011 .011	17.1 19.0	1.25 1.28
5	H- 6	152.6	R2	Rhyolite w.t.	2.2±0.3	2.1±0.4 2.3±0.4	.010 .011	14.1 16.5	1.24 1.24
6	H- 6	246.6	R2	Rhyolite w.t.	1.8±0.2	1.8±0.3 1.8±0.2	.010 .010	18.1 20.4	1.40 1.40
7	H- 7	117.9	R2	Rhyolite w.t.	2.2±0.4	2.2±0.5 2.2±0.5	.009(7) .009(7)	10.8 10.9	1.15 1.17
8	H- 7	195.9	R2	Rhyolite w.t.	2.2±0.3	2.1±0.4 2.3±0.5	.010 .011	13.8 12.2	1.23 1.24 1.27
9	H- 8	101.5	R2	Rhyolite w.t.	2.3±0.2	2.3±0.2 2.3±0.4	.008(8) .009(1)	23.0 16.2	0.98 0.99
10	H- 8	199.0	R2	Rhyolite w.t.	2.2±0.3	2.1±0.4 2.3±0.5	.009(2) .010	13.8 11.9	1.12 1.12
11	H- 9	99.6	R2	Rhyolite w.t.	2.4±0.6	2.4±0.9 2.4±0.7	.007(5) .007(5)	7.6 10.2	0.79 0.79
12	H- 9	193.5	R2	Rhyolite w.t.	1.9±0.2	1.8±0.4 1.9±0.4	.009(2) .010	13.3 14.7	1.33 1.33
13	H-10	152.5	RA	Rhyolite w.t.	1.6±0.3	1.5±0.3 1.7±0.4	.009(4) .011	11.9 11.7	1.64 1.65
14	H-10	250.3	RA	Rhyolite w.t.	1.5±0.3	1.4±0.5 1.7±0.4	.009(0) .011	7.3 11.0	1.66 1.69
15	H-13	129.5	Awt	Opx-cpx altered andesite tuff	8.6±7.9	7.4±12.1 8.9±7.4	.004(4) .005(3)	1.8 3.5	0.15 0.15 0.16
16	H-13	192.0	(pebble)	Hb-opx rhyolite w.t.	1.4±0.2	1.5±0.3 1.3±0.3	.009(7) .008(4)	13.4 13.2	1.67 1.67
17	H-13	195.4	(pebble)	Rhyolite tuff	1.7±0.5	1.7±0.4 2.0±1.1	.011 .013	12.7 5.0	1.66 1.67
18	H-15	95.2	R2	Rhyolite w.t.	2.2±0.5	2.1±0.7 2.3±0.7	.012 .013	8.4 9.4	1.44 1.44
19	H-15	213.7	R2	Rhyolite w.t.	2.2±0.4	2.2±0.6 2.2±0.5	.010 .010	9.5 11.6	1.15 1.19
20	SN-1	600.1	R2	Rhyolite tuff	1.9±0.6	1.9±0.9 2.0±0.9	.007(3) .007(9)	5.9 6.3	1.00 1.01
21	SN-1	800.1	R2	Rhyolite w.t.	1.7±0.5	1.6±0.8 1.8±0.7	.007(4) .008(4)	6.1 7.6	1.22 1.22
22	SN-1	1000.2	RA	Rhyolite w.t.	1.6±0.3	1.6±0.4 1.7±0.5	.010 .011	9.7 9.5	1.65 1.65
23	SN-1	1200.2	RA	Rhyolite w.t.	1.5±0.3	1.5±0.4 1.5±0.4	.010 .010	10.5 10.2	1.75 1.77
24	SN-1	1498.6	RA	Rhyolite tuff	1.7±0.5	1.7±0.7 1.8±0.7	.007(1) .007(6)	6.4 7.2	1.10 1.10
25	SN-1	1597.3	RA	Rhyolite tuff	2.2±0.7	2.2±1.1 2.2±0.9	.010 .010	5.9 6.7	1.17 1.18
26	SN-1	1719.1	Boulder in RA?	Altered andesite	2.9±1.5	2.9±2.5 2.9±1.7	.007(9) .007(9)	3.4 4.8	0.71 0.71
27	SN-1	1790.6	RA	Rhyolite w.t.	1.8±0.5	1.8±0.7 1.8±0.7	.009(0) .009(0)	6.9 7.0	1.27 1.28
28	SN-1	1899.1	Boulder in RA?	Dacite tuff	2.1±0.8	2.0±1.1 2.2±1.1	.008(0) .008(8)	5.1 5.5	1.02 1.03
29	SN-1	1990.5	Boulder in RA?	Andesite	2.2±0.6	2.2±0.7 2.2±1.1	.007(8) .008(1)	8.3 6.1	0.92 0.94
30	SN-2	280	RA	Hb-bg opx rhyolite w.t.	2.3±0.3	2.2±0.3 2.6±0.5	.014 .016	19.3 13.8	1.60 1.62

第3表 (つづき)
Table 3 (continued)

No.	Well no.	Sampling depth (m)	Formation or unit	Rock	Isotopes age (Ma) average		⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ ml/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	K (%)
31	SN-2	363.8	RA	Hb-bg opx rhyolite w.t.	2.2±0.3	2.1±0.4 2.3±0.5	.013 .014	13.0 12.4	1.55 1.57
32	SN-2	572.1	RA	Opx rhyolite w.t.	2.4±0.8	2.2±1.1 2.6±1.2	.014 .016	5.8 6.1	1.60 1.61
33	SN-4	366.2	RA	Rhyolite w.t.	2.3±0.3	2.2±0.4 2.5±0.5	.017 .019	14.3 12.0	1.97 1.98
34	SN-4	541.7	RA	Rhyolite w.t.	2.4±0.5	2.4±0.7 2.4±0.7	.014 .014	9.5 9.7	1.51 1.51
35	SN-4	675.5	RA	Rhyolite w.t.	2.7±0.7	2.6±0.9 2.9±1.2	.015 .017	7.6 7.1	1.49 1.50
36	SN-4	869.8	RA	Rhyolite w.t.	2.4±0.8	2.2±1.2 2.5±1.1	.014 .016	5.3 6.7	1.62 1.65
37	SN-4	1014.3	Boulder in RA	Dacite w.t.	5.3±3.9	4.8±5.4 5.6±5.2	.004(5) .005(3)	2.6 3.2	0.24 0.24
38	SN-4	1328.0	RA	Rhyolite w.t.	1.8±0.5	1.7±0.7 1.8±0.6	.012 .013	6.6 8.4	1.82 1.82
39	SN-4	1373.1	Boulder in RA	Andesite	3.1±1.2	2.8±1.7 3.2±1.5	.007(4) .008(4)	4.8 5.9	0.67 0.67
40	SN-4	1422.5	Boulder in RA	Andesite	6.0±3.6	5.6±5.6 5.7±5.7 6.7±7.3	.006(3) .006(4) .007(6)	2.9 2.9 2.7	0.29 0.29 0.29
41	SN-4	1428.0	RA	Rhyolite w.t.	2.1±0.6	2.1±0.9 2.1±0.8	.013 .013	6.3 7.7	1.60 1.61
42	SN-6K	797.1	At	Opx-cpx andesite tuff	1.2±0.4	1.2±0.4 1.4±0.7	.003(3) .003(9)	7.2 5.5	0.73 0.74
43	SN-6K	915.0	RA	Rhyolite w.t.	0.9±0.7	0.9±0.9 0.9±1.2	.005(0) .005(4)	2.8 2.3	1.46 1.47
44	SN-6K	1301.7	RA	Rhyolite w.t.	0.4±0.5	0.3±0.6 0.4±0.9	.002(0) .002(5)	1.5 1.3	1.60 1.61
45	HT-2	299.8	RX	Rhyolite tuff	0.5±0.6	0.4±0.7 0.6±0.8	.001(2) .001(7)	1.7 2.1	0.73 0.73
46	HT-4	272.7	RX	Rhyolite tuff	0.7±0.2	0.7±0.2 0.7±0.2	.003(6) .003(7)	7.9 7.8	1.38 1.38
47	HT-5	410.0	RX	Rhyolite tuff	1.2±0.1	1.1±0.2 1.2±0.2	.006(4) .007(1)	14.6 15.5	1.50 1.51
48	HM-1	499.9	RX	Rhyolite tuff	1.1±0.4	1.1±0.6 1.2±0.5	.002(7) .002(9)	5.2 6.2	0.64 0.65
49	53-KW-1	414	RA	Rhyolite w.t.	2.2±0.5	1.8±0.6 2.5±0.7	.009(0) .013	7.8 9.6	1.32 1.32 1.30
50	53-KW-1	500	RA	Rhyolite w.t.	1.8±0.6	1.7±0.9 1.9±0.8	.009(1) .010	5.4 7.1	1.35 1.35 1.34
51	53-KW-1	600	RA	Rhyolite w.t.	1.5±0.5	1.5±0.4 1.7±0.9	.009(3) .011	9.6 5.2	1.64 1.65
52	51-500-27	45	D	Dacite w.t.	1.3±0.6	1.3±0.7 1.2±0.9	.006(2) .005(5)	5.1 3.6	1.21 1.24
53	51-500-27	82	D	Dacite w.t.	0.9±0.7	0.8±1.1 0.9±0.5	.003(5) .004(2)	2.1 5.5	1.18 1.18
54	51-500-27	119	D	Dacite w.t.	1.6±0.7	1.5±0.9 1.7±1.1	.006(2) .006(9)	4.7 4.2	1.06 1.07
55	51-500-27	245	And	Altered basic andesite	5.7±5.9	5.7±8.9 5.7±7.7	.002(9) .002(9)	1.9 2.2	0.13 0.13

Opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, hb: hornblende, bg: bearing, w.t.: welded tuff.

The constants for the age calculation are: $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_{\alpha} = 0.581 \times 10^{-10}/y$, $^{40}K/K = 1.167 \times 10^{-4}$.

Analyst: Teledyne Isotopes.

7. 化学組成

地熱探査技術等検証調査の一環として NEDO が実施した試錐の岩芯の全岩化学分析値は NEDO の各年度の報告書に記されているので、本研究では別には行わなかった。例外的に実施した SN-6K 坑中の先焼山湖沼堆積物の下位の安山岩火砕岩中の本質ブロックの分析値を第 2 表に示す。この 2 つの岩石は水が多く、良好な試料ではないが、玉川溶結凝灰岩の流紋岩及びデイサイト溶結凝灰岩(須藤・玉生, 1978; 須藤, 1987)とは組成が異なることは明らかである。

8. K-Ar 年代

調査地域の坑井内地質の対比及び地質構造の検討の資料を得るために岩芯の K-Ar 年代測定を行った。分析は全岩法を用いテレダイン社に依頼した。測定に用いた試料及び分析結果を第 3 表に示す。年代及び誤差の算出法は須藤(1987)が仙岩地域の地表試料について示したものと同じである。

得られた分析値の中にはカリウム量が著しく少なく分析が困難な場合や、大気中のアルゴンの混入の割合が大きく誤差が大きい場合があり、一様には論じられないが以下次章に示す層序区分ごとに年代値について検討する。

今回最も大量の分析値を得たのは流紋岩溶結凝灰岩 2(R2)及び同 A(RA)の 2 つのユニット中の試料についてである。R2 について得られた 16 の年代値は 1.4 ± 0.4 Ma - 2.6 ± 0.4 Ma の範囲であり、それらの中央年代値の単純平均は 2.1 Ma である。同じく RA の 21 の年代値は 0.4 ± 0.5 Ma - 2.7 ± 0.7 Ma の範囲にあり、それらの中央年代値の単純平均は 1.9 Ma である。RA は R2 の下位にあり、RA は逆帯磁、R2 は正帯磁を示す。また R2 より上位の R4 の K-Ar 年代値は須藤(1987)によれば 2Ma であり、岩石は逆帯磁を示す。また須藤(1987)は地表試料の K-Ar 年代及び古地磁気測定結果から、R2 をガウス正常期もしくはそれより古い正常期に対比した。したがって RA はそれより古い逆転期に相当することになる。今回得られた試錐試料中の K-Ar 年代値の多くはそれらの推論と矛盾する場合が多い。

RA 中の異質岩片である安山岩及びデイサイトの K-Ar 年代値には良好なものがない。一部に 5.3 Ma あるいは 6.0 Ma と古い可能性を示す値も得られているが、SN-1 坑の坑底付近の安山岩のように、RA の値と大差ない若い K-Ar 年代が得られた。以上のことから RA 中の異質岩片の K-Ar 年代は RA 本体のそれと大差ない場合が多いと結論できる。ただしこれらの異質岩片の若い K-Ar 年代は、RA 噴出時に RA の熱の影響を受けてリセットされた値を示しているのではなく、別な新しい熱の影響により RA と共に若い年代にリセットされたものと考えられる。

51-500-27 坑中のデイサイト溶結凝灰岩(D)の 3 つの K-Ar 年代値はバラついているが、周囲の地表地質との対比から須藤(1987)が 1 Ma の K-Ar 年代を示したものと同一ユニットと考える。

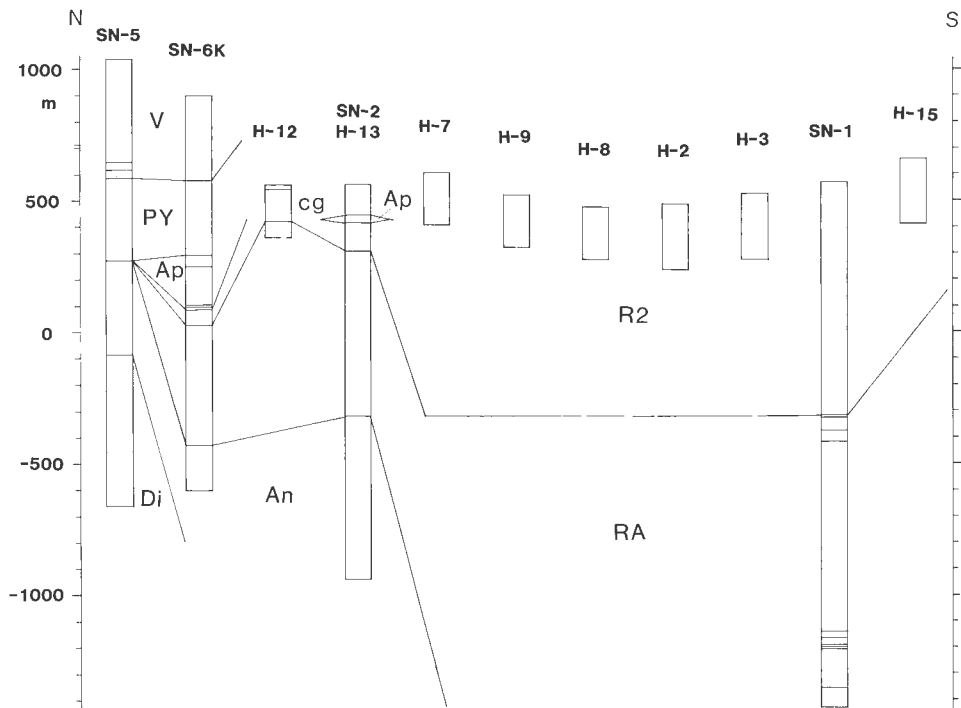
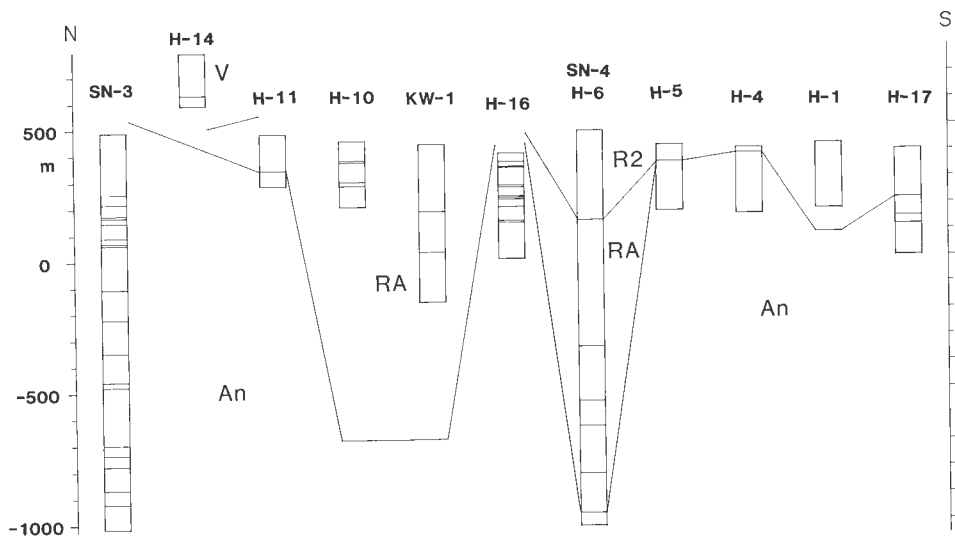
D より下位の関東ノ沢層の下位にある多斑晶流紋岩凝灰岩(RX)からは層序と矛盾する若い K-Ar 年代値が得られた。

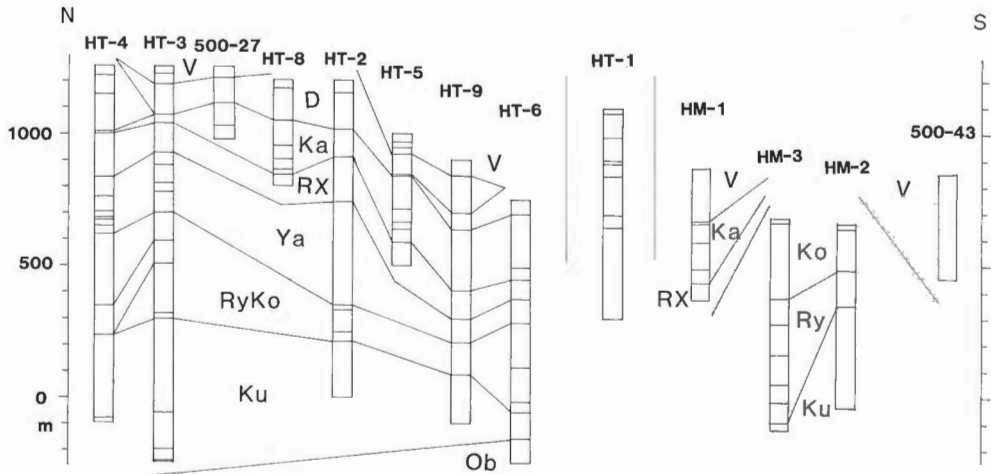
以上の K-Ar 年代値と古地磁気及び地表地質との対比から、R2 はガウスもしくはそれより古い正常期に、RA はそれより更に古い逆転期にそれぞれ対比され、RX の年代は 1 Ma よりはるかに古いと判断する。この推論より新しい K-Ar 年代値は変質あるいは変成作用などにより若返った値と推定する。

9. 坑井間地質の対比

各坑井の岩芯の地質、古地磁気及び K-Ar 年代の検討結果得られた坑井間地質の対比を第 6 図に示す。以下坑井内の各層について簡単に記す。

調査した坑井からは先新第三系基盤岩は見いだされず、新第三系は、最も深い SN-1 坑では海拔 -1,400 m 以深にまで分布することが明らかになった。





第6図 坑井間地質の対比図。V：新期火山岩類 PY：先焼山湖沼堆積物 D：玉川溶結凝灰岩のデイサイト溶結凝灰岩 Ap：安山岩火砕岩類 Cg：礫層 R4：玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩4 R2：古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩2 R1：古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩1 RA：古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩A RB：古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩B M：又口小屋層 Ka：関東ノ沢層 RX：時代未詳の多斑晶珪長質凝灰岩 Ya：山津田層 Ko：小志戸前沢層 Ry：竜川層 Ku：国見峠層 An：阿仁合層 Ob：生保内層 Di：貫入岩

Fig. 6 Geological correlation of core samples from wells. V: New Volcanic Rocks, PY: Pre-Yakeyama Lake Deposit, D: Dacite Welded Tuff in Tamagawa Welded Tuffs, Ap: andesite pyroclastic rocks, cg: conglomerate, R2: Rhyolite Welded Tuff 2 in Old-Tamagawa Welded Tuffs, RA: Rhyolite Welded Tuff A in Old-Tamagawa Welded Tuffs, Ka: Kantonosawa Formation, RX: crystal rich rhyolite tuffs in unknown age, Ya: Yamatsuda Formation, Ko: Koshitomaezawa Formation, Ry: Ryukawa Formation, Ku: Kunimitoge Formation, An: Aniai Formation, Ob: Obonai Formation, Di: dike rocks

山津田層(Ya), 小志戸前沢層(Ko), 竜川層(Ry), 国見峠層(Ku), 生保内層(Ob)及び阿仁合層(An)など SN-2, 3, 4, 5, 6K, H-4, 5, 11, 16, 17, HM-2, 3, HT-1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9 坑に分布する。各層の対比は坑井が密に掘削された区域ではより正確に行われるが, SN-2, 3, 4, 5, 6K 坑中の地層の対比はよくできない。またこれらのSN 坑中の新第三系の多くは緻密であるが, これが続成作用によるものか, あるいは熱水変質作用による充填によるものかは明らかでない。

時代未詳の多斑晶珪長質凝灰岩(RX) HT-2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, HM-1 坑に分布する。斑晶量及び斑晶粒径とも多様であり, 岩相変化が激しいことでR2やRAとは区別される。時代を特定できる資料はない。H-16 坑の深度 38-54 m 及び 180-250 m, H-17 坑の深度 253-286 m にも同様に比較的薄い多斑晶珪長質凝灰岩が認められる。これらの凝灰岩層の上位にはシルト岩・凝灰岩互層などの中新世と推定される堆積物があり, 多斑晶珪長質凝灰岩には様々な年代を示すものと判断される。

関東ノ沢層(Ka) HT-2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 500-27 坑に分布する。須藤(1987)が示した関東ノ沢層の模式地, すなわち秋田県大深沢上流域の地層との連続性は必ずしも確認されていないが, 岩相が酷似していることと, 分布高度からこれと対比した。

古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 A(RA) SN-1, 2, 4, 6K, H-10, 11, 12, KW-1 坑に分布する。斑晶量が多く, その粒径が大きい特徴を示す。ただしその岩相は必ずしも均質一様ではなく, 詳細な岩相の検討結果細分される可能性がある。岩相及び分布から判断すると地表に露出するRA(須藤, 1987)と連続することが確実なものはH-10, 11及びKW-1坑中のものである。坑井内のRA中にはしばしば巨礫もしくは巨大ブロックが認められる。それらの中には垂直方向で100 m以上連続して確認されるものもある。それらの上下のRAの岩相, 古地磁気及びK-Ar年代にそれぞれ差がないことから, これらの岩塊はRAの流走あるいは堆積の過程で取り込まれたものと判断した。RAの厚い堆積域がカルデ

ラに相当する場合、これらの巨大ブロックはカルデラ壁の崩壊によりカルデラ内に落ちた崩落堆積物であると解釈できる。

古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 2(R2) SN-1, 4, H-1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 15 坑に分布する。斑晶量が多いがその粒径は比較的小さいという岩相上の特徴を示す。正帯磁を示し、上位の R4(坑井内には分布しない)及び下位の RA が逆帯磁を示すのでよく区分される。

礫層(Gg) SN-2, 6K, H-12, 13 坑に分布する。主として多斑晶流紋岩溶結凝灰岩及び同質の砂からなり安山岩溶岩や変質凝灰岩を伴う。年代を特定できる資料がない。須藤(1987)の又口小屋層と対比される可能性があるため岩質等を今後詳細に検討する必要がある。

安山岩火砕岩類(Ap) SN-2, 6K, H-13, 500-27 坑に分布する。緑色に変質しているため良好な K-Ar 年代値が得られない。

玉川溶結凝灰岩のデイサイト溶結凝灰岩(D) HT-2, 3, 5, 8, 9, 500-27 坑に分布する。須藤(1987)が示した地表の分布と調和的であり、すべて同一のユニットに属すると判断した。約 1 Ma の K-Ar 年代が得られている(須藤, 1987)。

先焼山湖沼堆積物(PY) SN-5, 6K 及び H-14 坑に分布する。年代を特定する資料が得られていない。

新期火山岩類(V) SN-5, SN-6K, H-14 坑には秋田焼山火山噴出物が、HT-3, 5, 6, 9, 500-27 坑には八幡平から大深岳にかけての火山噴出物が、HM-1 坑には荷葉岳火山噴出物が、また 500-43 坑には小松倉森溶岩と松川安山岩類がそれぞれ分布する。須藤(1985)の分類によれば、秋田焼山火山噴出物は後期噴出物に、荷葉岳火山噴出物及び松川安山岩類は前期噴出物にそれぞれ相当する。玉川溶結凝灰岩のデイサイト溶結凝灰岩を挟んだ上下に安山岩火山噴出物が認められる場合があり(500-27 坑及び HT-9 坑)、より上位の噴出物が後期噴出物、より下位のものが前期噴出物である。

10. 地質構造モデル

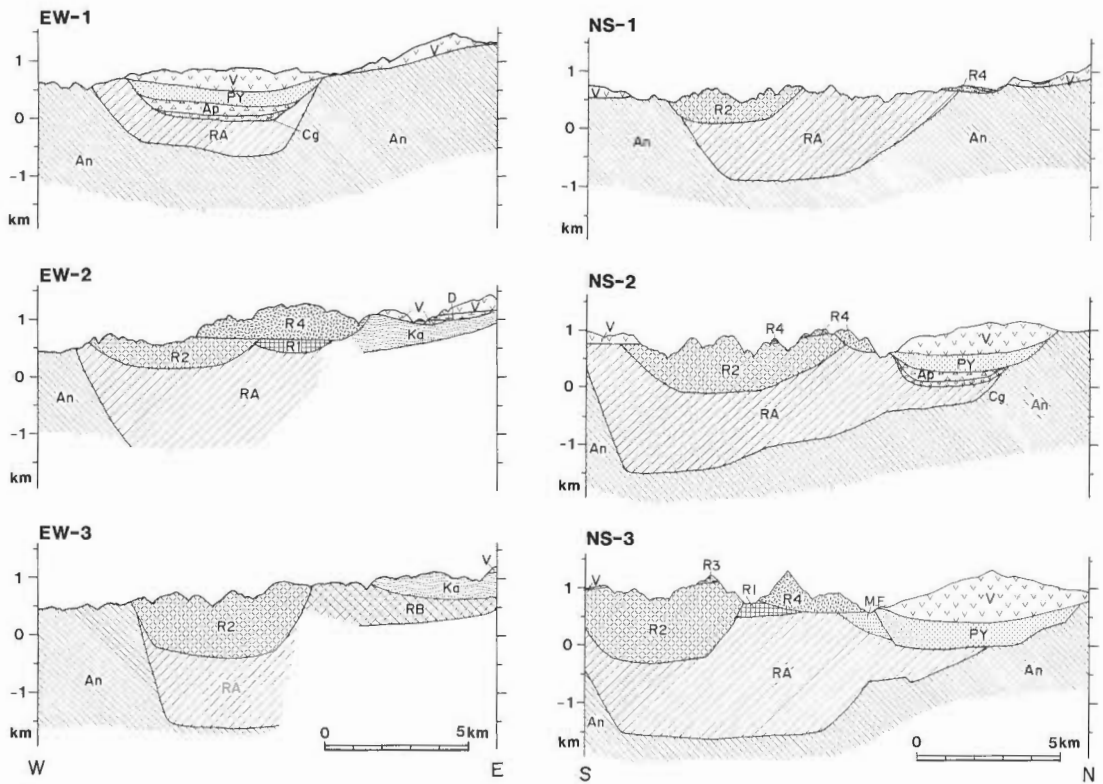
坑井間地質の対比と地表地質の資料に基づいた地質構造モデルを、第 7 図の断面図に示す。断面線の位置は第 2 図に示した。以下これらの断面図を補足説明する。

断面線を描いた範囲内では、先第三系基盤岩に関する直接の証拠は得られていない。

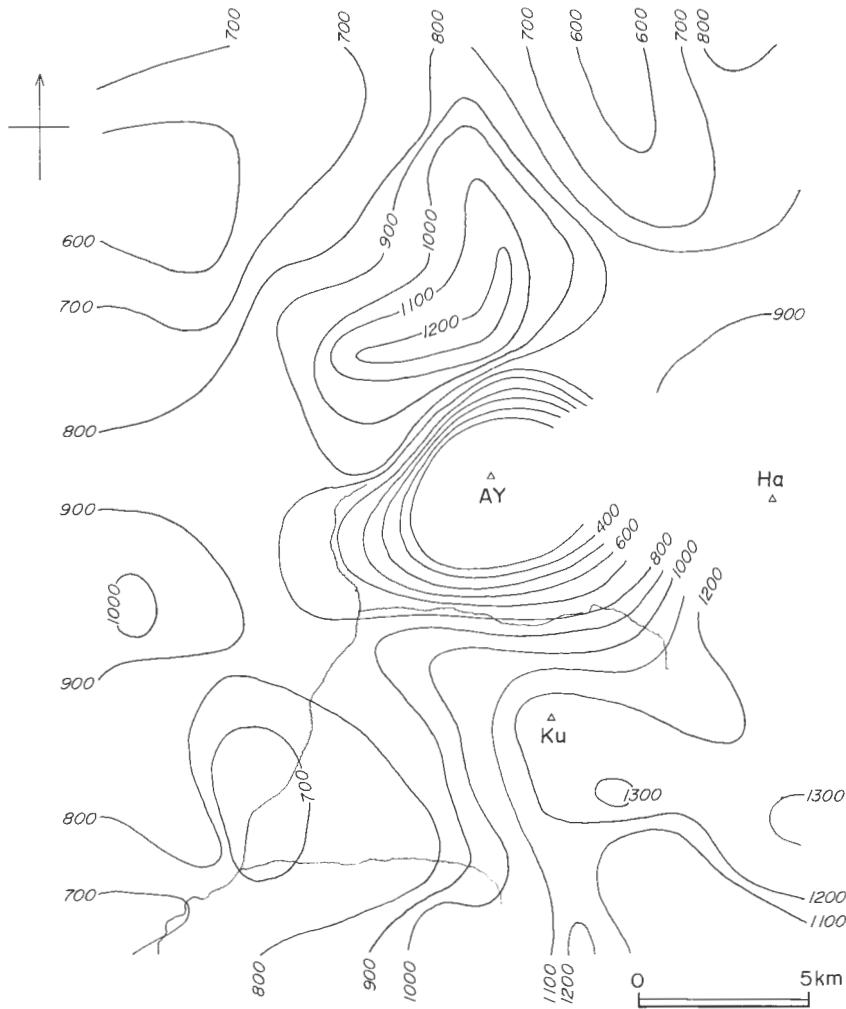
地表に分布する阿仁合層などの中新統は、倉沢山付近を中心とする直径約 10 km の範囲内では地下深所のみ分布する。これが褶曲によるためか、あるいは中心域の陥没によるためかは断定できない。金原・松永(1985)はこの中心部を“玉川カルデラ”と称し、“玉川溶結凝灰岩類”の噴火活動に関連して生成したと考えた。また須藤(1987)は同地付近に古玉川カルデラを想定し、その成因は、新たに定義した玉川溶結凝灰岩の噴出と直接の関係はないとした。

R2, RA などの古玉川溶結凝灰岩は①斑晶の粒径が大きく、その量が多い、②溶結しており密度が大きい、③ガラスは残存しておらず結晶化している、④変質を受けている、⑤色が濃いことが多い、⑥ユニットの下部に巨大な異質岩塊を含む及び⑦各ユニットの層厚は厚いなどの特徴を示す。これらの特徴は米国西部に分布する深部まで開析されたカルデラ内の堆積物のもの(LIPMAN, 1984のまとめ)とよく似ている。従って古玉川溶結凝灰岩がカルデラ内堆積物であり、その堆積域がカルデラ(古玉川カルデラ)であるという想定(須藤, 1987)は地下地質の検討結果によってもおおむね正しいものと結論される。今後は④カルデラ内堆積物と対比されるカルデラ外堆積物の分布及び⑥カルデラ壁そのものの位置と形状などについて確認する必要がある。

一方秋田焼山火山の山体の直下には固結度が弱い先焼山湖沼堆積物が分布する。この堆積物の年代は得られていないが、秋田焼山火山噴出物の下底付近では坑井内で溶岩とシルト岩の互層が認められ、これは未固結状態の堆積物中に密度の大きい溶岩が流入したことによりできた構造と考えられることから、秋田焼山火山噴出物の K-Ar 年代、すなわち数十万年前(須藤・向山, 1987)よりはるかに古いものではない可能性がある。そこで、この堆積物の堆積年代が 100 万年前より新しいと仮定したときの切峰



第7図 仙岩地熱地域中心部の地質断面図。断面の位置は第2図に示す。
 Fig. 7 Geological sections in the central part of the Sengan geothermal field. The localities of the sections are shown in Fig. 2.



第 8 図 約100万年前の切峰面図. 等高線の間隔100 m. AY: 秋田焼山 Ha: 八幡平 Ku: 倉沢山
 Fig. 8 Summit level map at about one million years ago in the central part of the Sengan geothermal field. AY: Akita-Yakeyama, Ha: Hachimantai, Ku: Kurasawayama.

面図を第 8 図に示す。この図は100万年前より古い地層の分布域については現在の地形面を、また100万年前より新しい地層の分布域についてはそれをほぎ取った面をもとにして描いたものである。それによれば秋田焼山火山の山体の直下には完全に閉じた凹地形が認められる。須藤(1987)はこの凹地形を先焼山カルデラと称し、玉川溶結凝灰岩の RA 及び D の噴出と関わって生成したと考えた。

秋田焼山火山の山体を構成する岩石は主に溶岩であり、火砕岩の割合が少ない。また噴出物全体の形状は下にも凸であり、算盤玉状を呈している。これは秋田駒ヶ岳のように、基盤の隆起域に噴出したため山体の平面的広がり比べて薄い火山体(須藤・石井, 1987)と対称的である。これは先焼山湖沼堆積物がまだ先焼山カルデラを埋め尽くさないうちに秋田焼山火山の噴火活動が始まったためと考えられる。秋田焼山火山噴出物中には水冷を示す構造は認められず、噴出活動の初期に湖水はなくなり、溶岩は乾いた盆地内に噴出したものと予想される。

地質断面を描いた範囲の東端付近、すなわち秋田・岩手県境付近の新第三系は周囲に対して相対的に隆起している。この隆起域の北方延長は明瞭ではないが、南方には連続しており、雫石図幅地域内では

その東西を南北に走る活断層に境された隆起域として示されている(須藤・石井, 1987)。八幡平から大深岳にかけての県境付近の東と西に南北方向に走る活断層が存在するかどうかは直接確認できないが、坑井内岩芯の検討結果約100万年前の堆積物である玉川溶結凝灰岩のデイサイト溶結凝灰岩の一部の構造に乱れがあることがわかり、またその分布域の標高がより東方に行くにしたがって急に減じていることから、東側には活断層が存在する可能性は大きいと結論される。一方西側には先焼山カルデラや古玉川カルデラの分布が想定されており、南北方向の活断層の存在は確認できない。

11. ま と め

仙岩地熱地域中心部に掘削された31本の深度 200 m-2,000 m の坑井の岩芯の地質を検討し、以下の知見を得た。

坑井内に出現する岩芯を以下のように区分した。新期火山岩類、先焼山湖沼堆積物、玉川溶結凝灰岩のデイサイト溶結凝灰岩(D)、安山岩火砕岩類、礫層、関東ノ沢層、古玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 2(R2)、同 A(RA)、山津田層、小志戸前沢層、竜川層、国見峠層、阿仁合層及び生保内層。

調査した坑井からは先第三系基盤岩は見いだされず、新第三系は海拔-1,400 m 以深にまで分布することが明らかになった。

倉沢山付近を中心とする玉川上流の大深沢・小和瀬川流域には最大海拔-1,400 m 以深まで多斑晶流紋岩溶結凝灰岩が分布する。坑井内には認められず、地表に分布する玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 4(R4)も含めると、これらの多斑晶流紋岩溶結凝灰岩の総層厚は約 2,700 m 以上となる。これらの凝灰岩は斑晶量が多く、その粒径が大きいこと、密度が大きいこと、脱ガラス化作用及び変質作用を受けていること、垂直方向の岩相変化が乏しく各ユニットが厚いこと、ユニットの下部にはしばしば巨大なブロックを含むが特に各ユニットの最下底に著しく礫が濃集してはいないことなどの共通した特徴を示す。一方それらの各ユニットは古地磁気や斑晶の粒径の差などにより区分され対比された。これらの凝灰岩の岩相は既に明らかにされている深部まで開析されたカルデラ内の堆積物のものと似ており、凝灰岩の厚い分布域はカルデラ(古玉川カルデラ)に相当するものと考えられる。

坑井内では上記の凝灰岩の下位にシルト岩及び凝灰岩からなる中新統が分布するが、周囲の地表に露出する中新統との対比は必ずしも明確にはされなかった。

秋田焼山の直下には直径約 7 km の凹地が認められ、崩落堆積物、安山岩火砕岩、先焼山湖沼堆積物及び秋田焼山火山噴出物により充填されている。この凹地は玉川溶結凝灰岩の噴出と関わって生成したカルデラ(先焼山カルデラ)である可能性がある。

八幡平から大深岳にかけての秋田・岩手県境付近の新第三系は大きく隆起しており、その東縁は南北方向の活断層を含む断層によって境されることが推定される。

文 献

- 安藤重幸(1985) 八幡平東部地域の熱水系モデル。地熱学会誌, vol. 7, p. 215-229.
早川典久・北村 信(1953) 雫石盆地西縁部の地質。岩鉱誌, vol. 37, p. 29-40.
井出俊夫(1985) 松川および葛根田地域の地熱系モデル。地熱学会誌, vol. 7, p. 201-213.
河野義礼・上村不二雄(1964) 5 万分の 1 地質図幅「八幡平」および同説明書。地質調査所, 36p.
金原啓司・松永栄勇(1985) 仙岩西部地域の地熱系モデル。地熱学会誌, vol. 7, p. 247-260.
窪田康広(1985) 八幡平—焼山北部地域の地熱系モデル。地熱学会誌, vol. 7, p. 231-245.
LIPMAN, P. W.(1984) The roots of ash flow calderas in Western North America: Windows into the tops of granitic batholiths. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 89, No. B10, p. 8801-8841.
大沢 穰・角 清愛(1957) 5 万分の 1 地質図幅「森吉山」および同説明書。地質調査所, 42p.
仙岩地熱地域地質図編集グループ(上村不二雄・須藤 茂・金原啓司・茂野 博・駒沢正夫・須田芳郎

- ・菊地恒夫(1985) 10万分の1仙岩地熱地域地質図及び同説明書. 特殊地質図21-2, 地質調査所, 23p.
- 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. 1 八幡平東部地域(要約). p. 1-130, 新エネルギー総合開発機構.
- (1986) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域 1,500 m 級坑井調査(N59-SN-5)報告書要約. p. 1-101, 新エネルギー総合開発機構.
- 須藤 茂(1982) 玉川溶結凝灰岩及び周辺の類似岩の K-Ar 年代. 地熱学会誌, vol. 4, p. 159-170.
- (1984) 秋田県荷葉岳火山の古地磁気と K-Ar 年代. 火山, 2 集, vol. 29, p. 112-114.
- (1985) 仙岩地熱地域南部の鮮新世—更新世火山活動について—安山岩火山の古地磁気と年代—. 地調月報, vol. 36, p. 513-533.
- (1987) 仙岩地熱地域の珪長質大規模火砕流堆積物—玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩—. 地調報告, no. 266, p. 77-142.
- ・石井武政(1987) 雫石地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, (印刷中).
- ・向山 栄(1987) 仙岩地熱地域北部の火山岩の古地磁気と火山活動の推移. 地調報告, no. 266, p. 143-158.
- ・玉生志郎(1978) 秋田県小又川・玉川上流域の玉川溶結凝灰岩の岩石学的研究(予報). 地調月報, vol. 29, p. 531-541.
- 上村不二雄(1987) 仙岩地域の広域地熱地質構造. 地調報告, no. 266, p. 25-41.

仙岩地熱地域の珪長質大規模火砕流堆積物 —玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩—

須藤 茂*

Large scale felsic pyroclastic flow deposits in the Sengan geothermal area,
northeast Japan—Tamagawa and Old-Tamagawa Welded Tuffs—

By

Shigeru SUTO*

Abstract: The large scale felsic pyroclastic flow deposits in the Sengan geothermal area, Northeast Japan (Fig. 1) were divided into the Tamagawa Welded Tuffs and the Old-Tamagawa Welded Tuffs (Table 1).

The Tamagawa Welded Tuffs are divided into the Rhyolite Welded Tuff 4 (R4) and the Dacite Welded Tuff (D) in ascending order. Both of the tuff units show the wide distribution of about 50 km from the north to the south and about 50–60 km from the west to the east (Figs. 2 and 3). The Old-Tamagawa Welded Tuffs are divided into the Rhyolite Welded Tuff B, A, 1, 2 and 3 (RB, RA, R1, R2 and R3) in ascending order. The Kantonosawa Formation which is composed of loose sediments and pyroclasts overlies RB, and the Mataguchigoya Formation covers RA. The Old-Tamagawa Welded Tuffs are exposed in the south of Akita-Yakeyama, in the central part of the Sengan area. The estimated thickness of each units are as follows; RB: more than 200 m, RA: more than 900 m, R1: more than 200 m, R2: more than 1,300 m, R3: 160 m, R4: 700 m and D: about 200 m. The volume of the deposits of the Tamagawa Welded Tuffs are as follows; R4: 130 km³ and D: 50 km³. The volume of each units of the Old-Tamagawa Welded Tuffs are difficult to estimate because of the old ages. All of the rocks of the Tamagawa Welded Tuffs show reversed magnetic polarity (Fig. 25). RB, RA and R1 of the Old-Tamagawa Welded Tuffs also show reversed magnetic polarity and R2 show normal magnetic polarity.

The eruption ages of the Tamagawa Welded Tuffs are estimated to be 2 Ma for R4 and 1 Ma for D by K-Ar age determination. The eruption age of R2 is considered to be Gauss normal epoch or other older normal epoch in the Tertiary. The Kantonosawa Formation, overlying RB, was intruded by the Miocene dike rocks.

The apparent flatness of pumice clasts in D are greater than those of other rhyolite welded tuff units (Fig. 12). On the contrary, average density of D (2.19 g/cm³) is far smaller than those of RA, R1 and R2 (2.45–2.50 g/cm³ in wet condition, Table 4). So the effect of load pressure is considered to be less important to the degree of flattening of pumice clasts. The most of the apparent flatness of pumice clasts in RA, R1 and R2 are from only 1 to 4, so the high densities of these tuffs may be due to the sealing alteration.

The amount of phenocrysts in pumice clasts are smaller than those in the matrix of each tuff unit. Total phenocryst amount in the matrix of RA, R1, R2, R3 and R4 are from about 34–46% (Table 5), and those of D is about 16%. The average phenocryst amount in pumice clasts in D is about 10%, so the one third of the fine ash ejecta were estimated to be scattered into the air while the

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

explosion.

The eruption vents for each tuff unit were inferred to be narrow in the deeper part, because of the presence of only few amount of the Pre-Tertiary lithic fragments in these tuffs (Table 3).

Chemical compositions of the rocks from D are similar to those of other large scale felsic pyroclastic flow deposits in northeast Japan (Fig. 23). And those of R4 show high content of SiO_2 (73-76%) in comparison with those of other deposits in northeast Japan.

The distribution of the Old-Tamagawa Welded Tuffs are restricted in cauldron, named the Old-Tamagawa caldera which is located in the south of Akita-Yakeyama. Because of the lack of the outflow deposits, correlated with the Old-Tamagawa Welded Tuffs, the problem between the order of eruptions of the Old-Tamagawa Welded Tuffs and the depression of the Old-Tamagawa caldera is still not clear.

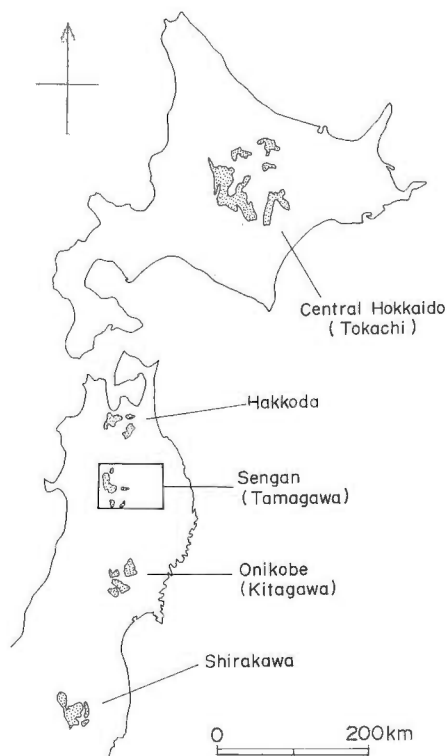
The presence of other younger caldera was shown by the well log analysis beneath the Akita-Yakeyama Volcano, and was named as Pre-Yakeyama caldera. And there is a large possibility that the Pre-Yakeyama caldera was formed by the eruptions of R4 and D of the Tamagawa Welded Tuffs.

1. はじめに

仙岩地熱地域の中心部, すなわち秋田焼山—八幡平—岩手山—秋田駒ヶ岳—荷葉岳などの火山で囲まれている区域には, 珪長質火砕流堆積物が厚く分布する。またこの火砕流堆積物はこの区域の周囲にも広範な分布を示す。本章ではとりあえずこれを玉川溶結凝灰岩と呼ぶ。

仙岩地熱地域では, ①玉川溶結凝灰岩は地熱貯留層の帽岩の役割を果たしている可能性がある, 及び②玉川溶結凝灰岩を噴出させたマグマ留りは熱源の役割を果たしている可能性があるため, 地熱探査技術等検証調査の一環として玉川溶結凝灰岩の地質調査を行った。仙岩地熱地域に分布する珪長質大規模火砕流堆積物については既に多くの報告があり, それらの中では幾つかの異った名称が用いられている。本報告ではそれらについても再検討を行い, 今回新たに立てた層序を提案する。

玉川溶結凝灰岩の一部が地熱貯留層の帽岩の役割を果たしていると考えられたのは, 仙岩地熱地域中央部の東に位置する松川地熱発電所付近である(中村, 1967)。しかしながら井出(1985)が示した最近の成果によれば, 松川地域では松川安山岩がある程度帽岩の役割を果たしており, 玉川溶結凝灰岩及びその下位の中新統内の割れ目が地熱貯留層としての役割を果たしていると現在考えられている。また須藤(1985a)は松川地熱発電所西方の試錐の岩芯の観察結果から, 松川安山岩の下位の凝灰岩は玉川溶結凝灰岩とは別の中新統と考えた。したがって玉川溶結凝灰岩が地熱貯留層の帽岩の役割を果たしているとする当初の仮定は普遍的なも



第1図 東北日本の鮮新世末—更新世前半の珪長質大規模火砕流堆積物の分布。小野ほか(1981)を簡略化。

Fig. 1 Distribution of large scale felsic pyroclastic flow deposits of Late Pleistocene-Early Pleistocene in northeast Japan. Simplified after ONO *et al.* (1981).

のではない。

一方熱源との係わりでは、珪長質大規模火砕流堆積物を噴出させたマグマ留りの大きさについて、SMITH (1979)が定量的に論じており、大規模とされる噴出物も、それを噴出させたマグマ留りの上部のごく一部に相当するにすぎないことを示した。このため大規模珪長質火砕流を噴出させたマグマ留りは地熱の熱源として有望と考えられる。既に SMITH and SHAW (1975)は米国の火山と関係した地熱地域の熱量の定量的評価を、マグマ留りの体積、年代及びその他のいくつかの仮定を用いて試みている。須藤 (1982a)は玉川溶結凝灰岩の噴出物の体積が約 500 km³ であり、その噴出年代が約 1-2 Ma であることから、SMITH and SHAW (1975)の結果を引用し、これを噴出させたマグマ留りは仙岩地熱地域の熱源として極めて有望であるとした。したがって玉川溶結凝灰岩の詳細な調査は、仙岩地域の熱源を考える上で意義あるものと考えられる。

日本の火山の分布図(小野ほか, 1981)によれば、東北日本には前期更新世のデイサイト一流紋岩の火砕流堆積物が、ある程度の間隔を置いて連なって分布している(第1図)。これらの火砕流堆積物は、珪長質であること、噴出時代がほぼ同じであること、地熱地帯を伴うことなどの共通点があり、それぞれの分布域において種々の調査研究が行われている。玉川溶結凝灰岩の調査も、そのような共通性の上にならなければならない。

本報告は主に地熱探査技術等検証調査の一環として行われた調査の結果をとりまとめたものであるが、玉川溶結凝灰岩に関する調査はサンシャイン計画の地熱地域の熱水系に関する研究、広域深部地熱資源賦存に関する研究、及び深部地熱資源探査技術に関する研究でも行われてきた。また広域熱構造調査法の研究開発の現地検討会等にも参加させて頂いた。この間地質調査所の小野晃司、長谷紘和、金原啓司、曾屋龍典の各氏及び元地質調査所の角 清愛、佐藤博之、上村不二雄の各氏からは多くの指導助言を賜わった。また現地では地質調査所の玉生志郎、笹田政克、石井武政、日本重化学工業の安藤重幸、土井宣夫、国際航業の向山 栄の各氏と論議する機会を得た。古地磁気測定に際しては当所の上嶋正人氏に、年代測定値の解釈に際しては同じく柴田 賢氏に、岩石の密度測定に際しては同じく金谷弘氏に、また薄片を使用した火砕流の流動方向の推定には神戸大学の宇井忠英・鈴木桂子(当時)両氏にそれぞれ教えを受けた。当所の宇都浩三氏より未公表年代測定値1個の公表の許しを頂いた。以上の各氏に深謝の意を表する。

2. 地質の概略

本章では玉川溶結凝灰岩の上下の地層について略記する。仙岩地域全体の地質については仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)及び上村(1987)がまとめている。以下本報告では玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩という名称を使用する。層序とユニットの略号は第1表に示した。また仙岩地域全体の地名図は付図1に示した。

中・古生層：北上川以東に分布する中・古生層を玉川溶結凝灰岩が直接覆う。盛岡北方の四十四田ダム東岸では黒色粘板岩からなる古生層を玉川溶結凝灰岩の D が覆うのが認められる。

花崗岩類：仙岩地熱地域の周縁部に露出するが、このうち北上川以東及び森吉山南東で、玉川溶結凝灰岩に直接覆われる。盛岡北東方の姫神山の西麓ではマサ化した花崗岩類を玉川溶結凝灰岩の D が覆う。森吉山南東の安ノ滝付近では一部マサ化した花崗岩類を玉川溶結凝灰岩の R4 が覆う。

主として中新統からなる新第三系：仙岩地熱地域に広く分布し、玉川溶結凝灰岩の下盤の大部分を占める。岩石は礫岩、砂岩、シルト岩、凝灰岩、溶岩など様々である。地層名は多いので、仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)等を参照されたい。新第三系中の火山岩の放射年代値は須藤(1982a)及び須藤・石井(1982)等々に示されており、それらによれば火山岩の年代として約 22 Ma—約 5 Ma の値が報告されている。

¹⁾ p. 123の年代算出法参照。

玉川溶結凝灰岩に直接覆われる新第三系の K-Ar 年代は、秋田県田沢湖町生保内南方の大沢層(大口, 伊里, 1977) $8.3 \pm 0.4 \text{ Ma}^{1)}$ (須藤, 1982a), 岩手県雫石町橋場付近の山津田層(早川・北村, 1953) $7.9 \pm 1.3 \text{ Ma}^{1)}$ (須藤, 1982a)及び $10.1 \pm 0.6 \text{ Ma}^{1)}$ (須藤・石井, 1982)である。これらはいずれも後に述べる玉川溶結凝灰岩の年代約 1-2 Ma と比べると著しく古い。また玉川溶結凝灰岩の基底面は起伏に富んでいることが多く、玉川溶結凝灰岩噴出時には、仙岩地域は広域にわたって陸化していたものと推定される。また森吉山南東方の榎森牧場では、玉川溶結凝灰岩に覆われているシルト岩の最上部が赤褐色となっており、これは溶結凝灰岩の熱により焼かれたものと推定される。

古玉川溶結凝灰岩：仙岩地熱地域中心部に分布する多斑晶流紋岩溶結凝灰岩のうち下部のものを本報告では古玉川溶結凝灰岩と呼ぶ。詳細は第 5 章に記す。

主として安山岩からなる「新期火山岩類」：仙岩地熱地域の中心部を取りまくように、秋田焼山—八幡平—岩手山—秋田駒ヶ岳—荷葉岳などの火山を連ねて広く分布する。これらの火山噴出物のうちおよそ南半分のものについて須藤(1984a, 1985a)は古地磁気と K-Ar 年代測定結果を示し、「新期火山岩類」の中には逆帯磁を示すか、または 1 Ma より古い K-Ar 年代値を示す岩石も存在することを示した。また須藤(1986b)は仙岩地域北半分の「新期火山岩類」にも逆帯磁を示す岩石が分布することを示した。須藤(1985a)は「新期火山岩類」を、正帯磁を示すか、または 1 Ma より新しい放射年代値が得られている後期噴出物と、逆帯磁を示すか、または 1 Ma より古い放射年代値が得られている前期噴出物とに区分した。現在までに得られた資料による区分は須藤・向山(1987)に示してある。

「新期火山岩類」と玉川溶結凝灰岩との直接の関係が野外で認められる例は非常に少ない。前期噴出物の中では、秋田・岩手県境付近に分布する八瀬森溶岩が玉川溶結凝灰岩の D に覆われ(須藤, 1985a), 荷葉岳火山噴出物の一部が、玉川溶結凝灰岩の R4 に相当する可能性のある田沢層を覆う(白田ほか, 1985)。玉川溶結凝灰岩を後期噴出物、とりわけ溶岩が直接覆うのが認められる露頭は少なく、岩手県雫石町の高倉山東麓などでわずかに認められるのみである。岩手山東方の試錐では、玉川溶結凝灰岩の D の上位に岩手火山群起源と思われる降下火砕堆積物が厚く堆積しているのが確認されている(橋, 1971)。同様の関係は北上川沿いの低地及び北上山地の地表でも多く認められる。

河成堆積物・湖成層など：岩手山東方の試錐では、玉川溶結凝灰岩の D の上位に植物遺体を含む河成堆積物が認められる(橋, 1971)。秋田県田沢湖町生保内南東方では、玉川溶結凝灰岩の R4 の上位に不整合に垂炭を含む湖沼性堆積物、相内沢層(大口・伊里, 1977)が重なる。

秋田焼山南麓には固結度の弱い先焼山湖沼堆積物が分布する。この堆積物は秋田焼山火山噴出物に覆われ、古玉川溶結凝灰岩の RA を覆う。

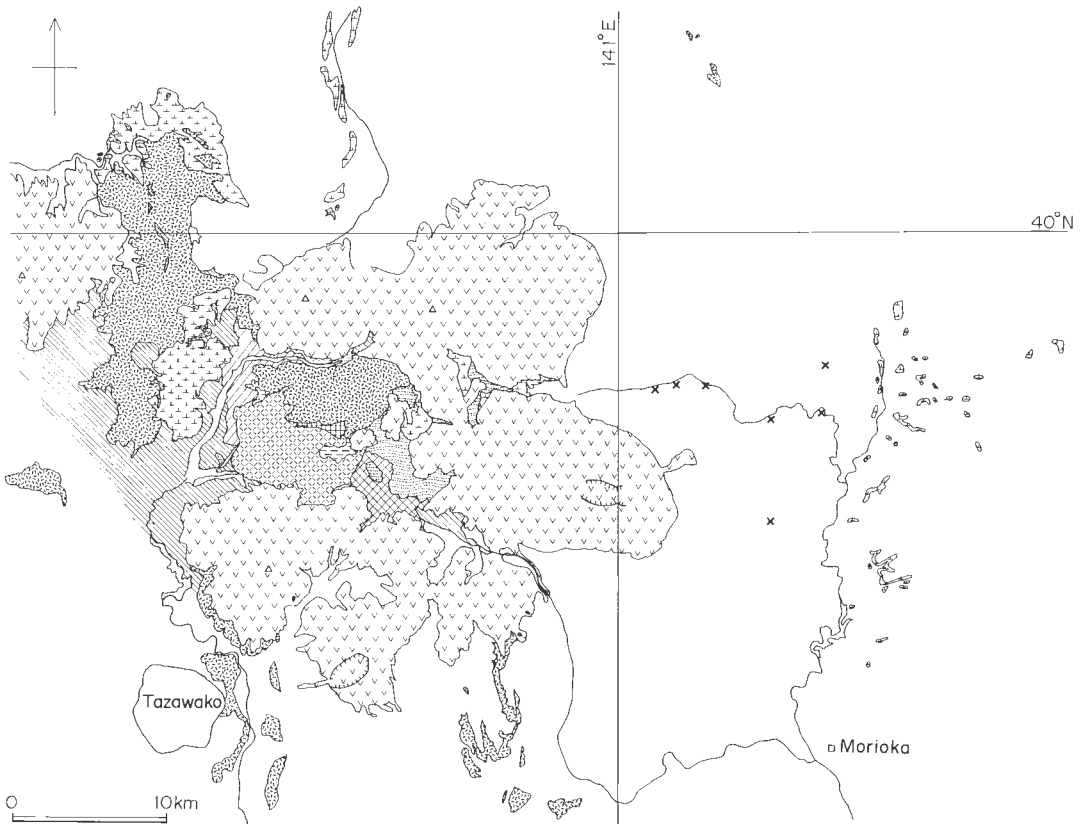
3. 玉川溶結凝灰岩の概略

秋田県玉川上流域に分布する多斑晶凝灰岩を溶結凝灰岩として初めて記載したのは椎川(1955)であり、河野・青木(1959)はこれを玉川溶結凝灰岩と命名した。また仙岩地熱地域の周辺部でも多くの多斑晶凝灰岩及び溶結凝灰岩の記載及び命名がなされた。それらについては須藤・玉生(1978)及び佐藤ほか(1981)などにまとめて示されている。

本報告では玉川溶結凝灰岩をデイサイト溶結凝灰岩(D)と流紋岩溶結凝灰岩 4(R4)とに 2 区分した。既に報告された区分との対比を第 1 表に示す。従来の報告と異なる点は、須藤(1982a)の中部及び下部流紋岩溶結凝灰岩及び須藤(1983)及び仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)の流紋岩溶結凝灰岩 I, II 及び III 及び鳩ノ湯凝灰岩と葛根田川層の一部を古玉川溶結凝灰岩としたことである。古玉川溶結凝灰岩の分布は仙岩地熱地域の中心部に限られ、玉川溶結凝灰岩のような広範な分布は示さない。また秋田・岩手県境の大深沢及び葛根田川源流域に分布する非溶結のデイサイト凝灰岩を主とする堆積物を関東ノ沢層、秋田県の大深沢・湯田又沢合流点の西方に狭小に分布する凝灰岩類を又口小屋層とした。玉川溶結凝灰岩の分布域全体の地質略図を第 2 図に、中心部の地質図及び地形図を第 3, 4 図にそれぞれ示す。

第1表 本報告及び既存公表資料の層序の対比.
Table 1 Stratigraphic correlation between previous works and this paper.

SUTO(1982a)	SUTO(1983)	Research group for the geological map of Sengan Geothermal Area (1985)	This paper
Dacite Welded Tuff Upper Rhyolite Welded Tuff Middle Rhyolite Welded Tuff Lower Rhyolite Welded Tuff Tamagawa Welded Tuffs	Dacite Welded Tuff Rhyolite Welded Tuff IV Rhyolite Welded Tuff III Rhyolite Welded Tuff II Rhyolite Welded Tuff I Tamagawa Welded Tuffs	Dacite Welded Tuff (TKs) Rhyolite Welded Tuff IV (TK ₄) Rhyolite Welded Tuff III (TK ₃) Rhyolite Welded Tuff II (TK ₂) Rhyolite Welded Tuff I (TK ₁) Hatono-yu Tuffs Kakkonda-Gawa Formation	(Dacite Welded Tuff (D) Rhyolite Welded Tuff 4 (R4) Rhyolite Welded Tuff 3 (R3) Rhyolite Welded Tuff 2 (R2) Rhyolite Welded Tuff 1 (R1) Rhyolite Welded Tuff A (RA) Rhyolite Welded Tuff B (RB)
			Old-Tamagawa Welded Tuffs Mataguchigoya Formation Kantonosawa Formation



第2図 仙岩地熱地域の玉川及び古玉川溶結凝灰岩の分布。凡例は第3図参照。
 Fig. 2 Distribution of the Tamagawa and the Old-Tamagawa Welded Tuffs in the Sengan geothermal area. See fig. 3.

各堆積物の体積は須藤(1985a)によれば R2 : 25 km³, R3 : 1 km³, R4 : 130 km³ 及び D : 50 km³ であるが、R3以下の堆積物については、その浸食削剝量の見積りが困難であり、堆積時の体積を推定することは非常に困難か、または不可能である。

4. 調査項目

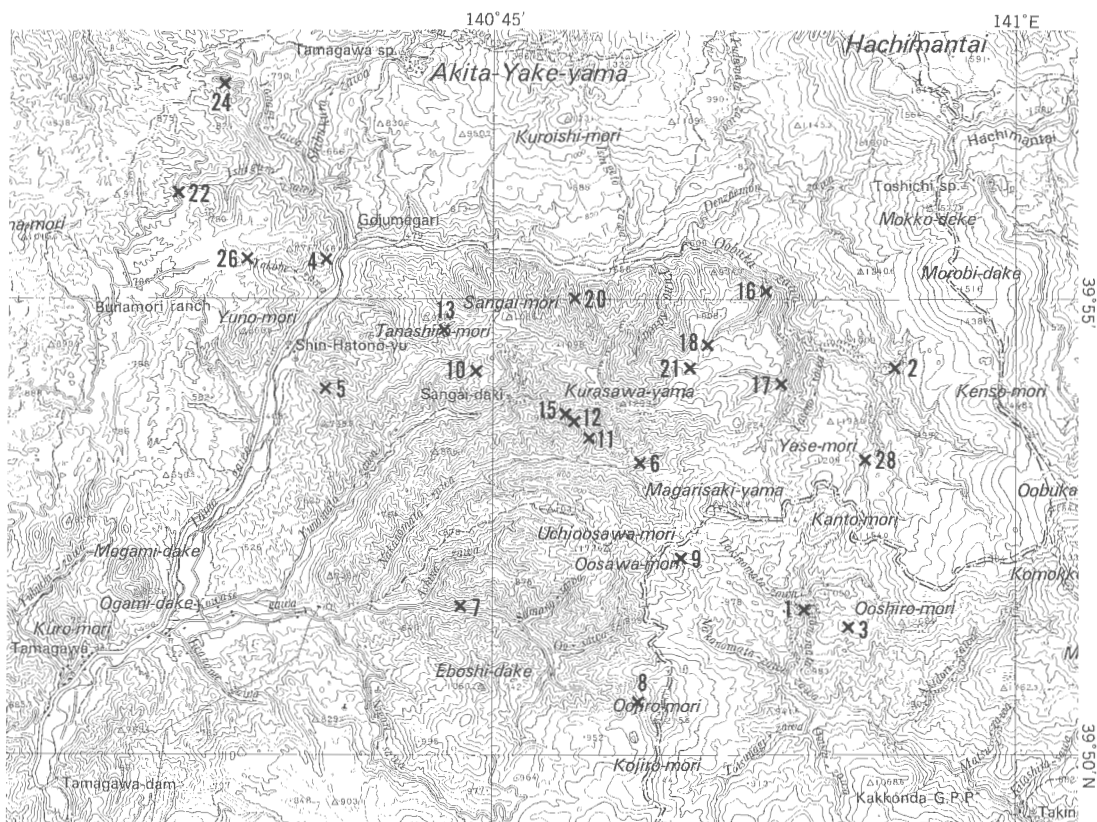
本調査の小項目は多岐にわたるため、各項目の概要を本章に記す。

4.1 野外作業

地質調査は通常河谷などの路線に沿って連続的に行われるが、玉川溶結凝灰岩の場合には、既にそれまでの調査によって、互いに岩相が類似するユニットが累重していることが予想された。このため本研究では様々な物性を利用した区分を併用するため、主要な地点における系統的試料採取と観察を行った。

試料採取：本質軽石部と基質部とに分けて採取した。原則として基質部の試料は定方位で、1露頭より4個採取した。定方位試料は残留磁気測定にも使用するため、採取時には各試料が互いに1m以上は離れるようにした。

露頭での記載：凝灰岩の系統立った観察法は山形新生代研究グループ(1970)によく示されており、本研究でもこれにならない以下の項目についてカードに記載を行った。露頭の標高、露頭の大きさ、層理の



第4図 仙岩地熱地域の中心部の地形図。X：K-Ar年代測定試料採取位置。番号は第27図及び第8表中のものと同じ。

Fig. 4 Topographical map of the central part of the Sengan geothermal area. X: Localities of samples for K-Ar dating. Numbers are the same as those in Fig. 27 and Table. 8.

有無，風化及び変質の程度，色，露頭面1m×2m内における最大径5個の軽石の縦・横の径及びその比，同じ面における最大径10個の岩片の径・岩質及び円磨度，軽石の色・内部構造・扁平な場合その傾きと長軸の伸びの方向，軽石及び基質内の鉱物種ごとの粒径及び量比，気相晶出相及び新鮮ガラスの有無，溶結の程度及び節理の概略。

4.2 室内分析

斑晶のモード及び粒径測定：薄片を用いて斑晶のモードと粒径を測定した。モードは斑晶粒径が小さいDについてはポイントカウント方式で，粒径が大きいR4-RAについては須藤・玉生(1978)が用いた方法によった。すなわち長径1mm以上の結晶の面積を個別に測定する方法であり，これによりR4-RAについては斑晶鉱物種別に最大粒径10個の結晶の面積の平均などを求めた。

密度測定：整形した試料を用いて乾燥及び湿潤状態における比重を測定し，密度及び有効空隙率を算出した。

残留磁気測定：定方位で採取した試料すべてについてフラックスゲイト・マグネトメーターを用いて磁化方位の正逆の別を測定し，この中から選択した試料を円筒状に整形し，無定位磁力計で磁化方位及び強度を測定した。

化学分析及び年代測定：選択したいくつかの試料について湿式化学分析とK-Ar年代測定を行った。

試料は原則として本質軽石を選択したが、軽石が認められない場合及び軽石が基質に比べてより強く変質している場合は基質から試料を選んだ。

流動方向測定：定方位で採取した試料から、水平な薄片を作成し、伸長した鉱物及び岩片の伸びの方向を計測し、流動方向推定の資料とした。

5. 各地質単元の記載

火砕流堆積物の噴出及び堆積に要する時間は、地質年代上ではごく短期間と考えられる。またその大部分は陸上での堆積物であるので、堆積後は浸食され地形は起伏に富むことになる。仙岩地熱地域の各火砕流堆積物間の境界面も起伏に富んでいることが多く、その場合両者の堆積時代には時間間隙があったものと推定される。各単元は水平方向にも岩相や層厚が大きく変化し、また一般に地層名は非火山性の堆積岩を基準にして決められることが多いので、比較的古い大規模な火山噴出物の地層命名には難しい点が多い(FISHER and SCHMINCKE, 1984, p. 351)。ここでは阿蘇の火砕流堆積物(小野, 1965)にならない溶結凝灰岩の各ユニットを略号と呼ぶ。以下本章では関東ノ沢層、又ロ小屋層、古玉川溶結凝灰岩のRB, RA, R1, R2及びR3, 玉川溶結凝灰岩のR4及びDについて記す。層序表は第1表に、地質図は第2, 3図に、中心部付近の地形図は第4図にそれぞれ示す。

5.1 流紋岩溶結凝灰岩 B(RB)

命名：新称。仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)の葛根田川層の下半部に相当する。

模式地：岩手県雫石町葛根田川上流域。

分布：葛根田川上流域の北ノ又沢、滝ノ又沢、中ノ又沢、沼ノ沢及び大石沢などの各支流域に分布する。

層厚：約200 m以上。

層序関係：RBは佐藤ほか(1981)及びSATO(1982)が示した地質図中の五十曲、沼ノ沢及び倉沢山各凝灰岩部層のそれぞれの一部に相当する。それらの部層の下位には山津田層が分布するとされていたが、今回の調査では、葛根田川とその支流の秋鳥沢(5万分の1地形図八幡平では大ベコ沢と記されている)の合流点北東の林道沿いで、成層した山津田層の下位に無層理の多斑晶凝灰岩が認められたこと、及び秋鳥沢下流の山津田層中に多斑晶凝灰岩の巨礫が見い出されたことから、少なくともRBの一部は山津田層の一部より下位にあると判断される。

葛根田川の上流域の北ノ又沢流域ではRBは関東ノ沢層に覆われ、大石沢・戸繫沢流域では乳頭山火山噴出物及び秋田大白森溶岩に覆われる。RBの分布域の西方には古玉川溶結凝灰岩のR2が分布するが、両者の直接の関係は不明である。

岩相：大部分は無層理の多斑晶流紋岩溶結凝灰岩であり、一部に成層した凝灰岩、ピソライト凝灰岩(図版1-1)などが認められる。分布域のほぼ全域にわたって変質を受けており、斑晶のマフィック鉱物種を判定できない。無層理の多斑晶溶結凝灰岩の岩相は古玉川溶結凝灰岩のRA, R1等とよく似ている。

岩石記載

流紋岩溶結凝灰岩中の軽石(KD3P)

産地：岩手県雫石町葛根田川本流、大石沢合流点下。

斑晶：石英(<6.1 mm)、斜長石(<3.7 mm)。マフィック鉱物は変質により確認できない。

石基：発泡の穴がよくつぶれたガラス。脱ハリ作用及び変質作用を受け、淡褐色を呈する。

5.2 関東ノ沢層

命名：新称。仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)の北ノ又川層及び葛根田川層上半部に相当す

る。今回葛根田川層の下半部をRBとし、本層の模式地を関東ノ沢に置いたので、新称を用いる。

模式地：秋田県田沢湖町玉川上流大深沢支流関東ノ沢。

分布：大深沢及びその支流である八瀬ノ沢、関東ノ沢、北ノ又沢及び障子倉沢の各流域に分布する。岩手県葛根田川上流域の北ノ又沢流域に分布するものも今回は本層に含めた。

岩手県松尾村の北ノ又川及びその支流の赤川上流域に分布する凝灰岩類は、本層のものと岩相が似ており、本層に対比される可能性がある。

層厚：秋田県大深沢流域で約200m以上、岩手県葛根田川上流域で約300m以上。

層序関係：大深沢流域では地窓状に露出しており、下位層との関係は不明である。葛根田川上流域では、直接の関係は不明であるが、古玉川溶結凝灰岩のRBより地形的に高所に分布しており、RBの上位と考えた。

秋田県の大深沢流域では、その支流の障子倉沢で玉川溶結凝灰岩のDに覆われ、同じく関東ノ沢では八瀬森溶岩に覆われる。同じく八瀬ノ沢では地形と分布から玉川溶結凝灰岩のR4及び曲崎山溶岩に覆われると判断される。葛根田川上流域では岩手大白森溶岩及び松川安山岩類などの「新期火山岩類」に覆われる。

葛根田川支流北ノ又沢の上流域では、本層中の軽石凝灰岩は塩基性火山岩に貫入されている。岩脈はほぼ東西方向に伸長し、垂直である。岩脈の北面では関東ノ沢層を非調和的に貫いているのが認められる。接触面に近い貫入岩中には垂直方向に伸長した気泡が並んでいる。この気泡は現在白色鉱物で充填されているが、その伸びの方向はほぼ垂直であり貫入の方向がほぼ垂直であったことを示しているものと判断される。なお気泡は貫入岩体の内部では少ない。本層は分布域から判断すると、佐藤ほか(1981)の関東森層、倉沢山凝灰岩部層、大深沢層、沼ノ沢凝灰岩部層のそれぞれの一部に相当する。

岩相：非溶結の凝灰岩を主とし、砂及びシルト層を伴う。凝灰岩は成層するものと無層理のものがある。軽石は白色一緑白色で、小さいものが多い(図版1-2)。凝灰岩中には比較的多量の石英が含まれる場合もあるが、全く含まれないこともある。またしばしば凝灰岩中にはピソライトが含まれる。砂及びシルト層には炭質物が含まれる。

葛根田川支流の北ノ又沢上流の海拔約940m地点では、先新第三系基盤岩礫が転石として見いだされた。この転石は周囲の状況から本層に由来するものと判断される長径約60cmの角礫で、片理がよく発達した雲母石英片岩であった。本地域の基盤岩を推定する上で重要と思われる。

岩石記載

石英含有普通角閃石単斜輝石斜方輝石デイサイト凝灰岩(1843)

産地：秋田県田沢湖町大深沢支流関東ノ沢海拔約910m。

斑晶：斜長石(<2.0mm)、斜方輝石(<0.7mm)、単斜輝石(<0.7mm)、普通角閃石(<0.9mm)及び石英(<1.6mm)。普通角閃石は破碎形、石英は良形の自形を示す。

基質：軽石(1-3mm)及びガラス片。軽石には発泡した穴がよく保存されている。

石英含有普通角閃石単斜輝石斜方輝石デイサイト凝灰岩(1B4M)

産地：岩手県雫石町葛根田川上流支沢、岩手大白森西方約900m、海拔約1,040m。

斑晶：斜長石(<1.8mm)、斜方輝石(<0.8mm)、単斜輝石(<1.0mm)、普通角閃石(<0.3mm)及び石英(<2.4mm)。斜長石にはdusty zoneが顕著にみられる。

基質：ピロクラシック組織を示す。軽石には発泡の穴が保存されている。

化石：尾上ほか(1985)は秋田県大深沢支流障子倉沢の凝灰岩中からヒノキ科の化石、*Calocedrus*を見いだした。この凝灰岩を本報告では関東ノ沢層に含めた。尾上ほか(1985)は、発見した植物化石が、日本ではこれまでに台島型植物群からしか産出していないことから、本層が台島期に堆積した可能性を示した。

第 2 表 関東ノ沢層中の貫入岩の K-Ar 年代.

Table 2 K-Ar ages of intrusive rocks in the Kantonosawa Formation.

No.	Sample no.	Isotopic age (Ma)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻³ ml/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	K ₂ O (%)	Analyst
1	1853	12.5±10.3	0.004(9) 0.006(8)	2.3 2.9	0.14 0.16	(1)
2	1853	20.1± 4.7	0.00939 0.01026	8.3 5.4	0.153 0.144	(2)
3	1913	7.9± 4.3	0.005(2) 0.005(3)	4.1 3.5	0.20 0.20	(1)

The constants for the age calculation are: $\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_{\epsilon}=0.581 \times 10^{-10}/y$, $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167 \times 10^{-4}$.

(1) Teledyne Isotopes (2) Kozo Uto.

Sample 1853: Opx-cpx-bg basic andesite, Kitanomatazawa, 970 m above the sea level, Shizukuishi town.

1913: (Ol-bg?) opx-cpx basic andesite, Akagawa, 1,210 m above the sea level, Matsuo village.

年代：本層の堆積年代を直接示す放射年代値はない。前に述べた葛根田川支流北ノ又沢上流で本層を貫く岩脈及び、本層に対比される可能性のある松尾村の北ノ又川支流赤川上流域の凝灰岩を貫く岩脈の K-Ar 年代を第 2 表に示す。これらの岩脈の化学組成にはカリウムが極端に少ないという共通性がある。この組成に対応する噴出岩は付近の地表では現在認められていない。また表に示されているように、試料中の大気アルゴンの混入率がいずれも高く、誤差は大きい。これらの岩脈の貫入年代が中新世と考えることに大きな誤りはないと思われる。したがって関東ノ沢層の堆積年代は中新世以前と考えられる。

構造：大深沢と障子倉沢の合流点付近などで、シルト岩を主とする地層の構造に細かな乱れはあるが、大局的には本層の走向はほぼ南北であり、東傾斜を示す。

5.3 流紋岩溶結凝灰岩 A (RA)

命名：新称。仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)の鳩ノ湯凝灰岩類中の多斑晶溶結凝灰岩部に相当する。

模式地：秋田県田沢湖町玉川支流棚白沢下流域。

分布：田沢湖町の新鳩ノ湯温泉及び五十曲付近の玉川本流沿いに分布する。

層厚：地表部で約 300 m。玉川本流沿いの新鳩ノ湯温泉北方の試錐 KW-1 坑中では坑底(深度 602 m)まで分布している(須藤, 1987)。したがって、これらの堆積物が水平であるとする、総層厚は約 900 m 以上となる。

層序関係：玉川・小和瀬川合流点の北東に分布する成層したシルト岩・凝灰岩互層(大沢・角, 1957)の阿仁合層を覆う。五十曲北方の渋黒沢・石黒沢合流点付近でも阿仁合層を覆うと考えられる。折本・安田(1969)は RA にほぼ相当するユニットを T3 と定義し、これが渋黒沢、石黒沢合流点付近で阿仁合層にアパットしていることを報告している。T3 には下位層起源の礫が多く含まれ、T3 と阿仁合層との関係は不整合とされた。

RA は玉川支流の棚白沢で R4 に、横部沢で D に、五十曲東方の赤沢で先焼山湖沼堆積物に、上五十曲沢で秋田焼山火山噴出物にそれぞれ覆われる。

岩相：主として溶結した無層理の多斑晶凝灰岩からなり、一部成層した非溶結凝灰岩を伴う。多斑晶溶結凝灰岩は淡緑灰色を示し、棚白沢下流域では比較的大きい軽石を含む。異質岩片は棚白沢下流域及び五十曲付近で比較的多く認められ、棚白沢及び湯ノ沢下流域では花崗岩質岩片がみられる。花崗岩質岩片については、既に折本・安田(1969)も玉川・渋黒沢合流点付近で多く認められることを報告している。本研究で確認した花崗岩質岩片は完全な等粒状組織を示さない点やカリ長石を多く含まない点などの特徴を示しており、これらは秋田焼山北斜面の試錐 SN-5 坑中の新第三紀花崗岩質岩石(須藤, 1987)

の特徴と似ている。また折本・安田(1969)は岩相上の特徴から花崗岩質岩片が第三紀のものと推定している。

折本・安田(1969)はほぼ RA に相当する T3 がほぼ全域にわたって緑色変質を受けていることから、その時代を中新世と推定した。

岩石記載

普通角閃石斜方輝石流紋岩溶結凝灰岩(OB1D)

産地：秋田県田沢湖町五十曲。

斑晶：石英(<5.5 mm)，斜長石(<4.0 mm)，斜方輝石(<1.5 mm)，普通角閃石(<0.4 mm)及び鉄鉱物(<0.7 mm)。斜方輝石は変質している。

基質：よくつぶれたビトロクラスチック組織を示すが、脱ハリ作用を受けている。

5.4 又口小屋層

命名：新称。

模式地：秋田県田沢湖町大深沢・湯田又沢合流点(旧又口小屋)下流。「又口小屋」という名称は5万分の1地形図の旧版に出ているが、最近の版には出していない。

分布：模式地付近のみに分布する。

層厚：地表部で約50 m。

層序関係：本層分布域の東方の湯田又沢下流域には強く変質した凝灰岩など(河野・上村, 1964の熊沢川層)が分布する。これは中新統と思われるが今回の調査では年代を示す証拠は確認されず、また本層との直接の関係も不明である。南方には後に述べる R4 が分布する。本層との直接の関係は不明であるが又口小屋西方では、本層の上位に R4 に由来する礫が多く認められる。また本層は正帯磁を示し、R4 は逆帯磁を示すことで両者は区別される。北方には秋田焼山火山群噴出物が分布する。これは地形から本層を覆っているものと判断される。本報告で又口小屋層としたものは二次的な堆積物でなく、直接火山活動に由来する凝灰岩を主とする堆積物である。本層の分布域の西端付近の試錐 SN-2 坑中では、深度約260 m 以深には流紋岩溶結凝灰岩が分布する。この凝灰岩を須藤(1987)は本報告の RA と対比した。

岩相：旧又口小屋西方に露出する本層は一部成層した凝灰岩である。比較的多量の石英を含むが、岩石は(普通角閃石斜方輝石)単斜輝石デイサイトもしくは流紋岩であり、調査地域内では特異な斑晶鉱物組み合わせを示す。大深沢・湯田又沢合流点付近では岩片が濃集してみられる(図版2-1)。

岩石記載

単斜輝石デイサイト凝灰岩(OB8D)

産地：秋田県田沢湖町大深沢，旧又口小屋南西，林用軌道跡脇。

斑晶：石英(<1.5 mm)，斜長石(<2.0 mm)，単斜輝石(<1.3 mm)，鉄鉱物(<0.3 mm)。斜長石の一部には dusty zone が認められる。

基質：軽石片及び岩片からなる。

5.5 流紋岩溶結凝灰岩 1(R1)

命名：新称。須藤(1983)の RI 及び仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)の流紋岩溶結凝灰岩 I(TK₁)とほぼ同じ。

模式地：秋田県田沢湖町小和瀬川支流中ノ又沢上流域。

分布：上記模式地のみに分布する。

層厚：約200 m 以上。

層序関係：周囲に分布する R2 及び R4 よりも常に地形的に低所に分布することから、それらのユニ

ットより下位と判断される。下に示すように R1 の岩質は後に示す R4 のものとかかなり似ている。したがって R1 と R4 は同時異相であって R1 は谷部の堆積物か、あるいはまた噴出火道中の堆積物であると考えられる。しかしながらいずれの場合も直接的証拠はない。

岩相：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩からなる。特に石英斑晶は大きなものが多く、最大径は 16 mm に達する。異質岩片の粒径は大きく(図版2-2)、中ノ又沢の支流のスズノマタ沢及び明通沢の下流域では径約 10 m の円レキ岩、径 6 m 以上の溶岩及び凝灰岩などの巨礫が多数含まれている。このため須藤(1983)は同地付近が R1 の噴出源に近いものと推定した。

岩石は変質を受けており、斑晶マフィック鉱物種は同定できないことが多く、一部の岩石に普通角閃石または斜方輝石がわずかにみられるのみである。

岩石記載

流紋岩溶結凝灰岩(SM1P)

産地：岩手県田沢湖町中ノ又沢支沢スズノマタ沢海拔 700 m 地点。

斑晶：石英(<7.3 mm)、斜長石(<3.2 mm)。他に最大径 1.2 mm のマフィック鉱物が認められる。鉱物種はその形状から斜方輝石及び普通角閃石と予想される。

基質：よくつぶれたビトロクラスチック組織を示すが、脱ハリ作用及び変質作用を受けている。

5.6 流紋岩溶結凝灰岩 2(R2)

命名：新称、須藤(1983)の RII 及び仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)の流紋岩溶結凝灰岩 II (TK₂) とほぼ同じ。

模式地：秋田県田沢湖町玉川支流小和瀬川流域。

分布：小和瀬川及びその支流である湯ノ又沢、中ノ又沢、大沢などの流域に分布する。

層厚：地表部で最大約 600 m。須藤(1987)が示したように、小和瀬川支流中ノ又沢の試錐 SN-4 坑中に最大約 340 m の層厚が確認されている。

層序関係：分布と地形から RA 及び R1 の上位と判断される。秋田大白森北方の小沢で R3 に覆われる。分布と地形から R4, D, 秋田大白森溶岩及び烏帽子岳溶岩に覆われると判断される。

分布域から判断すると R2 は佐藤ほか(1981)の湯ノ又沢、五十曲、倉沢山各凝灰岩部層のそれぞれ一部に相当する。佐藤ほか(1981)は、これらの各部層が水平方向にかなり広く連続して分布すると判断したが、今回の調査では岩相及び後に示す古地磁気測定結果から R2 の分布が比較的狭いと判断した。

岩相：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩からなる。基質は青灰色を帯びることが多く、灰白色の軽石が比較的少量認められる(図版3-1)。岩石は一般に緻密で、径 1 m-30 cm 程度の柱状節理を示すことがある。斑晶量は R1 及び R4 とほぼ同じであるが、粒径がやや小さい。一般に変質しており、斑晶マフィック鉱物種を判断することができない。わずかに斜方輝石及び普通角閃石が認められることがある。

岩石記載

普通角閃石含有輝石流紋岩溶結凝灰岩(KO3P)

産地：秋田県田沢湖町小和瀬川沿林道烏帽子岳北方。

斑晶：石英(<8 mm)、斜長石(<4 mm)、輝石(<1.5 mm)、普通角閃石(<0.2 mm)。

基質：淡褐色を呈し、脱ハリ作用によると思われる微細な結晶の集合体よりなる。

5.7 流紋岩溶結凝灰岩 3(R3)

命名：新称、須藤(1983)の RIII 及び仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)の流紋岩溶結凝灰岩 III (TK₃) とほぼ同じ。

模式地：秋田県田沢湖町秋田大白森北方の小沢。

分布：模式地及び曲崎山西方に狭小な分布を示す。

層厚：最大約 160 m.

層序関係：秋田大白森北方の小沢及び小和瀬川支流大沢の上流で R2 を覆う。分布及び地形から秋田大白森溶岩に覆われると判断される。曲崎山溶岩との直接の関係は不明であるが、地形から曲崎山溶岩の方が新しいと判断した。下に示す岩相は前に示した関東ノ沢層の一部とよく似ている。また両者の分布は連続している可能性もある。もし R3 が関東ノ沢層に対比されると、それより下の地層は中新世又はそれ以前の堆積物であることになるので、今後詳細な検討が必要である。

岩相：弱溶結の多斑晶凝灰岩及び非溶結の細粒凝灰岩の互層からなる(図版3-2)。秋田大白森北方の小沢では R2 の上位に、下位からピソライトを含む凝灰岩(0.2 m)、細粒凝灰岩(0.3 m)、多斑晶凝灰岩(3 m)、細粒凝灰岩(0.4 m)、多斑晶凝灰岩(>10 m)が水平に累重しているのが認められる。須藤(1983)はこれらの堆積物はそれぞれ小規模であり、また分布域が狭いので噴出口の近くに堆積した可能性があると指摘した。

岩石は変質しており、斑晶マフィック鉱物種は同定できない。細粒凝灰岩は斑晶として径 1 mm 以下の石英及び変質した長石を含む。

5.8 流紋岩溶結凝灰岩 4(R4)

命名：新称。須藤(1983)の RⅣ及び仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)の流紋岩溶結凝灰岩Ⅳ(TK₄)とはほぼ同じ。

模式地：秋田県田沢湖町倉沢山付近。

分布：模式地のほか秋田県の太平洋湖から榎森牧場にかけて、上桧木内、生保内、岩手県雫石町の橋場及び安代町の荒屋新町付近にかけて分布する。北村・尾西(1972)によれば岩手県の雫石町から岩手山北東方の大更にかけての地下にも分布する可能性がある。現在までに確認されている分布域は南北約 50 km、東西約 50 km の範囲である。

層厚：倉沢山付近で最大で約 700 m あり、他の分布域では約 300 m 以下である。

層序関係：分布が広範なため下位層は様々である。すなわち秋田県森吉山南東では先新第三紀の石英閃緑斑岩類(大沢・角, 1957)又は花崗閃緑岩(大口ほか, 1980)を、同じく榎森牧場付近では大又層、阿仁合層(大沢・角, 1957)、生保内南方で大沢層(大口・伊里, 1977)、岩手県雫石町橋場付近では山津田層及び男助層(早川・北村, 1957)などの新第三系をそれぞれ覆う。秋田県玉川上流域では、棚白沢で RA を覆い、小和瀬川流域では、分布及び地形から R1 及び R2 を覆うと考えられる。

R4 は秋田県の太平洋湖から榎森牧場にかけての地域で後述の D に覆われる。田沢湖町生保内南東方では、湖沼性堆積物である相内沢層(大口・伊里, 1977)に覆われる。荷葉岳南麓の馬形沢では R4 に相当すると考えられる田沢層(臼田ほか, 1985)が荷葉岳火山噴出物に覆われる。他の地域では、R4 は新期火山噴出物の崩落堆積物等に覆われ、直接溶岩に覆われることは少ない。

岩相：多斑晶流紋岩溶結凝灰岩からなる。基質は帯紫灰色を呈することが多く、軽石は白色—淡黄白色を示す。最下部の非溶結部は厚さが数 cm—約 2 m あるが、普通 0.5—1 m のことが多い。ビトロファイヤーゾーンは厚さ 0.5—5 m 程度で、露頭では黒色を呈する。ビトロファイヤーゾーンは秋田県の太平洋湖から榎森牧場、玉川上流域及び生保内(図版4-1)にかけての地域ではよく認められるが、岩手県雫石地域では認められない。溶結の程度は垂直方向にも変化するが、強溶結部は倉沢山付近の玉川上流域内の下部に限られ、他の分布域及び玉川上流域内でも中—上部では気相晶出が顕著な弱溶結を示すことが多い。これらの岩相の差は SMITH (1960b) が示した模式断面と調和的である。柱状節理は強溶結部では径約 0.5—1 m であるが、弱溶結部では約 1—3 m である。またしばしば厚さ約 1—2 m の板状節理が認められる(図版4-2)、溶結部の上位の非溶結部は未確認であり、削剥されたものと考えられる。

斑晶は石英、斜長石、斜方輝石及び普通角閃石である。まれに単斜輝石が認められるが、斑晶鉱物かどうかは定かでない。特に玉川温泉の西方の榎森付近には単斜輝石がよく認められる。この岩石は第 10 章に述べるように他の岩石と比べて斑晶量が少なく、またその粒径も小さい特徴を示す。

基質は鏡下では透明—淡褐色を示し、大部分の岩石ではよくつぶれたビトロクラスチック組織が認め

られる。また多くの試料中には珪長質鉱物の集合体からなる気相晶出相が認められる。非溶結部及びビトロファイヤーゾーンを除くと、大部分の岩石中のガラスは程度の差はあるが結晶化していることが多い。

秋田県田沢湖町小和瀬付近及び同じく田沢湖東方石神には、礫状の多斑品凝灰岩が同質の基質中に多量存在する露頭が認められる。石神のものについては白田ほか(1985)に記載がある。両地点とも、礫の淘汰及び円磨度は良くない。小和瀬の露頭中から礫14個及び基質から10個の試料を定方位で採取し、フラックスゲイト・マグネトメーターで磁化方位の正逆の別を測定した結果、すべて同じで逆帯磁であった。このことから小和瀬の堆積物は堆積時にもなお堆積物全体が高温であったと推定される。石神の堆積物は磁化の強度が弱く、小和瀬と同様の測定はできなかった。

岩石記載

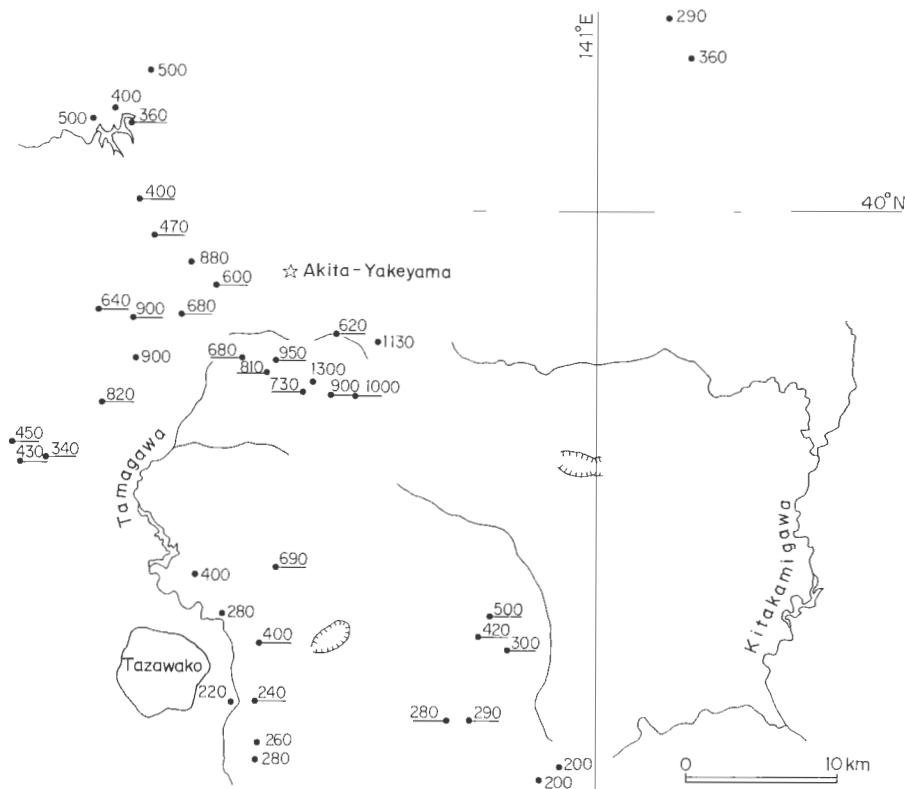
普通角閃石斜方輝石流紋岩溶結凝灰岩(TA4C)

産地：秋田県田沢湖町倉沢山東方滝ノ沢海拔 1,200 m.

斑晶：石英(<7.2 mm), 斜長石(<3.2 mm), 斜方輝石(<1.7 mm), 普通角閃石(<0.6 mm). 斜長石は反復累帯構造を示すが、dusy zoneは認められない。

基質：よくつぶれたビトロクラスチック組織を示し、少し脱ハリ作用を受けている。

地形：既に記した R3 以下の凝灰岩には堆積の原面を示す地形は保存されていないのに対し、R4 及び次に述べる D にはそれが残されている。



第5図 R4の分布高度。線のついたものはR4の基底面の高度、線のないものはR4の内部の高度をそれぞれ示す(単位 m)

Fig. 5 Altitude of R4 (m). With bar: base of R4, without bar: inner part of R4.

切峰面図によれば、秋田県の太平湖から榑森牧場にかけてはなだらかな平面地形が広がる(須藤, 1987の第8図)。この地形のうちR4の上位にDが分布しない部分はR4の堆積原面が保存されているものと考えられる。ただし溶結部より上の非溶結部が現存するかどうかは確認されていない。おそらく弱溶結部の上面が保存されているのであろう。また村岡・長谷(1980)が指摘したように秋田県倉沢山の北東方のR4分布域には北一北東に6°程度傾斜した平坦面が認められる(第4図参照)。この面もR4の弱溶結部の上面に相当するものであろうが、村岡・長谷(1980)は、この面の傾斜が大規模火砕流堆積物の原面としては急であることから、堆積後傾動したものと判断した。またこの平坦面は、比較的大きな沢である大深沢を越えたより北一北東方向には広がってはならず、ブロック化した構造運動を受けたものと考えられる。

分布域全体を通じたR4の基底面の高度を第5図に示す。分布域の中心部付近では約600m-1,000m、周辺部では約200m-400m程度の高度にR4の基底面が位置することがわかる。中心部付近では、金原・松永(1985)が示した玉川カルデラの北西縁を挟んだ両側でR4の基底面の高度は大差ない。このためR4は金原・松永(1985)の玉川カルデラの活動では変位していない、すなわちR4の噴出はこのカルデラ生成後に起こったものと判断される。

5.9 デイサイト溶結凝灰岩(D)

命名：須藤(1982a)。仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)のデイサイト溶結凝灰岩(TK_s)とほぼ同じ。

模式地：秋田県田沢湖町榑森牧場付近。

分布：秋田県花輪南方の熊沢川流域、太平湖周辺、榑森牧場付近、玉川流域の棚白森南西及び大深沢源流域、岩手県の沼宮内から盛岡にかけての北上川流域、松尾村の北ノ又川流域及び平石町の高倉山南方などに分布する。現在確認される分布域は南北約50km、東西約60kmの範囲である。

層厚：秋田県熊沢川上流域や榑森牧場付近及び岩手県北ノ又川流域では、分布域内での地形の起伏が激しく、層厚の見積りが困難であるが、おおむね100m程度の層厚を示すことが多い。岩手県藤七温泉付近で行われた試錐によれば、層厚は約200m程度である(安藤, 1986及び須藤, 1987)。岩手県北上川流域の低地で行われた試錐(第3図参照)によれば、最大層厚は56mである(橘, 1971)。

層序関係：R4同様広い分布を示すため下位層の時代は様々である。岩手県北上川以東では黒色粘板岩からなる古生層及びマサ化した花崗岩類(図版5-1)を覆う。他の分布域での下位層の大部分は中新統を主とする新第三系及びR4である。秋田県玉川支流大深沢上流域では、Dの下位に八瀬森溶岩(須藤, 1985a)(佐藤ほか(1981)の八瀬森火山角礫岩にほぼ相当)が位置するのが認められる。この溶岩は安山岩からなり、須藤(1985a)の新时期火山岩類前期噴出物に相当する。

岩手県北ノ又川中流域ではDの下位に急冷火山岩塊を多く含む堆積物が分布する。火山岩塊は露頭では黒色、薄片では褐色を呈するガラスがよく保存されている斜方輝石単斜輝石安山岩であり、基質は緑色を呈する砕屑物からなる。火山岩塊の化学組成はDのそれとは大きく異なる。この堆積物は水中火砕流堆積物である可能性がある。一方その直上のDは最下部にわずか4cm程度の非溶結部があるのみで、それより上は強溶結しており、陸上で堆積したと判断される。両者は新鮮なガラスを保存している点では似ているが、堆積時間には隔りがあると推定される。なお佐藤ほか(1981)はこの下位の堆積物を八瀬森火山角礫岩としたが、八瀬森付近に分布する溶岩との関連は確認されず、また両者の化学組成も異なるので、本報告ではこの北ノ又川中流域に分布するDの下位の火砕岩を八瀬森溶岩とは対比しない。

新时期火山岩類後期噴出物(須藤, 1985)はDより新しい噴出物であるが、Dを溶岩が直接覆う露頭は確認していない。分布及び地形からDを後期の噴出物の溶岩が覆うと考えられるのは、秋田県大深沢支流の障子倉沢及び仮戸沢、岩手県松尾村の北ノ又川支流の若旗沢及び諸岳岳西方などである。

岩手県北上川沿いの低地では試錐によりDの上位に河成堆積物が確認されており(橘, 1971)、さらに東方の北上山地の露頭ではDは岩手火山群噴出物などの降下火砕堆積物に覆われている(図版5-1)。

岩相：斑晶量があまり多くない(軽石の場合約10%)デイサイト溶結凝灰岩からなる。溶結部では軽石は黒色で、基質は灰黒色を呈し、非溶結部では軽石は白色、基質は灰色を呈する。最下部の非溶結部の厚さはおおむね1 m 以下で、所によっては4-5 cm 程度と薄いこともある。強溶結部には径1-2 m の柱状節理が発達することが多い。溶結部より上の非溶結部は岩手県松尾村の北ノ又川中流域などでわずかに認められるのみである。

岩手県北上川沿いの岩手川口南西方では、基盤となる成層水底堆積物とDとが垂直な境界面で接する露頭が認められる(図版5-2)。境界面から1-2 m はDの非溶結部であり、それより内側は強溶結となっている。

斑晶は斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び鉄鋳物である。しばしば石英を含むが、良形の白形結晶は認められず、また本質軽石中には認められないことから、石英は噴出時または流走中に取り込まれた捕獲結晶と判断される。

基質は淡褐色-濃褐色で、溶結部はよくつぶれたビトロクラスチック組織で特徴づけられる。

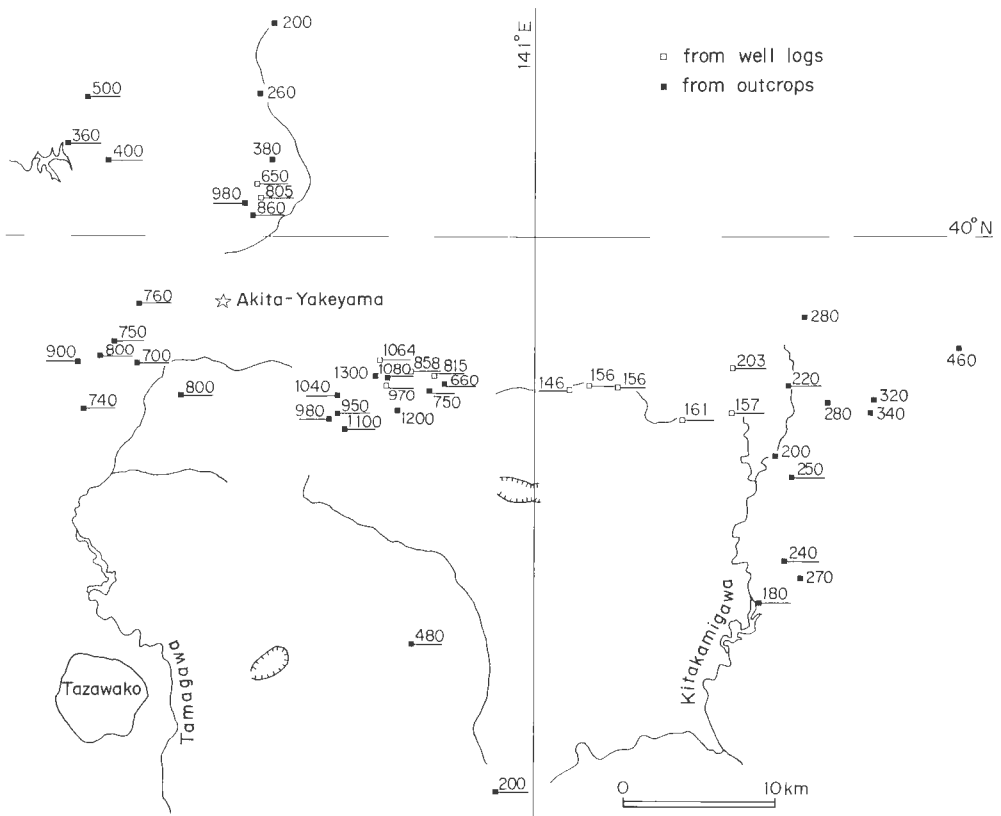
岩石記載

単斜輝石斜方輝石デイサイト、溶結凝灰岩中の軽石(1488)

産地：岩手県玉山村岩手川口南西方北上川沿い。

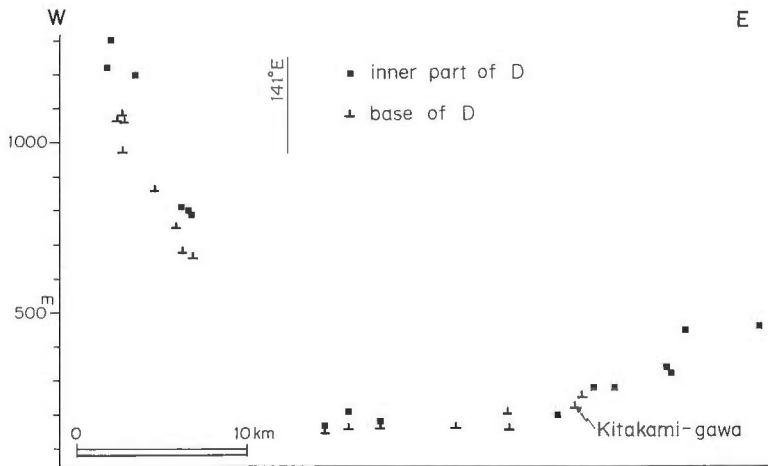
斑晶：斜長石(<2.7 mm)、斜方輝石(<2.3 mm)、単斜輝石(<0.8 mm)、鉄鋳物(<0.4 mm)。

石基：淡褐色ガラスからなる。ガラスは清澄であり、パーライト状割れ目が認められる。



第6図 Dの分布高度。線のついたものはDの基底面の高度、線のないものはDの内部の高度をそれぞれ示す(単位 m)

Fig. 6 Altitude of D (m). With bar: base of D, without bar: inner part of D.



第7図 北緯39°55'付近のDの分布高度。
Fig. 7 Altitude of D along about 39°55' N.

地形：R4同様Dの分布域内にはしばしば平坦面が認められ、それらは堆積の原面を示しているものと予想される。平坦面は秋田県柵森牧場付近、熊沢川上流大平、玉川左岸の棚白森南西方、玉川支流大深沢源流域などに認められる。

逆に秋田県大平北東方の熊沢川左岸域及び柵森牧場の南東方には周囲のDの分布域と比べて低所に、乱れた地形を示す堆積物が分布する。これらの地形はD堆積後の地すべりによるものと判断される。

Dの基底面の高度を第6図に示す。現在Dの分布が確認されている最高高度は、諸松岳東方の沢で、海拔約1,300 mである。基底面の高度は、八幡平から大深岳への県境の山岳地域で高く、1,000 m以上ある。他の地域では、秋田焼山北方の大平付近で980 m、秋田焼山の北西—西—南西方にかけては、約700—800 mである。仙岩地域周辺部ではDの基底面の高度は下がっており、特に秋田焼山北方の熊沢川流域及び岩手県北上川流域では低所にまで分布する。北上川流域では試錐により、Dの分布がよく把握されており(橘, 1971)、それらと地表の分布とから第7図の断面が描ける。それによれば、北上川流域で海拔約150 mまで減じたDの基底面の高度は、より東方の北上山地にかけては再び上昇している。北上川流域の低所におけるDの堆積面の上面の高度は、火砕流の運動停止直後には、北上山地のDの分布高度と同じ海拔約400—500 mに達し、その後溶結と割削により現在のような分布を示すに至った可能性を全く否定することはできない。しかしながら他の分布域でもDは地形面に沿って薄く分布する特徴を示しており、ここではMILLER and SMITH (1977)が示したように、Dは水平方向の運動力が大きかったために、進行方向にある地形的高所を駆け上がって分布したものとする。

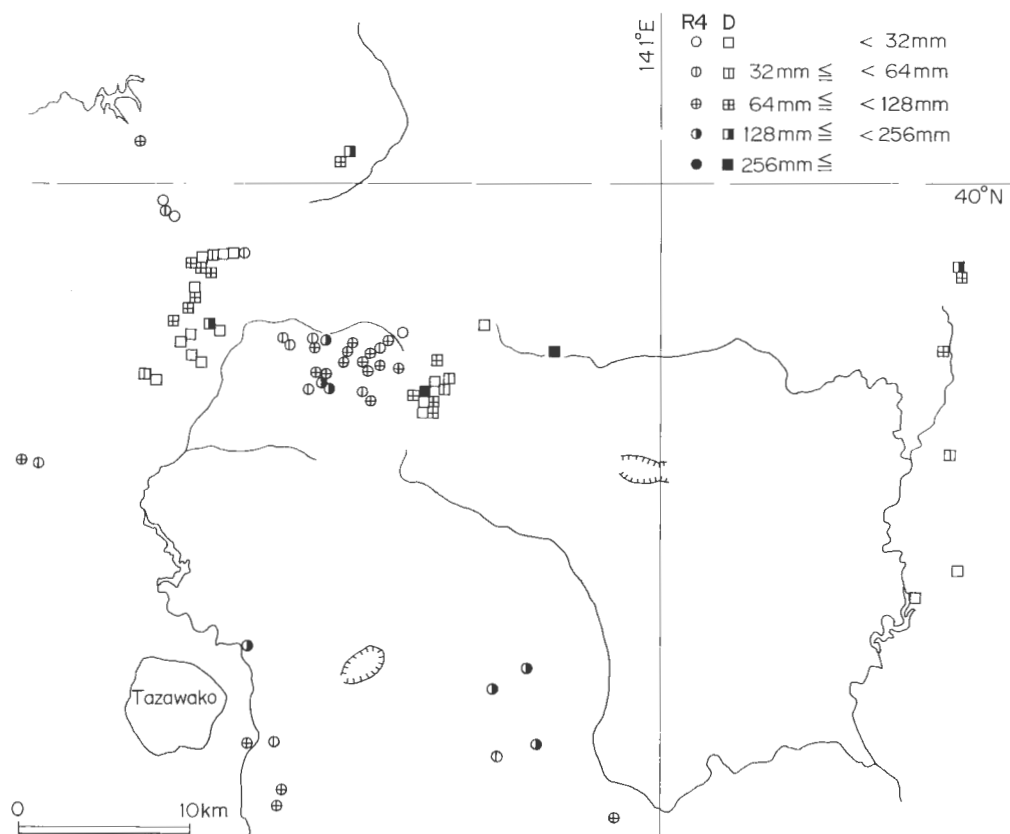
第7図の141°E以西、すなわち北ノ又川上流域から秋田、岩手県境にかけての地域では、Dの基盤及び堆積物の原面の傾斜は約6°—8°である。この傾斜は大規模火砕流堆積物としてはいく分急かもしれない。須藤(1987)に示されているように、県境の東側の試錐中のDの内部構造には急傾斜を示す部分が見られることがあり、またこの付近には南北方向の断層が存在して、県境の脊梁部が相対的に上昇している可能性がある。したがって第7図に示された急傾斜はD堆積後の変動によってもたらされた可能性もある。一方秋田焼山北方の大平から北にかけては、Dの分布高度は急に下がり、堆積物の基盤の傾斜が約15°、堆積物が薄いことから堆積物の堆積原面の現在の傾斜も同程度あると思われる。臼田ほか(1981)は大平の東にはほぼ南北方向の断層を記載した。この断層はDを切っており、後に示すDの年代から活断層であることになる。しかしながら活断層研究会(1980)には同地に断層は記されていない。したがって断定はできないが、ここでは現在認められる急傾斜はDの初生的な堆積の状態を反映しているものとする。

6. 軽石

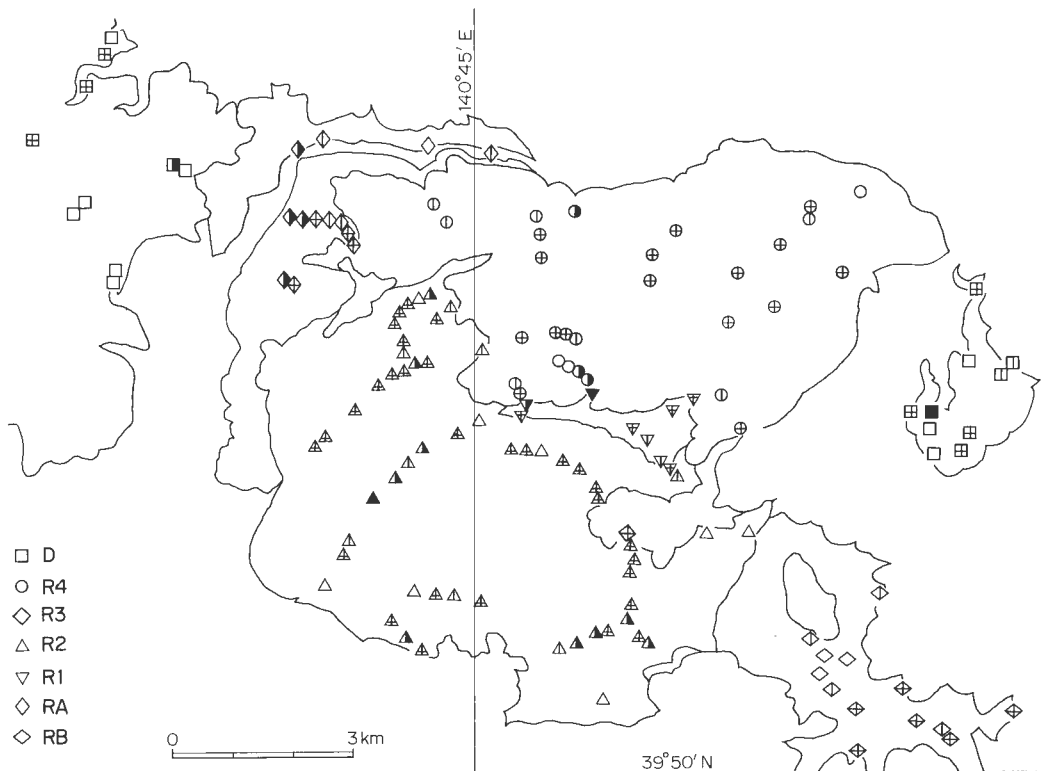
第4章に示したように、露頭で軽石の水平方向の径(以下粒径とする)及び垂直方向の径を測定した。第8,9図に、各露頭の1m×2mの範囲内で測定した最大粒径5個の軽石の平均値を示した。

6.1 軽石の粒径と分布

第5章に示したように、仙岩地域の広い範囲に分布するのは玉川溶結凝灰岩のR4とDのみである。両者の軽石の粒径と分布の位置との間には規則性があまり認められない。第16章に示すようにR4及びDの噴出地点を秋田焼山付近と予想するとわずかにDの場合のみ、予想噴出地点の近傍に著しく粒径が大きいものが認められる(第10図)。逆にR4, Dの両者とも、予想噴出地点の近傍でも著しく軽石の粒径が小さい場合が多い。また観察地点によっては軽石が肉眼では認められない場合もあった。これらの事実はKUNO *et al.* (1964)などが示した結果、すなわち堆積物中の軽石の粒径は噴出地点から少し離れた地点で極大となり、遠方に行くにしたがって小さくなる傾向とは異なる。これは、玉川溶結凝灰岩の場合、噴出年代が古いために遠方に達した堆積物がよく確認されず、火砕流流走の途中の部分までしか測定が行われていないためと考えられる。予想噴出地点の近傍でも軽石片が認められない部分があることについては、垂直方向の分級作用の影響などが考えられるが、6.2章に示すように、それを支持す



第8図 R4及びD中の軽石の粒径。各露頭で測定した最大粒径5個の軽石の粒径の平均値。
Fig. 8 Grain size of pumice in R4 and D. Average size of the largest 5 pumice clasts from each outcrop.



第9図 仙岩地熱地域中心部の各凝灰岩中の軽石の粒径. 表示方法は第8図と同じ.
 Fig. 9 Grain size of pumice in tuffs of the central part of the Sengan geothermal area. Grain size symbols are the same as those in Fig. 8.

る顕著な傾向は認められない.

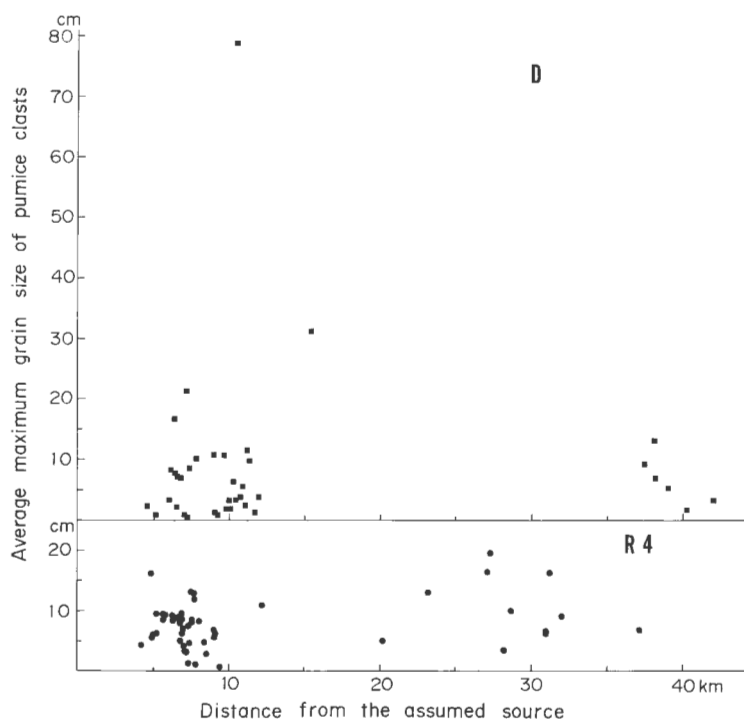
現在までに得られた各ユニットごとの軽石の最大粒径は D : 140 cm, R4 : 40 cm, R2 : 65 cm, R1 : 45 cm, RA : 40 cm, RB : 21 cm である. 径 1 m を超える大きな軽石は D のみで認められ, 流紋岩中にはまだ認められていない.

6.2 軽石の粒径の垂直方向の変化

仙岩地域中心部の高度差が比較的大きい調査ルートについて, 調査地点ごとの軽石の粒径を第11図に示した. なお調査ルート及び調査地点の位置は付図2に示した. 玉川溶結凝灰岩の D については適当な露頭が少なく, 垂直方向の変化は確認できなかった. R4 については OR の No. 6-9 (様ノ沢), YU (湯ノ又沢上流), OK (大倉沢) 及び SY (ソヤノ沢) 等で測定結果が得られたが, ルート OK でわずかにノーマルな級化の傾向が認められるのみで, 特に際立った変化は認められない.

古玉川溶結凝灰岩の R2 については, KB (カバ沢), KK (コカクラ沢), TK (タツノクチ沢), OS (大沢), KO (小和瀬一大沢林道) 及び OJ (大白森沢) 等で測定結果が得られたが, ここではルート KB で, 下半部のみ軽石が多く認められるという著しく偏った分布が認められるほかは, R4 同様大きな変化はない. ルート TS (棚白沢) では RA の軽石がよく認められ, ここでは全体としてノーマルな級化の傾向がある.

火砕流堆積物中の軽石の粒径については, 逆の級化を示す場合及び級化を示さない場合と様々であることが既に報告されている (SMITH, 1960a; SPARKS, 1976). 今回の測定結果によれば, いずれのユニッ



第10図 予想噴出口からの距離と R4 及び D 中の軽石の粒径。
 Fig. 10 Average maximum grain size of pumice clasts in R4 and D plotted against distance from the assumed source.

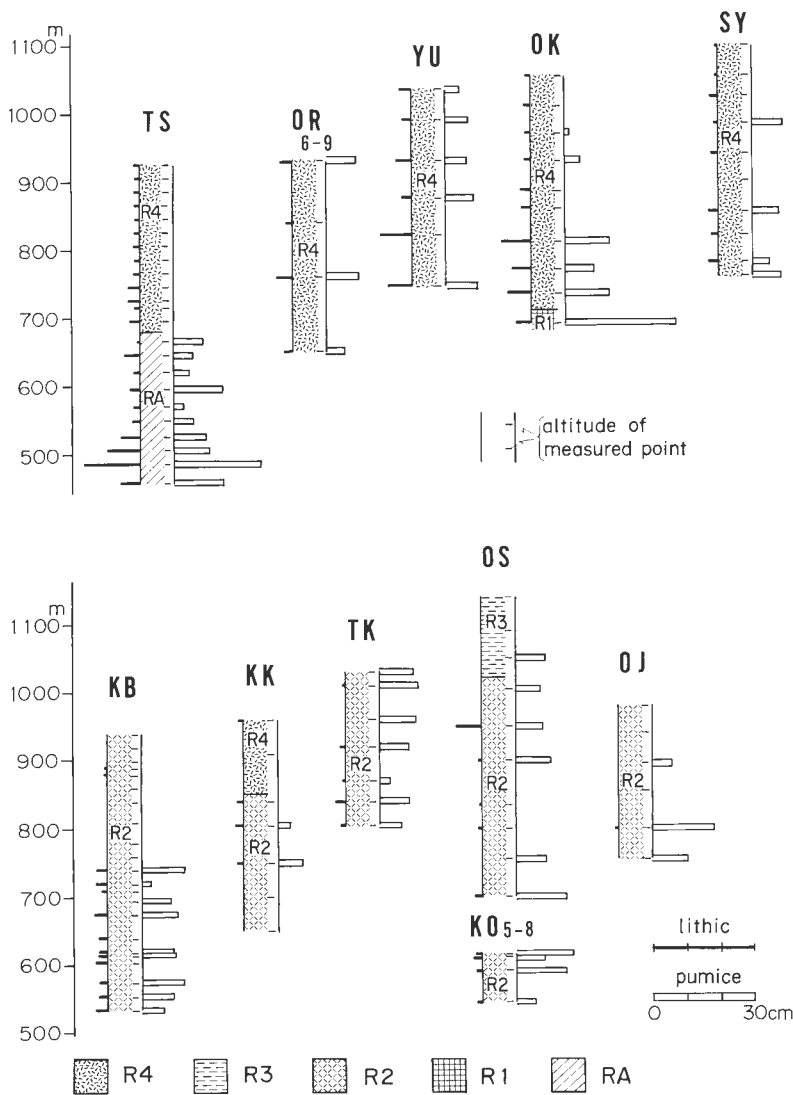
とも際立った級化の傾向を示さない。これは各堆積物が火砕流流走の乱流の過程を長く経ていない、すなわち噴出口に近いことが原因の1つと考えられる。また各ユニットが多くのフローユニットからなっている場合には、フローユニットごとの軽石量がかかなり均質であったことになる。例外はルート KB の R2 であり、このルートの上半部の岩石は R2 の他の部分の岩石と異なるものかもしれない。

6.3 軽石の扁平化の程度

軽石の扁平化の程度は、軽石の発泡の程度、粘性、荷重、温度などの要因により変化することが予想され、各ユニットの識別や堆積物中に占める位置を推定できる可能性があるため、本研究でも野外で軽石の水平方向の径と垂直方向の径から扁平化の程度を求める作業を行った。

名ユニットごとの軽石の水平方向の径/垂直方向の径、すなわち PETERSON (1979) の apparent flatness (Fa) の全測定例を各ユニットごとに第12図に示す。この図から D は他のユニットに比べて層厚が薄いにもかかわらずよく扁平化した軽石が多いことがわかる。これは既に SMITH (1960a) が示したように、軽石の扁平化の主たる要因が荷重ではないことを示していると考えられる。軽石の扁平化は発泡した穴がつぶれることによって生じる現象であり、ROSS and SMITH (1961) は、Fa が20以上の場合、また RAGAN and SHERIDAN (1972) は同じく25以上の場合、単純につぶれただけでは説明できないと指摘した。玉川溶結凝灰岩の D の場合は、大深沢支流関東ノ沢流域で Fa が25を超えることがあり、そこでは小野・渡辺(1974)が示したような二次流動が生じたものと考えられる。しかしながら他の地域の D にはそのような流動を示す別な証拠はない。

一方 R4, R3, R2, R1, RA 及び RB については Fa は小さいことが多い。R4 はその大部分に気相品出の証拠が認められるので扁平化の程度が小さいことは調和的であるが、R2, R1, RA 及び RB は緻密

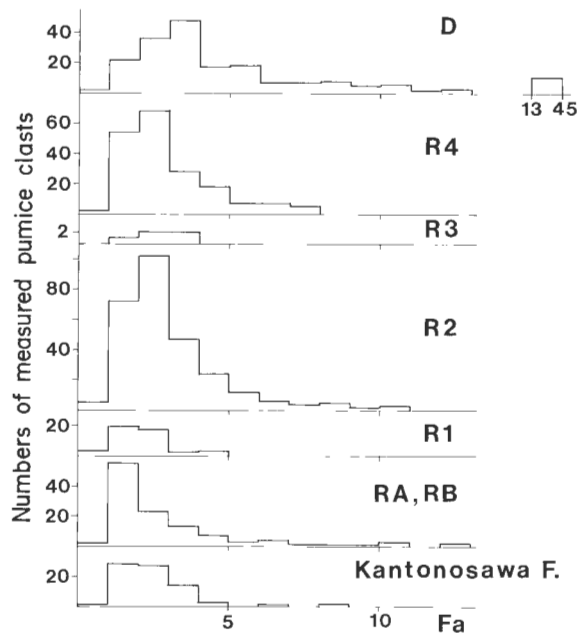


第11図 仙岩地域中心部の調査ルートでの各凝灰岩中の軽石及び岩片の粒径。TS：棚白沢，OR₆₋₉：様ノ沢，YU：湯ノ又沢上流，OK：大倉沢，SY：ソヤノ沢，KB：カバ沢，KK：コカクラ沢，TK：タツノクチ沢，OS：大沢，KO₅₋₈：小和瀬・大沢林道，OJ：大白森沢。位置は付図2参照。

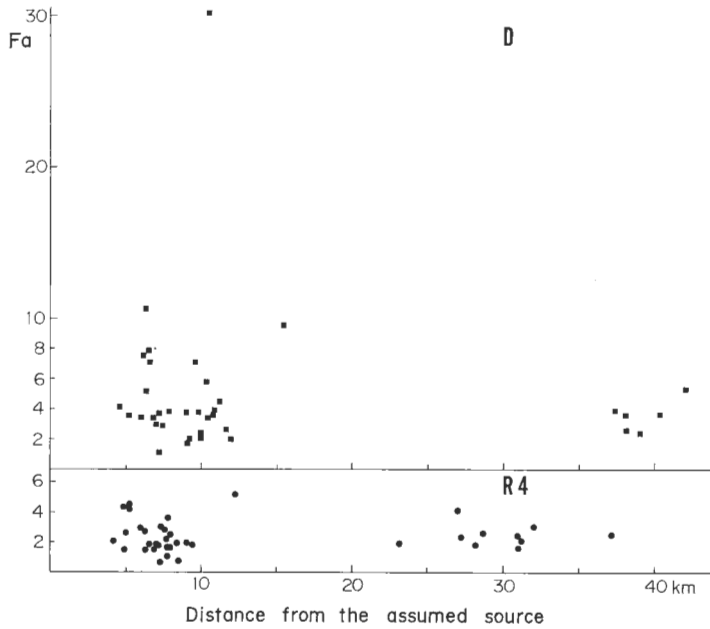
Fig. 11 Average maximum grain size of pumice and lithic clasts in tuffs from the central part of the Sengan area. Localities of surveyed route are shown in attached fig. 2.

であるにもかかわらず軽石の扁平化の程度が小さい。参考のためにほとんど非溶結の凝灰岩からなる関東ノ沢層中の軽石の値も第12図に示した。古い堆積物の場合は続成作用により、非溶結であっても軽石は扁平化し、Faが1以下であることはまれで、おおむね1-3の値を示す。この値は上記のR2—RBの値と大差ない。このためR2—RB中の軽石のFaが小さいことについては、そもそも噴出時に軽石の発泡の程度が弱かった、あるいは溶結の程度は弱く、岩石が緻密であるのは続成作用や変質作用による充填などによるなどの説明が必要となる。

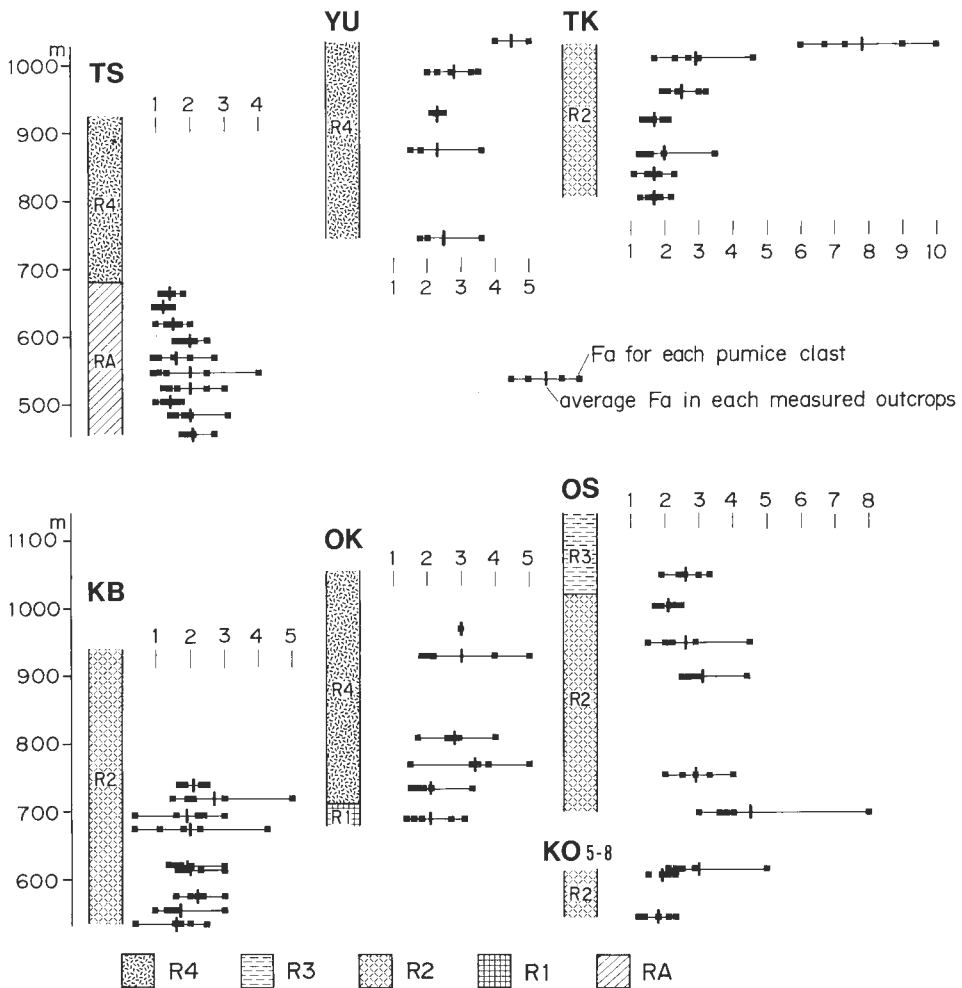
R4及びD中の軽石の扁平化の程度と後述する予想噴出地点からの距離の相関を第13図に示す。R4



第12図 各凝灰岩中の軽石の扁平化の程度の頻度図。Fa=水平方向の径/垂直方向の径。
 Fig. 12 Frequency diagram of Fa of pumice clasts in each tuff. Fa=length/height (Apparent flatness of PETERSON, 1979)



第13図 予想噴出口からの距離とR4及びD中の軽石の扁平化の程度。
 Fig. 13 Fa of pumice clasts in R4 and D plotted against the distance from the assumed source.



第14図 仙岩地域中心部の調査ルートでの各凝灰岩中の軽石のFa値。TS：棚白沢，YU：湯ノ又沢上流，TK：タツノクチ沢，KB：カバ沢，OK：大倉沢，OS：大沢，KO₅₋₈：小和瀬一大沢林道。位置は付図2参照。

Fig. 14 Fa of pumice clasts in tuffs from the central part of the Sengan area. Localities of surveyed routes are shown in attached fig. 2.

は噴出口付近でもFaが小さいため、距離とFaとの相関は顕著でない。Dは10km付近で著しく大きいFaを示す地点があるほか、噴出口近傍ではFa値が大きい地点が多く、遠方ではそれが少ない。しかしながら噴出口近傍でもFaが小さい地点もあり、ここではFa値が著しく大きい地点は噴出口の近傍に限られているとのみ結論しておく。

既にPETERSON (1979)は米国アリゾナ州に分布する最大層厚600mの溶結凝灰岩中の軽石の扁平化について詳細な研究を行い、1露頭から約40個以上の軽石について扁平化の程度を測定すると、その値は堆積物の基底面からの高度とよく相関することを示した。

本研究では第4章に示したように、1露頭での測定軽石数は最大5個であり、PETERSON (1979)が掲げた条件を満たさない。ここでは各軽石粒の、各地点ごとのFaの単純算術平均値のみを求め第14図に示した。図中R4については上方ほど扁平化の程度が小さくなる傾向は認められない。R2についても同様であり、逆にルートTK(タツノクチ沢)では上部で扁平化の程度が著しく大きくなる点がある。

RAについては1ルートのみでの測定結果しか得られていないが、ここでは上部程扁平化の程度が小さくなる傾向がわずかに認められる。しかしながらFa値はわずかに2から1程度であり、PETERSON (1979)が示した値と比べて著しく小さい。

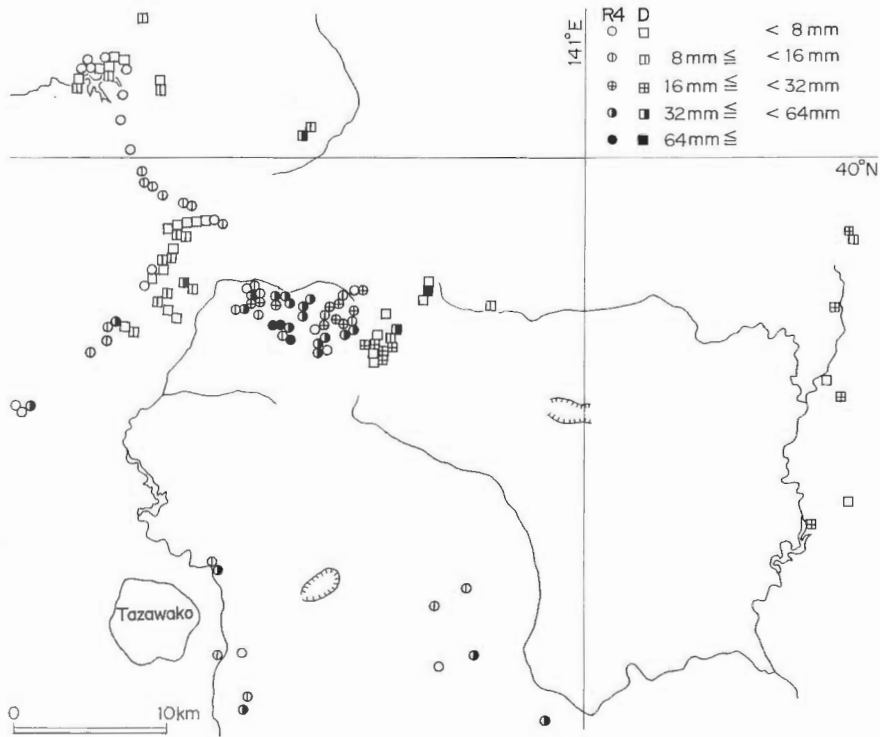
以上の結果から、仙岩地熱地域中心部に分布する(Dを除く)玉川及び古玉川溶結凝灰岩については、軽石の扁平化の程度は全体に小さく、またその垂直方向の変化量は著しく少ないと結論される。

7. 岩 片

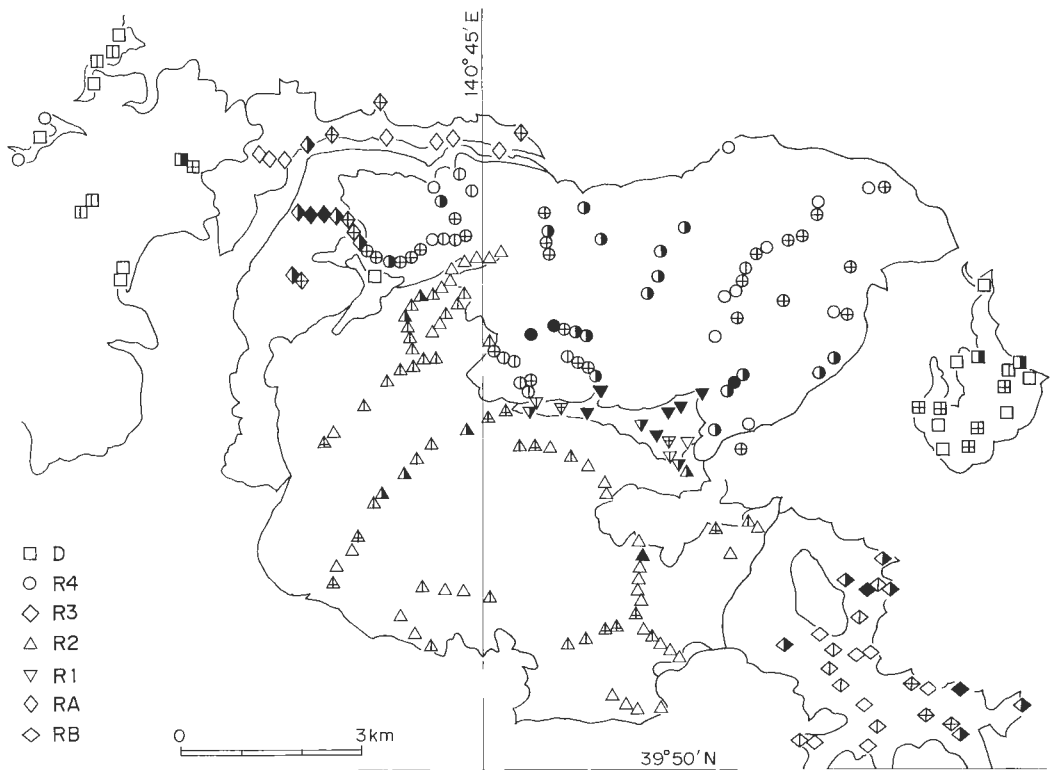
火砕流堆積物中の岩片の量や粒径は、噴出源からの距離や堆積物基底からの高度によって変化することが知られており、本研究でも第4章に示した要領で露頭面1m×2mの範囲から最大粒径10個の岩片の径を測定した。また異質岩片の岩質から基盤の地質を推定できる可能性があるため、可能な限り肉眼観察により岩質を判断した。

7.1 岩片の粒径と分布

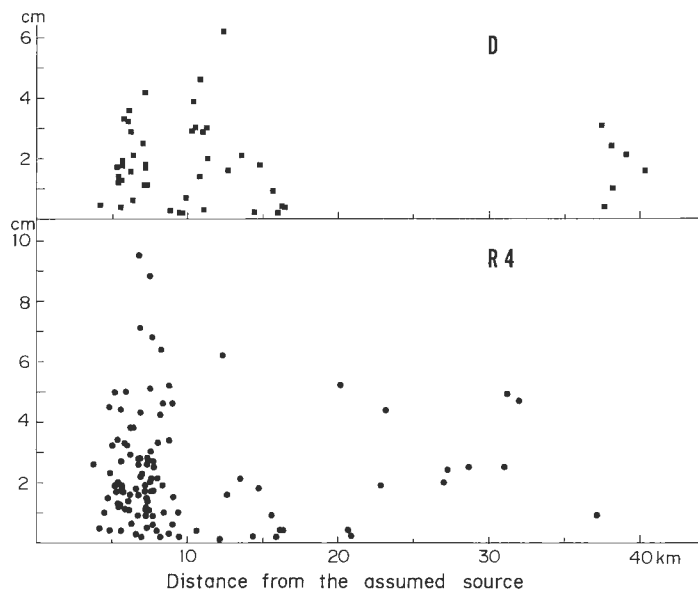
各観察地点で測定した最大粒径10個の岩片の粒径の平均値を第15, 16図に示す。玉川溶結凝灰岩のDとR4では分布域の中心部で礫径が大きい傾向が認められる。第17図には予想噴出地点からの距離と礫径の相関を示した。D及びR4とも噴出地の近傍では礫径が大きい地点が認められ、遠方では礫径は小さい。この傾向はKUNO *et al.* (1964)などが示した傾向と同じであるが、D及びR4とも、予想噴出地



第15図 R4及びD中の岩片の粒径. 各露頭で測定した最大粒径10個の岩片の粒径の平均値。
Fig. 15 Grain size of lithic fragments in R4 and D. Average size of the largest 10 fragments from each outcrop.



第16図 仙岩地域中心部の各凝灰岩中の岩片の粒径. 表示方法は第15図と同じ.
 Fig. 16 Grain size of lithic fragments in tuffs of the central part of the Sengan area. Grain size symbols are the same as those in Fig. 15.



第17図 予想噴出口からの距離とR4及びD中の岩片の粒径.
 Fig. 17 Average maximum grain size of lithic fragments in R4 and D plotted against distance from the assumed source.

点の近傍であっても著しく礫径の小さい地点も多く認められる。R4については、噴出口から遠い地点では、基底面の直上では粒径が大きいことが確かめられている。Dについては各観察地点の基底面からの高度がすべての点で明確とは限らなかったため、そのような傾向は確認されなかった。

また WALKER (1985) によってまとめられたような噴出口近傍で特に異常に大きな礫が濃集した堆積物は、D 及び R4 については認められなかった。

7.2 岩片の粒径の垂直方向の変化

軽石の場合と同様に、仙岩地域中心部の代表的な調査ルートでの岩片の粒径の垂直方向の変化を第11図に示す。

前に示したように玉川溶結凝灰岩のDでは、条件の良いルートが確保されなかったため礫径の垂直方向の変化はよく確認できなかった。秋田焼山南西方の楠森牧場ではDの中に粒径の大きい岩片が濃集したレンズ状の部分が認められた(図版6-1)。これはあるフローユニットの最下部に相当すると判断されるが、このような礫の濃集部は他の地点では認められなかった。

R4については第11図のTS(棚白沢), OR₆g(様ノ沢), YU(湯ノ又沢上流), OK(大倉沢)及びSY(ソヤノ沢)等々に示したように、わずかに下部程礫径が大きい傾向が認められる場合もある。秋田県の生保内や岩手県の雫石などでの観察によれば、礫径が大きいのは基底直上の最下部のみである場合があり、測定点の間隔が粗い場合はこれが認められないことがある。

古玉川溶結凝灰岩のR2については、基底部が露出していないことが多く、各ルートとも礫径の垂直方向の変化は特に認められなかった。ルートKB(カバ沢)については、R2の上半部では軽石の粒径と全く同様に著しく礫径が小さく、これは別のユニットとして細分されるべきものかもしれない。

R1は第5章に示したように巨礫を多く含むことで特徴づけられるユニットである。しかしながら今回は露頭で1m×2mという狭い範囲を設定して礫径を測定したため、R1中の礫径が著しく大きい傾向が数字には示されなかった。このような露頭では礫径の測定方法を別に考える必要がある。

RAは第4章に示したように、新鳩ノ湯温泉付近では地下深部にまで連続して分布すると予想されている。それに近いルートTS(棚白沢)ではRAの礫径は下部ほど大きくなっている。したがってルートTSの最下部付近はRAのあるフローユニットの下部を示しているものかもしれない。

7.3 岩片の種類

玉川及び古玉川溶結凝灰岩中の各ユニットごとの岩片の種類及びその量比を第3表に示す。岩片は主に溶岩、凝灰岩、砂岩、シルト岩及び泥岩からなる。これらの岩石は、仙岩地域に広く分布する新第三系の主要な構成要素である(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985など)。

第3表 玉川及び古玉川溶結凝灰岩中の岩片の種類別量比。()内は%
Table 3 Numbers and percentages of the lithic fragments in the Tamagawa and the Old-Tamagawa Welded Tuffs.

	lava	tuff	sandstone	siltstone	mudstone	welded tuff	granite	chert	un-classified	total
D	112(27)	129(32)	63(15)	52(13)	7(2)	8(2)	2(0)	0	36(9)	409(100)
R4	344(37)	154(17)	197(21)	26(3)	73(8)	3(0)	2(0)	2(0)	132(14)	933(100)
Tamagawa Welded Tuffs	456(34)	283(21)	260(19)	78(6)	80(6)	11(1)	4(0)	2(0)	168(13)	1,342(100)
R3	2(20)	5(50)	0	0	1(10)	0	0	0	2(20)	10(100)
R2	188(39)	112(23)	40(8)	52(11)	55(11)	1(0)	1(0)	7(1)	34(7)	490(100)
R1	71(56)	15(12)	11(9)	2(2)	10(8)	9(7)	0	0	7(6)	125(100)
RA, RB	96(29)	32(10)	19(2)	22(8)	56(18)	0	3(1)	0	109(32)	337(100)
Old Tamagawa Welded Tuffs	357(37)	164(17)	70(7)	76(8)	122(13)	10(1)	4(0)	7(1)	152(16)	962(100)

仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)にまとめられているように、仙岩地熱地域の周辺部に分布する先新第三系は主として砂岩・粘板岩・チャートなどの堆積岩、超塩基性岩類及び花崗岩類からなる。このうちチャートは仙岩地域南部の雫石西方に分布する著しく珪化変質を受けた新第三系のシルト岩などと見分けが付きにくい。また仙岩地域周辺部には新第三紀花崗岩類も分布しており(仙岩地熱地域地質図編集グループ、1985など)、これは先新第三系の岩石とは肉眼では見分けにくい。このため第3表に示した花崗岩類及びチャートがすべて先新第三系の岩石かどうかは確かでない。岩質の明らかな岩片に限れば、玉川溶結凝灰岩の99%以上、古玉川溶結凝灰岩でも98%以上は新第三系に由来するものである。さらに関東ノ沢層中に片岩の礫がみられるように、新第三系中には先新第三系の岩片が含まれていることもある。岩質が未確定な岩片もあるので、真の量比は必ずしも明らかではないが、それらを含めても、玉川及び古玉川溶結凝灰岩中の岩片の大部分は先新第三系に由来するものではなく、ごく浅い部分の岩石からなることは確実である。

火砕流堆積物中の岩片には、マグマ留り中に取り込まれたもの、噴出時に火道中に取り込まれたもの及び流走中に取り込まれた地表の岩石などが含まれている(阪口・宇井、1983)。いずれにせよ本研究では凝灰岩中の先新第三系基盤岩の取り込みは非常に少ないことが明らかになったので、以下の3つのモデルが考えられる。すなわち①凝灰岩をもたらしたマグマ留りの頂部の深度が十分に浅かった、②マグマ留りは深所にあっても、火道が狭く、先新第三系は少量しか取り込まれなかった、及び③先新第三系の取り込みは噴火開始時には比較的多かったが、その堆積物は現在確認されず、きれいになった火道を通じた火砕流堆積物のみを確認している。これらのいずれが真の原因であるかは岩片の調査だけでは判断できないので今後さらに検討を進める必要がある。

8. 節 理

第5章に記したように、玉川溶結凝灰岩のDには径1-2mの、またR4には径1-3mの粗い柱状節理が多く認められる(図版6-2)。古玉川溶結凝灰岩のR2では、それらよりやや細い径0.5-1mの柱状節理がよく認められる。

D及びR4では、基底付近の非溶結部の上に柱状節理が認められ、これらの節理が下から冷却したことによって生成したものと推定される。堆積物の上面からの冷却によって生成したことが明らかな柱状節理はまだ確認されていない。

R4ではしばしば垂直な、厚さ1-2mの板状節理が認められる。これは露頭を遠望した時に独特の縞状の模様となって見える(図版4-2)。

古玉川溶結凝灰岩のR1、RA及びRBには顕著な冷却節理は認められない。これは現在地表に露出している部分には節理ができなかった、あるいはこれらのユニットにはそもそも冷却節理ができなかったためと考えられる。これらの各ユニットの軽石の扁平化の程度が小さいことなどからは後者の可能性が大きいと判断される。

9. 密度及び有効間隙率

火砕流堆積物の密度及び有効間隙率は溶結の程度の指標となるので、物理探査技術協会(1962)の方法により岩石の比重を測定し、密度及び有効間隙率を算出した。試料は直径、高さとも約2.5cmの円筒状に整形したものをを用いた。試料は1露頭から2-3個選定し測定した。同一露頭より得た試料間の値のバラつきは有効間隙率の大きい試料では大きい、そうでないものについてはおおむね良い一致を示した。

9.1 各ユニットごとの密度及び有効間隙率

各ユニットごとの密度及び有効間隙率の平均を第4表に、また有効間隙率の頻度分布を第18図に示

す。ユニット内での分布位置及び垂直方向の変化は次に示すが、測定試料全体の平均値及び頻度分布については各ユニット間に明瞭な差が認められる。すなわち溶結凝灰岩の中ではD及びR4は有効間隙率の値の幅が広く、R2, R1, RA及びRBではそれぞれが小さい。特にDの中には有効間隙率が著しく大きい岩石が認められる。流紋岩の中ではR4では有効間隙率が10%より大きい試料が多いのに対し、R2, R1, RA及びRBでは10%より小さいものが多い。軽石の項で示したように、軽石の扁平化の程度は、むしろDでは大きく、R2では小さい。したがってユニット間の軽石の扁平化の程度と現在の岩石の密度との間には正の相関がない。すなわち軽石の扁平化に対する圧密の及ぼす影響は小さかった(SMITH, 1960a)ものと考えられる。

9.2 R4及びDの密度及び有効間隙率と分布

R4及びDの有効間隙率の分布を第19図に示す。R4では予想噴出地点付近では有効間隙率は一般に小さく、遠方の生保内及び雫石付近では大きい。Dでは予想噴出地点付近でもやや有効間隙率のバラつきがあり、遠方の北上川流域の低地では有効間隙率は大きい。両者とも遠方に達した堆積物は有効間隙率が大きく、これは火砕流流走の過程で全体の粘性が変化したことを反映しているものと推定される。

9.3 密度及び有効間隙率の垂直方向の変化

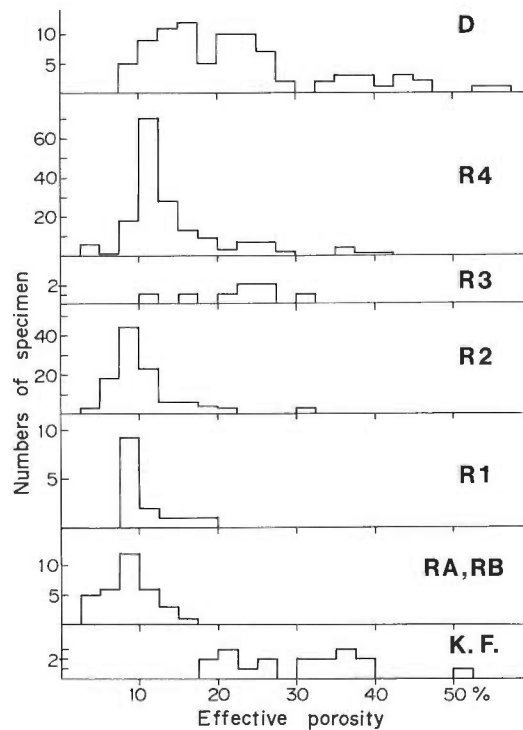
仙岩地域中心部の代表的調査ルートにおける有効間隙率を第20図に示す。図に示した範囲内では、標高差が4-500mあっても同じユニット内では有効間隙率はあまり変化しないことが明らかである。PETERSON (1979)は、溶結凝灰岩中では、上方に行くにしたがって軽石の扁平化の程度と岩石の密度が共に小さくなる例を示した。本研究ではそのような傾向は認められず、またR4やR2では層厚は十分厚いにもかかわらず軽石の扁平化の程度はPETERSON (1979)が示した値よりはるかに小さい。その原因はR4については気相晶出相が著しく発達していることからわかるように全体の溶結度が弱いこと、R2, R1, RA及びRBの密度が大きいことについては続成作用及び変質作用による空隙の充填がそれぞれ影響しているものと考えられる。

第4表 玉川及び古玉川溶結凝灰岩の各ユニットの密度及び有効間隙率の平均値。

Table 4 Average density and porosity of the Tamagawa and the Old-Tamagawa Welded Tuffs.

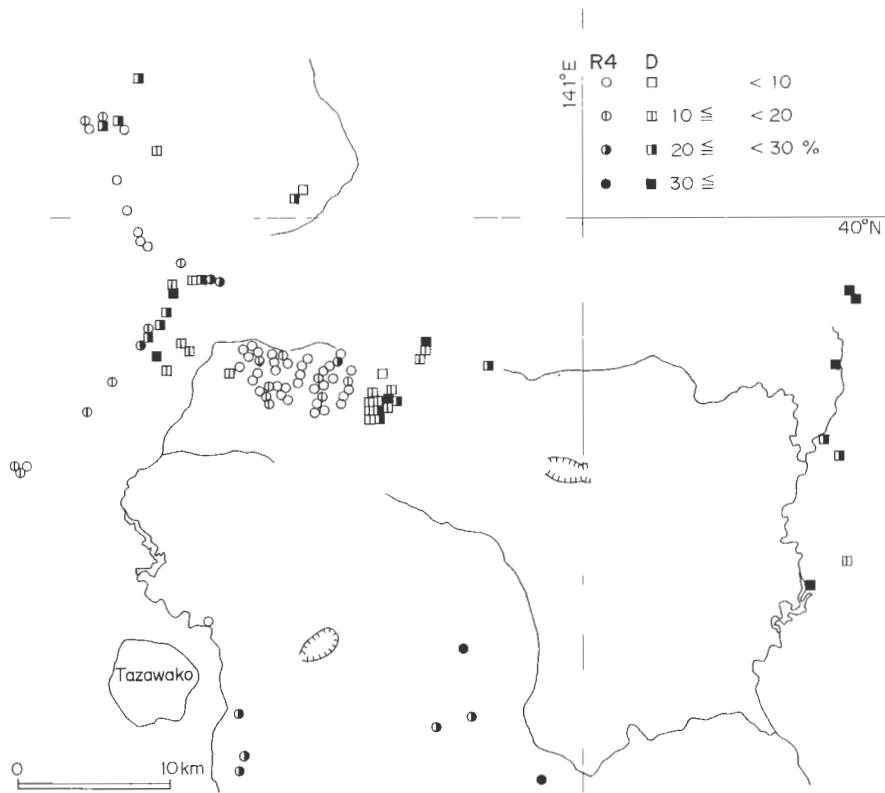
	nos. of specimen	ρ dry (g/cm ³)	ρ wet (g/cm ³)	effective porosity (%)
D	86	1.96	2.19	22.5
R4	150	2.34	2.44	10.7
R3	8	1.99	2.22	23.2
R2	112	2.39	2.46	7.9
R1	16	2.39	2.50	7.7
RA	12	2.34	2.45	11.0
K.F.	26	1.86	2.13	27.8

K.F.: Kantonosawa Formation.



第18図 玉川及び古玉川溶結凝灰岩の各ユニットの有効間隙率の頻度図。K.F.: 関東ノ沢層。

Fig. 18 Frequency diagram of effective porosity of tuffs from the Tamagawa and the Old-Tamagawa Welded Tuffs. K.F.: Kantonosawa Formation.

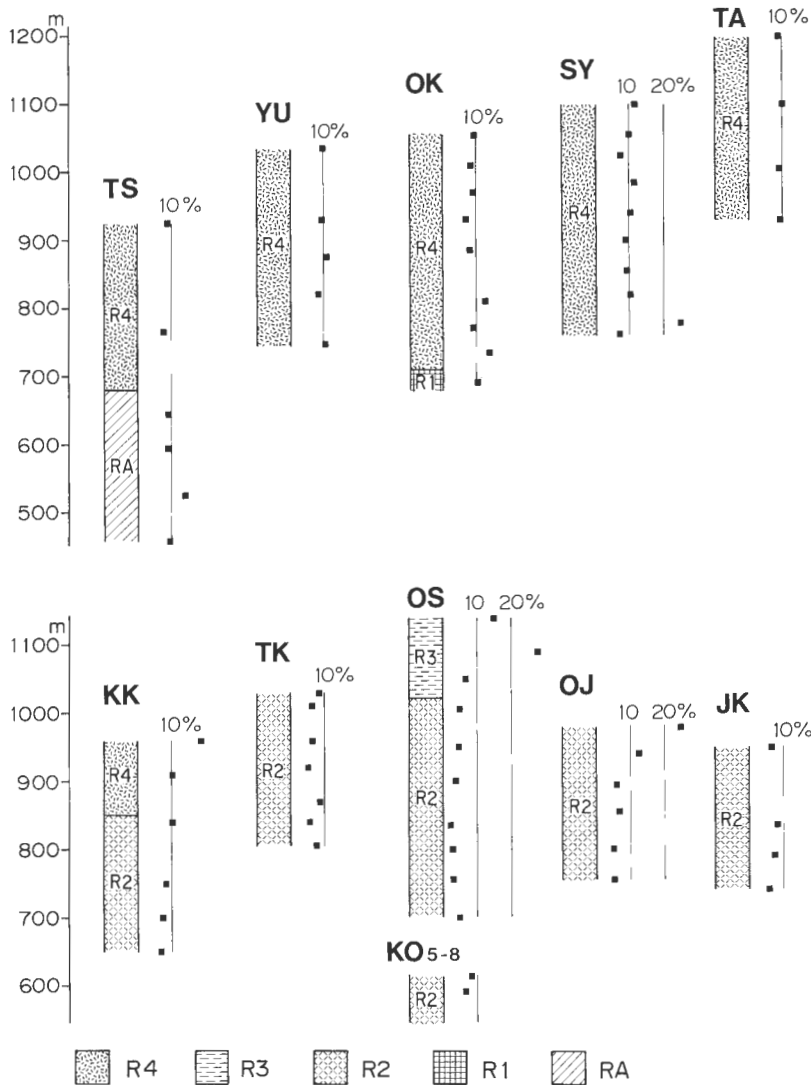


第19図 R4及びDの有効間隙率分布図。
 Fig. 19 Effective porosity distribution of tuffs of R4 and D.

第5表 各ユニット中の斑晶のモード及び粒径。
 Table 5 Average modal composition of phenocryst (%) and the size of phenocryst (mm²)*.

			modal composition				size of phenocryst	
	nos. of locality	nos. of thin section	plagioclase (%)	quartz (%)	mafic minerals (%)	total (%)	plagioclase (mm ²)	quartz (mm ²)
D	52	128				15.0		
D (pumice)	10	10				10.4		
R4	29	80	20.1	18.2	0.6	38.9	4.20	6.69
R4 (pumice)	3	4	22.5	12.7	0.2	35.4	5.64	5.41
R3	1	3	19.1	14.8	0.2	34.1	2.92	4.59
R2	26	72	20.0	18.4	0.3	38.8	2.61	4.82
R2 (pumice)	5	5	18.1	15.6	0.0	33.7	3.22	5.96
R1	6	18	24.5	20.9	0.3	45.7	5.02	7.34
RA	5	10	21.4	24.3	0.2	45.9	4.06	7.42
RA (pumice)	4	4	18.5	23.3	0.6	42.4	4.70	8.96

* Average area of the largest 10 crystals in each thin sections.



第20図 仙岩地域中心部の調査ルートでの各凝灰岩の有効間隙率。TS：棚白沢，YU：湯ノ又沢上流，OK：大倉沢，SY：ソヤノ沢，TA：滝ノ沢，KK：コカクラ沢，TK：タツノクチ沢，OS：大沢，KO₅₋₇：小和瀬—大沢林道，OJ：大白森沢，JK：蛇ノ木沢。位置は付図2参照。

Fig. 20 Effective porosity of tuffs from the central part of the Sengan area. Localities of surveyed routes are shown in attached fig. 2.

10. 斑晶のモード及び粒径

第4章に示した要領で斑晶のモード及び粒径を求めた。斑晶量の少ない溶結凝灰岩のモード測定に際して、LIPMAN (1967)は薄片による測定では良好な値が得られないとして重量法を用いたが、本研究では斑晶量が少ないDでも平均約15%あり、またR4—RBではそれより多いので薄片を用いて測定した。ただし逆にR4—RBでは斑晶の粒径の大きなものがあり、R4では長径13.7mmの石英粒が1個で薄片全体の20%を占める例がみられた。このため同一地点から薄片3枚を作製して測定して、できるだけ意義のある値を得るようにした。以下に示す斑晶のモード及び粒径は薄片1枚ごとに求めた値を平均したものである。

10.1 各ユニットの斑晶のモード及び粒径

玉川溶結凝灰岩では、デイサイト中の斑晶は流紋岩中のもの比べて量が少なく、またその粒径も小さいことは既に報告されている(須藤・玉生, 1978). 今回は新たに設定した層序区分により、多斑晶流紋岩の各ユニット間の比較を試みた.

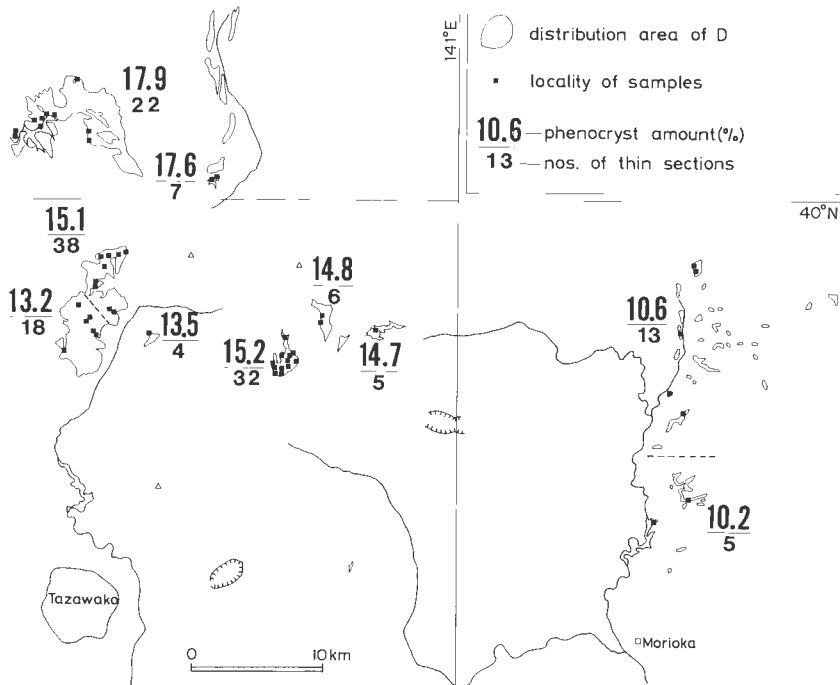
各ユニットの斑晶のモード及び粒径を第5表に示す. 流紋岩凝灰岩の基質の総斑晶量は各ユニットの平均値で約34%–46%であり、特にR1及びRAの値は大きい. R4とR2の総斑晶量はほぼ同じであるが、斑晶の粒径は大きく異なる. すなわち斜長石、石英ともR4中のものはR2中のもの比べてはるかに大きい. R4とR2は斑晶の粒径によっても明瞭に区分される. R3については測定試料数が少ないので断定できないが、斑晶の粒径に関してはR2の値と似ている.

10.2 基質と軽石の斑晶のモード及び粒径比較

火砕流堆積物中の基質と軽石の斑晶量の差については既にLIPMAN (1967)の詳細で定量的な報告がある. すなわち火砕流噴出時に、細粒な火山ガラス等は大気中に飛散しやすく、より粗粒な斑晶はマグマ内での斑晶量比を保持している軽石中よりも基質中により濃集する. さらに火砕流流走の過程では斑晶は礫同様重い構成物質であるので選択的に堆積し、流走物質中に占める割合は次第に少なくなる.

本研究で用いたモード測定用の軽石の薄片は枚数が少なく、また軽石は基質に比べてより変質していることが多かったために良好な結果は得られなかったが、一部を除くとD, R4, R2, RAとも基質中の斑晶量の方が軽石中のものより多い.

また斑晶の粒径を比較すると、R4中の石英を除くと、いずれの場合も基質中の斑晶の径は軽石中のものと比べて小さい. これはROSS and SMITH (1961)及びLIPMAN (1967)に示されているように、噴出時及び火砕流流走時に、軽石中の斑晶は破壊をまぬがれたのに対して、基質中の斑晶はより多く破壊作用を受けた結果と考えられる.



第21図 Dの各分布ブロックごとの基質の斑晶量比の平均値分布.

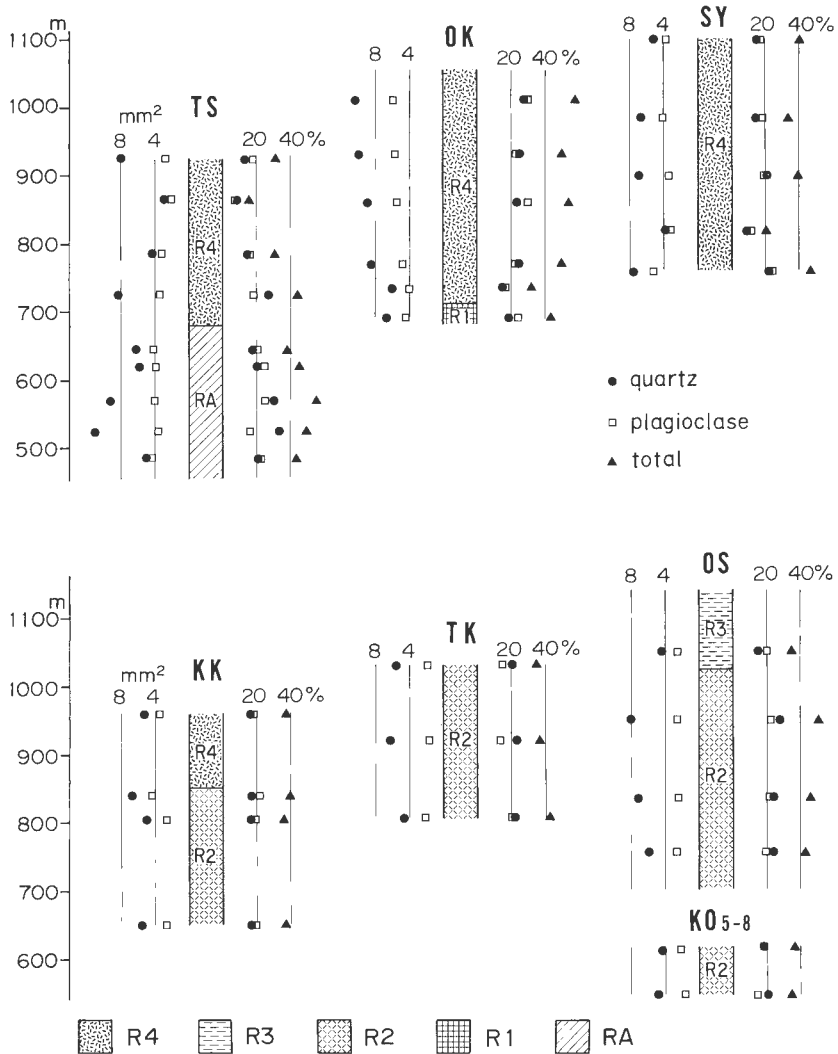
Fig. 21 Distribution of average phenocryst amount (%) in matrix of D in each distribution block.

10.3 各ユニット内の斑晶量と分布

第5章に示したように本研究で対象とした凝灰岩中で広範な分布を示すのは玉川溶結凝灰岩のDとR4のみである。他のユニットについては分布範囲が狭いので斑晶量と分布域との系統的相関は認められなかった。

R4については予想噴出地点からの距離と斑晶量との間には明瞭な相関は認められなかった。すなわち比較的遠方の堆積物である秋田県生保内及び岩手県雫石のR4中の総斑晶量の平均は38%であり、R4全体の平均値、39%とほぼ同じである。

今回R4とした堆積物中には、斑晶量が少なく、またその粒径が小さい場合が2通り認められる。1つは1 km程度の広がり範囲で分布するもので、玉川温泉の西方の榎森付近に認められる。この岩石



第22図 仙岩地域中心部の調査ルートでの各凝灰岩の基質中の斑晶のモード(%)と平均粒径(mm²)。TS: 棚白沢, OK: 大倉沢, SY: ソヤノ沢, KK: コカクラ沢, TK: タツノクチ沢, OS: 大沢, KO₅₋₈: 小和瀬一大沢林道。位置は付図2参照。

Fig. 22 Average phenocryst amount (%) and grain size (mm²) (average of the largest 10 crystals in each thin section) of matrix of tuffs from the central part of the Sengan area. Localities of surveyed routes are shown in attached fig. 2.

は第5章に示したように単斜輝石が比較的多いという特徴を示しており、あるいは別な小さいユニットに細分されるものかもしれない。もう1つはごく小さい手標本のスケールで認められる場合で、秋田県の太平洋岸及び西木村の上桧木内で確認された。両地点ともビトロフェイアゾーン中で認められ、斑晶量が少なく、また斑晶の粒径が小さい部分の形状はレンズ状もしくは不定形塊状である。

Dの斑晶量の分布を第21図に示す。予想噴出地点付近の岩石中の斑晶量は約13-18%の範囲で変化している。一方北上川流域の低地に分布するDの総斑晶量は平均で10.5%であり、明らかに少ない。より東方の北上山地中のDについては風化変質のため良好な岩石試料が得られずモード測定は行えなかった。

火砕流堆積物の基質中の斑晶量比は遠方程小さくなることは既にいくつかの火砕流堆積物について示されている(LIPMAN, 1967; WALKER and WILSON, 1983など)。玉川溶結凝灰岩の場合、斑晶量に関してはR4については予想噴出地点より約40 km程度までは際立った変化はなく、Dについては同じく約20-30 kmまではかなり均質で、それより遠方がdistal facies (WALKER and WILSON, 1983)であるといえる。R4のdistal faciesに相当する堆積物は、より遠方に分布したものと予想されるが、未確認である。

10.4 斑晶量比及び斑晶粒径の垂直方向の変化

仙岩地域中心部の代表的調査ルートにおける基質中の斑晶量比と斑晶粒径を柱状図の脇に鉱物種別に示した(第22図)。他の調査項目同様Dの中及び分布域の周辺部での垂直方向の変化量は測定できなかった。

RAではルートTS(棚白沢)のみ示したが、ここでは斑晶量及び粒径とも変化する。石英の粒径の変化の傾向は岩片の場合と同様である。ただし同ルートで斜長石の粒径はほとんど変化していない。石英斑晶のみは粒径が大きかったので岩片同様の分級作用を受けたのかもしれない。ただし石英の粒径が最も大きい部分がユニットの最下部である確証はない。

R2についてはルートKK(コカクラ沢)、TK(タツノクチ沢)、KO(小和瀬一大沢林道)及びOS(大沢)の例を示したが、斑晶の量比及び粒径ともほとんど変化はない。

R4では、ルートOK(大倉沢)においては上方ほど斑晶量比が増え粒径が大きくなる傾向がみられるが、他のルートではそのような傾向は認められずほぼ一定である。

仙岩地域中心部で行われた試錐でも、流紋岩溶結凝灰岩の各ユニット中の斑晶の量比や粒径はあまり変化しないことが示されている(須藤, 1987)。また岐阜県の船山溶結凝灰岩層中の試錐でも、高度差約680 mにわたって斑晶量比(山田ほか, 1985)及び石英結晶の粒径(鈴木, 1983)が変化しない例が示された。

一方複数のフローユニットからなる火砕流堆積物中で、下位のユニットに比べて上位のユニット中では斑晶量が増加し、またその鉱物種や鉱物組成も変化する例が報告されている(LIPMAN, 1967など)。そのような現象はマグマ留り内で分化が生じ、鉱物量比、鉱物種、鉱物組成が異なるマグマが次々に噴出したことで説明されよう。前に示した仙岩地域及び岐阜県の溶結凝灰岩の例は、それと異なり、噴出したマグマは量が多いにもかかわらずほとんど均質であったと考えざるを得ない。流紋岩マグマが分化作用による生成物であり、マグマ留り全体としては層状に分化していたとしても、少なくとも噴出物に関しては均質であり、大量の噴出物すなわち大量の分化生成物を生じさせるだけのより大量のマグマ留りが存在していたのであろう。このことは仙岩地域の熱源を考えるに際して重要と思われる。

10.5 斑晶量比から推定される噴火様式

マグマ中の斑晶量比は本質軽石中に保存されているものと考えられる。したがって噴火直後流走開始時の火砕流中の斑晶量比がわかれば、噴出時に大気中に飛散した細粒火山灰の量比が推定できる。ただし飛散する火山灰中には斑晶も多少含まれているであろうし、また火砕流流走時にも細粒物質は大気中に飛散し、また逆に粗粒物は選択的に堆積していくであろうから、その見積もりは必ずしも完全に定量的にはできない。

玉川溶結凝灰岩の D では軽石中の斑晶量の平均が10.4%, 予想噴出地点から半径約 20 km 以内の試料の基質中の斑晶量の平均が15.8%であるので, 飛散量は約34%となる. 他のユニット, すなわち R4, R2 及び RA では, 測定された軽石中の斑晶量比が基質中のそれと大差なく, したがって飛散量はそれぞれわずかに 1 割程度と算出される.

WALKER and WILSON (1983)は Taupo ignimbrite での飛散量を45%とした. LIPMAN (1967)は, 小野 (1965)の Aso III, すなわち小野ほか(1977)の Aso-4 の基質中の斑晶量比がカルデラ縁から 10 km-50 km の範囲内では軽石中の量比の 2 倍であることを示した. この量から Aso-4 噴出時には噴出量の半分が大気中に飛散し, 半分が火砕流として流走したものと推定される.

玉川及び古玉川溶結凝灰岩中の各ユニットでは上記の 2 例に比べて, D はやや小さい飛散量比を示すものの, 他のユニットでは著しく小さい. 秋田焼山の南南東 4.5 km 地点の試錐 SN-2 坑中の多斑晶流紋岩溶結凝灰岩中の斑晶量比から須藤(1987)は大気中への飛散量比を32%と見積もった. R4, R2 及び RA では大気中への細粒物質の飛散量が真に少なかったのかは測定薄片数が少ないこともあり断定できないが, これらの噴出物の噴火様式が噴煙柱が空中高くまで上りそれが崩壊するタイプではなく, 火口からあふれ出るように流出したタイプであったものかもしれない.

11. 化学組成

玉川溶結凝灰岩及び古玉川溶結凝灰岩の主成分化学組成は既に河野・青木(1959), TANIDA (1961), 橋(1970, 1971), 佐藤ほか(1976), 須藤・玉生(1978)及び須藤・石井(1987)に, またその Sr 同位体比は TOGASHI *et al.* (1985)にそれぞれ示されている. 今回新たに分析した試料の組成を第 6 表に示し, 既存の値と共に $H_2O(+)$ 及び $H_2O(-)$ を除いて計100%になるよう再計算した後に第23図にプロットした.

須藤・玉生(1978)は多斑晶の流紋岩凝灰岩と, 斑晶量の少ないデイサイト凝灰岩は, 主成分化学組成上明瞭に区別されるとした. 特に TiO_2 , FeO , P_2O_5 量が顕著に異なり, それらはそれぞれ鉄チタン酸化物鉱物及びリンカイ石量の差と調和的であることを指摘した.

古玉川溶結凝灰岩は玉川溶結凝灰岩に比べて著しく変質していることが多い. 特に R2 の中の軽石はいずれも基質に比べて選択的に強く変質を受けており, むしろ基質の組成の方がマグマの組成に近い値を示しているものと思われる.

玉川溶結凝灰岩の R4 は SiO_2 量が73-76%の範囲内にあり(以下酸化物の wt% は $H_2O(+)$ 及び $H_2O(-)$ を除いて計100%になるよう再計算した値を用いる), K_2O 量を除いた他の酸化物量の変化の幅も小さい. K_2O 量は特にビトロファイアゾーン中の岩石で多い傾向がある. ビトロファイアゾーン中では特に Na_2O 量が減少する傾向は認められなかった. 分析した R4 中の石英量は約 8%から24%まで変化に富んでいるが, その量と全岩化学組成の SiO_2 量との間の相関はあまり認められない. 石英量と斜長石量は強い相関があり, 後に記すように本岩中の斜長石の SiO_2 量は約60%である. この 2 種の斑晶はほとんど常に同量かまたは斜長石がやや多く存在するので, その SiO_2 量の平均は全岩分析値とはほぼ同じになり, 石英量の多少と全岩分析値の SiO_2 量との間には強い相関がないものと思われる.

一方 D の全岩化学組成は, SiO_2 量が約66-73%, $FeO^*(Fe_2O_3 \times 0.9 + FeO)$ 量が3.8-5.5%, CaO 量が1.5-4.7%と, 比較的組成変化の幅が大きい. D には石英が含まれていないので, 斑晶量が増えると SiO_2 量が減る傾向は認められる. しかしながら斑晶量がほぼ同じである本質軽石の全岩組成でもやや変化の幅が大きいので, D は化学組成上は R4 ほどは均質ではないものと思われる.

東北日本の他の鮮新世末一更新世前半の珪長質大規模火砕流堆積物の化学組成は北海道中部(十勝など), 八甲田, 鬼首(北川), 及び白河について示されている(TANIDA, 1961; KATSUI, 1978; 青木ほか, 1984; IKEDA, 1984; など). それらの値を $H_2O(+)$ 及び $H_2O(-)$ を除いて計100%になるよう再計算した後第23図にプロットした. それらの岩石の多くの組成は, 玉川溶結凝灰岩の D の組成と比較的よく似ている. D はそれらと比べてやや TiO_2 量, FeO^* 量が多く Na_2O 量が少ない. 東北日本の大規模珪

第6表 玉川及び古玉川溶結凝灰岩の化学組成.

Table 6 Chemical composition of the rocks from the Tamagawa and the Old-Tamagawa Welded Tuffs.

No. Sample No. Unit	1 BJ3C RA	2 YB1D RA	3 TS8P RA	4 YM5P R2	5 NM8P R2	6 KB11P R2	7 1461A R2	8 1461B R2	9 KK4 R2	10 KB19M R2	11 Td22 R4
SiO ₂	72.36	74.30	72.77	66.71	67.31	71.70	70.19	75.16	70.61	73.24	72.93
TiO ₂	0.30	0.26	0.27	0.39	0.37	0.26	0.21	0.22	0.24	0.30	0.27
Al ₂ O ₃	13.24	13.09	13.84	16.34	16.17	13.93	15.55	12.70	14.65	13.97	13.22
Fe ₂ O ₃	1.37	1.67	0.99	2.15	1.63	0.92	1.60	1.32	1.15	1.35	0.80
FeO	1.01	0.47	1.65	1.01	1.83	1.15	0.57	0.86	1.98	1.19	1.44
MnO	0.06	0.02	0.04	0.10	0.07	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.06
MgO	0.92	0.47	0.43	0.48	0.69	0.14	0.65	0.51	0.62	0.19	0.37
CaO	2.81	1.76	2.07	2.59	2.80	2.66	2.51	2.66	2.96	2.46	2.17
Na ₂ O	3.31	3.52	3.42	4.46	4.52	3.36	4.28	3.70	3.32	3.85	3.68
K ₂ O	1.52	2.90	2.97	3.06	2.94	1.98	2.71	1.47	1.00	1.82	2.43
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.06	0.07	0.07	0.06	0.04	0.04	0.05	0.07	0.05
H ₂ O(+)	1.75	0.81	1.19	1.90	1.02	2.55	0.79	0.33	0.94	0.88	1.69
H ₂ O(-)	1.23	0.53	0.18	0.36	0.46	0.74	0.28	0.28	2.18	0.46	0.24
Total	99.93	99.84	99.88	99.62	99.88	99.48	99.42	99.29	99.75	99.82	99.35
No. Sample No. Unit	12 1596 R4	13 1597 R4	14 TB3 R4	15 1536 R4	16 1537 R4	17 2030 R4	18 2031 R4	19 OR10 R4	20 OK2 R4	21 TH7M D	22 1594 D
SiO ₂	71.85	72.81	73.28	72.16	71.27	73.54	73.30	72.75	72.76	63.51	64.61
TiO ₂	0.26	0.27	0.21	0.25	0.23	0.27	0.26	0.21	0.23	0.77	0.74
Al ₂ O ₃	14.09	13.25	13.60	13.51	14.35	12.81	12.81	13.34	14.01	15.95	16.01
Fe ₂ O ₃	0.75	0.71	0.64	0.83	0.75	0.69	0.96	0.51	1.27	1.92	1.80
FeO	1.83	2.23	1.72	1.29	1.51	1.40	1.11	1.98	1.22	3.59	3.52
MnO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.04	0.11	0.11
MgO	0.56	0.41	0.38	0.38	0.46	0.68	0.56	0.42	0.48	1.14	1.25
CaO	2.31	2.14	2.37	1.44	2.22	1.64	1.56	2.11	2.46	4.41	4.51
Na ₂ O	3.70	3.70	3.87	3.59	3.93	3.82	3.71	3.62	3.33	3.40	3.31
K ₂ O	2.40	2.51	2.24	3.28	2.64	2.91	3.18	2.74	2.60	1.43	1.44
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.04	0.03	0.05	0.08	0.18	0.18
H ₂ O(+)	1.19	1.17	1.06	2.44	1.96	1.83	2.10	1.29	0.75	2.38	1.18
H ₂ O(-)	0.31	0.12	0.34	0.18	0.10	0.12	0.12	0.38	0.58	0.54	0.84
Total	99.37	99.43	99.82	99.47	99.54	99.81	99.77	99.46	99.81	99.33	99.50
No. Sample No. Unit	23 1598 D	24 HA2P D	25 HA1P D	26 1514 D	27 YS7P D	28 YB6 D	29 KA3P D	30 1842 D	31 1495 D	32 1488 D	33 1506 D
SiO ₂	70.38	66.69	68.77	66.69	67.62	68.80	68.82	64.83	68.37	67.53	70.46
TiO ₂	0.61	0.73	0.68	0.73	0.76	0.61	0.68	0.77	0.59	0.63	0.62
Al ₂ O ₃	12.92	14.36	14.31	14.36	14.85	14.49	14.31	15.54	14.34	14.24	13.67
Fe ₂ O ₃	0.64	2.71	2.83	2.71	3.39	1.44	3.27	2.27	2.32	1.40	2.51
FeO	3.20	1.94	1.69	1.94	1.37	2.77	0.86	2.55	2.62	2.8	1.40
MnO	0.09	0.10	0.09	0.10	0.07	0.09	0.06	0.16	0.10	0.11	0.05
MgO	0.75	1.11	0.75	1.11	0.58	0.84	0.62	1.11	1.40	0.93	0.54
CaO	2.72	3.66	2.62	3.66	3.19	3.34	2.86	4.23	3.96	3.41	2.67
Na ₂ O	3.27	3.23	3.05	3.23	3.24	3.44	3.20	3.04	3.37	3.32	3.38
K ₂ O	1.97	1.58	1.84	1.58	1.68	1.79	1.68	1.55	1.58	1.74	1.75
P ₂ O ₅	0.17	0.15	0.16	0.15	0.13	0.15	0.14	0.16	0.13	0.15	0.14
H ₂ O(+)	2.61	2.41	1.39	2.41	1.92	1.04	1.62	2.95	0.64	2.99	2.01
H ₂ O(-)	0.06	0.52	1.10	0.52	0.66	0.52	1.04	0.48	0.04	0.16	0.32
Total	99.39	99.19	99.28	99.19	99.46	99.32	99.16	99.64	99.46	99.41	99.52

Analyst Nos. 1, 2, 17, 18: Japan Chemical Analysis Center, others: Tokyo Coal and Mineral Institute.

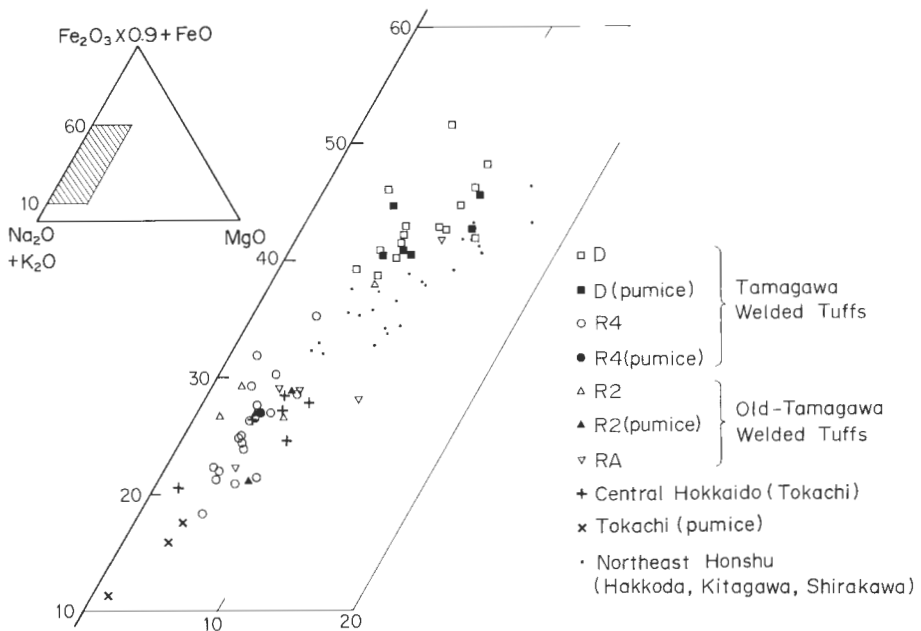
第6表 (つづき)
Table 6 (continued)

1.	BJ3C	Hb-bg opx rhy. w.t. Bijozawa, 530 m a.s.l., Tazawako town.
2.	YB1D	Opx-bg? hb rhy.w.t. Ushiroyokobezawa, 490 m a.s.l., Tazawako town.
3.	TS8P	Rhy. pumice in w.t. Tanashirozawa, 620 m a.s.l., Tazawako town.
4.	YM5P	Rhy. pumice in w.t. Yunomatazawa, 550 m a.s.l., Tazawako town.
5.	NM8P	Rhy. w.t. Nakanomatazawa, 510 m a.s.l., Tazawako town.
6.	KB11P	Rhy. w.t. Kabazawa, 720 m a.s.l., Tazawako town.
7.	1461A	Rhy. pumice in w.t. Kowasegawa, 480 m a.s.l., Tazawako town.
8.	1461B	Rhy. w.t. Same locality as no. 7.
9.	KK4	Hb-bg? opx rhy. w.t. Kokakurazawa, 805 m a.s.l., Tazawako town.
10.	KB19M	Rhy. w.t. Kabazawa, 890 m a.s.l., Tazawako town.
11.	Td22	Hb-opx rhy. w.t. Kotsunagizawa, 390 m a.s.l., Moriyoshi town.
12.	1596	Hb-bg opx rhy. w.t. v. zone. Kotsunagizawa, 390 m a.s.l. Moriyoshi town.
13.	1597	Hb-opx rhy. w.t. v. zone. Kotsunagizawa, 390 m a.s.l. Moriyoshi town.
14.	TB3	Hb-opx rhy. w.t. v. zone. Tsubusamazawa, 395 m a.s.l. Moriyoshi town.
15.	1536	Cpx-bg opx-hb rhy w.t. v. zone. Hinokinaimatazawa, 360 m a.s.l. Nishiki village.
16.	1537	Cpx-bg opx-hb rhy. w.t. v. zone. Same locality as no. 15.
17.	2030	Hb-opx rhy w.t. West of Yasunotaki, 695 m a.s.l. Ani town.
18.	2031	Hb-opx rhy. w.t. v. zone. Same locality as no. 17.
19.	OR10	Hb-opx rhy. w.t. Shimokanakurazawa, 580 m a.s.l. Tazawako town.
20.	OK2	Opx-bg hb rhy. pumice in w.t. Okurazawa, 735 m a.s.l. Tazawako town.
21.	TH7M	Opx-cpx dac. w.t. Taiheiko, Moriyoshi town.
22.	1594	Cpx-opx dac. w.t. Taiheiko, Moriyoshi town.
23.	1598	Cpx-opx dac. w.t. v. zone. Taiheiko, Moriyoshi town.
24.	HA2P	Cpx-opx dac. pumice in w.t. Nekonosawa, 840 m a.s.l. Kazuno city.
25.	HA1P	Opx-cpx dac. w.t. Nekonosawa, 765 m a.s.l. Kazuno city.
26.	1514	Cpx-opx dac. pumice in w.t. Nakanosawa-rindo, Tazawako town.
27.	YS7P	Cpx-opx dac. pumice in w.t. Yanagisawa-rindo, Tazawako town.
28.	YB6	Cpx-opx dac. pumice in w.t. Yokobezawa, 720 m a.s.l. Tazawako town.
29.	KA3P	Cpx-opx dac. pumice in w.t. Kantonosawa, 1,025 m a.s.l. Tazawako town.
30.	1842	Opx-cpx dac. pumice in w.t. Kantonosawa, 1,070 m a.s.l. Tazawako town.
31.	1495	Cpx-opx dac. pumice in w.t. South of Toshichi, Matsuo village.
32.	1488	Cpx-opx dac. pumice in w.t. Southwest of Iwatekawaguchi, Iwate town.
33.	1506	Cpx-opx dac. w.t. Yamaya, Tamayama village.

Hb: hornblende, opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, bg: bearing, rhy: rhyolite, dac: dacite, w.t.: welded tuff, v: vitrophyre, a.s.l.: above the sea level.

長質火砕流堆積物中で玉川溶結凝灰岩のDと組成がかなり異なるのは北海道中部(十勝)のものである。十勝の岩石は石英を多く含む点では玉川溶結凝灰岩のR4と似ている。しかしながらその組成はR4と同じわけではなく、SiO₂量、K₂O量などで区別される。

主成分の全岩化学分析値でみる限りは、玉川溶結凝灰岩のDは斑晶石英を欠くにもかかわらず、東北日本の他の石英斑晶を含む大規模珪長質火砕流堆積物と組成が似ており、R4はそれらと異なる。なお青木ほか(1984)は福島県駒止高原に分布する凝灰岩の分析値も示した。この岩石は化学組成上はR4と似ているが、噴出年代は約6 Ma以前であるので(山口, 1986)、今回は考察の対象にできなかった。



第23図 玉川溶結凝灰岩、古玉川溶結凝灰岩及び東北日本の他の鮮新世末—更新世前半の珩長質大規模火砕流堆積物の化学組織。H₂O(+)及びH₂O(-)を除いて計100%になるよう再計算した値。仙岩地域の分析値は河野・青木(1959)、TANIDA(1961)、橋(1970, 1971)、佐藤ほか(1976)、須藤・玉生(1978)、須藤・石井(1987)及び本報告のものを、また他の地域の値はTANIDA(1961)、KATSUI(1978)、青木ほか(1984)、及びIKEDA(1984)のものをプロットした。

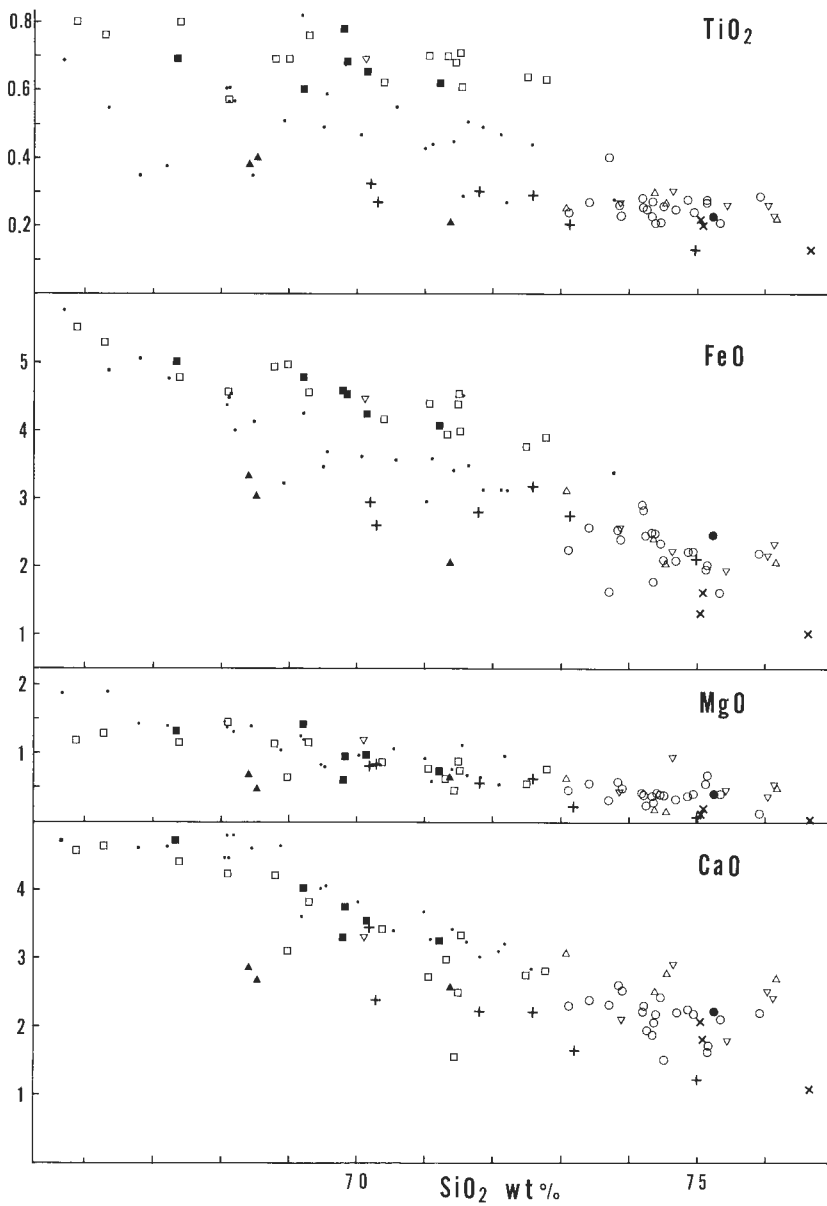
Fig. 23 Chemical composition of rocks from the Tamagawa Welded Tuffs, the Old-Tamagawa Welded Tuffs and other large scale felsic pyroclastic flow deposits in Northeast Japan, free of volatiles. Data of the Sengan area are from KAWANO and AOKI (1959), TANIDA (1961), TACHIBANA (1970, 1971), SATO *et al.* (1976), SUTO and TAMANYU (1978), SUTO and ISHII (1987) and this paper, and those of other area are from TANIDA (1961), KATSUI (1978), AOKI *et al.* (1984) and IKEDA (1984).

12. 鉱物組成

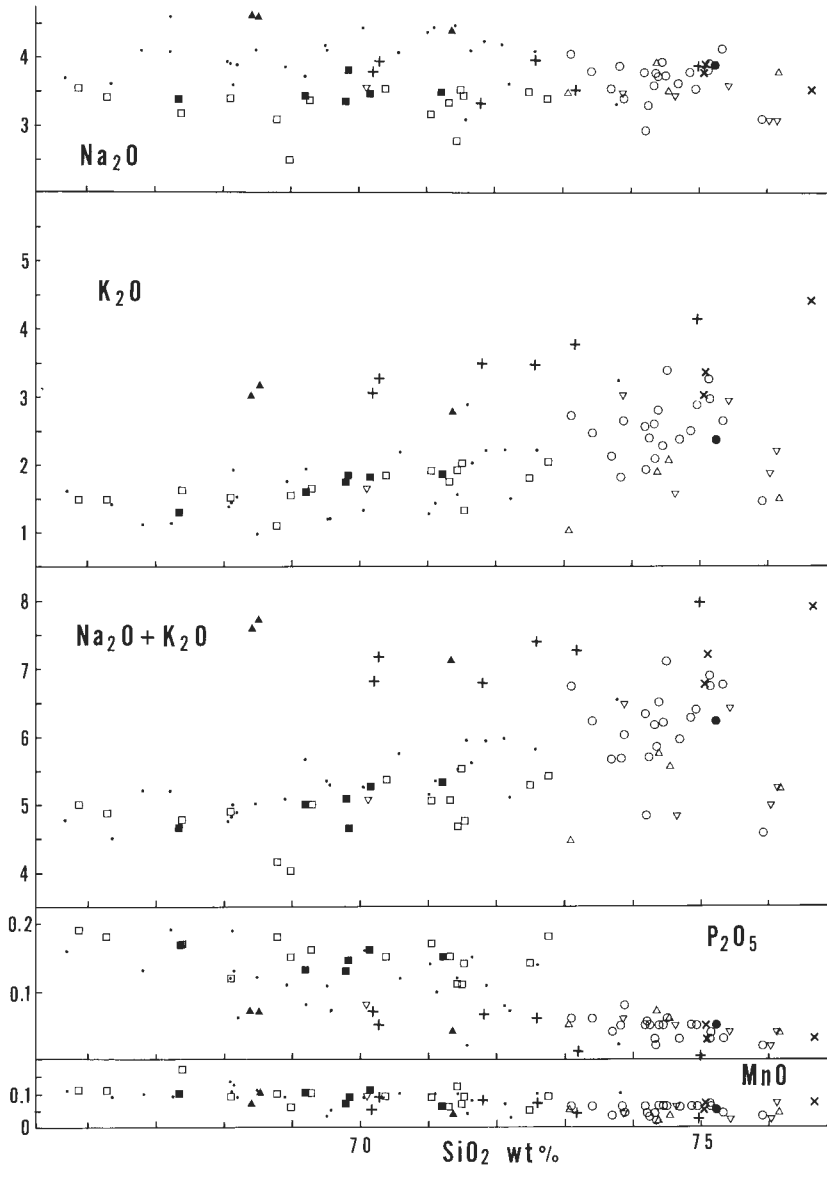
玉川溶結凝灰岩及び古玉川溶結凝灰岩中の鉱物組成は佐藤ほか(1978)及び須藤(1979, 1981b)に示されている。いずれの報告もまだ分析値の数が少なく、必ずしも全体の傾向が把握されているわけではないので、ここでは斜長石と輝石の一部について記す。また東北日本の他地域の鮮新世末—更新世前半の珩長質大規模火砕流堆積物中の鉱物組成は北海道中部(IKEDA, 1984)のものについて示されているのみなので、今回は比較検討は行わなかった。

12.1 斜長石

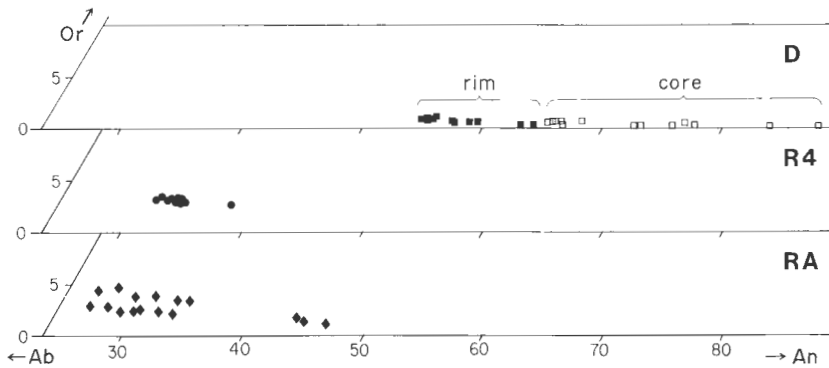
玉川溶結凝灰岩のD及びR4、古玉川溶結凝灰岩のRAの斜長石の組成をAn—Ab—Or三角ダイアグラム上にプロットして示す(第24図)。試料はDについては太平湖北方及び北上川沿い、R4については太平湖北方、RAは鳩ノ湯温泉付近よりそれぞれ採取し、EPMAで分析したものである。また佐藤ほか(1978)はDについて榑森牧場東方、R4について大深沢支流湯ノ沢及び小和瀬川支流湯ノ又沢の試料の分析値を示した。それらによればRA及びR4中の斜長石は反復累帯構造は示すが組成変化の幅は小さく、特にR4ではAn/(An+Ab)(以下Anと略す)30-35の狭い領域内に示される。RA中のAn40を



第23図 (つづき)
Fig. 23 (continued)



第23図 (つづき)
Fig. 23 (continued)



第24図 An-Ab-Or 三角ダイアグラム上に示した RA, R4 及び D 中の斜長石の組成。
Fig. 24 Chemical composition of plagioclase from RA, R4 and D on the An-Ab-Or diagram.

超える値は微斑晶の組成である。R4 中の斜長石の SiO_2 量の平均は約60%である。

D の斜長石は組成変化の幅が大きい。すなわち結晶の中心部では An 65-88, 縁辺部で An 55-65 であり, 全岩化学組成及びそれから類堆されるガラスの組成に比べて著しく An 成分に富む核を持つ結晶が多い。特に微斑晶の中心部の組成は斑晶中のものに比べて An 成分に富むことが多い。両者の縁辺部の組成はほぼ同じである。

斜長石中の FeO^* 量は RA 及び R4 中のものは 0.2-0.4% であるのに対し, D 中のものは 0.6-0.8% であり, 極立って異なる。以上述べたように, RA と R4 中の斜長石の組成はやや似ているが, D 中のものはそれらとは全く異なる。また D 中の斜長石のすべてが地下浅所でもマグマと平衡状態にあったかどうかは明らかでない。

12.2 輝石

D については太平湖北方及び北上川沿い(須藤, 1981)及び柵森牧場東方(佐藤ほか, 1978)の試料の分析値が示されている。各分析値は比較的良い一致を示している。すなわち Ca : Mg : Fe 比は斜方輝石について 3.1-3.5 : 55-59 : 38-42, 単斜輝石については同じく 40-41 : 39-41 : 17-21 である。またこれらの結晶は著しい累帯構造は示さない。D 中の輝石の組成は, 予想噴出地点からの方向が全く異なる地点での値が良く一致しているため, これらをすべて同一のユニットと判断したと矛盾しない。

R4 については佐藤ほか(1978)が大深沢支湯湯ノ沢の試料中の斜方輝石の値, Ca : Mg : Fe 比 = 2 : 54 : 44 を示した。

13. 残留磁気測定

第4章に示したように各地点で定方位で採取した試料はすべて California Electronic MFG 社製のフラックスゲイト・マグネットメーター・モデル70を用いて磁化方位の正逆の別を測定した。無定位磁力計で測定した分の結果を第7表に示す。各地点での磁化方位の集中度及び強度は様々である。一般には変質試料では集中度が悪く強度も弱い。逆にビトロファイアー・ゾーンなど, より急冷した部分の岩石の強度は強い。消磁は交流磁場のみにより, 試料により 7.5 mT から 50 mT まで行った。第7表中では K の値が 2 以下の場合 K 及び α_{95} は示していない。強度の有効数字は 2 桁程度である。今回の試料は塊状無層理の凝灰岩が主であり, 地層の傾動に関する補正は困難であるので行わなかった。各ユニットごとの消磁後の各測定点の平均の磁化方位を第25図に示した。集中度の程度は記号の大きさを示した。また仙岩地域中心部の代表的な調査ルートでの測定結果を第26図に示した。以下各ユニットごとに

第7表 古地磁氣測定結果.
Table 7 Paleomagnetic data.

No.	Loc. No.	Unit	N	Cleaning (mT)	Dec.	Inc.	K	α_{95}	Intensity (10^{-2} A/m)	No.	Loc. No.	Unit	N	Cleaning (mT)	Dec.	Inc.	K	α_{95}	Intensity (10^{-2} A/m)
1	IB4	RB	3	15	132	-63	314	6	70	26	AD1	R1	3	50	177	-28	—	—	2
2	KM4	K.F.	3	15	165	-46	17	31	0.1	27	AD2	R1	3	15	38	30	—	—	14
3	KM5	K.F.	2	15	340	30	—	—	2	28	AD3	R1	3	40	216	-34	3	73	1
4	KZ6	K.F.	3	15	184	-34	169	10	73	29	MG1	R1	3	15	214	-19	—	—	3
5	KZ7	K.F.	3	15	202	-43	—	—	102	30	MG2	R1	3	15	172	-46	161	10	7
6	OB1	RA	3	15	161	-18	—	—	24	31	YM1	R2	3	15	330	46	13	34	203
7	TS1	RA	3	15	173	-56	—	—	8	32	YM3	R2	3	15	39	59	19	28	4
8	TS4	RA	3	15	184	-31	11	39	1	33	YM6	R2	3	15	24	51	37	20	6
9	TS7	RA	3	15	221	-53	—	—	6	34	YM8	R2	3	15	22	39	36	21	4
10	TS9	RA	3	15	194	-29	167	10	17	35	KO1	R2	3	15	343	61	56	17	28
11	YB1	RA	3	15	204	-33	13	36	155	36	KO3	R2	3	15	15	46	14	33	73
12	KJ1	RA	3	10	203	-54	94	13	1	37	KO6	R2	3	15	8	46	496	6	25
13	KR1	RA	3	30	188	-20	—	—	3	38	KO8	R2	3	15	318	54	3	94	2
14	OB7	M.F.	3	15	236	-26	—	—	21	39	NM1	R2	3	15	29	48	30	23	71
15	OB8	M.F.	3	15	51	44	244	8	10	40	NM5	R2	3	15	346	58	6	55	2
16	OB9	M.F.	3	15	358	51	154	10	17	41	NM9	R2	3	15	18	65	7	50	19
17	NM13	R1	3	10	6	-37	—	—	1	42	NM10	R2	3	10	176	36	—	—	1
18	NM14	R1	3	15	239	-27	3	86	9	43	NM11	R2	3	50	107	-37	—	—	0.1
19	NM15	R1	4	15	82	-46	5	43	27	44	NM12	R2	3	15	349	49	28	5	5
20	MY1	R1	3	15	234	-9	3	85	1	45	KB1	R2	3	15	24	23	3	73	0.1
21	OK1	R1	3	15	190	-43	116	12	4	46	KB4	R2	3	15	142	49	101	12	3
22	SM1	R1	3	15	177	-47	36	21	31	47	KB8	R2	3	15	349	52	6	55	3
23	SM2	R1	3	30	187	-51	28	24	2	48	KB11	R2	3	15	18	49	10	41	9
24	SM3	R1	3	15	125	-47	—	—	3	49	KB17	R2	3	15	44	69	4	65	4
25	SM4	R1	3	15	140	-22	19	29	16	50	KB21	R2	3	15	28	56	74	14	19

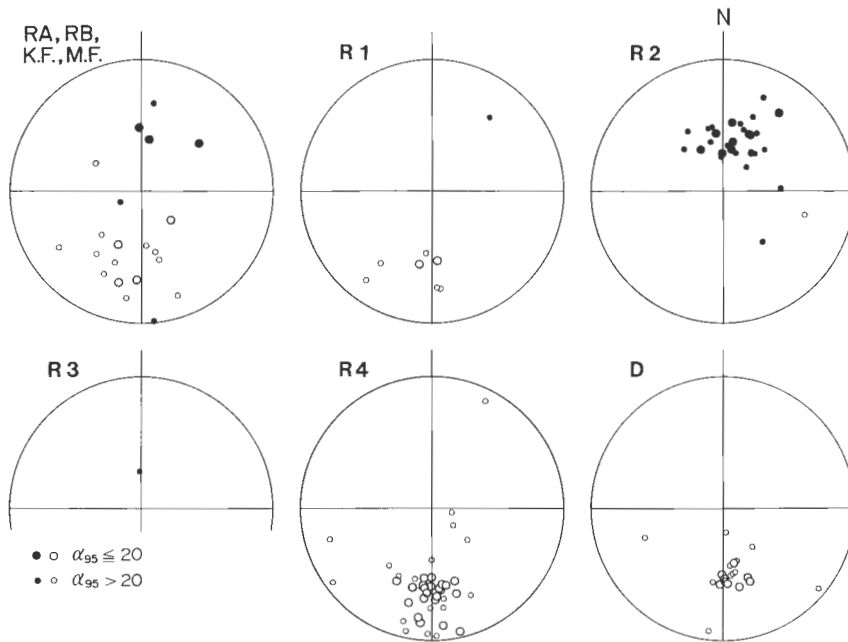
第7表 (つづき)
Table 7 (continued)

No.	Loc. No.	Unit	N	Cleaning (mT)	Dec.	Inc.	K	α_{95}	Intensity (10^{-2} A/m)	No.	Loc. No.	Unit	N	Cleaning (mT)	Dec.	Inc.	K	α_{95}	Intensity (10^{-2} A/m)
51	KK1	R2	3	15	26	51	222	8	16	76	MY4	R4	3	15	178	-3	—	—	2
52	KK3	R2	3	15	11	59	165	10	263	77	MY8	R4	3	15	253	-21	—	—	1
53	KK4	R2	3	15	346	51	—	—	37	78	TB1	R4	2	15	196	-42	—	—	42
54	Bj3	R2	3	15	9	58	48	18	2	79	TB3	R4	3	15	129	-72	—	—	30
55	OS1	R2	3	15	12	63	204	9	37	80	TB5	R4	3	15	216	-47	9	41	267
56	OS3	R2	3	15	3	66	572	5	9	81	TB9	R4	3	15	185	-33	69	15	590
57	OS7	R2	3	15	30	67	—	—	40	82	OR1	R4	3	15	216	-41	—	—	97
58	TK1	R2	3	15	6	61	21	27	6	83	OR2	R4	3	15	205	-4	505	5	14
59	TK4	R2	3	15	356	69	29	23	36	84	OR3	R4	2	15	174	-36	—	—	54
60	TK7	R2	3	15	33	60	13	35	34	85	OR5	R4	3	15	184	-36	10	40	3
61	EB1	R2	3	15	37	59	18	29	50	86	OR6	R4	3	15	175	-37	308	7	36
62	EB2	R2	3	15	356	53	99	12	52	87	OR7	R4	3	15	221	67	3	97	45
63	EB3	R2	3	15	44	51	6	54	8	88	OR9	R4	3	15	187	-38	17	31	51
64	OS10	R3	3	15	357	67	19	29	29	89	OR12	R4	3	15	181	-41	90	13	21
65	TH5	R4	3	15	180	-37	87	13	127	90	SY1	R4	3	15	185	-14	352	7	133
66	TH12	R4	3	15	176	-33	640	5	61	91	SY8	R4	3	15	201	-53	3	102	133
67	YS1	R4	3	15	179	-57	15	32	35	92	KK6	R4	3	15	186	-41	63	16	41
68	NS1	R4	3	15	164	-34	380	6	22	93	KK7	R4	3	15	184	-38	455	6	101
69	BM7	R4	3	15	181	-26	24	26	10	94	YU1	R4	3	15	100	-77	3	84	35
70	BM10	R4	3	15	193	-28	51	17	31	95	YU3	R4	3	15	188	-42	920	4	8
71	TS15	R4	3	15	192	-5	5	60	91	96	OK3	R4	3	15	190	-43	116	12	4
72	TS23	R4	3	15	184	-40	38	20	74	97	CK5	R4	2	15	177	4	—	—	11
73	AK2	R4	3	15	138	-22	—	—	7	98	CK6	R4	3	15	156	-29	—	—	10
74	AK5	R4	3	15	27	-10	—	—	1	99	KH1	R4	3	15	205	-42	21	28	290
75	AK10	R4	3	15	182	-6	—	—	1	100	KH3	R4	3	15	194	-44	17	31	23

第7表 (つづき)
Table 7 (continued)

No.	Loc. No.	Unit	N	Cleaning (mT)	Dec.	Inc.	K	α_{95}	Intensity (10^{-2} A/m)	No.	Loc. No.	Unit	N	Cleaning (mT)	Dec.	Inc.	K	α_{95}	Intensity (10^{-2} A/m)
101	HB1	R4	3	15	189	-19	35	21	27	118	YS7	D	3	15	165	-56	14	34	22
102	HB2	R4	3	15	174	-15	106	12	2	119	NS4	D	3	15	173	-48	28	24	26
103	HB4	R4	3	15	177	-32	128	11	18	120	NS7	D	3	15	170	-48	34	21	17
104	HB5	R4	3	15	173	-26	10	41	7	121	BM2	D	3	15	250	-37	10	39	317
105	ON2	R4	3	15	163	-42	197	9	148	122	BM4	D	3	15	169	-56	51	17	39
106	ON3	R4	3	15	183	-31	4	67	0.3	123	KM7	D	3	15	167	-53	4	71	1
107	ON4	R4	3	15	107	-5	41	19	54	124	YB6	D	3	15	188	-43	20	27	345
108	TA1	R4	3	15	172	-42	48	18	97	125	KG6	D	3	15	181	-8	—	—	1
109	TA2	R4	3	15	173	-38	318	7	212	126	HA1	D	3	15	130	8	10	41	84
110	TA3	R4	3	15	185	-47	72	15	80	127	KA4	D	3	15	160	-41	92	13	99
111	TA4	R4	3	15	180	-47	60	16	229	128	HM1	D	3	15	182	-42	116	11	50
112	MG3	R4	3	15	130	-59	3	98	48	129	YN5	D	3	15	158	-44	49	18	159
113	MG5	R4	3	15	180	-39	69	15	66	130	SK3	D	3	15	175	-43	52	17	488
114	TH11	D	3	15	180	-48	64	15	32	131	SK7	D	3	30	169	-50	14	33	55
115	TH13	D	3	15	171	-54	10	40	91	132	KT1	D	3	15	140	-60	3	97	12
116	TH15	D	3	15	178	-44	68	15	53	133	KT2	D	3	15	177	-44	216	8	32
117	YS3	D	3	15	168	-38	142	10	69	134	YK1	D	3	15	170	-75	3	79	284

N: Numbers of specimens, K: precision parameter, α_{95} : circle of confidence
Analyst: Kokusai Aerial Surveys Co. Ltd.



第25図 玉川及び古玉川溶結凝灰岩の岩石の磁化方位。交流磁場消磁後。黒丸：下半球に投影、白丸：上半球に投影。

Fig. 25 Magnetic directions of the Tamagawa and the Old-Tamagawa Welded Tuffs, after demagnetization in the alternating field. Solid circle: lower hemisphere, open circle: upper hemisphere.

測定結果の概略を示す。

RB及びRAはおおむね逆帯磁を示す。ただしこれらの岩石は緑色に変質していることが多く、残留磁気の強度が弱いことがある。

関東ノ沢層のうち大深沢支流の北ノ沢上流域に分布する石英を含むデイサイト凝灰岩は強い逆帯磁を示す。

又小小屋層の凝灰岩中、磁化方位の集中度の良い2地点の試料はいずれも正帯磁を示す。

R1はおおむね逆帯磁を示す。試料は変質していることが多く、強度は弱い。

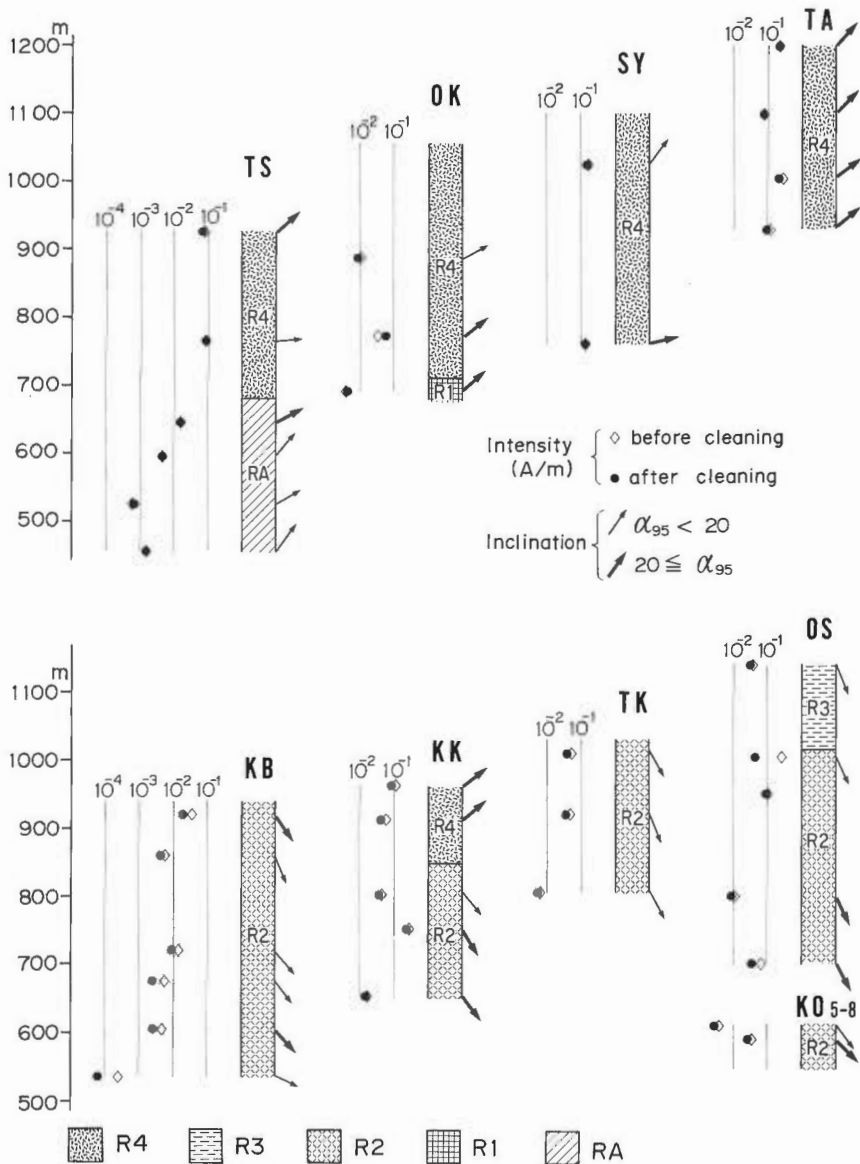
R2は正帯磁を示す。強度は比較的強い。磁化方位のバラつきがややみられるのは、構造運動による傾動のためかもしれない。

R3については今回は1地点でのみ測定を行った。正帯磁と思われ、その場合R2の直上にあるので、連続的に堆積した可能性が考えられる。

R4は逆帯磁を示す。風化又は変質を受けた試料を除くと一般に強度は強い。特に秋田県倉沢山付近に分布するものは層厚も厚いので、空中磁気異常としてよく検出される(大熊・須藤, 1987)。

Dは逆帯磁を示す。一部の例外を除いて強度は強い。Dのうち北上川流域の低地に分布する岩石の残留磁気は既に橋(1977)が4地点の12試料、TANAKA and TACHIBANA (1981)が4地点の28試料について測定結果を報告している。それらの結果はいずれも今回の結果と調和的であり、ほぼ真南を向いた逆帯磁である。

以上の結果、R4とDについては分布範囲が最も広いが各ユニット内の磁化方位はそれぞれ一定でよく集中しており、層序上の検討及び岩相の特徴による対比はほぼ正しいものと結論される。またR2は第3図に示した仙岩地域中心部のみに主として分布しており、R4やDのような広範な分布は現在示していないことがほぼ確実となった。すなわち現在仙岩地熱地域の周辺部で認められる鮮新世末以降の多



第26図 仙岩地域中心部の調査ルートでの各凝灰岩の残留磁気測定結果。TS：棚白沢，OK：大倉沢，SY：ツヤノ沢，TA：滝ノ沢，KB：カベ沢，KK：コカクラ沢，TK：タツノクチ沢，OS：大沢，KO₅₋₈：小和瀬一大沢林道。位置は付図2参照。

Fig. 26 Magnetic intensity and inclination of tuffs from the central part of the Sengan area. Localities of surveyed routes are shown in attached fig. 2.

斑晶凝灰岩はすべて逆帯磁を示すからである。

今回測定した試料のうち、 α_{95} が20以下の測定点の偏角の平均はR4が $S1^{\circ}E$ 、Dが $S8^{\circ}E$ で、共にほぼ真南であった。このため、これらのユニットが堆積した後に回転運動が起こった可能性はほとんどないものと推定される。

14. 年代測定

玉川溶結凝灰岩及び古玉川溶結凝灰岩の放射年代値は既にフィッシュトラック年代が玉生・須藤(1978)に、K-Ar年代が須藤(1982a), TAMANYU and LANPHERE (1983)及び須藤・石井(1987)にそれぞれ示されている。今回新たに測定したK-Ar年代を第8表に示し²⁾、既存資料と共に第27図にプロットした。

第8表に示したように今回分析した岩石中のカリウム量は流紋岩でも最大2%台で少ない。また大気アルゴン混入率は最も少ないもので70%台、多くは90%程度かそれ以上であった。R2及びそれより下位の岩石はマフィック鉱物種が同定できない程度に変質していることが多い。また仙岩地域中心部での試錐結果により、中心部では過去に相当高温の地熱活動があったことが予想されている(竹野, 1987)。これらのことから①測定値の誤差は大きいものが多く、また②R2及びそれより下位の岩石の年代値は真の生成年代より若い可能性がある。

今回測定した岩石はすべて凝灰岩であり、軽石と基質よりなる。軽石はマグマの組成を代表するが、基質中には異質岩片が取り込まれたり、細粒物質が減少していることがある。年代測定は本来本質軽石を試料として選択して行うべきものであるが、検鏡によりむしろ軽石は基質に比べて選択的に強く変質している例が多く認められた。このため特にR2以下のユニットでは測年試料として基質を用いた。基質試料を分析するに際しては肉眼で異質岩片を除去するよう努めたが、顕微鏡的スケールの微細な岩片まで完全に除去することはできなかった。このため得られた年代は噴出年代より古くなる可能性がある。しかしながら第7章に記したように凝灰岩中の岩片は新第三系の新しいものが大部分であり、その測定試料中の量比も多くないので、異質岩片により年代値が古くなる程度は誤差の範囲内と推定される。以上の条件を踏まえて以下に各ユニットの年代について記す。

DのK-Ar年代値は、 0.7 ± 0.3 Ma- 1.5 ± 0.3 Maまでの範囲内にある。Dはすべて逆帯磁を示し、得られた年代は松山反転期に相当するので古地磁気年代尺度上は矛盾がない(以下古地磁気年代尺度はMANKINEN and DALRYMPLE (1979)が示したものをを用いる)。しかしながら本ユニットは野外のデータからは、すべて一連の短期間の活動により堆積したことが推定されており、得られた年代値のバラつきは大きい。また松山反転期中0.90-0.97 Maはハラミヨ正常イベントであり、Dの噴出年代はその前後のどちらかである。ここでは既存のK-Ar年代資料すべてから判断して、Dの噴出年代はハラミヨ正常イベントより前の約1 Ma程度と考える。

R4のK-Ar年代値はD以上にバラつきが大きい。R4は分布域の中心部の倉沢山付近では特に層厚が厚いので、2本の調査ルートでは高度を変えて試料を選択して年代測定した。倉沢山南西の大倉沢では海拔735 m(第4図及び第8表の11, OK2), 860 m(12, OK5)及び1,010 m(15, OK9)より、倉沢山北東のソヤノ沢では海拔760 m(16, SY1A), 985 m(18, SY7B)及び1,055 m(21, SY9A)より採取した試料を測定した。得られた年代値は順に 1.7 ± 0.2 , 1.7 ± 0.2 , 1.9 ± 0.2 Ma及び 1.9 ± 0.4 , 2.2 ± 0.3 , 2.5 ± 0.4 Maである。これらは誤差の範囲内でほぼ一致するか、あるいは下部に比べて上部の岩石がむしろ古い値を示していることになる。これらの測定試料はすべて強い変質を受けておらず、下部ほど変質により年代値が若返ったことは考えにくい。今回この2つの調査ルートのR4の試料について得られ

²⁾ 測定はすべて1個の試料当たり2回以上行った。計算に用いたカリウムの量は2回の測定値の平均を用いた。年代の算出は1回のアルゴン分析ごとに行い、標準偏差： σ はCox and DALRYMPLE (1967)の次式によって算出した。

$$\sigma = \left[(\sigma_1)^2 + (\sigma_2)^2 + (\sigma_{38})^2 \left(\frac{1}{y} \right)^2 + (\sigma_{36})^2 \left(\frac{1-y}{y} \right)^2 \right]^{1/2}$$

ここで計算に用いた各分析での標準偏差は以下の通りである。 $\sigma_1=0.018$, $\sigma_2=0.003$, $\sigma_{38}=0.0024$, $\sigma_{36}=0.03$ 。須藤(1982a)及び須藤・石井(1982)が示した誤差は2回の測定値のうち大きい方の誤差の値を表示したが、本報告では σ は以下の式を用いて算出した。

$$\sigma_m = \frac{\left(\sum \sigma_i^2 \right)^{1/2}}{n}$$

上式を用いると一般に算出される誤差の値は小さくなる。しかしながら須藤(1982a)及び須藤・石井(1982)と本報告とでは年代測定の分析機器、分析法等は同じであるので、表示される誤差の値が小さくなったことが分析精度の向上を意味するものではない。なお第27図に引用した須藤(1982a)及び須藤・石井(1982)の年代値及び誤差は、すべて本報告と同じ方法で再計算したものである。

第8表 K-Ar年代.
Table 8 K-Ar ages.

No.	Sample no.	Unit	Rock	Locality (a.s.l.)	latitude, longitude	Isotopes age (Ma) average	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ ml/g)	³⁹ Ar rad (%)	K (%)
1	KI3	RB	Opx-cpx-hb rhy. tuff.	Kitanomatazawa, Shizukuishi T. 835 m	39° 51' 36" 140° 49' 28"	1.6±0.4 1.4±0.6 1.6±0.5	.007(0) .007(9)	6.8 8.9	1.23 1.26
2	SK2	K.F.	Hb-bg cpx-opx dac. tuff	Shojikurasawa, Tazawako T. 950 m	39° 54' 14" 140° 50' 44"	2.5±1.5 2.3±2.3 2.5±2.4 2.9±3.3	.015 .016 .019	2.9 3.0 2.6	1.67 1.68
3	MJ4	K.F.	Cpx-opx dac. tuff	Myojinzawa, Shizukuishi T. 1,045 m	39° 51' 21" 140° 50' 44"	3.6±1.9 3.5±2.5 3.7±2.9	.007(0) .007(3)	4.0 3.7	0.51 0.51
4	YB1	RA	Opx-bg? hb rhy. w.t.	Ushiroyokobezawa, Tazawako T.		1.9±0.1 1.9±0.2 1.9±0.2	.018 .018	23.2 27.8	2.46 2.47
5	BJ3	RA	Hb-bg opx rhy. w.t.	Bijozawa, Tazawako T. 530 m	39° 53' 59" 140° 42' 40"	3.2±1.1 3.0±1.7 3.3±1.3	.012 .013	5.2 7.1	1.02 1.03
6	AD1	R1	Rhy. w.t.	Akedorizawa, Tazawako T. 740 m	39° 53' 13" 140° 47' 09"	1.9±0.1 1.9±0.2 2.0±0.2	.019 .020	24.8 23.5	2.60 2.62
7	1461M	R2	Rhy. w.t.	Kowasegawa, Tazawako T. 485 m	39° 51' 36" 140° 44' 33"	1.9±0.2 1.6±0.3 1.9±0.4 2.1±0.4	.007(6) .008(6) .009(9)	12.9 12.6 15.5	1.18 1.19
8	JK4	R2	Cpx-opx-hb rhy. w.t.	Jyanokizawa, Tazawako T. 950 m	39° 50' 53" 140° 47' 03"	1.9±0.4 1.9±0.5 1.9±0.6	.009(0) .009(2)	9.8 9.3	1.23 1.25
9	NI7	R2	Hb-px rhy. w.t.	Nakanomatazawa, Shizukuishi T. 1,015 m	39° 52' 08" 140° 47' 41"	2.0±0.4 1.9±0.5 2.0±0.5	.009(8) .010	9.7 10.2	1.29 1.30
10	KK4	R2	Hb-bg? opx rhy. w.t.	Kokakurazawa, Tazawako T. 805 m	39° 54' 10" 140° 44' 44"	2.5±0.5 2.6±0.6 2.4±0.8	.006(4) .005(9)	11.8 8.4	0.64 0.64
11	OK2	R4	Opx-bg hb rhy. w.t.	Okurazawa, Tazawako T. 735 m	39° 53' 25" 140° 46' 19"	1.7±0.2 1.7±0.3 1.7±0.2	.014 .014	14.5 22.6	2.08 2.08
12	OK5	R4	Biot-bg opx rhy. w.t.	Okurazawa, Tazawako T. 860 m	39° 53' 38" 140° 46' 08"	1.7±0.2 1.4±0.3 1.8±0.3 1.9±0.4	.005(2) .006(4) .007(0)	11.3 17.4 13.0	0.93 0.93
13	TSl6B	R4	Hb rhy. w.t.	Tanashirozawa, Tazawako T. 785 m	39° 54' 40" 140° 44' 18"	1.9±0.2 2.0±0.4 1.8±0.3	.011 .010	14.0 14.2	1.43 1.44
14	1802	R4	Hb-opx rhy. w.t.	Hotonosawa, Ajiro T. 580 m	40° 05' 19" 140° 04' 33"	1.9±0.2 1.7±0.2 1.7±0.2 2.1±0.2	.011 .011 .014	17.6 24.9 25.8	1.67 1.68

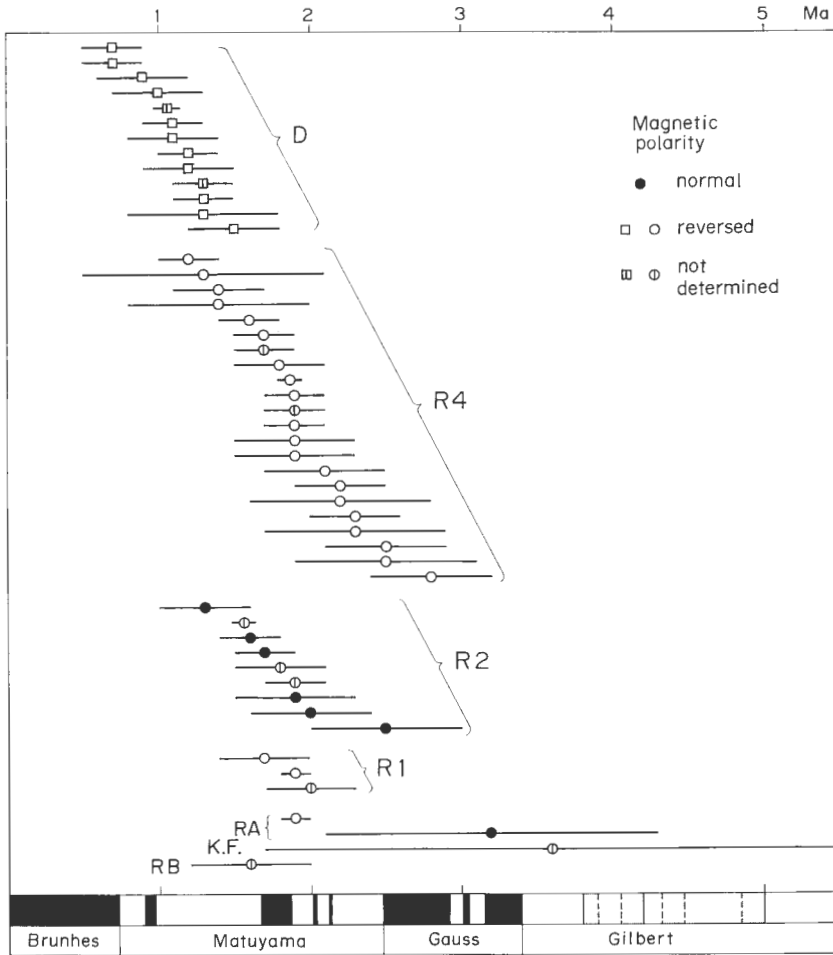
第8表 (つづき)
Table 8 (Continued)

No.	Sample no.	Unit	Rock	Locality (a.s.l.)	latitude, longitude	Isotopes age (Ma) average	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻³ ml/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	K (%)
15	OK9	R4	Hb-bg ² opx rhy. w.t.	Okurazawa, Tazawako T. 1,010 m	39°53'42" 140°46'02"	1.9±0.4 2.0±0.3	.007(7) .008(3)	15.3 17.2	1.06 1.07
16	SY1A	R4	Hb-bg opx rhy. w.t.	Soyanosawa, Tazawako T. 760 m	39°55'05" 140°48'55"	1.9±0.4 2.0±0.4	.008(2) .009(4)	7.7 11.5	1.24 1.24
17	TA1	R4	Hb-opx rhy. w.t.	Takinosawa, Tazawako T. 930 m	39°54'05" 140°49'06"	2.1±0.4 2.4±0.7	.011 .013	11.4 8.9	1.40 1.41
18	SY7B	R4	Hb-opx rhy. w.t.	Soyanosawa, Tazawako T. 985 m	39°54'29" 140°48'04"	2.2±0.3 2.2±0.4	.011 .012	12.2 13.7	1.38 1.38
19	TB3	R4	Hb-opx rhy. w.t.	Tsubusamazawa, Moriyoishi T. 395 m	40°00'18" 140°38'53"	2.3±0.3 2.3±0.5	.010 .010	12.6 12.3	1.12 1.13
20	OR10	R4	Hb-opx rhy. w.t.	Shimokanukurazawa, Tazawako T. 580 m	39°55'02" 140°46'10"	2.3±0.6 2.2±0.7	.015 .014	7.5 8.6	1.60 1.60
21	SY9A	R4	Cpx-bg hb-opx rhy. w.t.	Soyanosawa, Tazawako T. 1,055 m	39°54'20" 140°47'58"	2.5±0.4 2.6±0.6	.011 .012	12.1 10.8	1.19 1.20
22	1514	D	Cpx-opx dac. w.t.	Nakanosawa-rindo, Tazawako T. 780 m	39°56'10" 140°40'29"	0.7±0.2 0.8±0.2	.005 .003	9.3 5.5	1.56 1.58
23	TH7M	D	Opx-cpx dac. w.t.	Taiheiko, Moriyoishi T. 400 m	40°03'00" 140°37'36"	0.7±0.2 0.8±0.2	.004 .005	5.0 11.2	1.69 1.70
24	YS7P	D	Cpx-opx dac. pumice	Yanagisawa, Tazawako T. 769 m	39°57'23" 140°41'03"	0.9±0.3 0.9±0.2	.004 .005	5.2 10.4	1.38 1.40
25	2039	D	Cpx-opx dac. w.t.	Wakahatazawa, Matsuo V. 720 m	39°54'22" 140°55'53"	1.1±0.3 1.2±0.4	.005(2) .005(5)	6.8 7.6	1.23 1.23
26	YB6	D	Cpx-opx dac. w.t.	Yokobezawa, Tazawako T. 720 m	39°55'26" 140°41'32"	1.2±0.2 1.2±0.3	.006(7) .006(7)	9.4 11.9	1.39 1.41
27	HA1P	D	Opx-cpx dac. w.t.	Nekonosawa, Kazuno C. 765 m	40°00'54" 140°47'04"	1.3±0.2 1.3±0.4	.005(9) .006(5)	12.1 9.7	1.25 1.27
28	KA3P	D	Cpx-opx dac. w.t.	Kantonosawa, Tazawako T. 1,025 m	39°53'14" 140°50'20"	1.3±0.2 1.3±0.4	.006(7) .007(1)	11.7 12.9	1.40 1.40
29	1759	D	Cpx-opx dac. w.t.	Higashinomatazawa, Kazuno C. 380 m	40°03'32" 140°47'46"	1.5±0.3 1.5±0.4	.007(7) .007(8)	9.9 9.1	1.34 1.36

Opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, px: pyroxene, hb: hornblende, biot: biotite, bg: bearing, rhy: rhyolite, dac: dacite, w.t.: welded tuff, a.s.l.: above the sea level, T: town, V: village, C: city.

Analyst: Teledyne Isotopes.

The constants for the age calculation are: $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_{\alpha} = 0.581 \times 10^{-10}/y$, $K^{40}/K = 1.167 \times 10^{-4}$.



第27図 玉川及び古玉川溶結凝灰岩の K-Ar 年代と古地磁気。K-Ar 年代値は須藤 (1982a), TAMANYU and LANPHERE (1983), 須藤・石井 (1987) 及び本報告のものを、古地磁気データは本報告のものを、古地磁気年代尺度は MANKINEN and DALRYMPLE (1979) のものをそれぞれ使用した。

Fig. 27 K-Ar ages and paleomagnetic polarities of the Tamagawa and the Old-Tamagawa Welded Tuffs. K-Ar age data are quoted from SUTO (1982a), TAMANYU and LANPHERE (1983), SUTO and ISHII (1987) and this paper, paleomagnetic data from this paper and paleomagnetic time scale from MANKINEN and DALRYMPLE (1979).

た K-Ar 年代は本来ある 1 つの年代値を示すべきものであり、それからはずれた分は誤差と考えられる。

R4 はすべて逆帯磁を示す。R4 の K-Ar 年代値はおおむね松山反転期に対応し、古地磁気年代尺度上矛盾がない。しかしながら第27図に示したように1.67-1.97 Ma はオールドバイ正常イベントであり、R4 の噴出年代はこの前後のどちらかである。既存の K-Ar 測年値すべてから判断すると、R4 の噴出年代はオールドバイ正常イベントより古い可能性の方が大きくなる。すなわち R4 の噴出年代は約 2 Ma 程度と推定される。

R2, R1, RA, 関東ノ沢層及び RB 中の試料の年代値は、R4 と同じ程度かそれより少し古い値であり、層序と大きく矛盾するわけではないがいずれも若返っている可能性がある。R2 はすべて正帯磁を示す。須藤(1982a)は、それまでに得られた R2 の年代値から、その噴出年代がオールドバイ正常イベント内である可能性を示した。しかしながら上記の R4 の噴出年代がオールドバイ正常イベントより古いと

いう推定が正しいものとする、R2の噴出年代はオールドバイ正常イベントではなく、ガウス正常期もしくはそれより古い正常期に相当すると考えられる。R2より下の各層についても同様に真の噴出年代は、より古いものと考えられる。

15. 流動方向

火砕流の流動方向を推定する方法についてはELSTON and SMITH (1970)などにまとめられている。本研究では噴出源が明らかでない玉川及び古玉川溶結凝灰岩の流動方向を推定するために、伸長した鉱物及び岩片の方向を測定した。各測定点より水平方向の薄片を3枚作製し、短軸方向と長軸方向の径の比が1:2以上に伸長した鉱物及び岩片の方位を測定し、薄片3枚分を合計した後に鈴木・宇井(1981)にならって統計的処理を行った。測定粒子数は薄片3枚分の合計で普通約300-700個であり、VARGA (1983)が示した条件は十分満たしている。

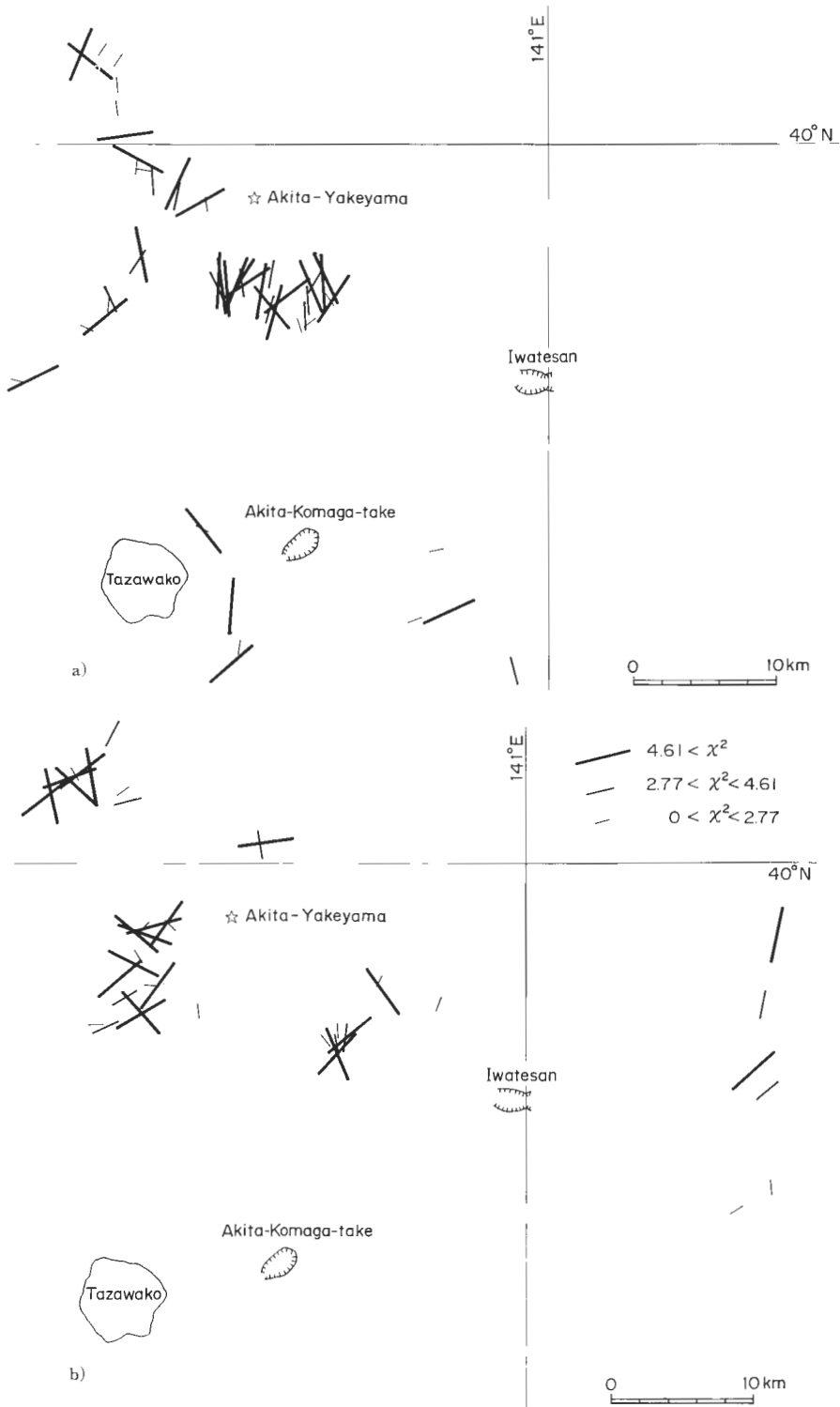
玉川溶結凝灰岩のR4とDについての測定結果を第28図に示す。R4のうち秋田焼山南方の倉沢山付近に分布するものでは、流動方向が南北方向を示すことが多い。R4の他の地点及びDでは特に噴出源を推定するような放射状の流動方向の並びは認められない。伸長した粒子が特定方向に集中して並ぶのは、鈴木・宇井(1981)によれば火砕流堆積物が静止する直前の微地形の影響が大きいとされている。R4及びDの大部分は、そのような微地形の影響を受けているものと思われ、層厚が特に厚い倉沢山付近では、その影響がほとんどなかったものと推定される。したがってR4に関しては倉沢山の北方または南方に噴出源があった可能性が大きいと考えて良い。

倉沢山付近に分布するR4については岩石試料を南北方向に切断して作製した垂直方向の薄片中の粒子のインプリケーションについて観察したが、南北どちらかの方向が供給源であることを示すのに十分な証拠は得られなかった。

古玉川溶結凝灰岩についてはRB, RA及びR2について比較的多くのデータが得られたが、それぞれ各地点で求められた流動方向がある特定方向に並ぶことはなかった。このことから、得られた伸長方向の並びは現在の堆積地付近では、平坦な地面上にある特定方向に向けて流走していく過程を示しているのではないものと思われる。また各堆積物が厚いことから、これらの方向がすべて微地形の影響を受けているとは考えられない。各堆積物の分布範囲がそれぞれ狭いので断定はできないが、これらの堆積物は比較的狭い堆積盆内に流入し、これを埋めたものと推定される。

16. 噴出源について

本報告で定義した玉川及び古玉川溶結凝灰岩の噴出源については既にいくつかの提案がある。河野・上村(1964)は、玉川と渋黒沢合流点付近の凝灰岩(本報告のRA)中に基盤岩が捕獲岩として多量含まれていることから、この付近を噴出中心と推定した。同じ地点について折本・安田(1969)は、RAが基盤となる新第三系にアバットしている露頭が近くにあることから、この付近を噴出の中心と考えることに異議を唱えた。また大口ほか(1973)は秋田焼山を中心とする直径7kmほどの陥没域を想定し、佐藤ほか(1981)はここが椗内層(本報告のDに相当)の噴出源と推定した。村岡・長谷(1980)は玉川支流小和瀬川流域の環状地形構造と断層系の調査から、バイアス型カルデラの存在の可能性を指摘したが、佐藤ほか(1981)は地表調査結果から、そのような構造の存在を否定した。佐藤ほか(1981)は、むしろそれより東方の関東森層分布域が陥没域であり、これが小和瀬川凝灰岩(本報告のRB, RA, R1, R2, R4にほぼ相当)噴出にかかわるカルデラに相当すると考えた。須藤(1983)は小和瀬川支流中ノ又沢上流域のスズノマタ沢・明通沢合流点付近ではR1は巨大な岩片を多量含むことから、同所はR1の噴出源に近いこと及び本報告のR3は溶結凝灰岩と成層凝灰岩の互層からなり、それぞれ噴出物は少量であること及び分布域が秋田・岩手県境の大沢森付近に限られていることから、同地付近がR3の噴出源に近いとそれぞれ推定した。玉生(1985)は仙岩地域中心部に東西、南北とも約10kmのほぼ四角形のカルデラを



第28図 玉川溶結凝灰岩のR4, a) 及び D, b) の鉱物・岩片伸長方向.
 Fig. 28 Grain orientation of R4 a) and D b) in the Tamagawa Welded Tuffs.

想定し、それが玉川溶結凝灰岩類の噴出に伴って生成したと考えた。金原・松永(1985)は村岡・長谷(1980)が示した環状地形に沿った「玉川カルデラ」を提唱し、この陥没盆地が玉川溶結凝灰岩(本報告の玉川及び古玉川溶結凝灰岩)の噴火活動に関連して生成したと考えた。

須藤(1985b)は「古玉川カルデラ」を、また須藤(1986)は「先焼山カルデラ」をそれぞれ提唱した。以下本報告でもこの2つのカルデラ名を踏襲して玉川及び古玉川溶結凝灰岩の噴出源について考察する。また仙岩地熱地域中心部の試錐結果を中心とした地質構造については須藤(1987)に詳述した。

本報告では従来玉川溶結凝灰岩類として一括されていた(金原・松永, 1985のまとめなど)ものを玉川溶結凝灰岩とそれより古い古玉川溶結凝灰岩とに区分した。古玉川溶結凝灰岩の主たる分布域は仙岩地域中心部に限られており、最大地下約1,900 mの深所まで分布することが試錐により確認されている(須藤, 1987)。須藤(1985d)はこれらの地下の流紋岩凝灰岩は斑晶量が多く、斑晶の粒径が大きく、強溶結及び変質をしており、密度が2.5-2.6と大きく、各ユニットの層厚が厚く、岩片は少なくその粒径も小さいなどの特徴を示し、これがLIPMAN(1984)などが示した *intra caldera welded tuff* の特徴とよく一致することを示した。しかしながら同時に須藤(1985d)は、この堆積盆がカルデラである可能性はあっても、そのカルデラ形成に関わる *out flow* 堆積物は確認できないことを指摘した。すなわち大規模な *intra caldera welded tuff* としては最も新しいR2でさえも、予想されるカルデラの外側に現在大規模に *out flow* の火砕流堆積物の分布は確認されていない。地下深部にまで *intra caldera welded tuff* が分布する堆積盆を以下須藤(1985b)にならって古玉川カルデラと呼ぶ。本報告で玉川溶結凝灰岩としたR4及びDは *intra caldera welded tuff* である古玉川溶結凝灰岩のRA, R2などの上位ののっており、しかも古玉川カルデラの縁を挟んだ両側で垂直方向に変位していることもない。すなわち古玉川カルデラは玉川溶結凝灰岩の噴出とは直接の関係はない。

古玉川溶結凝灰岩については *intra caldera welded tuff* のみ認められ、*out flow* が現在認められないのは、*out flow* は削剝されたためとも考えられ、その場合、玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩との間の噴出の時間間隔は長かったものと思われる。古玉川溶結凝灰岩がすべて同一のカルデラ地域から噴出したかどうかは明らかでないが、古玉川溶結凝灰岩が古玉川カルデラ生成に関わる火山活動により噴出した可能性は大きい。その場合堆積物の特徴から、噴出活動は大規模であっても穏やかであり、カルデラはパイアス型であると推定される。しかしながら玉川溶結凝灰岩は別な地点で噴出し、古玉川カルデラの位置に、成因はともかく堆積盆が存在し、ここに厚く溶結凝灰岩が堆積した可能性も完全に否定はできない。ただしその場合でも噴出口は堆積位置から遠くはないことが堆積物の特徴から予想される(第6.2章)。

玉川溶結凝灰岩に関しては、現在明瞭なカルデラ地形は地表に認められないこと、玉川溶結凝灰岩より下位の地層の分布域では玉川溶結凝灰岩噴出に関わる構造が地表では認められないことから玉川溶結凝灰岩噴出地点は玉川溶結凝灰岩自身の分布域内にあるか、あるいはより新しい火山噴出物等によって覆われていると考えられる。特に玉川溶結凝灰岩のDよりも新しい火山噴出物は須藤(1985a)の新期火山岩類の後期噴出物に相当する。それらは須藤・向山(1987)によれば、秋田駒ヶ岳、岩手山、前森山、秋田焼山などの火山噴出物である。これらの後期噴出物の分布域について、その位置、基盤岩及び玉川溶結凝灰岩の分布域の高度などの条件について検討した結果、玉川溶結凝灰岩の噴出口として、現在の秋田焼山火山噴出物の分布域が最も可能性があると考えに至った。この付近については既に大口ほか(1973)及び佐藤ほか(1981)は軟弱な湖成層の存在から陥没域を想定しており、地熱探査技術等検証調査の試錐結果から須藤(1986a)は秋田焼山火山の山体の直下に、周囲に対して数100 m 落ち込んだ古地形を復元し、これを先焼山カルデラとした。先焼山カルデラ内の堆積物の詳細は須藤(1987)に記してある。先焼山カルデラ内の試錐からは玉川溶結凝灰岩は見い出されていない。ただし多斑晶流紋岩溶結凝灰岩に由来する礫及び砂はカルデラ内に多い。

先焼山カルデラを玉川溶結凝灰岩のR4及びDの噴出口と考えると、それぞれの噴出物の現在の平面的分布及び層厚、岩片の粒径、D中の結晶量、R4中の伸長した結晶・岩片の方向などについては良く説明できる。R4については第5章に述べたようにR1の分布域が噴出源である可能性も残されてお

り、まだ特定できない。

R4とDはそれぞれ大規模火砕流堆積物であり、SMITH (1979)に示されているように、それを噴出させたマグマ留りは巨大であったと考えられる。R4とDの岩質は共に珪長質という点では似ているが、斑晶量及びその粒径は非常に異なる。特にR4の後に噴出したD中に、R4の岩片が多くは含まれていないこと及びD中に石英の捕獲結晶も多くないことは、両者のマグマの関係が強くないことを示しているのかもしれない。R4及びDを噴出させたマグマ留りが全く同一の場所に形成されていたのか、あるいは至近距離ではあっても別な位置を占めていたのかは未解決の問題である。

17. ま と め

仙岩地熱地域に分布する珪長質大規模火砕流堆積物を玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩とに区分した。

玉川溶結凝灰岩は流紋岩溶結凝灰岩4(R4)とその上のデイサイト溶結凝灰岩(D)とからなる。R4とDは共に南北約50 km、東西約50-60 kmの範囲に分布する。古玉川溶結凝灰岩は下位より流紋岩溶結凝灰岩B, A, 1, 2, 3 (RB, RA, R1, R2, R3)よりなる。またRBの上位には関東ノ沢層が、RAの上位には又口小屋層がそれぞれ分布する。古玉川溶結凝灰岩の各ユニットは、秋田焼山の南の径約10 kmの狭い範囲内のみ厚く分布する。

R4の層厚は分布域のほぼ中央部にある倉沢山付近で最も厚く約700 m、Dは同じく秋田・岩手県境付近で約200 mである。古玉川溶結凝灰岩の各ユニットの中には地下深くまで連続して分布するものもあり、最大層厚はRB:約200 m以上、RA:約900 m以上、R1:約200 m以上、R2:約1,300 m、R3:約160 mである。

R4及びDの分布高度は、共に分布域の中央部で高く、周辺部で低くなっている。

玉川溶結凝灰岩の堆積物の体積はR4:130 km³、D:50 km³である。古玉川溶結凝灰岩の体積は見積りが困難であるが、分布範囲が狭いので、現在の堆積物は全体でも100 km³程度と予想される。

玉川溶結凝灰岩のR4及びDは共に逆帯磁を示す。古玉川溶結凝灰岩のR2は正帯磁、R1、RA及びRBは逆帯磁を示す。

K-Ar年代測定値より、玉川溶結凝灰岩の噴出年代をR4:約2 Ma、D:約1 Maと判断した。これらの年代はいずれも松山反転期に相当し、古地磁気年代尺度上矛盾しない。関東ノ沢層中の凝灰岩を貫く岩脈のK-Ar年代が中新世に相当することから、関東ノ沢層及びその下位のRBは中新世かそれより古いと判断した。

各ユニット中の軽石の扁平化の程度と岩石の密度を測定した結果、Dは軽石がよく扁平化しているが密度は小さいものが多く、軽石の扁平化には荷重よりも粘性の影響が大きかったものと判断される。逆に古玉川溶結凝灰岩のRB、RA、R1、R2は軽石はあまりつぶれていないが密度は大きい。これは溶結よりもむしろ変質によるものと思われる。

流紋岩溶結凝灰岩の基質の斑晶量は約34-46%であり、軽石中の斑晶量は基質中の量よりも少ない。また軽石中の斑晶の粒径は基質中のものと比べて大きい。これらは火砕流噴出及び流走の過程をよく反映しているものと考えられる。Dは軽石中の斑晶量が平均約10.4%、噴出口付近の基質の斑晶量が平均15.8%であり、噴出物の約34%の細粒火山灰が噴火時に大気中に飛散したものと推定される。R4及びそれより下位の凝灰岩では、軽石と基質の斑晶量の差が小さかった。

玉川及び古玉川溶結凝灰岩中の岩片は大部分が新第三系に由来するものであり、先第三系の基盤岩に由来する岩片はほとんど含まれていない。このことから各凝灰岩とも、地下深所で火道が大きく拡大する噴火様式はとらなかったものと推定される。

R4とDは、その化学組成、鉱物種及びその量比、鉱物組成などの点で互いに異なる。R4と古玉川溶結凝灰岩の各ユニットの岩質は似ているが、R2は鉱物の粒径が他のユニット中のものと比べて小さい。東北日本の他の地域の鮮新世末—更新世前半の珪長質大規模火砕流堆積物の化学組成と比較する

と、それらと玉川溶結凝灰岩の D はよく似ているが、R4 は著しく SiO₂ に富む特徴を示す。

古玉川溶結凝灰岩の分布域には、試錐資料等から判断した結果カルデラ構造が存在することが推定されるが、古玉川溶結凝灰岩に対比されるカルデラ外火砕流堆積物の分布が確認されていないため、この古玉川カルデラの生成と各溶結凝灰岩の噴出との対応は必ずしも明瞭ではない。これとは別に秋田焼山火山の直下にカルデラが存在することが推定されており、この先焼山カルデラの生成が玉川溶結凝灰岩の R4 及び D の噴出によるものである可能性は大きい。

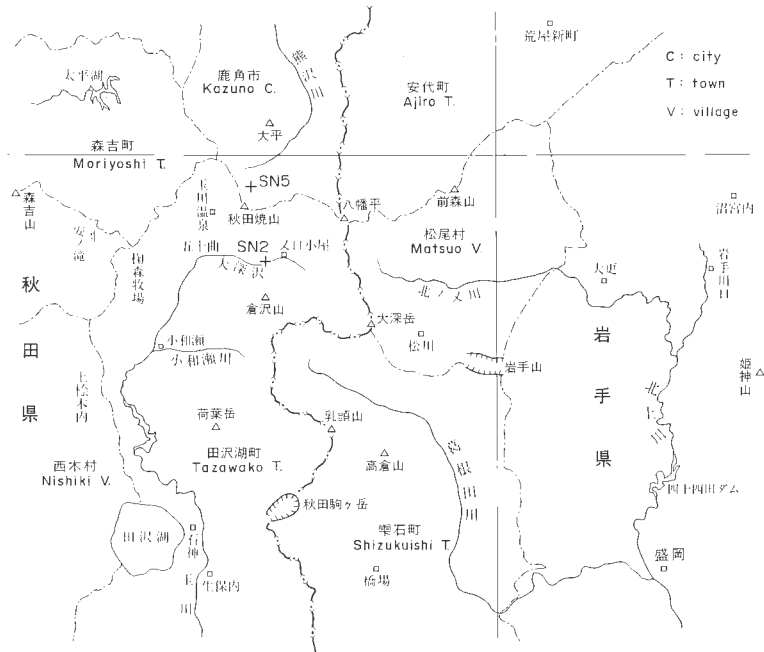
文 献

- 安藤重幸(1986) 地熱開発促進の地域レポート(1) 八幡平東部地域. 地熱エネルギー, vol. 11, p. 2-30.
- 青木謙一郎・吉田武義・金 義沢(1984) 東部地方南部の更新世前期に活動した火砕流の地球化学的研究. 核理研究報告, vol. 17, p. 169-181.
- 物理探鉱技術協会(1962) 岩石試料の速度測定要綱. 物理探鉱, vol. 15, p. 46-53.
- COX, A. and DALRYMPLE, G. B. (1967) Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 72, p. 2603-2614.
- ELSTON, W. E. and SMITH, E. I. (1970) Determination of flow direction of rhyolitic ash-flow tuffs from fluidal textures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 81, p. 3393-3406.
- FISHER, R. V. and SCHMINCKE, H.-U. (1984) Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, p. 1-472.
- 早川典久・北村 信(1953) 雫石盆地西縁部の地質. 岩鉱誌, vol. 37, p. 29-40.
- 井手俊夫(1985) 松川および葛根田地域の地熱系モデル. 地熱学会誌, vol. 7, p. 201-213.
- IKEDA, Y. (1984) Petrological significance of granitic inclusions from Pliocene—early Peistocene pyroclastic flow deposits in the central Hokkaido, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol. 79, p. 60-80.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層一分布図と資料. 363p. 東京大学出版会.
- KATSUI, Y., OBA, Y., ANDO, S., NISHIMURA, S., MASUDA, Y., KURASAWA, H. and FUJIMAKI, H. (1978) Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, North Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, vol. 18, p. 449-484.
- 河野義礼・青木謙一郎(1959) 八幡平およびその周縁火山群の岩石. 火山, 2集, vol. 4, p. 61-76.
- ・上村不二雄(1964) 5万分の1地質図幅「八幡平」および同説明書. 地質調査所, 36p.
- 金原啓司・松永栄勇(1985) 仙岩西部地域の地熱系モデル. 地熱学会誌, vol. 7, p. 247-260.
- 北村 信(1956) 東北地方脊梁山脈周縁(岩手・秋田・宮城県境)に発達する石英安山岩類の層位的問題について. 地球科学, No. 28, p. 14-22.
- ・尾西明生(1972) 岩手県東麓部の地下地質構造について. 岩井淳一記念論集, p. 67-74.
- KUNO, H., ISHIKAWA, T., KATSUI, Y., YAGI, K., YAMASAKI, M. and TANEDA, S. (1964) Sorting of pumice and lithic fragments as key to eruptive and emplacement mechanism. *Jap. J. Geol. Geog.*, vol. 35, p. 223-238.
- LIPMAN, P. W. (1967) Mineral and chemical variations within an ash-flow sheet from Aso caldera, Southwestern Japan. *Contr. Mineral. and Petr.*, vol. 16 p. 300-327.
- (1984) The roots of ash flow calderas in the Western North America: Windows into the tops of granitic batholiths. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 89, no. B10, p. 8801-8841.
- , CHRISTIANSEN, R. L. and O'CONNOR, J. T. (1966) A compositionally zoned ash-flow sheet in Southern Nevada. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 524-F, p. 1-47.
- MANKINEN, E. A. and DALRYMPLE, G. B. (1979) Revised geomagnetic polarity time scale for interval 0-5 m.y.B.P. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 84, p. 615-626.

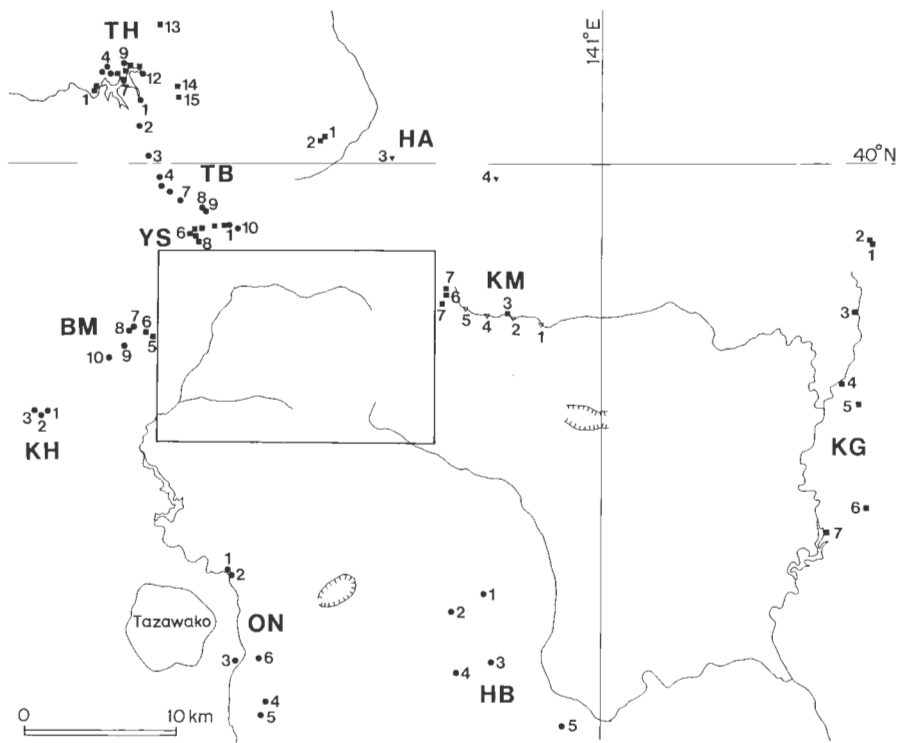
- 村岡洋文・長谷紘和(1980) 陥没カルデラに由来する環状地形構造の評価. 地質ニュース, No. 311, p. 7-29.
- 中村久由(1967) 松川地熱地域の地下構造. 地熱, no. 10, p. 13-34.
- 小野晃司(1965) 阿蘇カルデラ東部の地質. 地質学雑, vol. 71, p. 541-553.
- ・渡辺一徳(1974) Aso-2 火砕流堆積物の二次流動. 火山, 2集, vol. 19, p. 93-110.
- ・松本雅夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和(1977) 竹田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), p. 1-145, 地質調査所.
- ・曾屋龍典・三村弘二(1981) 日本の火山(第2版). 地質調査所.
- 尾上 亨・須藤 茂・向山 栄(1985) 秋田県田沢湖町の中新統からヒノキ科化石, *Calocedrus* の発見. 地調月報, vol. 36, p. 191-195.
- 人口健志・伊里道彦(1977) 秋田県田沢湖町生保内一岩手県雫石町橋場間の地質. 秋田大地質研報, vol. 44, p. 67-81.
- ・高安泰助・藤岡一男(1980) 小又峡周辺地域の地質. 森吉山小又峡周辺特別学術調査報告書, p. 1-17, 秋田県教育委員会. 小又峡学術調査団.
- 大熊茂雄・須藤 茂(1987) 仙岩地熱地域の磁氣的構造. 地調報告, no. 266, p. 425-447.
- 大沢 穠・角 清愛(1957) 5万分の1地質図幅「森吉山」および同説明書. 地質調査所, 42p.
- 折本佐千夫・安田 正(1969) 秋田県玉川上流のいわゆる玉川石英安山岩類について. 岩鉱誌, vol. 61, p. 194-202.
- PETERSON, D. W. (1979) Significance of the flattening of pumice fragments in ash-flow tuffs. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 180, p. 195-204.
- RAGAN, D. M. and SHERIDAN, M. F. (1972) Compaction of the Bishop Tuff, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 83, p. 95-106.
- ROSS, C. S. and SMITH, R. L. (1961) Ash-flow tuffs—Their origin, geologic relations and identifications. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 366, p. 1-81.
- 阪口圭一・宇井忠英(1983) 火砕流流走中の異質岩片の取り込み—出代火砕流堆積物における検証. 火山, 2集, vol. 28, p. 317-320.
- 佐藤博之・小野晃司・曾屋龍典・奥村公男(1976) 玉川溶結凝灰岩の研究. 昭和50年度サンシャイン研究成果報告, 広域深部地熱資源賦存に関する研究, p. 79-90.
- SATO, K. (1982) Analysis of geological structure in the Takinoue geothermal area. *Jour. Geotherm. Res. Soc. Japan*, vol. 3, p. 135-148.
- 佐藤 浩・安藤重幸・井出俊夫・鷹齋守彦・斉藤清次・千葉義明・上井宣夫・岩田忠雄(1981) 八幡平地域, 玉川溶結凝灰岩の層序. 地質学雑, vol. 87, p. 267-275.
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ(上村不二雄・須藤 茂・金原啓司・茂野 博・駒沢正夫・須田芳郎・菊地恒夫)(1985) 10万分の1仙岩地熱地域地質図及び同説明書. 特殊地質図21-2, 地質調査所, 23p.
- 椎川 誠(1955) 秋田県玉川温泉周辺の地質. 秋田大学芸紀要, No. 5, p. 92-114.
- SMITH, R. L. (1960a) Ash flows. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 71, p. 795-842.
- (1960b) Zones and zonal variations in welded ash flows. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 354-F, p. 149-159.
- (1979) Ash-flow magmatism. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, vol. 180, p. 5-27.
- and SHAW, H. R. (1975) Igneous related geothermal systems. *U.S. Geol. Surv. Circ.*, No. 726, p. 58-83.
- SPARKS, R. S. J. (1976) Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, vol. 23, p. 147-188.
- 須藤 茂(1979) 酸性火山岩の研究—1, 玉川溶結凝灰岩の研究. 昭和52年度サンシャイン研究成果報

- 告, 広域深部地熱資源賦存に関する研究, p. 99-108.
- 須藤 茂(1981a) 仙岩地域地質構造調査—その2, 玉川溶結凝灰岩類. 昭和55年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「地熱探査技術等検証調査, その1 仙岩地域」, p. 35-62, 地質調査所.
- (1981b) マグマ温度測定法の研究. 昭和55年度サンシャイン研究成果報告, 深部地熱資源探査技術に関する研究, p. 67-94.
- (1982a) 玉川溶結凝灰岩及び周辺の類似岩の K-Ar 年代. 地熱学会誌, vol. 4, p. 159-170.
- (1982b) 仙岩地域地質構造調査—その2, 玉川溶結凝灰岩類, 昭和56年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「地熱探査技術等検証調査, その1 仙岩地域」, p. 83-115, 地質調査所.
- (1983) 玉川溶結凝灰岩類. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「地熱探査技術等検証調査, その1 仙岩地域」, p. 105-123, 地質調査所.
- (1984a) 秋田県荷葉岳火山の古地磁気と K-Ar 年代. 火山, 2 集, vol. 31, p. 112-114.
- (1984b) 玉川溶結凝灰岩及びその上下の火山岩について. 昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書「地熱探査技術等検証調査, その1 仙岩地域」, p. 167-189, 地質調査所.
- (1985a) 仙岩地熱地域南部の鮮新世—更新世火山活動について—安山岩火山の古地磁気と年代. 地調月報, vol. 36, p. 513-533.
- (1985b) 玉川溶結凝灰岩とカルデラ. 火山, 2 集, vol. 30, p. 321.
- (1985c) 仙岩地熱地域中心部の地質構造と玉川溶結凝灰岩. 火山, 2 集, vol. 30, p. 118-119.
- (1985d) 仙岩地域の中心部における地熱地質構造. 地調月報, vol. 36, p. 368-369.
- (1986a) 秋田焼山火山の地下構造. 火山, 2 集, vol. 31, p. 149.
- (1986b) 仙岩地熱地域の火山岩の古地磁気と火山活動の推移. 日本地質学会第93年学術大会演旨集, p. 369.
- (1987) 仙岩地熱地域中心部の地質構造. 地調報告, no. 266, p. 43-76.
- ・石井武政(1982) 仙岩地熱地域南部の新第三紀火山岩の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 33, p. 433-442.
- ・———(1987) 雫石地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, (印刷中)
- ・向山 栄(1987) 仙岩地熱地域北部の火山岩の古地磁気と火山活動の推移. 地調報告, no. 266, p. 143-158.
- ・玉生志郎(1978) 秋田県小又川・玉川上流域の玉川溶結凝灰岩の岩石学的研究(予報). 地調月報, vol. 29, p. 531-541.
- 鈴木桂子・宇井忠英(1981) 阿多火砕流の流動方向. 火山, 2 集, vol. 26, p. 57-68.
- 鈴木美恵子(1983) 東俣溶結凝灰岩層の岩相変化—1,000 m ボーリングコア資料について—. 岐阜大学教育学部卒業論文(MS).
- 橋 行一(1970) 岩手県玉山村の第四紀溶結凝灰岩層(その2)—特に噴出時期に関して—. 岩手大教育研報, vol. 30, p. 101-109.
- (1971) 岩手火山東方地域の試錐孔の溶結凝灰岩とその噴出起源. 岩手大教育研報, vol. 31, p. 37-48.
- (1977) 盛岡北部の渋民溶結凝灰岩層(アク石)の ^{14}C 年代と地球磁場の逆転について. 岩手大教育研年報, 37, p. 9-20.
- 竹野直人(1987) 仙岩地熱地域における地熱調査井岩芯の変質. 地調報告, no. 266, p. 223-249.
- 玉生志郎(1985) 仙岩地域の熱源評価. 地調月報, vol. 36, p. 369-370.
- TAMANYU, S. and LANPHERE, M. A. (1983) Volcanic and geothermal history at the Hachimantai geothermal field in Japan—on the basis of K-Ar ages—. *Jour. Geol. Soc. Jap.*, vol. 89, p. 501-510.

- 玉生志郎・須藤 茂(1978) 八幡平西部の玉川溶結凝灰岩の層序と年代. 地調月報, vol. 29, p. 159-173.
- TANAKA, H. and TACHIBANA, K. (1981) A geomagnetic reversal in the Latest Brunhes Epoch discovered at Shibusami, Japan. *Jour. Geomag. Geoelect.*, vol. 33, p. 287-292.
- TANIDA, K. (1961) A study on salic effusive rocks. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 3, vol. 7, p. 47-100.
- TOGASHI, S., SHIRAHASE, T. and TAMANYU, S. (1985) Sr isotope geochemistry of voluminous rhyolite of the Tamagawa Welded Tuffs, related rocks and andesite of the Young Volcanics, in Hachimantai geothermal area, Northeast Japan. *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, vol. 24, p. 339-352.
- 上田良一・川尻茂三・井上 武(1961) 秋田県における鉱床母岩の層位に関する考察—その1 北秋田・鹿角地域—. 秋田大資研報, vol. 24, p. 22-39.
- 上村不二雄(1987) 仙岩地域の広域地熱地質構造. 地調報告, no. 266, p. 25-41.
- 臼田雅郎・岡本金一・高安泰助(1985) 秋田県総合地質図幅「田沢湖」及び同説明書, p. 1-68. 秋田県.
- ・—————・—————・藤本幸雄・栗山知士・成田典彦(1983) 秋田県総合地質図幅「田山」及び同説明書. p. 1-59. 秋田県.
- VARGA, R. J. (1983) A statistical study of phenocryst orientation fabrics in a dacite ignimbrite. *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, vol. 19, p. 37-43.
- WALKER, G. P. L. (1985) Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, vol. 25, p. 157-171.
- and WILSON, C. J. N. (1983) Lateral variations in the Taupo Ignimbrite. *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, vol. 18, p. 117-133.
- 山田直利・足立 守・梶田澄雄・原山 智・山崎晴雄・豊 遙秋(1985) 高山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 111p.
- 山形新生代研究グループ(1970) グリーンタフの野外観察. p. 1-51, 山形新生代研究グループ.
- 山口 靖(1986) 福島県南会津郡田島町周辺の火砕流堆積物の K-Ar 年代. 北村信教授記念論集, p. 627-636.

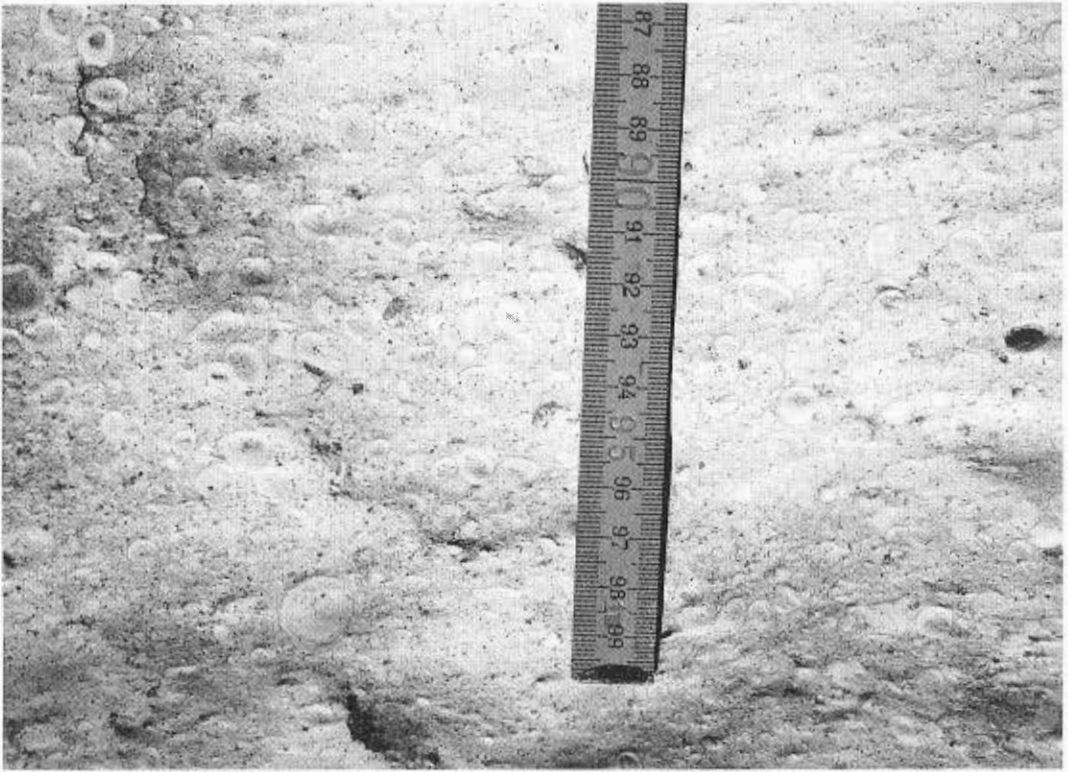


付図1 地名図.
Attached fig. 1 Locality map.

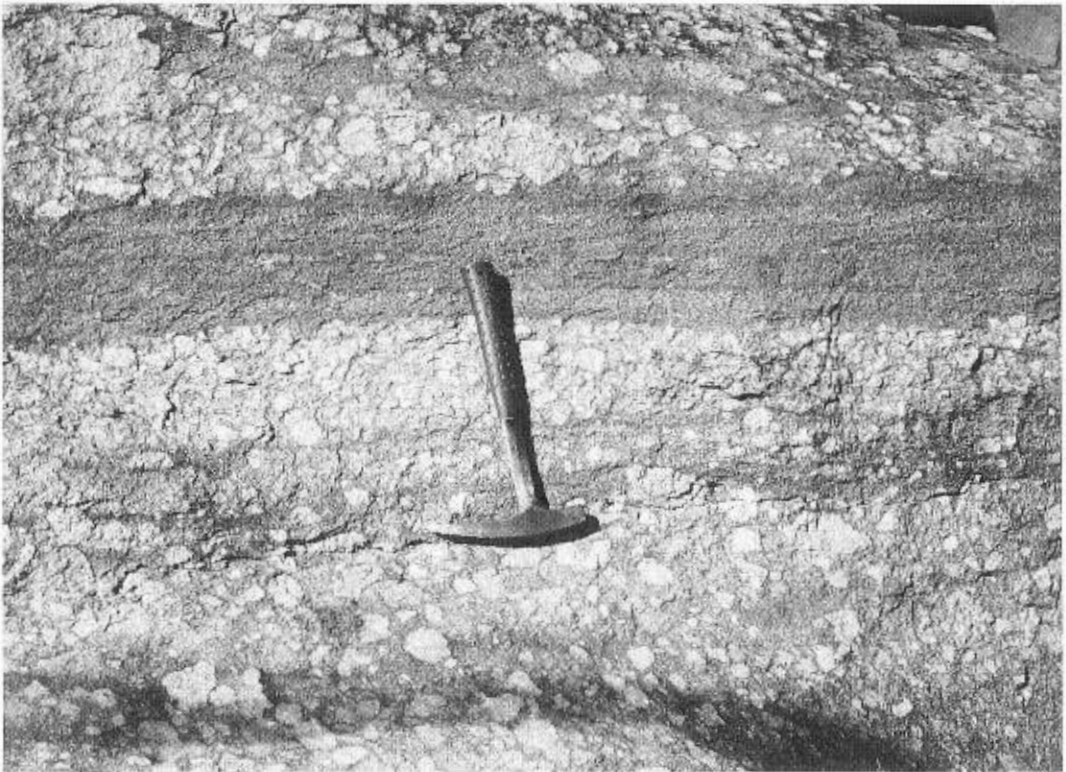


a)

付図2 調査地点位置図。a)図中の四角はb)図に相当。
Attached fig. 2 Locality of samples. Quadrangle in a) is shown as b).



図版1-1 RB中のピソライト凝灰岩. 葛根田川・大石沢合流点.
Plate 1-1 Pisolite tuff in RB. Junction of Kakkondagawa and Oishizawa, Shizukuishi town.



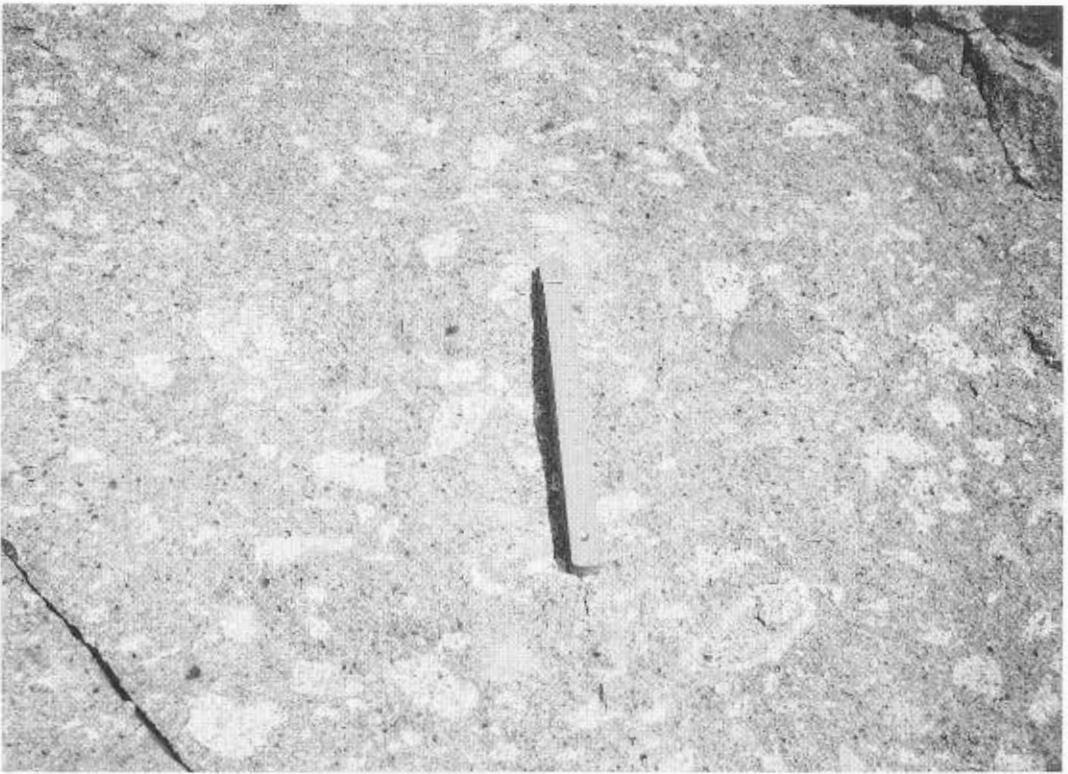
図版1-2 関東ノ沢層中の軽石凝灰岩. 大深沢上流.
Plate 1-2 Pumice tuff in Kantonosawa Formation. Upper stream part of Obukazawa, Tazawako town.



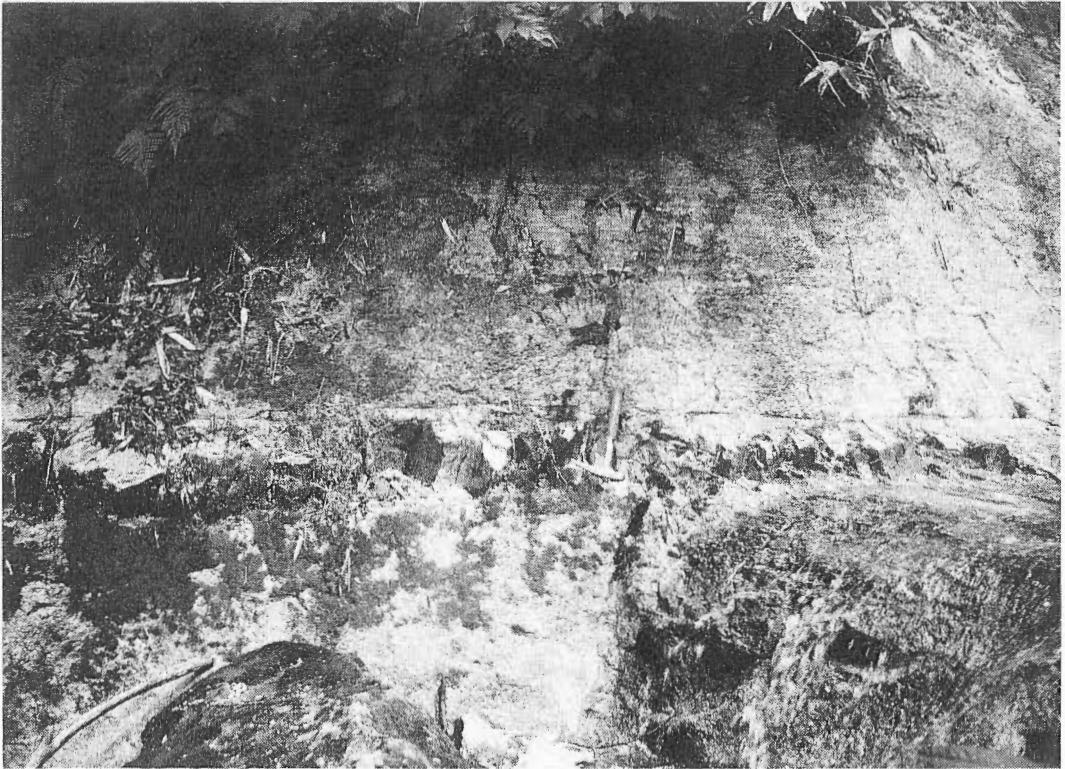
図版2-1 又口小屋層中の礫を多く含む凝灰岩. 大深沢・湯田又沢合流点.
 Plate 2-1 Tuff in Mataguchigoya Formation, including lithic fragments. Junction of Obukazawa and Yudamazawa.



図版2-2 R1中の溶岩礫. 中ノ又沢・大倉沢合流点付近.
 Plate 2-2 Lava fragment in R1 tuff. Near the junction of Nakanomatazawa and Okurazawa, Tazawako town.



図版3-1 R2 中の軽石. 湯ノ又沢中流.
Plate 3-1 Pumice clasts in R2. Yunomatazawa, Tazawako town.



図版3-2 R3 中の多斑晶凝灰岩・細粒凝灰岩互層. 秋田大白森北方.
Plate 3-2 Alternation of phenocryst-rich tuff and fine tuff in R3. North of Akita-Ojiromori, Tazawako town.



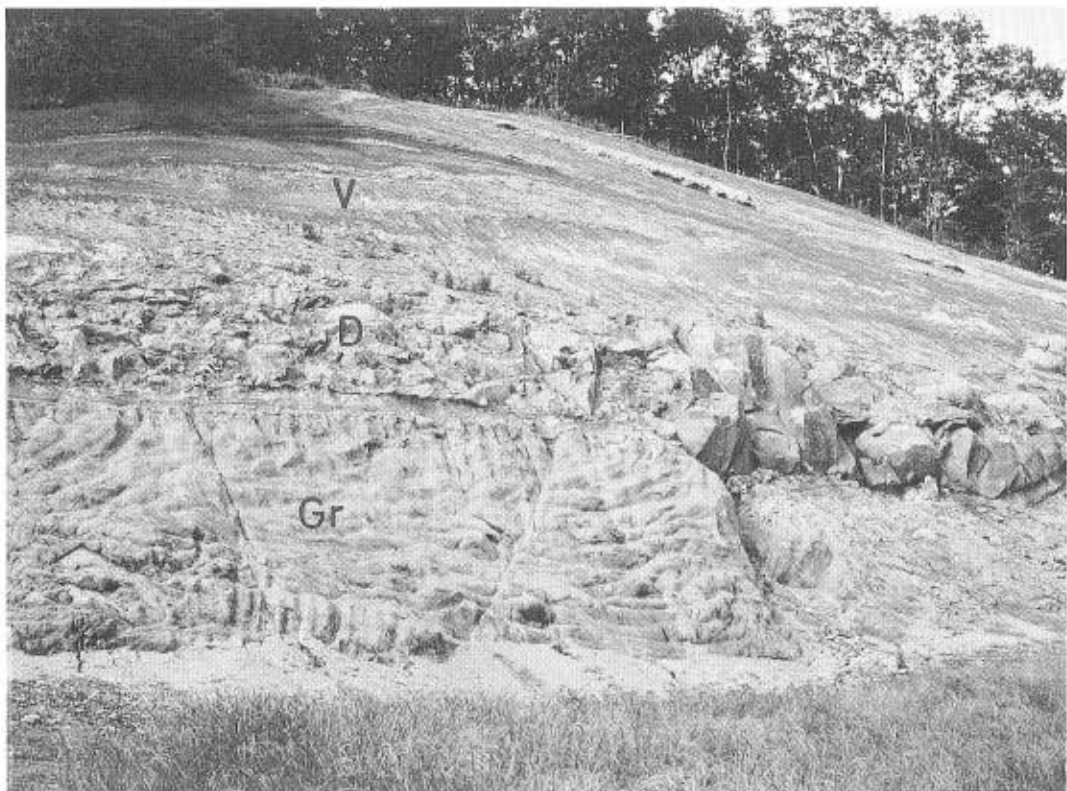
図版4-1 R4 基底部。中央の白色部は非溶結部，その左の暗色部はビトロファイアゾーン。秋田駒ヶ岳西方のユースランドスキー場。

Plate 4-1 Basal part of R4, with light colored non welded part and dark part of vitrophyre zone. Youthland skiing ground, west of Akita-Komagatake, Tazawako town.



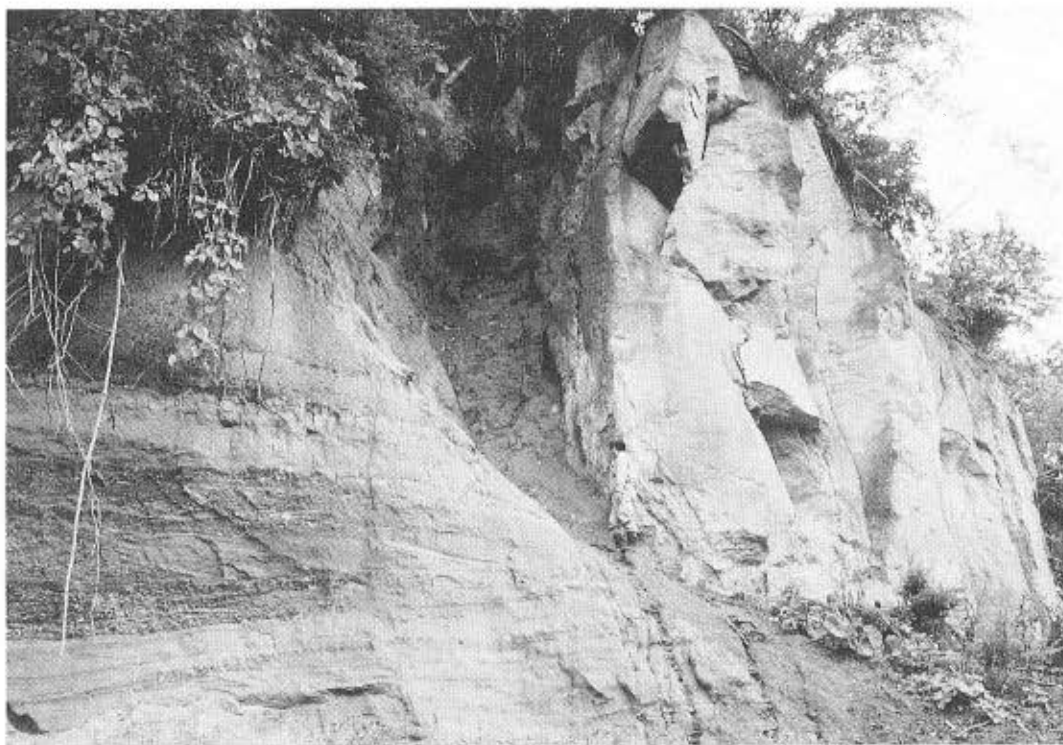
図版4-2 R4 中の垂直な板状節理。太平湖南方粒様沢。

Plate 4-2 Vertical platy joint in R4. Tsubusamazawa, south of Taiheiko, Moriyoshi town.



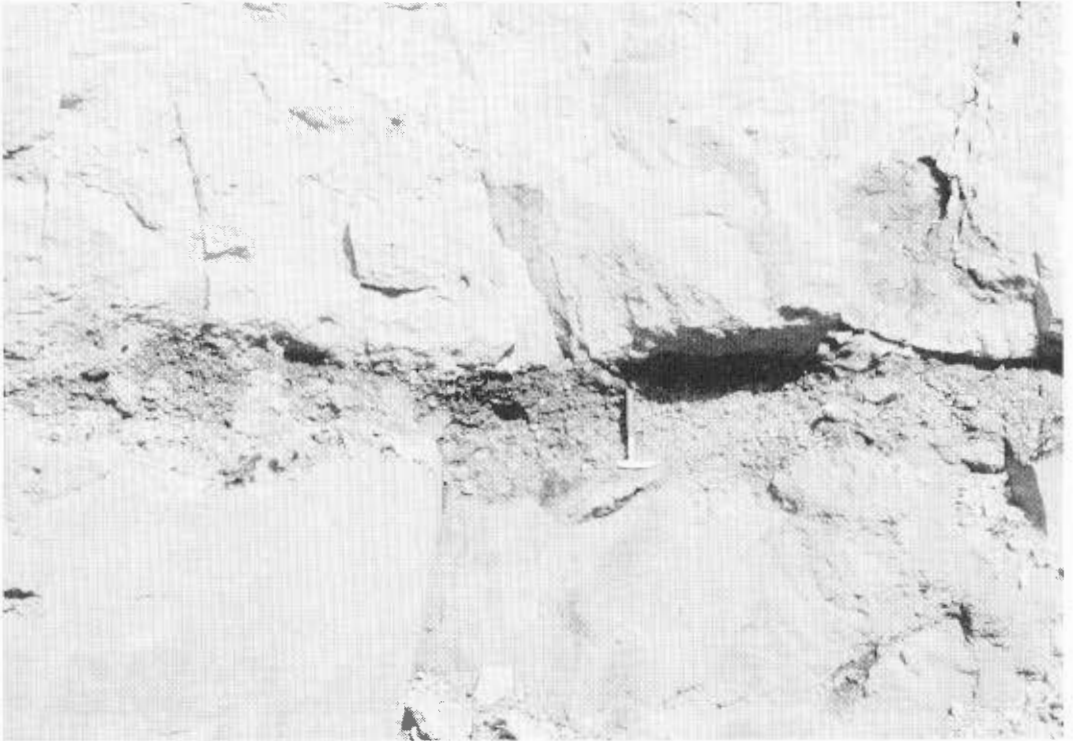
図版5-1 北上山地の風化した花崗岩(Gr)を覆うD. 非溶結部5 cm, ビトロファイアゾーン8 cm, 弱溶結部: 60 cm, 強溶結部は浸食により現在約5 m. 降下火砕堆積物(V)に覆われる。姫神山南西白沢付近。

Plate 5-1 D, underlain by the weathered granitic rocks (Gr), with 5 cm-non welding, 8 cm-vitrophyre zone, 60 cm-partial welding and more than 5 m-dense welding zone. Stratified air-fall tuff (V) overlies D. Shirasawa, Tamayama village.



図版5-2 成層河成堆積物中にできた谷地形を埋積するD. 岩手川口南西, 北上川沿い。

Plate 5-2 Valley fill type D, overlies stratified fluvial deposit. Iwatekawaguchi, Iwate town.



図版6-1 D中の岩片濃集部. 梅森牧場.
Plate 6-1 Lithic fragments rich layer in D. Bunamori Ranch, Tazawako town.



図版6-2 R4の柱状節理. 大深沢中流.
Plate 6-2 Columnar joint in R4. Obukazawa, Tazawako town.

仙岩地熱地域北部の火山岩の古地磁気と火山活動の推移

須藤 茂*・向山 栄**

Volcanic history at northern part of the Sengan geothermal area,
northeast Japan, on the basis of paleomagnetic study

By

Shigeru SUTO* and Sakae MUKOYAMA**

Abstract: Paleomagnetic study were carried out for samples from “Young Volcanoes” distributed in the northern part of the Sengan area (Figs. 1, 2 and 4). The results with supplement of a few K-Ar age data of core samples (Table 4) are as follows: Early stage volcanics (erupted in Matuyama reversed epoch or more older epoch) include Shibakuradake, Bunamori (northwest of Tamagawa hot spring), Hachimantai, Appidake, Mokokodake, Morobidake, Obukadake and Shimokurayama volcanic products, and Late stage volcanics (erupted in Brunhes normal epoch) include Akita-Yakeyama, Bunamori (west of Fukenoyu hot spring), Maemoriyama, Chausudake, Yanomunedake and Nakakurayama volcanic products.

The youngest volcanoes in the Sengan geothermal area, Akita-Komagatake and Iwate volcanoes lie at the peripheral part of the area. On the contrary the Early stage volcanics mainly distributed in the central part of the area. The relationship between the localities of distribution of hot springs and fumaroles and the eruption ages of the nearest volcanic products is not so obvious in this area.

1. はじめに

秋田・岩手県境の仙岩地熱地域(第1図)には、火山地形を示す主として安山岩からなる火山岩類(以下「新期火山岩類」と略称する)が分布する。これらの火山噴出物及び本地域に広く分布する珪長質大規模火砕流堆積物である玉川溶結凝灰岩を噴出させたマグマ溜りは、それぞれ本地域の地熱の熱源としての役割を果していると思ふことができる。

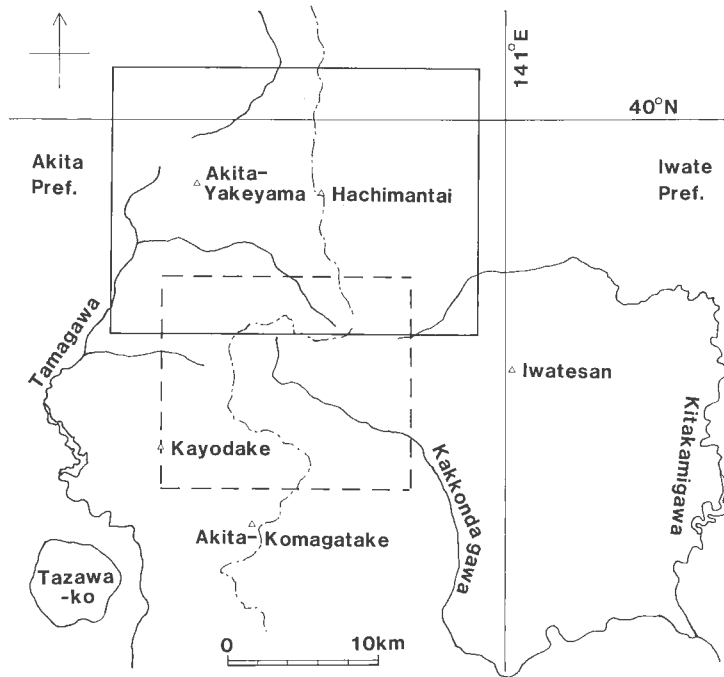
地表に分布する火山噴出物のうち玉川溶結凝灰岩については須藤(1987b)に、仙岩地熱地域南部の新期火山岩類については須藤(1985)にそれぞれ記載があり、新期火山岩類は正帯磁を示すか、または玉川溶結凝灰岩最後の噴出物であるデイサイト溶結凝灰岩の噴出年代、約1 Maより若いことが明らかな後期噴出物と、逆帯磁を示すか、または1 Maより古いことが明らかな前期噴出物とに区分された。本研究では仙岩地熱地域北部に分布する新期火山岩類の残留磁気測定を行い、同地の火山活動の推移について考察した。

本研究はサンシャイン研究計画の地熱探査技術等検証調査の一環として行われたものである。本研究の実施に際しては地質調査所の角 清愛(現東北工業技術試験所)、長谷紘和、金原啓司、小野晃司、上村不二雄(現日鉄鉱コンサルタント) 玉生志郎(現新エネルギー総合開発機構)、東北大学の青木謙一郎

* 地殻熱部 ** (株)国際航業

* Geothermal Research Department

** Kokusai Aerial Surveys Co., Ltd.



第1図 調査地域位置図。破線の四角ワクは須藤(1985)の仙岩地熱地域南部の調査範囲、実線の四角ワクは本報告の調査範囲をそれぞれ示す。

Fig. 1 Locality map of the Sengan geothermal area, northeast Japan. Quadrangle in a broken line shows southern part in SUTO (1985) and that in a solid line shows northern part in this study.

及び新エネルギー総合開発機構の地熱調査部の方々には指導・助言を受け、また現地及び室内で論議する機会を得た。記して深謝の意を表する。

2. 地質の概要

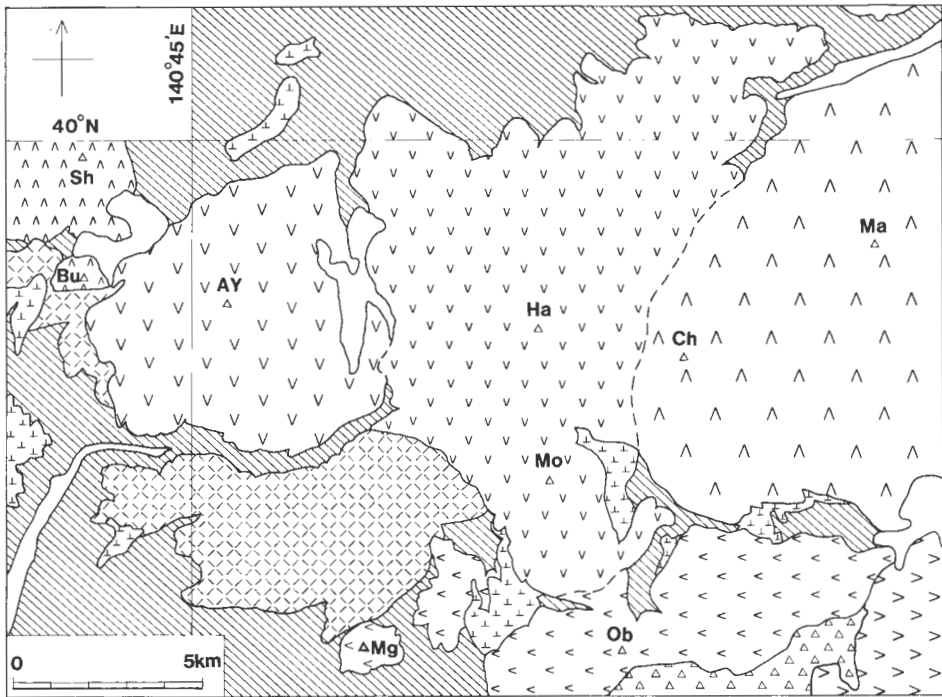
仙岩地熱地域の広域的地質については既に仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)及び上村(1987)に、仙岩地域中心部の地質構造については須藤(1987a)に、仙岩地域に広く分布する玉川溶結凝灰岩については須藤(1987b)に、また仙岩地熱地域南部の新期火山岩類については須藤(1985)にそれぞれ記載がある。本章では仙岩地熱地域北部の地質の概要を記す。なお須藤(1985)の仙岩地熱地域南部及び本報告で示す同北部の調査地域の位置を第1図中にそれぞれ示す。

本章では新期火山岩類と直接上下関係がある地層についてのみ略記する。調査地域のより詳細な地質の記載は別に報告する予定である。調査地域の地質図を第2図に示す。地名については第4図を参照されたい。

2.1 新第三系

調査地域内の新第三系の岩相は様々であるので、第2図の北西端から時計回りに概略を述べる。

柴倉岳火山噴出物の下位には変質した緑色の火山岩からなる大又層(大沢・角, 1957)が分布する。秋田焼山北麓の熊沢川流域には変質した火山岩及び含貝化石シルト岩からなる熊沢川層(河野・上村, 1964)、高石沢層、トロコ層、銭川温泉層など(上村, 1981)が分布し、熊沢川支流中ノ沢では珩長質変質火山岩が秋田焼山火山噴出物の溶岩に直接覆われる。八幡平北方の倉形沢及び智恵ノ沢では八幡平火



- 沖積層 Alluvium
- 柴倉岳・栲森火山群 Shibakuradake-Bunamori Volcano Group
- 秋田焼山火山群 Akita-Yakeyama Volcano Group
- 八幡平・諸桧岳火山群 Hachimantai-Morobidake Volcano Group
- 茶臼岳・前森山火山群 Chausudake-Maemoriyama Volcano Group
- 大深岳・曲崎山火山群 Ōbukadake-Magarisakiyama Volcano Group
- 岩手火山群 Iwate Volcano Group
- 松川安山岩類 Matsukawa Andesite
- デイサイト溶結凝灰岩 (D) } 玉川溶結 Dacite Welded Tuff (D)
- 流紋岩溶結凝灰岩 4 (R4) } 凝灰岩 Rhyolite Welded Tuff 4 (R4) } Tamagawa Welded Tuffs
- 新第三系 Tertiary

第2図 調査地域地質略図。Sh: 柴倉岳, Bu: 栲森, AY: 秋田焼山, Ha: 八幡平, Mo: 諸桧岳, Ch: 茶臼岳, Ma: 前森山, Ob: 大深岳, Mg: 曲崎山。

Fig. 2 Geologic map of the surveyed area. Sh: Shibakuradake, Bu: Bunamori, AY: Akita-Yakeyama, Ha: Hachimantai, Mo: Morobidake, Ch: Chausudake, Ma: Maemoriyama, Ob: Obukadake, Mg: Magarisakiyama.

山噴出物の溶岩がシルト岩・凝灰岩互層を覆う。これらの堆積物は老の沢層(矢崎, 1966)及び水沢層(上村, 1983)に対比される。調査地域北東端の安比川流域には綠色に変質した凝灰岩及び石英結晶を多く含む珪長質凝灰岩が分布し、地形からいづれも八幡平火山群噴出物に覆われると判断した。北ノ又川流域、葛根田川上流域及び大深沢上流域にはシルト岩層を挟む凝灰岩からなる関東ノ沢層(須藤, 1987b)が分布する。本層は谷部に露出することが多く、大深岳火山噴出物、八瀬森溶岩及び岩手大臼森溶岩などに覆われる。玉川上流の大深沢、小和瀬川流域には古玉川溶結凝灰岩(須藤, 1987b)が分布し、秋田焼山火山群噴出物及び八幡平—諸桧岳火山群噴出物に覆われる。

以上の新第三系の年代は必ずしもすべてが明らかなわけではないが、仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)は中新世の門前階—船川階に相当すると考えた。

2.2 玉川溶結凝灰岩

秋田焼山南方の倉沢山付近の大深沢流域には流紋岩溶結凝灰岩 4(R4)(須藤, 1987b)が分布する。R4は諸桧岳西方の小沢で八幡平—諸桧岳火山噴出物に覆われる。約100万年前(須藤, 1987b)の噴出物であるデイサイト溶結凝灰岩(D)は大深沢上流域及び北ノ又川流域に分布する。Dは大深沢上流域で八瀬森溶岩を覆い、北ノ又川中流域の試錐によれば安山岩火山岩の一部の上位に位置する(須藤, 1987a)。Dを新期火山群噴出物が直接覆う露頭は認められないが、須藤(1985)は分布と地形から嶮森溶岩はDの上位であると判断した。R4及びDの分布域の最高点はいずれも海拔約1,300 mと高い。

2.3 新期火山岩類

調査地域内の新期火山岩類については既に大沢・角(1957)、河野・青木(1959)、河野・上村(1964)及び須藤(1985)の報告があり、多くの噴出物の分類・命名がなされている。詳細な記載は別に報告する予定であるので、本報告では調査地域の新期火山岩類を分布上以下のように大別する。柴倉岳—榎森火山群、秋田焼山火山群、八幡平—諸桧岳火山群、茶臼岳—前森山火山群、大深岳—曲崎山火山群、松川安山岩類及び岩手火山群。このうち最後の2者は本研究では扱わない。

柴倉岳—榎森火山群：柴倉岳(1178.0 m)を中心に分布する火山噴出物と榎森(971.4 m)を構成する火山噴出物の分布域は互いに離れているが、便宜上まとめた。柴倉岳火山噴出物は溶岩と火砕岩の互層からなる。柴倉岳の山体はよく開析されており、生成年代が古い可能性がある。榎森火山は溶岩の露出がわずかに認められる程度であり、内部構造は明らかではないが、地形から溶岩円頂丘と判断した。柴倉岳火山、榎森火山とも周囲に玉川溶結凝灰岩が分布するが、互いの直接の上下関係は明らかにできなかった。

秋田焼山火山群：秋田焼山(1366.1 m)を中心に分布する。溶岩と火砕岩の互層からなる成層火山であるが、秋田駒ヶ岳や岩手山のようなきれいな円錐形を示さない。頂上付近には調査地域の新期火山岩類中最もSiO₂に富む岩石からなる鬼ヶ城のドーム地形及び変質帯の崩壊地形が認められ、山腹は溶岩流の原面と思われる起伏に富んだ地形で特徴づけられる。

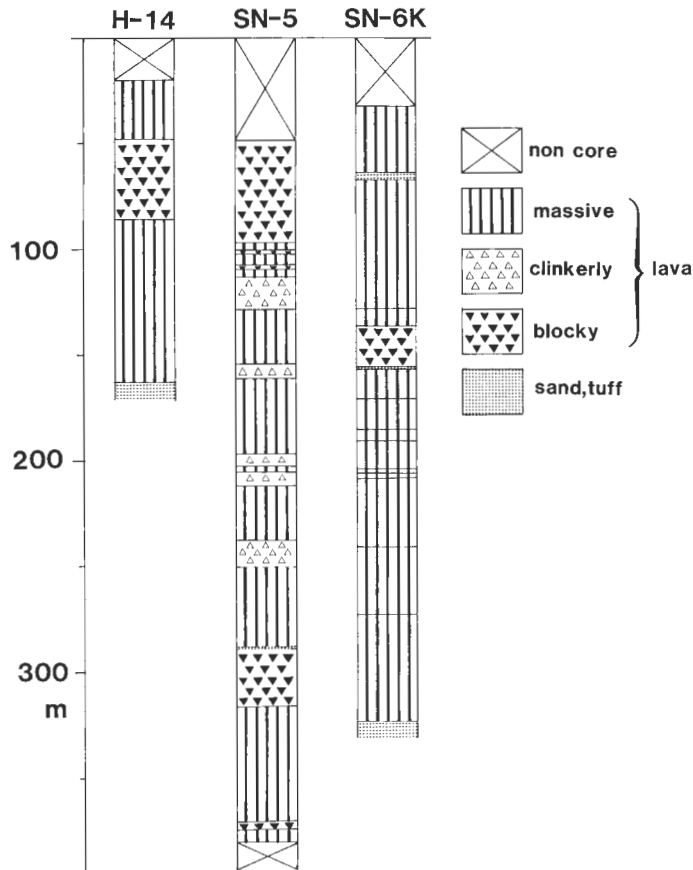
新エネルギー総合開発機構により秋田焼山の山腹で堀削されたH-14、SN-5及びSN-6Kの3本の坑井中の秋田焼山火山群噴出物の柱状図を第3図に示す。噴出物中に占める溶岩流の割合が多く、特にひと続きのマッシュな溶岩流の厚さは大部分10 m以上で厚いものが多い。

隣接して分布する八幡平—諸桧岳火山群噴出物との直接の上下関係は確認できなかった。

八幡平—諸桧岳火山群：調査地域中央の八幡平(1613.6 m)とその北方斜面から^キ畚岳(1577.8 m)及び諸桧岳(1516 m)にかけて分布する。八幡平頂上付近には平坦な、またその北東方の安比岳(1493 m)北方には緩く傾斜した開析されていない地形がそれぞれ認められる。いずれも溶岩流が作る地形面である。安比岳、八幡平から^キ畚岳にかけての谷の源頭域にはしばしば変質帯が発達しており、地すべり地形がよく認められる。

茶臼岳—前森山火山群：茶臼岳(1578.3 m)から前森山(1304.7 m)にかけての火山を総称したものである。本火山群の東端に位置する前森山は裾野がよく発達した円錐形の山体を有し、比較的薄い溶岩流と火砕物の互層からなる成層火山である。それに対し茶臼岳から^キ棟岳(1397.4 m)にかけての山体は厚い溶岩流もしくは溶岩円頂丘で構成されている。前森山南方の鴨田山(837.9 m)は露出が少なく、地すべり地塊であるか同所に噴出した火山体であるかの決定的証拠は得られなかった。本火山群の周囲の北ノ又川流域、松尾鉱山跡付近及び安比温泉付近には変質帯が発達しており、地すべり地形がよく認められる。

大深岳—曲崎山火山群：下倉山(1166.6 m)、中倉山(1372.9 m)、大深岳(1541.4 m)及び分布が離れている八瀬森(1209 m)及び曲崎山(1333.8 m)を構成する火山噴出物の総称である。下倉山から中倉山に



第3図 秋田焼山火山群噴出物の試錐柱状図。試錐の位置は第4図に示す。
 Fig. 3 Columnar sections of the volcanic products of Akita-Yakeyama Volcanic Group in wells.
 Localities of wells are shown in Fig. 4.

かけて及び大深岳の山体のうちそれぞれ北方から西方にかけてはあまり開析されていない緩斜面からなり、南東方には大きな崩壊地形が認められる。これらの崩壊地形については角ほか(1987)が地すべり地形として記載している。下倉山から中倉山にかけての山体は比較的薄い溶岩流と火砕物の互層からなる。八瀬森溶岩の多くは破碎されている。曲崎山は溶岩の露頭及び地形から溶岩円頂丘と判断した。大深岳火山噴出物の下には後述する松川安山岩類が位置する。

松川安山岩類：調査地域の中では松川地熱発電所付近に分布する。現在明瞭な火山地形を示さない。大部分マッシュな溶岩からなり、岩石の大部分は変質している。

岩手火山群：調査地域南東外側に位置する岩手山(2040.5 m)及びその西方に連なる火山を構成する。最も新しい噴出物は調査地域外東方の岩手山東斜面より1719年に流出した焼走り溶岩である。

2.4 沖積層など

安比川、北ノ又川及び玉川の河床堆積物、秋田焼山北西方の山に囲まれた湿地堆積物及び秋田焼山東方の低地の堆積物からなる。

3. 岩石の残留磁気測定

仙岩地熱地域の新期火山岩類には正帯磁を示す岩石と逆帯磁を示す岩石があり、残留磁気測定が火山層序を明らかにする上で有効であることが既に示されているので(須藤, 1985), 本研究で対象とした北部地域の岩石についても同様な測定を行った。

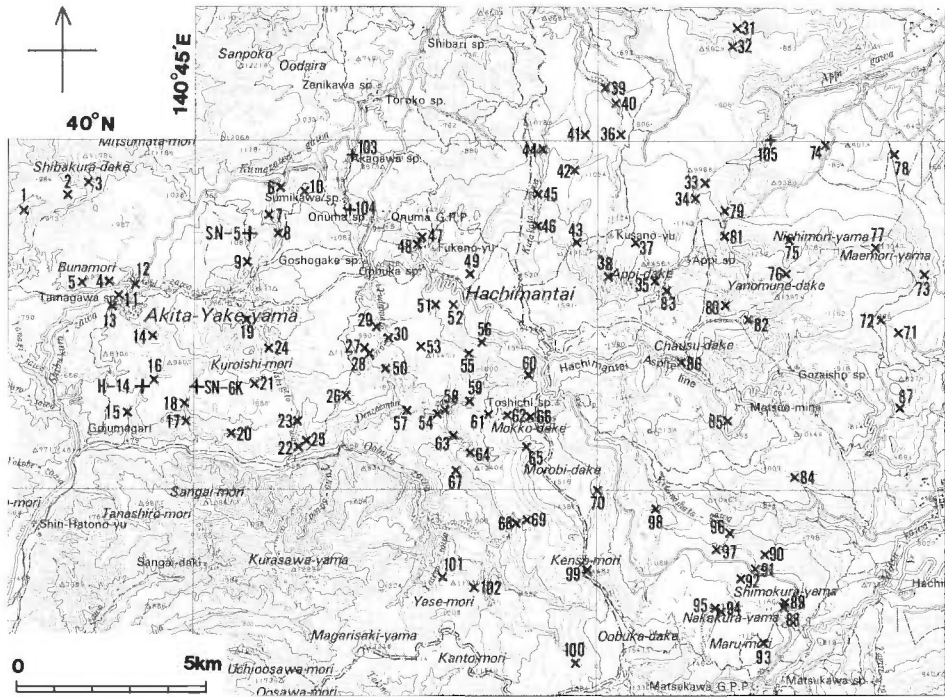
3.1 試料採取

露頭試料の採取位置を第4図に示す。試料は原則として露頭からハンマーで4個定方位で採取した。採取時には各試料が互いに1m以上離れるよう留意した。また第3図に示した3本の坑井中の岩芯から焼山火山群噴出物に相当する試料を採取し、上下の別のみ確認して測定試料に加えた。採取試料はすべて室内で直径・高さとも約2.5 cmの円筒型に整形した。

なお本研究では第4図に示していない地点から採取したいくつかの試料について補足的に残留磁気測定を行ったが、それらの結果は本論の結果と矛盾しない。

3.2 測定要領

採取試料はすべてフラックスゲイト・マグネトメーターで磁化方位の正逆の別を予察的に測定し、各試料採取地点から原則として3個の試料を選定し、無定位磁力計を用いて測定した。磁力計は交差するヘルムホルツコイル内に設定した。測定は消磁前及び交流磁場消磁後行った。交流磁場消磁のレベルは



x : 残留磁気測定用試料 + : K-Ar年代測定用試料 + : 坑井位置

x : samples for paleomagnetic study + : samples for K-Ar age determination
+ : localities of wells

第4図 試料採取位置図。

Fig. 4 Localities of samples.

試料により様々であり、7.5 mT から最大50 mT までの各段階で行った。消磁はソレノイドコイルの中心に置かれた試料を三軸方向に等しく回転させながら交流磁場をスライダックで減少させる方式を取り、消磁後はただちに測定を行って二次的な残留磁気の付加を避けた。岩芯試料についても消磁の過程での磁化方位の変化を調べるために上下だけでなく仮の北方位を設定して測定を行った。

3.3 測定結果と解釈

地表試料の残留磁気測定結果を第1表に、試錐試料の測定結果を第2表にそれぞれ示し、各火山群ごとにまとめて第5図にプロットした。第1表中で、測定試料の磁化方位の集中度が悪いのは①岩石試料が転動している場合及び②試料が変質を受けている場合とに大別される。ただし転動時にもなお高温であったと考えられる溶岩流のクリンカー部に相当する岩塊の場合は磁化方位の集中度は良かった。②の場合には交流磁場消磁の過程で各試料の磁化方位が大きく変化し不安定であることが多い。以下各火山群ごとに結果の概略を記す。なお以下に引用する古地磁気年代尺度は MANKINEN and DALRYMPLE (1979) のものである。

柴倉岳・榑森火山群：柴倉岳火山噴出物は正帯磁、榑森火山噴出物は逆帯磁をそれぞれ示し、互いの生成年代が同時ではないことは明らかである。榑森火山は松山反転期もしくはそれより古い反転期に噴出したと予想できる。柴倉岳火山の生成年代は、その地形の開析の程度から判断すると、ブリュンヌ正常期ではなく松山反転期内の正常イベント時、もしくはガウス正常期以前と考えられる。これらの火山噴出物の周囲には約1 Ma の噴出物である玉川溶結凝灰岩のデイスイト溶結凝灰岩(D)及び同じく2 Ma の流紋岩溶結凝灰岩4(R4)が分布しており、今後これらの溶結凝灰岩との直接の上下関係を明らかにすることが重要である。

秋田焼山火山群：地表試料のすべて及び、試錐試料の大部分が正帯磁を示した。秋田焼山火山群噴出物を作る地形は新鮮であるので、これらの噴出物はブリュンヌ正常期に噴出したと考えられる。試錐試料における伏角の反転は交流磁場消磁によっても逆転することではなく、残留磁気測定に至る何らかの作業過程で試料の上下が反転したものと予想する。須藤(1987a)が示した秋田焼山火山付近の断面図によれば本火山群噴出物は中心部ほど厚い。最下部の噴出物まですべての岩石が正帯磁を示すかどうかは確認できなかった。本火山噴出物の偏角はわずかに西偏を示すことが多い。

八幡平—諸絵岳火山群：本火山群の噴出物の大部分は逆帯磁を示す。正帯磁を示すのは八幡平の北西約4 km、^新蒸ノ湯温泉西方の山体(ブナ森)を構成する岩石と八幡平北方の溶岩の一部である。このうちブナ森はあまり開析されていない地形から、ブリュンヌ正常期の噴出物からなる可能性が考えられる。一方八幡平北方の噴出物の大部分は逆帯磁を示し、正帯磁を示す溶岩は逆帯磁を示す溶岩の上位に位置するとは確認できないため、正帯磁を示す溶岩の噴出時代はブリュンヌ正常期ではなく、松山反転期中の正常イベント時もしくはガウス正常期以前と考えられる。

八幡平の山頂及び安比岳の北方には開析されていない火山地形が認められるが、それを構成する岩石は逆帯磁を示し、松山反転期以前の噴出物であることが明らかになった。このように噴出時代が古いにもかかわらず地形の開析の程度が小さいのは、傾斜が緩いこと及び比較的厚い溶岩流からなることが原因と考えられる。

茶臼岳—前森山火山群：本火山群の噴出物の大部分は正帯磁を示す。前森山は成層火山であるにもかかわらずあまり開析されておらず、ブリュンヌ正常期に噴出したと推定できる。他の火山については変質帯及び地すべり地形が発達しているために、噴出年代を特定することが困難である。

大深岳—曲崎山火山群：曲崎山溶岩、八瀬森溶岩及び大深岳火山西斜面の溶岩の噴出年代は既に松山反転期に対比されることが示されている(須藤, 1985)。大深岳火山西斜面の溶岩について、今回はより標高が高い地点の試料について測定したが、結果は同じで逆帯磁であった。このため大深岳西斜面の緩斜面を作る溶岩はすべて逆帯磁を示すと考えられる。

中倉山から下倉山にかけての火山噴出物は下倉山南斜面及び中倉山北斜面の溶岩が逆帯磁、それ以外の噴出物が正帯磁を示した。帯磁方向の異なる噴出物の互いの直接の上下関係は明らかでないが、分布

第1表 地表試料の残留磁気測定結果
Table 1 Paleomagnetic data of volcanic rocks from outcrops in the northern part of the Sengan geothermal area.

No. *	Sample no.	nos. of specimen	Demagne. level (mT)	Declination	Inclination	K	α_{95}	Intensity (A/m)	Longitude (E)	Latitude (N)	Rock **
1	SB1	3	10	9	45	36	21	2.59	140° 41' 55"	39° 59' 04"	Qz-bg cpx-opx andesite
2	SB2	3	10	5	58	327	7	3.66×10^{-1}	140° 42' 41"	39° 59' 13"	Cpx-opx andesite
3	SB3	3	10	32	45	59	17	3.65	143° 43' 03"	39° 59' 23"	Cpx-opx andesite
4	BU1	3	50	239	-61	21	27	8.36×10^{-2}	140° 43' 25"	39° 57' 59"	Qz-bg cpx-opx andesite
5	BU2	3	20	175	-63	81	14	2.06×10^{-1}	140° 42' 55"	39° 57' 58"	Qz-bg cpx-opx andesite
6	NT1	3	10	339	65	63	16	1.10	140° 46' 35"	39° 59' 20"	Ol-bg cpx-opx andesite
7	NT2	3	20	333	64	133	11	1.28	140° 46' 23"	39° 59' 20"	Cpx-opx andesite
8	NT3	3	10	332	58	32	22	7.30	140° 46' 33"	39° 58' 46"	Ol-opx-cpx andesite
9	NT4	3	20	334	32	5	60	8.81×10^{-1}	140° 45' 55"	39° 58' 17"	Qz-bg opx-cpx andesite
10	1915	1	15	7	54	—	—	5.74×10^{-1}	140° 47' 02"	39° 59' 17"	Ol-opx-cpx andesite
11	SA1	3	20	30	61	339	7	4.66×10^{-1}	140° 43' 35"	39° 57' 48"	Opx-cpx andesite
12	SA2	3	20	341	52	250	8	5.20×10^{-1}	140° 43' 53"	39° 57' 58"	Opx-cpx andesite
13	HZ1	3	50	169	26	—	—	1.99×10^{-1}	140° 43' 35"	39° 57' 40"	Opx-cpx andesite
14	HZ2	3	10	186	80	4	70	1.48×10^{-1}	140° 44' 15"	39° 57' 13"	Cpx-opx andesite
15	KJ2	3	20	330	67	324	7	4.81×10^{-1}	140° 43' 46"	39° 56' 08"	Qz-bg ol-cpx-opx andesite
16	KJ3	3	20	353	62	193	9	4.48×10^{-1}	140° 44' 19"	39° 56' 37"	Opx-cpx-ol andesite
17	AS1	3	10	344	62	142	10	1.34	140° 44' 52"	39° 56' 02"	Opx-cpx andesite
18	AS2	3	20	10	49	24	25	2.73×10^{-1}	140° 44' 53"	39° 56' 17"	Opx-cpx andesite
19	AS3	3	10	22	79	5	57	9.74×10^{-1}	140° 45' 58"	39° 57' 26"	Ol-bg cpx-opx andesite
20	KR2	3	10	340	61	39	20	1.80	140° 45' 38"	39° 55' 50"	Ol-bg? cpx-opx andesite
21	KR3	3	10	350	48	258	8	2.04	140° 46' 05"	39° 56' 31"	Ol-bg opx-cpx andesite
22	IK1	3	10	346	59	336	7	4.24×10^{-1}	140° 46' 57"	39° 55' 39"	Ol-bg opx-cpx andesite
23	IK2	3	20	10	78	140	10	2.44×10^{-1}	140° 46' 54"	39° 56' 00"	Cpx-opx andesite
24	IK3	3	10	343	84	13	34	8.56×10^{-1}	140° 46' 25"	39° 56' 59"	Ol-bg opx-cpx andesite
25	IK4	3	10	340	67	250	8	4.71	140° 47' 05"	39° 55' 47"	Opx-cpx-ol andesite
26	GA1	3	20	329	70	5	63	5.62×10^{-1}	140° 47' 46"	39° 56' 22"	Cpx-opx-ol andesite
27	KN1	3	20	282	82	52	17	5.65×10^{-1}	140° 48' 09"	39° 57' 01"	Ol-cpx-opx andesite
28	YD2	3	30	19	62	198	9	1.68×10^{-1}	140° 48' 14"	39° 56' 57"	Ol-cpx-opx andesite
29	YD5	3	30	338	45	60	16	2.69×10^{-1}	140° 48' 22"	39° 57' 22"	Ol-opx-cpx andesite

第1表 (つづき)
Table 1 (continued)

No.*	Sample no.	nos. of specimen	Demagne. level (mT)	Declination	Inclination	K	α_{95}	Intensity (A/m)	Longitude (E)	Latitude (N)	Rock**
30	AH1	3	20	9	63	43	19	3.13×10^{-1}	140° 48' 37"	39° 57' 11"	Ol-opx-cpx andesite
31	OY1	3	20	171	-29	46	18	1.81×10^{-1}	140° 55' 04"	40° 01' 35"	Ol-bg? qz-bg opx-cpx andesite
32	OY2	3	20	164	-60	89	13	3.39×10^{-1}	140° 55' 00"	40° 01' 21"	Cpx-opx andesite
33	AP1	3	20	162	-62	108	12	2.71	140° 54' 26"	39° 59' 21"	Cpx-opx andesite
34	AP2	3	20	180	-46	80	14	9.90×10^{-1}	140° 54' 17"	39° 59' 12"	Ol-bg opx-cpx andesite
35	AP4	3	30	259	47	5	56	5.62×10^{-1}	140° 53' 34"	39° 57' 58"	Cpx-opx dacite
36	CH1	4	40	327	58	26	18	1.39	140° 52' 56"	40° 00' 06"	Opx-opx andesite
37	CH2	3	40	149	-59	50	18	1.12×10^{-1}	140° 53' 11"	39° 58' 30"	Cpx-opx andesite
38	CH3	3	20	146	-68	132	11	1.78	140° 52' 41"	39° 58' 03"	Opx-cpx andesite
39	CH4	3	10	156	-65	38	20	4.70	140° 52' 39"	40° 00' 47"	Cpx-opx-bg ol basalt
40	CH5	3	20	175	-50	15	33	4.29	140° 52' 48"	40° 00' 34"	Cpx-bg opx-ol andesite
41	SO1	3	10	313	69	35	21	4.81	140° 52' 16"	40° 00' 06"	Ol-qz-bg opx-cpx andesite
42	SO2	3	10	50	27	54	17	1.18×10	140° 52' 03"	39° 59' 36"	Qz-ol-cpx-bg opx andesite
43	SO3	3	40	213	-75	41	19	2.45	140° 52' 05"	39° 58' 33"	Px? dacite
44	KU1	3	30	182	-39	22	26	2.12	140° 51' 27"	39° 59' 49"	Opx-cpx-bg andesite
45	KU2	3	50	209	-33	—	—	1.11×10^{-1}	140° 51' 26"	39° 59' 14"	Opx-cpx-bg ol andesite
46	KU3	3	10	189	-64	800	4	1.54	140° 51' 22"	39° 58' 48"	Cpx-ol-opx andesite
47	OH1	3	20	145	-66	67	15	1.13	140° 49' 07"	39° 58' 39"	Opx-cpx andesite
48	OH2	3	10	359	49	65	15	3.74	140° 49' 08"	39° 58' 32"	Cpx-opx andesite
49	OH3	3	20	145	-66	67	15	1.13	140° 50' 06"	39° 58' 06"	Ol-bg cpx-opx andesite
50	YD1	3	20	214	-48	62	16	9.39×10^{-1}	140° 48' 33"	39° 56' 46"	Cpx andesite
51	YD3	3	20	180	-52	131	11	4.91×10^{-1}	140° 49' 25"	39° 57' 39"	Ol-opx-cpx andesite
52	YD4	3	20	190	-65	40	20	6.54×10^{-1}	140° 49' 44"	39° 57' 38"	Ol-cpx-opx andesite
53	AH2	3	50	221	-53	6	53	1.37×10^{-1}	140° 49' 13"	39° 57' 02"	Qz-ol-bg opx-cpx andesite
54	UW1	3	30	181	5	—	—	1.34	140° 49' 38"	39° 56' 09"	Opx-cpx andesite
55	UW2	3	10	167	-51	89	13	6.72×10^{-1}	140° 50' 08"	39° 56' 58"	Qz-bg opx-cpx andesite
56	UW3	3	10	171	-37	398	6	7.90×10^{-1}	140° 50' 22"	39° 57' 05"	Qz-cpx andesite
57	DE1	3	30	290	-75	—	—	6.50×10^{-2}	140° 48' 58"	39° 56' 06"	Qz-ol-cpx-opx andesite
58	DE2	3	20	157	-68	126	11	5.70×10^{-1}	140° 49' 44"	39° 56' 07"	Qz-ol-opx-cpx andesite

第1表 (つづき)
Table 1 (continued)

No.*	Sample no.	nos. of specimen	Demagne. level (mT)	Declination	Inclination	K	α_{95}	Intensity (A/m)	Longitude (E)	Latitude (N)	Rock**
59	DE3	3	20	161	-58	306	7	7.74×10^{-1}	140° 50' 10"	39° 56' 16"	Ol-bg qz-cpx-opx andesite
60	DE4	3	50	191	-58	49	18	3.98×10^{-1}	140° 51' 13"	39° 56' 40"	Qz-opx-cpx andesite
61	MK1	3	20	178	-48	139	11	3.43×10^{-1}	140° 50' 29"	39° 56' 05"	Opx-cpx andesite
62	MK2	3	10	177	-59	42	19	1.19	140° 50' 46"	39° 56' 05"	Ol-cpx-opx andesite
63	TN1	3	20	166	-46	120	11	2.30×10^{-1}	140° 49' 50"	39° 55' 47"	Ol-bg cpx-opx andesite
64	TN2	3	50	151	-66	147	10	1.81×10^{-1}	140° 50' 09"	39° 55' 32"	Cpx-opx andesite
65	TN3	3	30	178	-54	152	10	3.25×10^{-1}	140° 51' 08"	39° 55' 36"	Cpx-opx andesite
66	TN4	3	30	165	-68	74	14	5.37×10^{-1}	140° 51' 15"	39° 56' 01"	Opx-bg cpx andesite
67	OE3	3	40	224	-28	137	11	3.33×10^{-1}	140° 49' 52"	39° 55' 18"	Opx-cpx-bg andesite
68	SK4	3	30	165	-34	17	31	5.43×10^{-1}	140° 50' 59"	39° 54' 28"	Cpx-opx andesite
69	SK5	3	30	193	-46	54	17	1.47	140° 51' 08"	39° 54' 33"	Ol-bg opx-cpx andesite
70	SK6	3	30	180	-83	7	49	4.16	140° 52' 32"	39° 54' 58"	Ol-bg opx-cpx andesite
71	AN1	3	20	214	84	5	57	4.47	140° 58' 06"	39° 57' 16"	Ol-cpx-bg opx basalt
72	AN2	3	10	1	70	15	33	4.07	140° 57' 48"	39° 57' 27"	Ol-bg cpx-opx andesite
73	AN3	3	10	36	80	11	39	2.37	140° 58' 34"	39° 58' 05"	Cpx-ol-bg opx andesite
74	AU1	3	10	19	59	105	12	2.25	140° 56' 45"	39° 59' 54"	Opx-cpx-ol andesite
75	AU2	3	10	204	-23	—	—	8.20	140° 56' 01"	39° 58' 36"	Cpx-bg opx andesite
76	AU3	3	10	348	24	23	26	2.83	140° 55' 58"	39° 58' 05"	Opx-cpx andesite
77	AU4	3	20	358	66	75	14	3.32	140° 57' 42"	39° 58' 28"	Ol-bg cpx-opx andesite
78	AU5	4	20	8	68	167	7	3.66	140° 58' 00"	39° 59' 50"	Opx-bg ol andesite
79	AW1	3	10	193	49	406	6	9.08	140° 54' 50"	39° 58' 57"	Opx-ol-cpx-bg andesite
80	AW2	3	10	339	63	84	14	1.60×10^{-1}	140° 54' 54"	39° 57' 38"	Ol-cpx-bg opx andesite
81	AW3	3	10	356	48	109	12	1.45	140° 54' 49"	39° 58' 39"	Ol-opx andesite
82	AW4	3	10	354	58	89	13	1.48	140° 55' 17"	39° 57' 27"	Qz-ol-bg cpx-opx andesite
83	AF3	3	20	80	58	12	36	2.74×10^{-1}	140° 53' 46"	39° 57' 51"	Cpx-opx andesite
84	KS1	3	30	330	75	12	36	3.59×10^{-1}	140° 56' 13"	39° 55' 09"	Cpx-opx andesite
85	KS3	3	10	288	80	170	9	1.29	140° 54' 53"	39° 55' 57"	Ol-cpx-opx andesite
86	KS4	3	40	227	78	308	7	2.18×10^{-1}	140° 54' 01"	39° 56' 50"	Ol-bg cpx-opx andesite
87	KW1	3	20	5	46	20	28	4.36×10^{-1}	140° 58' 10"	39° 56' 10"	Opx-cpx andesite

第1表 (つづき)
Table 1 (continued)

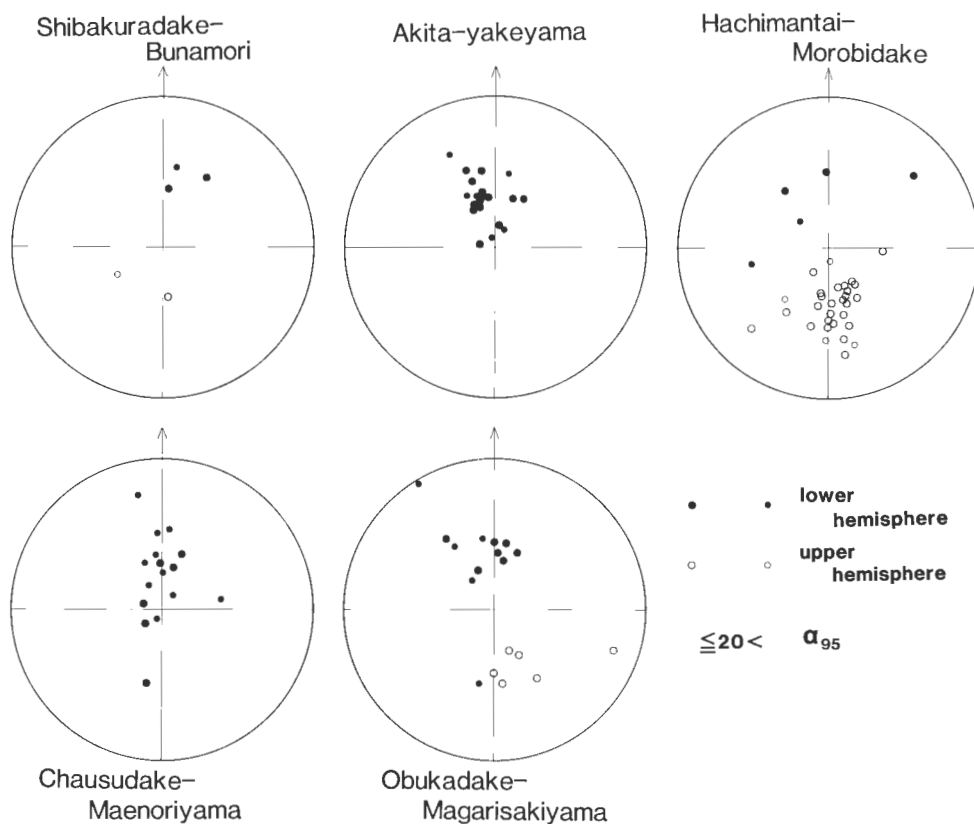
No.*	Sample no.	nos. of specimen	Demagne. level (mT)	Declination	Inclination	K	α_{95}	Intensity (A/m)	Longitude (E)	Latitude (N)	Rock**
88	SH1	3	30	174	-49	103	12	2.18×10^{-1}	140° 56' 03"	39° 53' 18"	Cpx-opx andesite
89	SH2	3	30	148	-45	116	11	3.80×10^{-1}	140° 56' 05"	39° 53' 23"	Qz-bg opx-cpx andesite
90	WH1	3	10	10	54	118	11	2.06	140° 55' 36"	39° 54' 04"	Opx-cpx andesite
91	WH2	3	10	21	57	125	11	4.08	140° 55' 26"	39° 53' 52"	Cpx-opx andesite
92	WH3	3	20	359	53	130	11	1.6×10	140° 55' 06"	39° 53' 39"	Cpx-opx-ol andesite
93	NK1	3	20	350	51	36	21	2.15	140° 55' 34"	39° 52' 47"	Ol-bg cpx-opx andesite
94	NK2	3	20	337	67	74	14	1.5	140° 54' 49"	39° 53' 16"	Cpx-opx andesite
95	NK3	3	10	11	63	168	10	3.52	140° 54' 46"	39° 53' 17"	Qz-cpx-ol-bg opx andesite
96	KC1	3	20	152	-62	79	14	4.31×10^{-1}	140° 54' 56"	39° 54' 21"	Ol-bg ² opx-cpx andesite
97	KC2	3	20	3	59	254	8	3.82	140° 54' 43"	39° 54' 09"	Cpx-opx-bg ol basalt
98	OZ1	3	20	324	70	32	22	2.66×10^{-1}	140° 53' 33"	39° 54' 44"	Ol-bg cpx-opx andesite
99	OZ3	3	10	330	2	5	56	1.06×10	140° 52' 15"	39° 53' 51"	Ol-bg cpx-opx andesite
100	1906	1	15	166	-28	—	—	4.97×10^{-2}	140° 52' 07"	39° 52' 29"	Cpx-opx-ol andesite
101	KY2	3	20	98	31	—	—	8.81	140° 49' 38"	39° 53' 44"	Qz-bg cpx-opx andesite
102	KY3	3	20	94	-41	—	—	1.63	140° 50' 13"	39° 53' 33"	Qz-bg cpx-opx andesite

* Nos. as same as those in Fig. 4.

** Ol: olivine, cpx: clinopyroxene, opx: orthopyroxene, qz: quartz, bg: bearing.

第2表 坑井内試料の残留磁気測定結果
Table 2 Paleomagnetic data of volcanic rocks from wells.

no.	Well no.	Depth (m)	before cleaning		Demagnetization level (mT)	after cleaning	
			Inclination	Intensity (A/m)		Inclination	Intensity (A/m)
1	H-14	20.1	59	9.49×10^{-1}	15	59	7.02×10^{-1}
2	H-14	30.2	63	1.26	15	61	9.38×10^{-1}
3	H-14	40.0	61	9.80×10^{-1}	15	61	7.03×10^{-1}
4	H-14	50.2	61	2.40	15	60	2.09
5	H-14	59.1	-55	8.99	15	-58	8.32
6	H-14	69.6	-62	1.03×10	15	-63	9.90
7	H-14	78.9	62	4.05	15	61	3.12
8	H-14	90.5	59	8.63×10^{-1}	15	66	4.19×10^{-1}
9	H-14	101.0	73	6.16×10^{-1}	15	67	3.18×10^{-1}
10	H-14	110.0	-75	9.21×10^{-1}	15	-71	3.90×10^{-1}
11	H-14	120.1	61	1.14	15	60	4.01×10^{-1}
12	H-14	129.9	57	7.88×10^{-1}	15	62	3.69×10^{-1}
13	H-14	140.6	-75	8.98×10^{-1}	15	-70	3.69×10^{-1}
14	H-14	149.7	83	5.34×10^{-1}	15	73	2.24×10^{-1}
15	H-14	158.0	-58	1.65	15	-63	1.58
16	SN-5	131.3	43	9.93×10^{-1}	30	17	2.72×10^{-1}
17	SN-5	282.5	63	9.18×10^{-1}	10	57	4.57×10^{-1}
18	SN-6K	89.8	73	9.31×10^{-1}	10	40	2.11×10^{-1}
19	SN-6K	277.8	54	1.11	10	59	8.40×10^{-1}



第5図 残留磁気測定結果.

Fig. 5 Direction of magnetization for volcanic rocks in the northern part of the Sengan geothermal area.

及び地形から、正帯磁の溶岩の方が逆帯磁の溶岩より上位であると判断した。

中倉山一下倉山の南方にある丸森は地すべりにより崩落した火山体の一部と考えられている(角ほか, 1987)。今回の調査では良好な露頭は多く確認されず、残留磁気測定は1地点の試料についてのみ行ったが、結果は正帯磁であった。丸森の北方の崖を構成する岩石は逆帯磁を示し、北西方の中倉山の岩石は正帯磁を示す。このため、もし丸森で測定した岩石が著しい転動をしていないと仮定すると、丸森の山体は西—北西方向から滑落したと推定できる。

4. K-Ar 年代

本章では調査地域内の地表の火山岩試料で今まで公表されていない3試料及び秋田焼山火山の山腹で掘削された3本の坑井中の試料の年代を報告する。分析は全岩法を用いた。結果を第3, 4表に示す。

第3表の試料 no. 1 及び 2 はいずれも秋田焼山火山群と八幡平火山群の分布域の間の赤川流域に露出する変質した安山岩からなる。両者の K-Ar 年代は約 4-5 Ma の値を示す。得られた年代が真の噴出年代を示すのか、あるいは変質により若返った年代を示すのかは明らかでないので、これらの岩石が中新統、鮮新統のいずれに属するかは断定できないが、本報告で扱った火山地形を示す新期火山岩類とは活

第3表 地表試料の K-Ar 年代測定結果一覧
Table 3 K-Ar age of the volcanic rocks from outcrops in the northern part of the Sengan geothermal area.

No.	Loc. no.*	Sample no.	Isotopic age (Ma)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ ml/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	K (%)	Longitude Latitude	Rock**
1	103	1764	4.9±0.4	0.021	20.5	1.12	140° 47' 57"	Qz-bg cpx dacite
				0.022	24.5	1.13	39° 59' 48"	
2	104	1794	4.0±1.9	0.019	4.2	1.22	140° 47' 55"	Opx-cpx andesite
				0.019	4.4	1.23	39° 58' 58"	
3	105	1835	1.6±0.5	0.004(8)	5.3	0.89	140° 55' 43"	Ol-bg opx-cpx andesite
				0.006(0)	8.3	0.89	40° 00' 01"	

* nos. as same as those in Fig. 4.

** abbreviations are same as those in Table 1.

The constants for the age calculation are: $\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_{\epsilon}=0.581 \times 10^{-10}/y$, $K^{40}/K=1.167 \times 10^{-4}$.

Analyst: Teledyne Isotopes.

第4表 坑井内試料の K-Ar 年代測定結果一覧
Table 4 K-Ar age of the volcanic rocks from wells.

No.	Well no.*	Depth (m)	Isotopic age (Ma)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ ml/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	K (%)
1	H-14	43.9	1.0±0.3	0.003(8)	9.1	1.02
				0.004(2)	6.5	1.03
2	H-14	128.1	0.9±0.3	0.004(0)	7.1	1.17
				0.004(1)	7.2	1.17
3	SN-5	131.3	0.4±0.1	0.001(3)	6.6	1.21
				0.001(4)	3.5	1.21
4	SN-5	282.5	0.5±0.1	0.001(9)	9.3	
				0.001(8)	8.1	1.00
5	SN-6K	89.9	0.5±0.1	0.002(3)	6.9	1.01
				0.002(2)	8.7	1.27
6	SN-6K	277.8	0.4±0.1	0.002(4)	8.5	1.28
				0.001(8)	6.0	1.18
				0.001(9)	8.4	1.20

* Localities of wells are shown in Fig. 4.

The constants for the age calculation are: $\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_{\epsilon}=0.581 \times 10^{-10}/y$, $K^{40}/K=1.167 \times 10^{-4}$.

Analyst: Teledyne Isotopes.

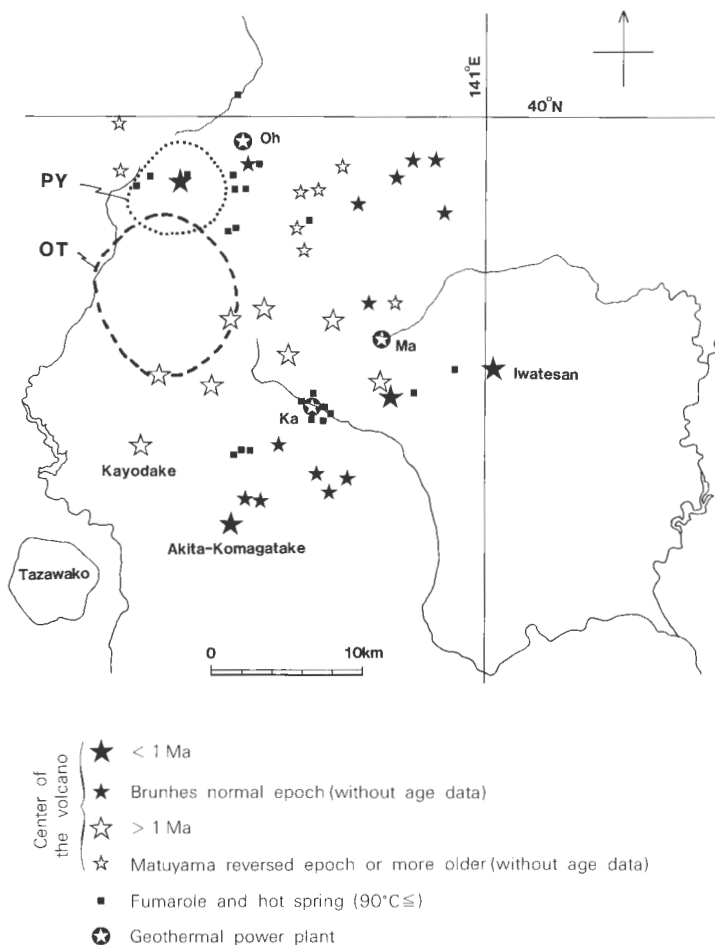
動時期を異にすることは明らかである。

第3表の試料 no. 3 は八幡平—諸岳火山群と茶臼岳—前森山火山群の分布域の境界付近より採取したものである。同地点より採取した試料の残留磁気測定結果は良く集中せず、得られた年代が松山反転期に属する確証は得られなかった。

第4表に示した坑井内試料はいずれも秋田焼山火山群噴出物に相当する。H-14坑中の2試料の年代は他の試料の年代と比べると古い、これらの試料のすべてがブリュンス正常期の噴出物とする推論と大きく矛盾することはない。

5. まとめと考察

仙岩地熱地域北部の新时期火山岩類の残留磁気測定を行った結果、ブリュンス正常期に対比したのは秋田焼山火山群及び前森山火山噴出物、ブリュンス正常期に対比される可能性を持つのは茶臼岳から屋ノ棟岳にかけて及び中倉山付近の火山噴出物のみであり、他の噴出物は松山反転期及びそれより古い時代



第6図 仙岩地域の火山活動史の概念図と地熱微候地及び地熱発電所の位置。PY：先焼山カルデラ、OT：古玉川カルデラ、Oh：大沼、Ma：松川、Ka：葛根田

Fig. 6 Sketch map of volcanic history, localities of fumaroles, hot springs and geothermal power plant. PY: Pre-Yakeyama caldera, OT: Old-Tamagawa caldera, Oh: Ohnuma, Ma: Matsukawa, Ka: Kakkonda.

に生成したと予想した。これらの結果を須藤(1984, 1985)及び須藤・石井(1987)の結果と合わせて第6図に示す。

須藤(1985)の仙岩地熱地域の新时期火山岩類の前期・後期の分類は、岩石が正帯磁を示すか逆帯磁を示すか及び1 Maより新しいか古いかという2つの異なる分類法を併用したものである。これは放射年代測定値はあまり多く得られていないこと、及び特に1 Maから0.73 Maにかけての新しい年代については正確な値が得られていなかったことによる。今回の調査でも特に新しい正確な年代値は増えていないので、須藤(1985)の分類法を用いる。ただし本研究により正帯磁を示すがブリュンヌ正常期以外のより古い正常期、もしくはイベントに属する可能性がある噴出物が見い出された。そのため本報告では須藤(1985)の分類を再定義し、ブリュンヌ正常期に属するか又は1 Maより新しいことが明らかな噴出物を後期噴出物、松山反転期又はそれ以前の磁極期に属するか1 Maより古いことが明らかな噴出物を前期噴出物とする。

仙岩地熱地域の新时期火山噴出中心の位置は、東西・南北とも10数 kmの範囲内に散在している。後期噴出物の噴出中心の位置はこの範囲内の比較的外側のみ分布し、前期噴出物の噴出中心は相対的に内側に分布する場合が多い。荷葉岳から北東方向には前期噴出物の噴出中心の列が、また秋田駒ヶ岳から岩手山にかけての同様な方向には後期噴出物の噴出中心の列がそれぞれ認められる。しかしながら雫石地域の研究によれば(須藤・石井, 1987)、新第三紀及び第四紀の断層などの線構造はいずれも南北方向であり、北東—南西方向の線構造は認められない。逆に南北方向に想定される線構造に沿って新时期火山の噴出中心が分布する傾向も認められない。もし新时期火山の噴出中心の位置が何らかの地質構造によって規制されているとした場合、その構造は従来の地表調査によっては明らかにされていないより深部の構造を反映しているのかもしれない。

仙岩地域には2つのカルデラの存在が想定されており、そのうち先焼山カルデラは玉川溶結凝灰岩の噴出と関係して生成した可能性があるが(須藤, 1987b)、古玉川カルデラはそれより古い時代に生成した(須藤, 1987a)。先焼山カルデラの中には秋田焼山火山群が生成したが、古玉川カルデラ内には新时期火山岩類の噴出は認められず、わずかにその縁辺部に松山反転期に噴出した曲崎山及び烏帽子岳火山が生成したにすぎない。

第6図には90°C以上の温泉及び噴気の位置(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)並びに地熱発電所の位置を示した。これらの地表地熱徴候地及び既に地熱貯留層の存在が明らかにされている地点は仙岩地熱地域の中でも偏在しており、秋田焼山の山頂付近を東西に通る線上、大沼地熱発電所付近を南北に通る線上及び松川—葛根田両地熱発電所付近を通る北東—南西方向の線上にはほぼ限られる。以下本章ではこれらを狭義の地熱地帯と呼ぶ。狭義の地熱地帯の位置の特徴は必ずしも直近で非常に新しい火山活動が起こっているわけではないことである。1970-71年に噴出した秋田駒ヶ岳や1719年に噴出した岩手山の直近には狭義の地熱地帯はない。大沼地熱発電所の南方にはブナ森火山が、松川地熱発電所の北方には中倉山火山が、また葛根田地熱発電所の南西方には乳頭火山がそれぞれ位置している。しかしながら、これらの個々の火山を噴出させたマグマ留りが地熱発電所の下貯留層に対する直接の熱源の役割を果たしているかどうかの確証はない。仙岩地熱地域では過去の約300万年間は火山活動が活発であり(須藤, 1985)特に約200万年前及び100万年前には珪長質大規模火砕流を噴出させた巨大なマグマ留りの活動があった(須藤, 1987b)。仙岩地熱地域の熱源はこれらの巨大なマグマ留り、及びその後も引き続き断続的火山活動をもたらしたマグマ留りの熱により得られているものと推定できる。狭義の地熱地帯は、これらの熱源からの熱がよく供給される深部の断層系の上に分布しているものと考えられる。

文 献

- 河野義礼・青木謙一郎(1959) 八幡平およびその周縁火山群の岩石。火山, 2集, vol. 4, p. 61-76。
———・上村不二雄(1964) 5万分の1地質図幅「八幡平」および同説明書。地質調査所, 36 p。
MANKINEN, E. A. and DALRYMPLE, G. B. (1979) Revised geomagnetic polarity time scale for interval 0-5

m.y.B.P., *Jour. Geophys. Res.*, vol. 84, p. 615-626.

- 大沢 穠・角 清愛(1957) 5万分の1地質図幅「森吉山」および同説明書. 地質調査所, 42p.
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ(上村不二雄・須藤 茂・金原啓司・茂野 博・駒沢正夫・須田芳郎・菊地恒夫)(1985) 10万分の1仙岩地熱地域地質図及び同説明書. 特殊地質図21-2, 地質調査所, 23p.
- 角 清愛・池田一雄・斎藤敬三・須藤 茂(1987) 仙岩地熱地域及びその周辺地域における地すべり地形の分布. 地調報告, no. 266, p. 159-198.
- 須藤 茂(1984) 秋田県荷葉岳火山の古地磁気とK-Ar年代. 火山, 2集, vol. 29, p. 112-114.
- (1985) 仙岩地熱地域南部の鮮新世—更新世火山活動について—安山岩火山の古地磁気の年代. 地調月報, vol. 36, p. 513-533.
- (1987a) 仙岩地熱地域中心部の地質構造. 地調報告, no. 266, p. 43-76.
- (1987b) 仙岩地熱地域の珪長質大規模火砕流堆積物—玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩—. 地調報告, no. 266, p. 77-142.
- ・石井武政(1987) 雫石地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所. (投稿中).
- 上村不二雄(1981) 仙岩地域地質構造調査—その1, 新第三系. 昭和55年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのI仙岩地域, 地質調査所, p. 3-34.
- (1983) 仙岩地域地質構造調査—その1, 新第三系(昭和56年度). 昭和56年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのI仙岩地域, 地質調査所, p. 5-81.
- (1987) 仙岩地域の広域地熱地質構造. 地調報告, no. 266, p. 25-41.
- 矢崎清貫(1966) 秋田県鹿角郡八幡平付近の地質について(その2). 地調月報, vol. 17, p. 716-722.

仙岩地熱地域及びその周辺地域における 地すべり地形の分布

角 清愛* · 池田一雄** · 斉藤敬三** · 須藤 茂***

Distribution of the landslide landforms in the Sengan geothermal area and its environs, northeast Japan

By

Kiyoshi SUMI*, Kazuo IKEDA**,
Keizo SAITO** and Shigeru SUTO***

Abstract: Mapping of the landslide landforms by airphotointerpretation in the Sengan geothermal area and its environs was worked out in order to employ it for hydrothermal alteration survey as a geothermal prospecting. Mapped area is 1,500 km². Total 927 sheets of airphotographs used were taken from 2.3-6.0 km in altitude in 1968-1976. The mapping was carried out with special emphasis to detect nine kinds of topographic features showing the characteristics of landslide landform. Leading model of this work is the landslide model proposed by VARNES (1958).

The mapping was originally drawn on the topographic map of scale 1: 25,000. Then it was schematically transferred into the topographic maps of scales 1: 50,000 and 100,000. Twelve kinds of dimensions of the each mapped landslide such as length, width and height were measured. As a result 569 landslides were mapped. Total area of those mapped landslides is 330 km², i.e. 21% of the studied area.

According to statistical study, 14% of 569 landslides in the whole studied area are accompanied with geothermal manifestations such as hot spring, fumarole and/or hydrothermal alteration halo. However, concerning the central geothermal area of 600 km², 42% of 182 mapped landslides are accompanied with the geothermal manifestations. Among them, 17 large-scale landslides larger than 2 km² in each area occupy 65% of the central geothermal area. Such a close relation between landslide landforms and the geothermal manifestations suggests that most of the landslides in the Sengan geothermal area are genetically related to prehistoric geothermal activity. From this consideration, the airphotographic survey of landslide landforms is useful to the reconnaissance of geothermal prospecting.

1. ま え が き

地熱地帯では岩石の変質のため、しばしば地すべりが発生している。これは「温泉地すべり」と呼ばれて、地すべり分類上の一つの重要なカテゴリーとされている(小出, 1973)。地熱現象は長期間継続するから、それに伴って過去にも「温泉地すべり」が発生したはずである。ゆえに、地すべり地形の分布を広域的に調査し、それと地熱徴候との関係が明らかになれば、逆に地すべり地形の諸特徴と分布から未知の地熱地帯を予想できる可能性がある。地熱探査の一手法としての地熱変質帯調査法(角ほか, 1974)は基本的には過去の長期間にわたって継続的に生成された変質帯を調査対象としている。したが

* 東北工業技術試験所(元地殻熱部) ** アジア航測株式会社 *** 地殻熱部

* Government Industrial Research Institute, Tohoku ** Asia Air Survey Co. Ltd. *** Geothermal Research Department

って地すべり地形の空中写真地質学的広域的調査は有力な予察手段となりうるであろう。

しかし、火山地域の地すべり地形は、火口、溶岩円頂丘、溶岩流といった初生的な火山地形に類似した地形学的特徴をもつので、それらと地すべり地形とを区別する方法を確立する必要がある。また地すべり地は、一般に厚い植生におおわれているので、空中写真の判読成果を現地で検証することも必要である。そこで筆者らは昭和55—56両年度にわたり「地熱探査技術等検証調査」の一環として、仙岩地熱地域全域とその周辺、併せて1,540 km²の広域にわたって、地すべり地形の空中写真地質学的調査を計画・実施した。

この調査の発想は、1968年の久野久教授の松川地熱地帯及び1971年の与良三男氏の大沼地熱地帯に関する指摘(角, 1982参照)に端を発する。たとえば、松川地熱地帯は丸森火山のカルデラ内の溶岩円頂丘の麓に位置するとされていたが(中村・角, 1961)、カルデラとされた馬蹄形地形が先史時代の地すべりの主崖面であり、溶岩円頂丘とされた丘陵が地すべりの横走隆起ではないかという疑いが持たれたのである。このため1972年に経常研究として橋本知昌技官と共に筆者の一人(角)が予察的現地調査を行った¹⁾。

今回の昭和55—56年度の調査では、VARNES (1958)の地すべりモデルにみられる地形的特徴を認定基準として空中写真判読によって地すべり地形を抽出した。その結果、最終的に仙岩地熱地域及びその周辺地域において、合計569個の地すべりを抽出することができ、それと変質地域との分布上の関係も明らかになった。その成果について以下に報告する。

この研究における判読作業はアジア航測株式会社の協力を得て実施した。同社のチームには池田・斉藤のほか、淵本正隆、長岡信司、丸山裕一、加藤芳郎、小林 泉、佐々木栄一及び角南亮の各氏が参加した。昭和54年、本計画の立案時には中央大学の鈴木隆介教授から、その見通しについて御意見をうかがうことが出来た。鈴木教授にはその後昭和55—56年にもアジア航測チームの御指導を頂き、また本論文の御校閲もたまわった。環境地質部黒田和男課長には全文を通読して有益な助言をいただいた。これらの各位に深く感謝いたします。

2. 地質学的背景

仙岩地熱地域は八幡平火山を中心とする大規模な火山群の中央部を占めている。この火山群は日本でも有数の大規模な第四紀火山群で、その面積は800 km²以上である。本地域の地質は古い方から新しい方に向かって先新第三紀堆積岩類、先新第三紀花崗岩、新第三系、鮮新—更新世玉川溶結凝灰岩類及び新时期火山岩類の5つに大別される。その地質図を第1図に示す。

先新第三紀堆積岩類と先新第三紀花崗岩とは本地域の周縁部に不規則に分布する。一方、中央部は厚い新第三系によっておおわれており、その厚さは周縁部においても0.5—1 kmに達する。

新第三系は前・中期中新世の“グリンタフ”と中期中新世から鮮新世にかけての堆積岩類に大別される。“グリンタフ”は変質した溶岩と火山砕屑岩とからなり、これに薄い泥岩・砂岩・礫岩等が伴われ、地域の北部、西部及び南部に分布する。本地域の中心部では地熱井によって1.1—1.6 kmの深さにおいて“グリンタフ”が確認されている。

新第三紀堆積岩類は“グリンタフ”を整合におおい、それと似た分布を示す。岩質的には、この堆積岩類の下部では泥質相が卓越し、外洋性を示す動物化石を産する。一方、上部は砂礫質となり、沿岸性の化石を含む。これらの堆積岩類は日本海沿岸地方の含油層に対比される。

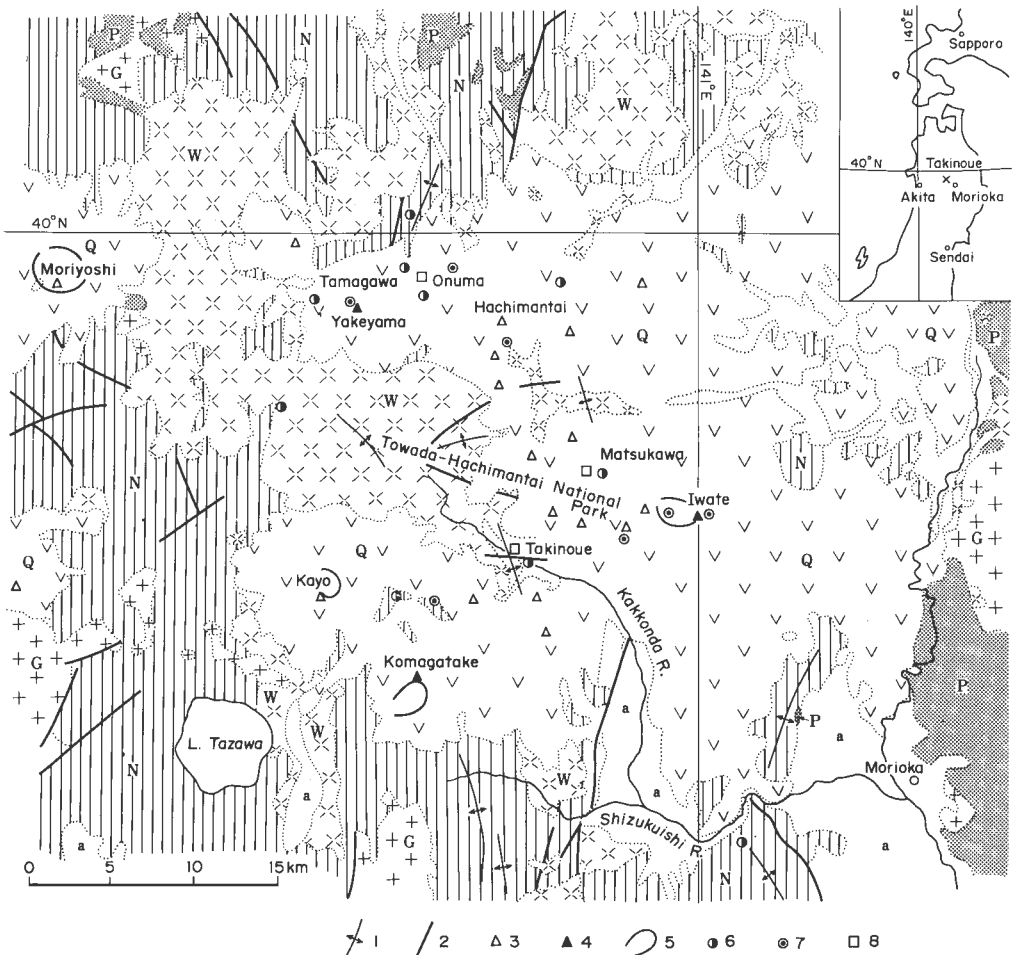
玉川溶結凝灰岩類は新第三系を不整合におおい、流紋岩ないしデイサイト質の厚い火砕岩層から成り、薄い湖成堆積物を伴う。この年代は2.8—0.9 Maの広い範囲にわたっており(須藤, 1982)、約200万年の間に反復噴出したものである。しかしその一部には、下位の新第三紀堆積岩類最上部(約8—9 Ma, 須藤, 1982)に近い中新世後期のものも含まれる可能性がある。

新时期火山岩類は6つの火山群、すなわち八幡平、焼山、岩手、駒ヶ岳、森吉及び荷葉の各火山群に分

¹⁾ 地質調査所年報, 昭和47年度版, p. 58参照

けられる(河野・青木, 1959). このうち焼山, 岩手及び駒ヶ岳の3群は歴史時代に噴火の記録がある(小野ほか, 1981). これらの火山群を構成する個々の火山のうち, ほとんどの火山は安山岩質ないし玄武岩質の成層火山である. しかし, いくつかの例外がある. たとえば, 八幡平火山のうち八幡平付近は安山岩溶岩からなる溶岩台地であり, 焼山火山にはデイサイト・ドームが伴われている. K-Ar年代及び古地磁気データによると, 八幡平及び荷葉火山群の大部分, 岩手火山群の西部等, 本地域の中心部に分布する噴出物は2.43-0.69 Ma前の松山反転期のものであり, また一部は鮮新世後期にまでさかのぼる(須藤, 1985). 岩手火山群の東部は狭義の岩手火山で活火山である. その噴火活動は少なくとも0.2 Ma前までさかのぼることができる(土井, 1985).

重力異常分布(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)からみて, 仙岩地熱地域は南北50 km, 東西40 kmの大規模な構造性陥没地とみられ, その内部は玉川溶結凝灰岩類と新期火山岩類によって満た



第1図 仙岩地熱地域及びその周辺の地質並びに地熱地帯分布図(SUMI and SUTO, 1981, 一部修正). P: 先新第三紀堆積岩類, G: 先新第三紀花崗岩, N: 新第三紀の火山岩及び堆積岩, W: 玉川溶結凝灰岩類, Q: 新期火山岩, a: 第四紀堆積物, 1: 褶曲軸, 2: 断層, 3: 死火山, 4: 活火山, 5: カルデラ及び火口, 6: 温泉地域, 7: 噴気地帯, 8: 地熱発電所.

Fig. 1 Geological map of the Sengan geothermal area and its environs with the distribution of geothermal fields (SUMI and SUTO, 1981, partly modified). P: Pre-Neogene sedimentary rocks, G: Pre-Neogene granite, N: Neogene volcanic and sedimentary rocks, W: Tamagawa welded tuffs, Q: Younger volcanic rocks, a: Quaternary sediments, 1: Folding axes, 2: Faults, 3: Extinct volcano, 4: Active volcano, 5: Caldera and crater, 6: Hot spring area, 7: Fumarolic area, 8: Geothermal power plant.

されている。そして周辺地域には“グリンタフ”，先新第三紀花崗岩，先新第三紀堆積岩類等が分布している。地熱徴候はこの陥没地内に限られて分布し，この構造が地熱現象生成に好ましいことを暗示している。

仙岩地熱地域内の地熱徴候，すなわち噴気，温泉及び地熱変質帯（酸性変質帯）などの分布は仙岩地熱地域地質図（仙岩地熱地域地質図編集グループ，1985）に示されている。噴気及び温泉は新期火山岩類の周辺に分布しており，そのことは第1図から理解される。仙岩地熱地域地質図に描かれた地熱変質帯の分布を第5図に示す。これらの変質帯は概ね新期火山岩類に伴っているが，一部は玉川溶結凝灰岩類地域にも分布している。地熱変質帯と噴気・温泉との分布上の相関は大局的には一致しているが，局部的には必ずしも一致せず，前者が過去から現在まで地熱活動の推移の結果が総合されたもの，後者が現在の地熱活動そのものを示すと考えられる。

3. 従来 の 研究

3.1 仙岩地熱地域の地すべり地形に関する従来の研究

仙岩地熱地域の地すべり地形については，河野・上村(1954)，河野ほか(1957)及び黒田・大久保(1973)の諸研究がある。

河野・上村(1954)は硫黄硫化鉄鉱調査のために2万5千分の1地形図茶臼岳地域のほぼ全域の地質調査を行い，倉形・智恵の沢，安比・大谷地及び松尾の3つの大規模地すべり地形を記載し，それらが熱水変質によるものであると考察している。これらはそれぞれ本論文で認定した地すべり地形のうち，「八幡平—33, 34, 35, 39及び40」ならびに「茶臼岳—1, 2, 4及び8」の地すべり地形に相当する。ただし「茶臼岳—8」に関しては，河野・上村は地すべり地塊の範囲を本論文での認定範囲よりずっと狭く扱っており，本論文で横走隆起あるいは地すべり地塊内凹地としたものを，河野・上村は別の火山の外輪山，中央火口丘あるいは爆裂火口と考えている。

河野ほか(1957)は，玉川温泉の放射性鉱物探査の際に玉川温泉凹地内で6つの地すべり地形を記載している。そのうちの3個は本論文の「玉川温泉—3」に相当し，残りの2つ，（研究所裏及び冷水沢入口のもの）はそれぞれ「玉川温泉—19及び4」の地すべり地形に相当している。旅館裏のものは本論文では判読されていない。

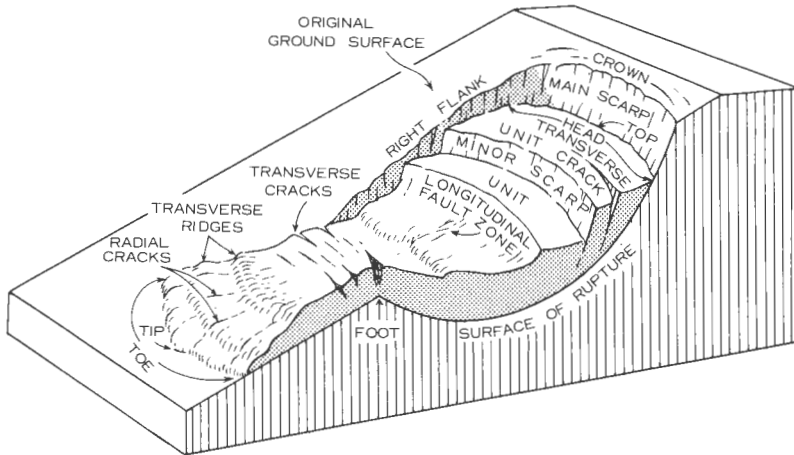
黒田・大久保(1973)は今回の調査地域の南部，2万5千分の1地形図「秋田駒ヶ岳」，「篠崎」，「国見温泉」及び「雫石」の各地形図地域で地すべり地形を判読し，それぞれの主崖面と地すべり岩屑を記入している。それらの地すべり地形は本論文で抽出した地すべり地形とほとんど一致している。なお，黒田・大久保は鶴の湯温泉北方の大規模地すべり地形（本論文の「秋田駒ヶ岳22」）については地下の噴気変質帯の伏在を予想している。

3.2 地すべりの空中写真判読に関する従来の研究

空中写真判読は地すべり地形の調査にとって重要かつ有力な手段である。広い地域の判読によって，地表調査では不明瞭な広大な斜面における地すべりの傷跡を認識できるからである(DAVIS *et al.*, 1976)。

幾人かの著者は空中写真による地すべり地形認定のマニュアルを提案している(DAVIS *et al.*, 1976；小貫，1971；鈴木，1979及び1982；武田・今村，1976など)。いずれの著者も地すべりの模式的構造及び各部の名称については，米国ハイウェイ調査委員会のVARNES (1958)のものをおおむね採用している(第2図)。それは地すべりを“地表斜面構成物質が重力によって下降し，そして外側へ押し出される運動”と定義づけている(VARNES, 1972)。地すべりの長軸に対して下降部では張力が卓越し，押し出し部では圧縮力が卓越することとなるので，その様な地すべりの運動形態を背景とした分類規準によって，地すべり各部の微地形が分類命名されている。

守屋(1983)は火山体の地すべり地形の特徴として，ア)滑落崖は平面的には馬蹄形または弧状，断面形では垂直に近い形状を示すこと，イ)滑落ブロックのしわが溶岩流に比較してより直線的で，滑落崖



第2図 地すべり地形の各部の名称(VARNES, 1972). 名称の和訳は本文参照.
Fig. 2 Nomenclature of each part of a landslide, after VARNES, (1972).

により近い所に多く分布することを指摘し、その実例として北海道遠音別火山東南斜面の判読図をあげている。その実際の空中写真は日本火山学会編(1984)に掲載されている。

4. 本研究の研究手法

今回の空中写真判読は、VARNES (1958)の模式モデルのうちから

1. 主崖面(main scarp)
2. 副崖面(minor scarp)
3. 横走クラック(transverse crack)
4. 縦走断層(longitudinal fault)
5. 横走隆起(transverse ridge)及び
6. 放射状クラック(radial crack).

の6要素(和訳は小貫, 1971による)を選び、これに

7. 地すべり岩屑(landslide debris)
8. 凹地(depression)及び
9. 崖錐(talus)

の3要素を加えた計9地形要素を判読した。

地すべり岩屑はVARNESモデルの頭部(head)と先端(toe)との間に分布する攪乱物質(disturbed material)の分布する地域を示す。“岩屑”の語を用いたのはVARNES (1958, plate 1)の“岩屑(debris)は土壌(soil)と岩片(rock detritus)を意味する”という定義が、仙岩地域の地すべり地の攪乱物質の実体をよく表わしているからである。

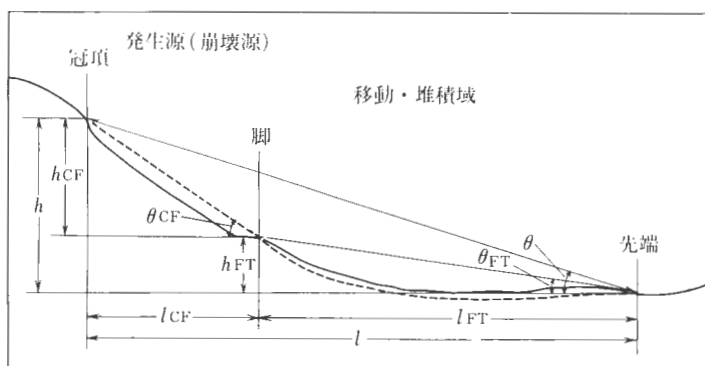
使用した空中写真は第1表に示す927枚である。それらの撮影年は昭和43—51年である。判読成果図はまず2万5千分の1図を作成し、次いでこれを5万分の1図及び10万分の1図へ転写し、都合3種の図を作製した。

判読作業における最大の問題は本研究のような先史時代の地すべり地形を扱う場合、生成後の侵食によって原形がそこなわれ、かつ植生によって被覆されることである。本地域の地すべり地形のほとんどすべてはVARNESモデルの先端が河川によって削りとられてしまっている。このような場合は側壁の消失する所を脚とみなしてある。また縦走断層及び放射状クラックは侵食がガリーと見誤り易いので確実

第1表 研究に利用した空中写真一覧.
Table 1 Airphotographs used for this study.

整理番号	撮影年月日	写真種類	焦点距離	撮影縮尺	カメラ	撮影高度	撮影機関
CTO-76-2	51. 8. 27~51. 10. 23	カラー	151.61 mm	1:10,000	RC-10	2,275 m	国土庁
CTO-76-3	51. 9. 5~51. 10. 18	カラー	153.27 mm	1:15,000	RC-10	2,750 m	国土庁
CTO-76-4	51. 9. 26~51. 10. 8	カラー	153.27 mm	1:15,000	RC-10	3,600 m	国土庁
TO-71-6Y	46. 10. 9~46. 10. 19	パナクロ	152.22 mm	1:40,000	RC-8	6,000 m	国土地理院
TO-70-7Y	45. 8. 10	パナクロ	152.22 mm	1:40,000	RC-8	6,000 m	国土地理院
TO-68-11Y	43. 10. 5~43. 10. 9	パナクロ	152.30 mm	1:40,000	RC-8	6,000 m	国土地理院

整理番号	コース名	写真番号	コース名	写真番号	コース名	写真番号	コース名	写真番号		
CTO-76-2	C17A	25~29	C17B	3~14	C21B	6~30	C22C	4~6		
	C18A	25~29	C18B	3~13	C22B	18~40				
	C19B	4~20	C20C	1~19	C23A	27~44			C23B	3~12
	C20B	4~13								
CTO-76-3	C1	5~25	C3B	3~11	C10	2~21	C13B	3~8		
	C2	5~25			C11	2~22				
	C3A	3~15			C12	2~23				
	C4	2~22			C13A	2~16				
	C5	3~23			C14	2~20				
	C6A	3~10			C6B	3~14			C15	2~21
	C7A	2~9			C7B	2~15			C16	17~19
	C8	2~20			C9B	1~8				
	C9A	2~15								
CTO-76-4	C1	3~20	C5	2~21	C9	2~21	C13	2~13		
	C2	2~23	C6	2~22	C10	2~19	C14	4~14		
	C3	3~22	C7	2~23	C11	2~18	C15	4~12		
	C4	2~22	C8	2~22	C12	3~18	C16	1~13		
TO-71-6Y	C1B	9~26	C2C	3~15	C5B	10~26	C6	14~27		
	C2B	9~14			C6	14~27				
	C3A	21~25			C3B	1~15			C7B	16~22
	C4B	10~27								
TO-70-7Y	C5	21~25	C6B	9~16	C7B	10~18				
TO-68-11Y	C9	3~6	C10	4~7	C11	4~8	C12	4~8		



第3図 地すべり地形各部の諸元の定義(大八木, 1979).
Fig. 3 Definitions of the dimensions of each part of a landslide.

性の高いもののみを抽出し、記載した。

最後に地すべり地形のサイズを判読成果図の上で測定した。地すべり地形の諸元は縦断面については第3図のように大八木(1979)の定義によった。横断面については頭部(head)、脚(foot)及び先端(toe)の平均的な横断幅を計測し、それぞれ W_C 、 W_F 及び W_T とした(測定部の位置については第3図参照、和訳は武田・今村(1976)による)。ただし、初生的な先端が侵食によって欠落していることが多いので、その場合は地すべり地塊の末端部を先端とみなし、その幅を W_T とした。

5. 研究結果

空中写真判読によって、付表に示す569個の地すべり地形を抽出した。569個の地すべり地形の総面積は330 km²で、調査対象地域全面積の21%に相当する。これらには2万5千分の1地形図毎に通し番号を付してある。2つ以上の地形図にまたがる地すべり地形については冠頂(crown)の位置によって地形図名を定めた。付表では面積が ha(ヘクタール、0.01 km²)で表示されている。

すべての地すべり地形の分布を全体図(第4-1図)及び部分図(第4-2図～第4-12図)に示す。部分図のベースマップは国土地理院の5万分の1地形図である。ただし本論文の中では、印刷のために縮小されて、部分図は約7万5千分の1となっている。部分図中の地すべり地形の番号は面積0.2 km²以上のもの291(全体の51%)についてのみ記入してある。記入場所は原則的には冠頂であるが、まれに隣接する地すべり地形と混同し易い時には脚付近に記入してある。

6. 研究結果の考察

6.1 地すべり地形と地質との関係

569個の地すべり地形と地質との関係を考察してみる。地すべり地形を、その基盤地質によって、新第三系、玉川溶結凝灰岩類及び新期火山にそれぞれ分布するものに3大分すると、それぞれの総面積は地すべり地の総面積の34、21及び45%を占める。

そしてこれら3地域に分布する個々の地すべり地形の規模と地形的特徴をまとめると第2表のようになる。これによれば新第三系地域の地すべり地形は個数の上では全体の1/3を占めるが、そのほとんどが0.6 km²未満の小規模のもので、地形的にも主崖面だけがみられるような単純なものが多い。玉川溶結凝灰岩類地域の地すべり地形は、新第三系地域のものに比較して、0.7 km²を超える地すべり地形が多く、これに伴い地形的にも副崖面、凹陷地、横走隆起等が顕著となっている。新期火山岩類地域では0.8 km²を超える大きい地すべり地形がさらに多くなっており、地形的特徴もさらに顕著である。

このような基盤地質別の地すべり地形の規模の変化傾向をさらに検討するために第6図のヒストグラムを作製した。この図では基盤地質を以下の7種に細分してある。

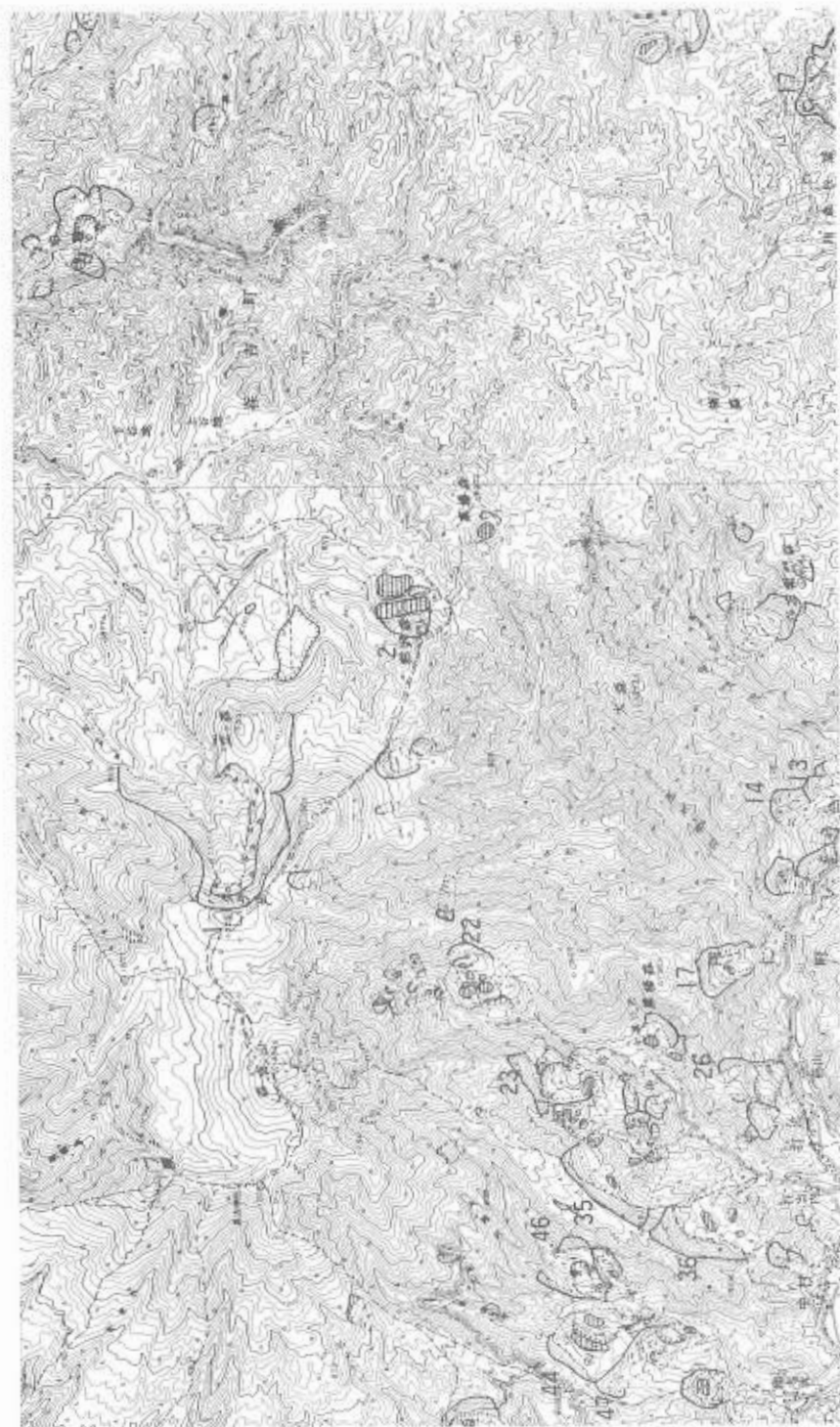
- A. 新第三紀火山岩類、
- B. 新第三紀堆積岩類、
- C. 玉川溶結凝灰岩類で、下位に新第三系が存在、
- D. 玉川溶結凝灰岩類、
- E. 新期火山岩類で下位に新第三系が存在、
- F. 新期火山岩類で下位に玉川溶結凝灰岩類が存在
及び
- G. 新期火山岩類。

第6図から、上に述べたように、新第三系(AとB)よりは玉川溶結凝灰岩類(CとD)、玉川溶結凝灰岩類よりは新期火山岩類(E、FとG)の地域に大規模な地すべり地形がより多く分布することが理解される。このことは基本的には火山地形が高所に出来たため、地形全体が不安定になっているためであろう。さらに注目すべき理由として考えられることは、第2表にも示すような地熱変質帯の存在である。



第4-2図 地すべり地形の分布—その2、熊沢川屈及び竜ヶ森川屈西部半部地域、凡例は第4-1図参照。

Fig. 4-2 Distribution of landslide landforms in the study area—no. 2 Kumazawa and the western half of Ryugamori quadrangles. Legend is shown in fig. 4-1.



第4-3図 地すべり地形の分布—その3、森吉山図幅及び玉川温泉図幅西部地域。凡例は第4-1図参照。

Fig. 4-3 Distribution of landslide landforms in the study area—no. 3 Moriishiyama and the western half of Tamagawa-onsen quadrangles. Legend is shown in fig. 4-1.



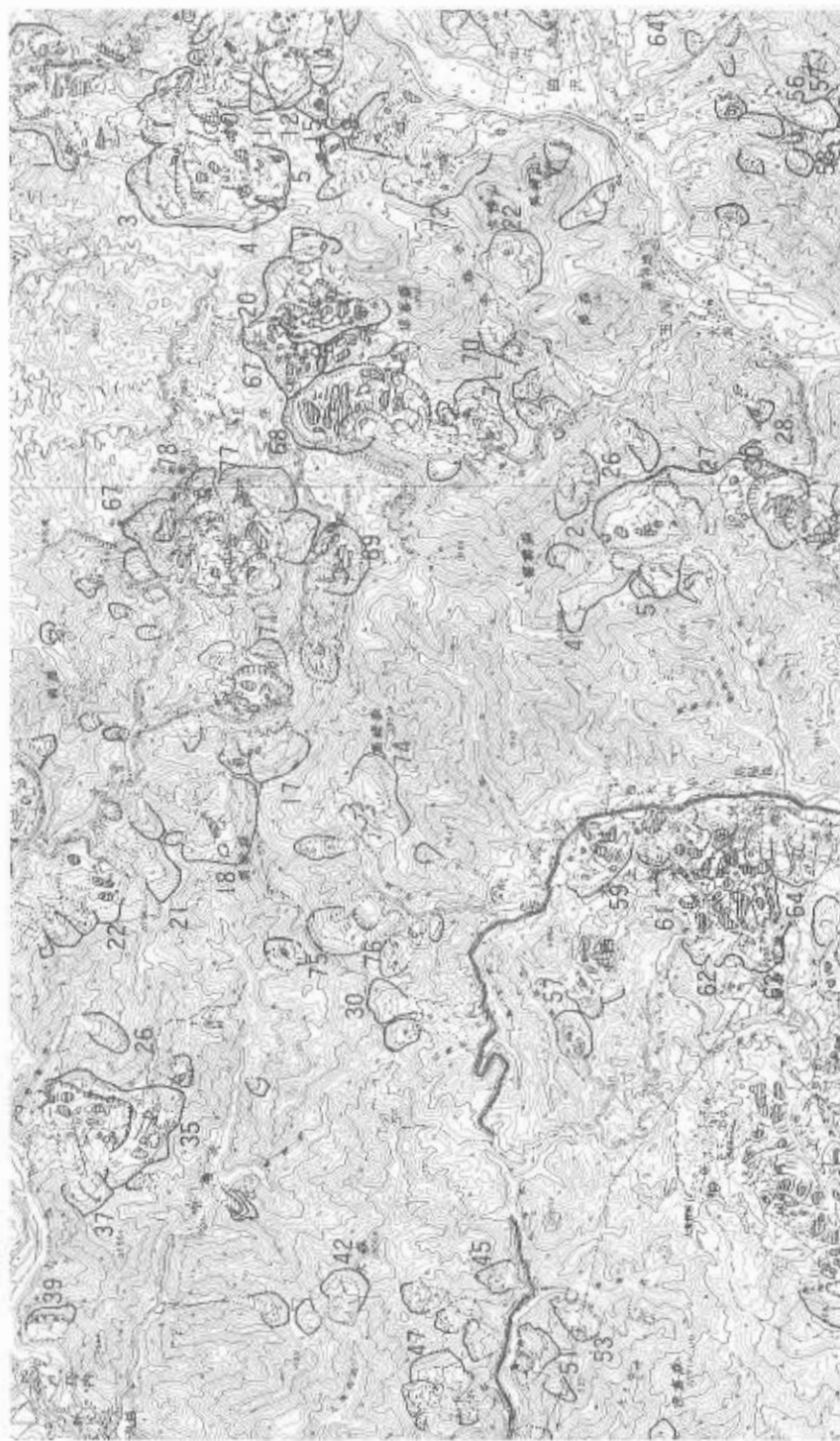
第4-4図 地すべり地形の分布—その4、八幡平図幅及び上川温泉図幅東半部地域、凡例は第4-1図参照。

Fig. 4-4 Distribution of landslide landforms in the study area—no. 4 Hachimantai and the eastern half of Tamagawa-onsen quadrangles. Legend is shown in fig. 4-1.



第4-5図 地すべり地形の分布—その5、茶臼岳図幅、八幡平図幅東部及び平館図幅西部地域。凡例は第4-1図参照。

Fig. 4-5 Distribution of landslide landforms in the study area—no. 5 Chausudake, the eastern part of Hachimanatai and western part of Tairadate quadrangles. Legend is shown in fig. 4-1.



第4-6図 地すべり地形の分布—その6、戸島内区幅及び羽後玉川区幅西部地域、凡例は第4-1図参照。

Fig. 4-6 Distribution of landslide landforms in the study area—no. 6 Totorinai and the western half of Ugotamagawa quadrangles. Legend is shown in fig. 4-1.



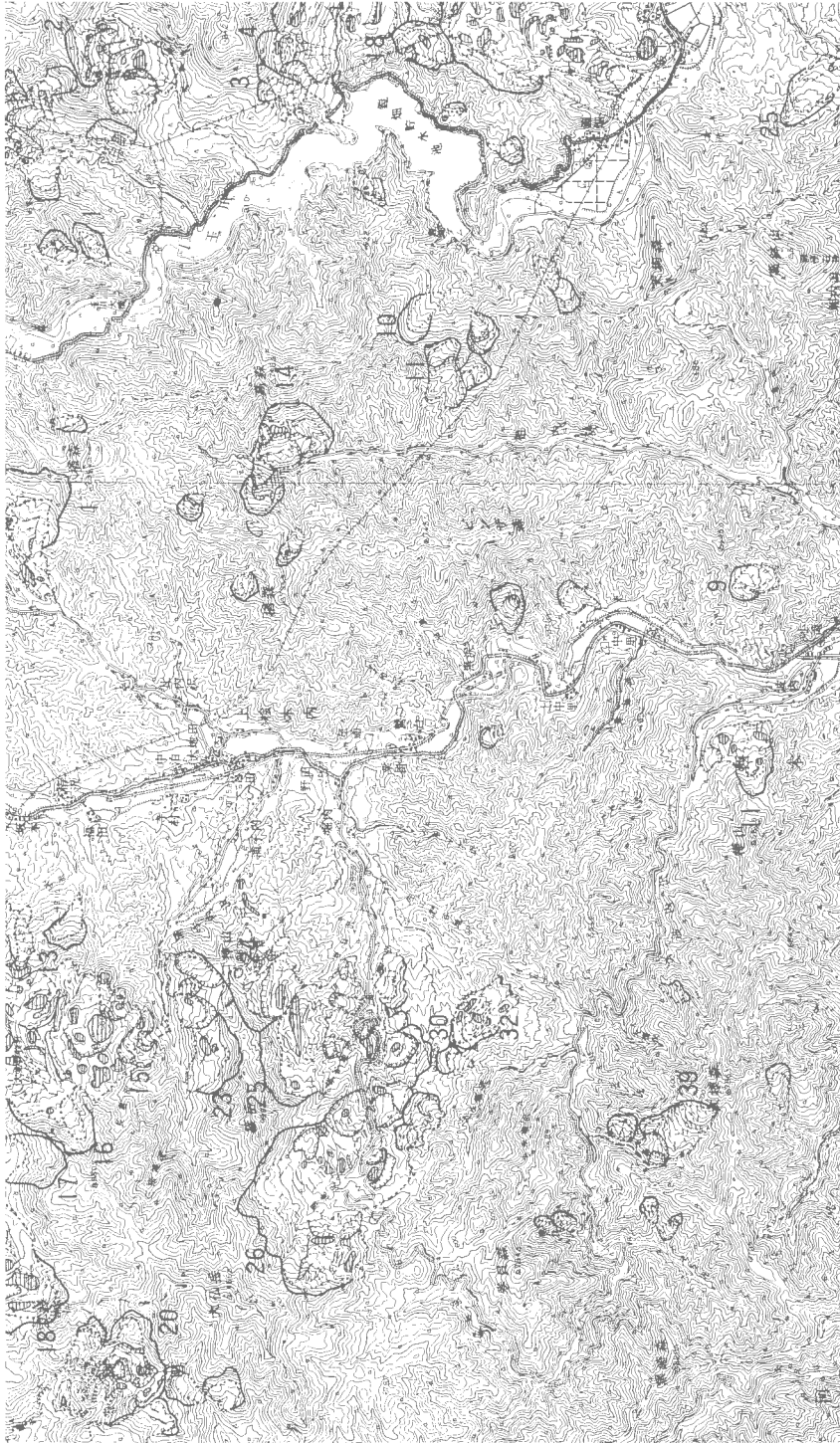
第4-7図 地すべり地形の分布—その7、曲崎山図幅及び羽後玉川図幅東半部地域、凡例参照、4-1図参照。

Fig. 4-7 Distribution of landslide landforms in the study area—no. 7 Magarisakiyama and the eastern half of Ugotamagawa quadrangles. Legend is shown in fig. 4-1.



第4-8図 地すべり地形の分布—その8、松川温泉区幅及び曲崎山区幅東半部地域。凡例は第4-1図参照。

Fig. 4-8 Distribution of landslide landforms in the study area—no. 8 Matsukawa-onsen and the eastern half of Magarisakiyama quadrangles. Legend is shown in fig. 4-1.



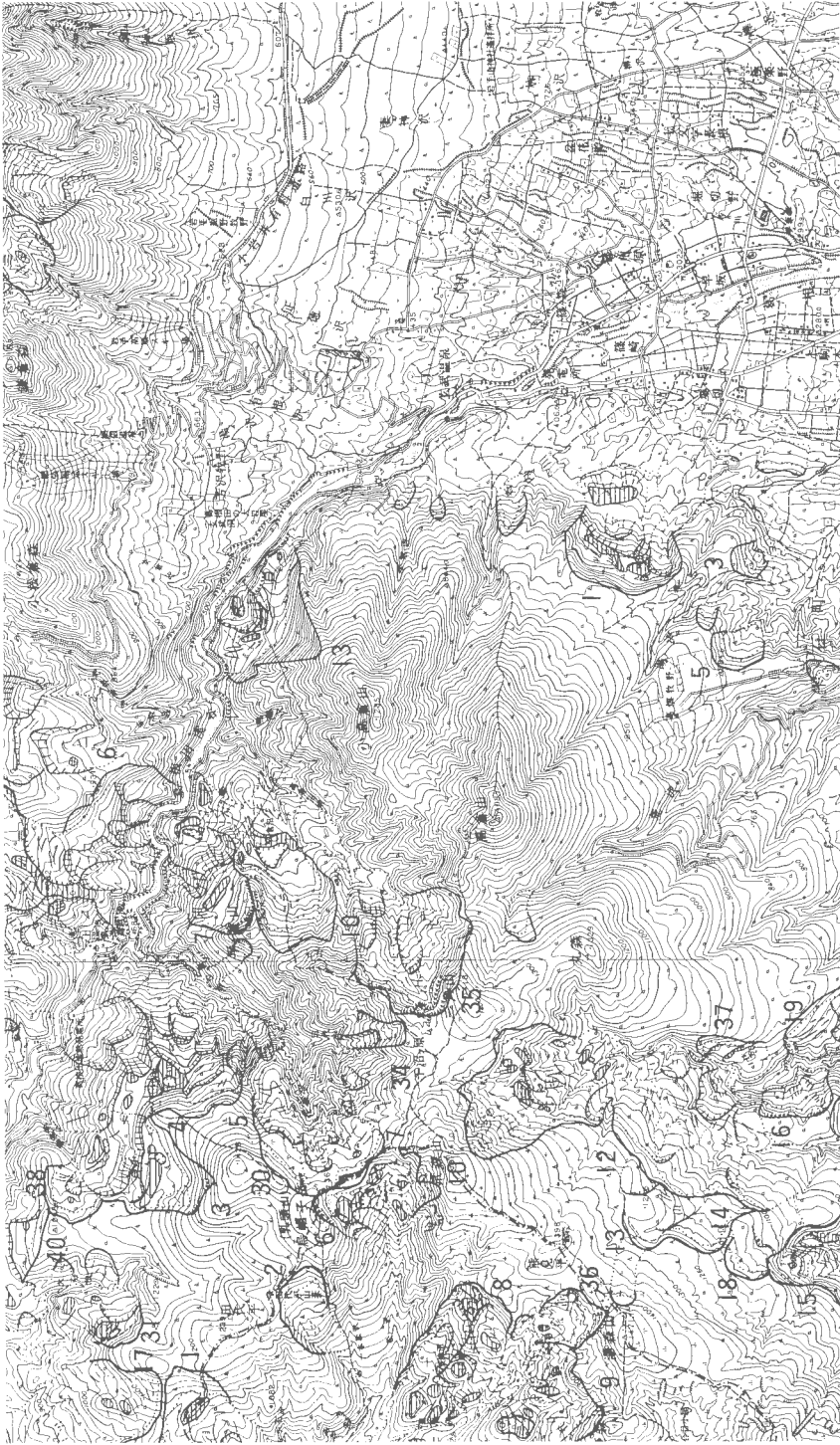
第4-9図 地すべり地形の分布—その9、上桧木内図幅及び田沢図幅西部地域。凡例は第4-1図参照。

Fig. 4-9 Distribution of landslide landforms in the study area—no. 9 Kamihinokinaï and the western half of Tazawa quadrangles. Legend is shown in fig. 4-1.



第4-10図 地すべり地形の分布 その10、秋田駒ヶ岳図幅及び田沢図幅東半部地域。凡例は第4-11図参照。

Fig. 4-10 Distribution of landslide landforms in the study area—no. 10 Akitakomagatake and the eastern half of Tazawa quadrangles. Legend is shown in fig. 4-1.



第4-11図 地すべり地形の分布—その11、篠崎幅及び秋田駒ヶ岳区幅東半部地域、凡例は第4-10図参照。

Fig. 4-11 Distribution of landslide landforms in the study area—no. 11 Shinozaki and the eastern part of Akitakomagatake quadrangles. Legend is shown in fig. 4-11.



第4-12図 地すべり地形の分布—その12, 国見温泉区幅及び零石区幅西部地域. 凡例は第4-11図参照.

Fig. 4-12 Distribution of landslide landforms in the study area—no. 12 Kunimi-onsen and the western part of Shizuikuishi quadrangles. Legend is shown in fig. 4-1.

第2表 仙岩地熱地域及びその周辺に分布する地すべり地形の規模、形態及び地熱変質帯の基盤地質に対する関係。

Table 2 Relationship of size, topography and hydrothermal alteration halo to geology of the basement in the Sengan geothermal area and its environs.

Size etc.		Geology	Neogene formation	Tamagawa welded tuff		Younger volcanic rocks	
				Small	Large	Small	Large
Size of landslide landform	Area (10^{-2} km ²)		-60	-70	70-200	80	70-1,800
	l(m)		300-400	100-1,000	1,000-2,000	200-500	800-2,400
	W(m)		100-300	100-300	700-7,500	100-900	400-1,700
	W _C /W _T		0.6-1.0	0.4-0.8	0.2-1.6	0.6-1.0	0.4-4.0
	l/W		1-3	1-2	0.5-4	0.5-6	1-3
	h _{CF} (m)		30-110	30-120	50-140	40-100	60-170
	θ(deg)		18-25	18-23	8-13	15-25	10-13
Occurrence of microtopography	Main scarp		○	○	○	○	◎
	Minor scarp		×	△	○	○	◎
	Depression		×	△	○	○	○
	Transverse ridge		×	△	○	○	○
Hydrothermal alteration halo			×	×	△	○	◎
Numbers of the mapped landslides (%)			192 (33.7)	106 (18.9)	15 (2.7)	180 (32.2)	76 (13.7)

Abbreviations on size are shown in fig. 3.

◎ : rich, ○ : common, △ : rare, × : very rare.

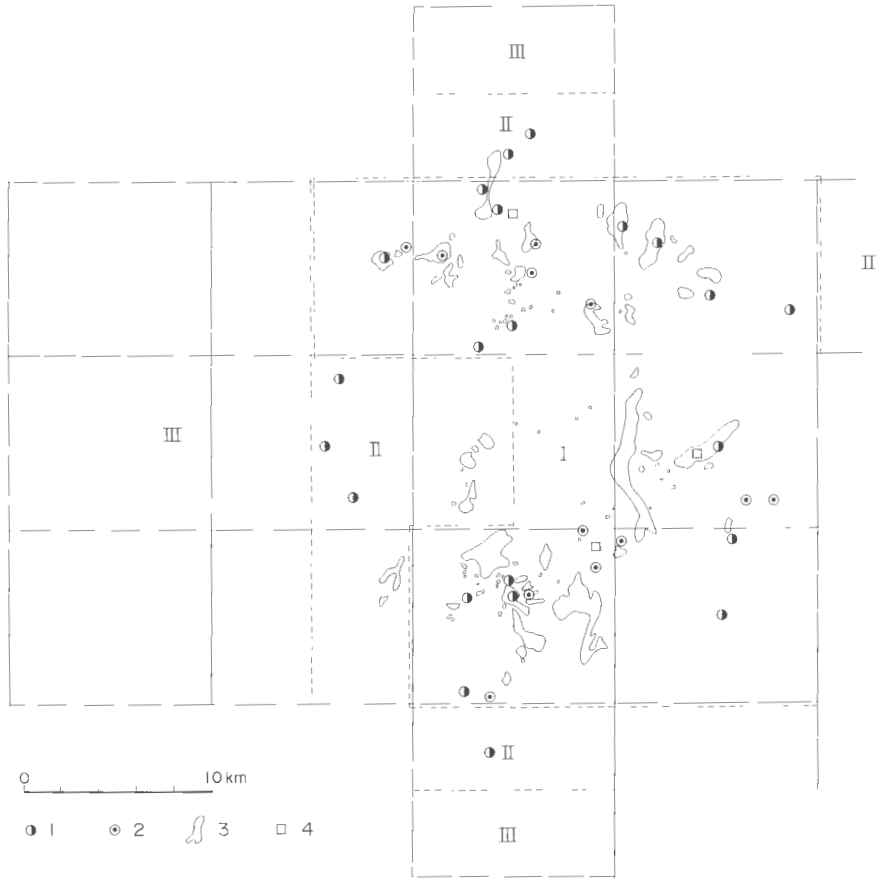
新第三系地域の地すべり地や玉川溶結凝灰岩類地域の小規模な地すべり地には地熱変質帯はほとんどみられない。玉川溶結凝灰岩類地域の大規模な地すべり地ではまれに粘土化変質がみられる。新期火山岩類地域では小規模な地すべり地にもしばしば小規模の熱水変質帯が伴われ、大規模な地すべり地ではいたる所で大規模変質帯がみられる。このような地すべり地形と地熱変質帯との分布上の相関関係については次節でくわしく考察する。なお第6図から、異った地質の累重部(図のC, E及びF)に大規模な地すべりが多発し易いことも読みとることが出来る。

6.2 地すべり地形の分布と地熱地域との関係

今回の調査地域を、地熱活動の活発な地域を中心として、地熱地域、中間地域及び非地熱地域に3分した。広域的地質構造からみると、前2者が広域的な構造的陥没地の内、後者がその外にほぼ相当する。しかし実際は統計に便利なように、第5図の様に2万5千分の1図幅の1/2(約50 km²)を単位とする簡単なものとしてある。3地域の面積はそれぞれ次の通りである。

地熱地域	590 km ²	38%
中間地域	430 km ²	28%
非地熱地域	520 km ²	34%
計	1,540 km ²	100%

一方、地すべり地形の規模を、その面積についてはほぼ等比級数的に <20 , ≥ 20 , ≥ 50 , ≥ 100 , ≥ 200 及び ≥ 500 10^{-2} km²の6段階に分けた。そして上記の3地域別に、6段階の規模別の地すべり地ごとにその総面積と総個数を集計した。まず面積についての集計は第3表の通りで、調査地域の全面積に対する地すべり地の総面積の比は21%であるが、上記3地域のうちの地熱地域ではその面積の33%(つまり1/3)が地すべり地によって占められている。一方、中間地域や非地熱地域では、地すべり地はそれぞれの地域の10%及び18%を占めるにすぎない。



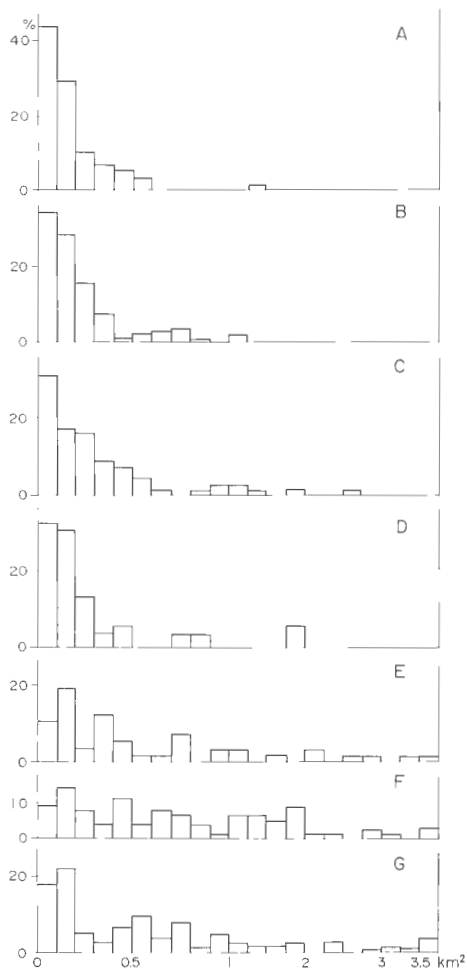
第5図 仙岩地熱地域における温泉、噴気及び地熱変質帯の分布(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)。1:温泉, 2:噴気, 3:地熱変質帯, 4:地熱発電所。I, II及びIII:地すべり分布の統計処理における“地熱地域”, “中間地域”及び“非地熱地域”, 5:重力異常分布から推定される構造性陥没地

Fig. 5 Distribution of hot spring, fumarole and hydrothermal alteration halo in the Sengan geothermal area. 1: hot spring, 2: fumarole, 3: hydrothermal alteration halo, 4: geothermal power plant areas I, II and III are “geothermal”, “intermediate” and “non-geothermal” areas I, respectively in the statistical analysis of the distribution of landslide landforms, 5: Tectonic depression imagined by gravity anomaly

第3表 仙岩地熱地域及びその周辺の地すべり地形の地域別・規模別の総面積。

Table 3 Total area of the landslide landforms of six grades in size in each province in the Sengan geothermal area and its environs.

Province	Area of each landslides (10^{-2} km ²)						Total (B)	Surveyed area (10^{-2} km ²) (A)	B/A (%)
	<20	≥20	≥50	≥100	≥200	≥500			
Geothermal	480	1,260	3,375	5,400	4,550	4,250	19,315	59,000	33
Intermediate	420	1,015	900	750	1,050	0	4,135	43,000	10
Non-geothermal	1,880	2,240	2,400	1,200	1,050	779	9,549	52,000	18
Total	2,780	4,515	6,675	7,350	6,650	5,029	32,999	154,000	21



第6図 仙岩地熱地域及びその周辺の地すべり地形の給源地域の地質別の面積ヒストグラム。A: 新第三紀火山岩類, B: 新第三紀堆積岩類, C: 玉川溶結凝灰岩類で下位に新第三系が存在, D: 玉川溶結凝灰岩類, E: 新期火山岩類で下位に新第三系が存在, F: 新期火山岩類で下位に玉川溶結凝灰岩類が存在, G: 新期火山岩類。

Fig. 6 Histogram of the size (area) of the landslide landforms in each geologic unit of source area in Sengan geothermal area and its environs. A: Neogene volcanic rocks, B: Neogene sedimentary rocks, C: Tamagawa welded tuffs underlaid by Neogene formation, D: Tamagawa welded tuffs, E: Younger volcanic rocks underlaid by Neogene rocks, F: Younger volcanic rocks underlaid by Tamagawa welded tuffs, G: Younger volcanic rocks.

次に地すべり地の個数についての集計結果を第4表に示す。この表から非地熱地域では小規模な地すべり地が非常に多く、大規模な地すべり地は非常にまれであり、一方地熱地域では小規模から大規模なものにわたって数が分散しており、中間地域は両地域の間であることがわかる。

上記の3地域は基盤地質の点ではそれぞれ新期火山岩類地域、玉川溶結凝灰岩類地域及び新第三系地域にはほぼ一致するので、前節で述べた地質別の地すべり地の規模の分散度と同じ結果になるのは当然ともいえる。このことから、真の地すべり発生要因を探求するには個々の地すべり地について、地熱徴候を伴う確率を調べる必要がある。

6.3 地すべり地形の分布と地熱徴候との関係

第3及び4表に分類・集計した569個の地すべりの中で地熱変質帯、噴気、温泉等の地熱徴候を伴うものを選んで、第3及び4表と同じ型式にまとめたのがそれぞれ、第5及び6表である。これによれば仙岩地熱地域及びその周辺で地熱徴候を伴う地すべり地は面積的には計112 km²で、全調査地域の面積の7%を占め、また全地すべり地総面積の34%を占める。地すべり地の個数は80個であり、全体(569個)の14%にあたる。

しかしこれを“地熱地域”とした590 km²の地域に限りて計算してみると、地熱徴候を伴う地すべり

第4表 仙岩地熱地域及びその周辺の地すべり地形の地域別、規模別の数。

Table 4 Numbers of the landslide landforms classified with size (area) in each province in the Sengan geothermal area and its environs.

Province	Quadrangle no. *	Area of each landslide (10 ⁻² km ²)						Total
		< 20	≥ 20	≥ 50	≥ 100	≥ 200	≥ 500	
Geothermal	75E	6	4	5	3	0	0	18
	76	6	10	13	7	5	1	42
	77	4	1	4	3	1	2	15
	66E	9	4	3	6	1	0	23
	67	7	5	10	3	3	1	29
	56	8	10	8	11	3	0	40
	57	8	2	2	3	0	0	15
	Subtotal	48	36	45	36	13	4	182
Intermediate	06S	13	6	2	1	1	0	23
	70	2	2	1	0	0	0	5
	65E	11	8	4	2	0	0	25
	66W	1	3	2	2	1	0	9
	55E	0	2	1	0	1	0	4
	46N	10	8	1	0	0	0	19
	47	5	0	1	0	0	0	6
	Subtotal	42	29	12	5	3	0	91
Non-geothermal	06N	16	6	1	0	0	0	23
	74	32	7	6	0	0	1	46
	75W	10	0	0	1	0	0	11
	64	51	16	8	2	1	0	78
	65W	26	17	7	3	0	0	53
	54	27	7	6	1	2	0	43
	55W	13	6	2	0	0	0	21
	46S	13	5	2	1	0	0	21
Subtotal	188	64	32	8	3	1	296	
Total		278	129	89	49	19	5	569

* In this column, the symbols E, S, W and N mean eastern, southern, western and northern half of each quadrangle, respectively.

地は面積的には計108 km²で地域面積の18%、全地すべり地総面積の56%に達する。また個数では全体で182個のうち77個、つまり42%の地すべり地に地熱徴候を伴っている。この全数に対する地熱徴候を伴う地すべり地の個数の比率は小規模な地すべり地から大規模な地すべり地に向かって次第に大きくなる。このことは地すべり地、とくに大規模地すべり地の分布と地熱徴候とが密接な関係をもつことを示す。

以上のことから仙岩地熱地域の先史時代の大規模地すべりの発生は先史時代の地熱活動と強く関係していると考えられる。したがって変質帯等の地熱徴候がまだ発見されていない地すべり地においても、今後新たに変質帯が発見され、ひいてはそこが地熱探査地域となる可能性を残しているといえる。つまり“地熱地域”における地すべり総面積193 km²(第3表)から、“同地域”で地熱徴候を伴う地すべり総面積108 km²(第5表)を差引いた残りの85 km²の地域も今後の探査候補地域として考慮されることとなる。

6.4 今後の問題

仙岩地熱地域の大规模な地すべり地形と地熱徴候とは分布上非常に密接な関係にあることを前章で明

第5表 仙岩地熱地域及びその周辺の地すべり地形のうち地熱徴候を伴うものの地域別、規模別の総面積。

Table 5 Total area of landslide landforms accompanied by geothermal manifestations in each province in the Sengan geothermal area and its environs. The data are shown separately for the landslides of six grades of size (area).

Province	Area of each landslides (10^{-2} km ²)						Total (B)	Surveyed area (10^{-2} km ²) (A)	B/A (%)
	<20	≥20	≥50	≥100	≥200	≥500			
Geothermal	170	490	1,425	2,400	2,800	3,515	10,800	59,000	18
Intermediate	10	0	0	0	350	0	360	43,000	1
Non-geothermal	0	0	75	0	0	0	75	52,000	0
Total	180	490	1,500	2,400	3,150	3,515	11,235	154,000	7

第6表 仙岩地熱地域及びその周辺の地すべり地形のうち地熱徴候を伴うものの地域別、規模別の数。

Table 6 Numbers of the landslide landforms accompanied by geothermal manifestations in each province in the Sengan geothermal area and its environs. The data are shown separately for the landslides of different six grades of size (area).

Province	Quadrangle no. *	Area of each landslide (10^{-2} km ²)						Total
		<20	≥20	≥50	≥100	≥200	≥500	
Geothermal	75E	3	1	0	0	0	0	4
	76	2	4	7	3	4	1	21
	77	4	0	1	2	1	1	9
	66E	0	0	0	3	0	0	3
	67	4	3	7	2	2	1	19
	56	4	6	3	6	1	0	20
	57	0	0	1	0	0	0	1
	Subtotal	17	14	19	16	8	3	77
Intermediate	06S	1	0	0	0	0	0	1
	70	0	0	0	0	0	0	0
	65E	0	0	0	0	0	0	0
	66W	0	0	0	0	1	0	1
	55E	0	0	0	0	0	0	0
	46N	0	0	0	0	0	0	0
	47	0	0	0	0	0	0	0
	Subtotal	1	0	0	0	1	0	2
Non-geothermal	06N	0	0	0	0	0	0	0
	74	0	0	0	0	0	0	0
	75W	0	0	0	0	0	0	0
	64	0	0	0	0	0	0	0
	65W	0	0	1	0	0	0	1
	54	0	0	0	0	0	0	0
	55W	0	0	0	0	0	0	0
46S	0	0	0	0	0	0	0	
	Subtotal	0	0	1	0	0	0	1
Total		18	14	20	16	9	3	80

* In this column, the symbols E, S, W, and N mean eastern, southern, western and northern half of each quadrangle, respectively.

らかにした。このことからこれらの地すべりは成因的に“温泉地すべり”(小出, 1973)のカテゴリーに入るものであろう。しかし地すべり発生のトリガーとしてはこのほかに豪雨, 融雪があり, 火山地帯では火山噴火があり(宇井・荒牧, 1985), またとくに高緯度地方ならびに高山地域においては氷期と関連する永久凍上層の融解が考えられている(守屋, 1983)。しかも松代(中村ほか, 1967)や雲仙(片山, 1974)のような複合誘因の場合もある。今後は一歩進んで現地調査等により個々の地すべり成因の解明に進む必要がある。

成因の研究に際しては本論文で抽出された地すべり地形の大部分が先史時代のものであることから, 生成年代の研究(たとえば寺川ほか, 1986)がとくに重要である。仙岩地域の地すべり地形は松山反転期及びそれ以降に噴出した火山岩類を切っており, 生成の最大年代はほぼブリューヌ期73万年と推定される。地熱活動は熱源の消長とともに地下水理の変化とも関係が深い。73万年の間には4つの氷期が含まれており, 今後のデータ蓄積が必要である。

7. ま と め

地熱探査の一手法としての変質帯調査法を補強するために仙岩地熱地域及びその周辺地域(総面積1,500 km²)の先史時代の地すべり地形の写真地質学的調査を行なった。調査には高度2.3-6.0 km から撮影した空中写真927枚を使用した。まずVARNES (1958)の地すべりモデルの9つの地形学的特徴をもとに空中写真上から569個の地すべり地を抽出した。ついで個々の地すべり地について, 標高と12種のサイズを計測した。その結果地すべり地の総面積は330 km²に及んで全調査地域の21%を占める。

統計的解析結果によれば, 569個の地すべり地のうち変質帯, 噴気・温泉等の地熱徴候を伴うものは個数では80個で14%, 面積比で34%に達する。しかし中心部の地熱地域590 km²についてみると, 182個の地すべり地のうち77個の地すべり地(個数比で42%, 面積比で56%)に地熱徴候を伴う。更に地熱地域の中でも面積2 km²以上の大規模な地すべり地17個に限ってみるとそのうち11地すべり地(個数比で65%, 面積比で78%)に, 地熱徴候を伴っている。地すべり地形の分布と地熱活動とのこのような高い共生関係は, 先史時代の地すべり地形に関する写真地質学的調査の地熱探査への有用性を示している。

文 献

- DAVIS, S.N., REITAN, P.H. and PESTRONG, R. (1976) *Geology Our Physical Environment*. McGraw-Hill, Inc. 日本語訳: 盛谷智之・中尾征三・高島 清・春成清之助(1980) 地学入門, 啓学出版(株), 213p. (上), 467p. (下).
- 土井宣夫(1985) 岩手火山, 雪浦軽石(>41,030 y, B.P.)から刈屋スコリア(江戸時代)までの降下火砕堆積物と山体構成物との層序関係. 日本地質学会東北支部会報, no. 15, p. 12-14.
- 片山信夫(1974) 島原人変に関する自然現象の古記録. 九州大学理学部島原火山観測所研究報告, no. 9, p. 1-45.
- 河野義礼・上村不二雄(1954) 松尾・八幡平硫黄・硫化鉄鉱床地帯地質調査報告. 地調報告, no. 158, 13p.
- ・早川正己・佐野浚一・角 清愛(1957) 秋田県玉川温泉地質調査および放射能探査報告. 地調月報, vol. 8, p. 361-374.
- ・青木謙一郎(1959) 八幡平およびその周縁火山群の岩石. 火山, ser.2, vol. 4, p. 61-76.
- 木下誠一(1980) 永久凍土. 古今書院, 202 p.
- 小出 博(1973) 日本の国土—自然と開発—(上, 下). 東京大学出版会, 556 p.
- 黒田和男・大久保太治(1973) 表層地質各論. 土地分類基本調査5万分の1零石. 経済企画庁.
- 守屋以智雄(1983) 日本の火山地形. 東大出版会, 135 p.
- 中村久由・角 清愛(1961) 岩手県松川地熱地帯の温泉地質学的研究. 地調月報, vol. 12, p. 73-84.

- 中村久由・前田憲二郎・山田隆基・山田菅三(1967) 温泉と地すべり. 地質ニュース, no. 149, p. 28-31.
- 日本火山学会編(1984) 空中写真による日本の火山地形. 東大出版会, 192 p.
- 小野晃司・曾屋龍典・三村弘二(1981) 日本の火山(第2版). 1:2,000,000地質編集図, no. 11(第2版), 地質調査所.
- 小貫義男(1971) 応用地学概論. 森北出版(株).
- 大八木規夫(1979) 斜面崩壊および地盤災害の研究. 「1978年大島近海地震」に関する特別研究, 科学技術庁研究調整局, p. 70-95.
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985) 仙岩地熱地域地質図および同説明書, 地質調査所, 23 p.
- 角 清愛・高島 勲・徳永重元(1974) 変質帯調査. 地熱調査ハンドブック, 日本地熱調査会, p. 163-183.
- SUMI, K. and SUTO, S. (1981) Geological framework of the Hachimantai geothermal field. in *Field Excursion Guide to Geothermal fields of Tohoku and Kyushu*, Volc. Soc. Japan, p. 1-4.
- 角 清愛(1982) 地熱地質研究28年の想い出. 地質ニュース, no. 337, p. 89-99.
- 須藤 茂(1982) 玉川溶結凝灰岩及び周辺の類似岩の K-Ar 年代. 日本地熱学会誌, vol. 4, p. 159-170.
- (1985) 仙岩地熱地域南部の鮮新世—更新世火山活動について—安山岩火山の古地磁気と K-Ar 年代. 地調月報, vol. 38, p. 513-533.
- 鈴木隆介(1979) 地質工学基礎図表集. 創造社.
- (1982) 現場技術者のための地形図読図入門. 集団移動地形. 測量, 1982年, 7月号, p. 51-59; 8月号, p. 51-60; 9月号, p. 43-52および10月号, p. 44-53.
- 武田裕幸・今村遼平(1976) 建設技術者のための空中写真判読. 共立出版(株).
- 寺川俊浩・和久紀生・大西吉一・中島彰夫(1986) グリーンタフ地域における Mass Movement の多発期について. 北村 信教授退官記念地質学論文集, p. 527-544.
- 宇井忠英・荒牧重雄(1985) 火山活動に伴う崩壊—岩屑流. 月刊地球, vol. 7, 374-378.
- VARNES, D. J. (1958) Landslide type and process. in ECHEL, E. B., ed., *Landslides and Engineering Practice*: U.S. Natl. Acad. Sci.—Natl. Research Council, Highway Research Board, Spec. Rept. 29, p. 20-47.
- (1972) A classification on landslides. 地すべりと対策に関する研究討論会概要, 地すべり学会, p. 65-79.

付表 仙岩熱地域及びその周辺の地すべり地形のサイズ及び地形学的・地質学的特徴。
 * イス関連の略号は第3図参照。

Appendix Size and some characteristics of landslide landforms in the Sengan geothermal area and its environs. Definitions of size and their abbreviations are shown in Fig. 3.

Alt: 主崖面冠頂の海拔高度 Altitude of crown of main scarp. I: 主崖面 Main scarp. II: 副崖面 Minor scarp. III: 凹陥地 Depression. IV: 横走隆起 Transverse ridge. V: 先端縁 Toe. VI: 侵食溝 Erosion gully; I: 発達 rich, 2: あり common, 3: 未発達 poor. VII: 段丘との関係 Stratigraphic relation to river terrace; 1: 段丘をおおう younger than river terrace, 2: 段丘に切られる older than river terrace, 3: 不明 unknown. VIII: 熱水変質帯 Hydrothermal alteration halo. IX: 温泉及び又は噴気 Hot spring and/or fumarole. ○: あり Present. △: 微弱 Present but faint.

No.	Alt. (m)	Profile										Section				Topography					Geology										
		h_{CF}	I_{CF}	θ_{CF}	h_{FT}	I_{FT}	θ_{FT}	h	I	θ	W_C	W_F	W_T	I	II	III	IV	V	VI	VII		VIII	IX								
Kumazawa (604006)																															
1	630	180	900	11.3	20	410	2.8	200	1310	2.8	500	700	150	97	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	2	3	3	1	
2	1010	350	1450	13.6	120	1010	6.8	470	2460	6.8	1230	1550	500	250	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
3	900	200	575	19.2							200	200	200	14	○	△											2	2	1		
4	990	190	500	20.8							350	350	350	13	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	3	3	3		
5	1030	180	460	21.4	110	420	14.7	290	880	14.7	320	430	580	41	○	○	△									2	2	2	2	2	
6	685	50	115	23.5	15	135	6.3	65	250	6.3	120	170	150	6	○	○	○									2	2	2	2	2	
7	650	25	190	7.5							130	150	5	○	○	○	△									2	3	2	○	○	
8	940	150	480	17.4	90	350	14.4	240	830	14.4	290	450	300	28	○	△										2	2	○		○	
9	1020	205	670	17.0	95	350	15.2	300	1020	15.2	480	710	550	66	○	○	○									2	2	2	2	2	
10	1100	60	350	9.7	240	560	23.2	300	910	23.2	450	560	220	35	○	△										2	2	2	2	2	
11	1075	165	550	16.7	280	660	23.0	445	1210	23.0	840	1190	1190	110	○	○	○									2	2	2	2	2	
12	730	60	340	10.0	80	160	26.6	140	500	26.6	200	450	400	18	○	○	○									2	2	2	2	2	
13	750	120	200	31.0	30	70	23.2	150	270	23.2	110	140	140	3	○	△										3	3	3	3	3	
14	840	120	460	14.6	120	390	17.1	240	850	15.8	170	150	220	19	○	○										3	3	3	3	3	
15	940	90	280	17.8	180	530	18.8	270	810	18.4	390	410	400	29	○	○										3	3	3	3	3	
16	850	40	150	14.9	160	640	14.0	200	790	14.2	160	190	440	28	○	○										2	2	2	2	2	
17	760	30	90	18.4	10	60	9.5	40	150	14.9	80	70	70	3	○	○										3	3	3	3	3	
18	700	90	210	23.2	40	100	21.8	130	310	22.8	110	70	50	5	○	○										3	3	3	3	3	
19	700	60	170	19.4	140	490	15.9	200	660	16.9	110	110	120	2	○	○										2	2	2	2	2	
20																															
21	610	120	280	23.2	40	110	20.0	160	390	22.3	380	530	550	24	○	○										3	3	3	3	3	
22	640	115	450	14.3	45	190	13.3	160	640	14.0	280	360	200	20	○	○										3	3	3	3	3	
23	630	135	300	24.2	45	130	19.1	180	430	22.7	320	180	190	9	○	○										2	2	2	2	2	
24	580	65	110	30.6	35	60	30.3	100	170	30.5	260	240	210	5	○	○										3	3	3	3	3	
25	510	60	90	33.7	40	60	33.7	100	150	33.7	90	130	230	4	○	○										3	3	3	3	3	
26	770	35	110	17.7	175	350	26.6	210	460	24.5	180	200	130	10	○	○										2	2	2	2	2	
27	790	30	160	10.6	70	270	14.5	100	430	13.1	200	90	110	9	○	○										2	2	2	2	2	

付表 (つづき)
Appendix (continued)

28	760	40	120	18.4	50	120	22.6	90	240	20.6	110	140				3	140							2
29	790	0	290	0.0	240	800	16.7	240	1090	12.4	480	570	410	○	○		42	410	○	○	○			2
30	765	55	240	12.9	70	190	20.2	125	430	16.2	120	190	170	○	○		17	190	○	○	○			3
31	740	55	240	12.9	125	530	13.3	180	770	13.2	230	250	180	○	○		17	230	○	○	○			3
32	630	30	140	12.1	40	90	24.0	70	230	16.9	100	140	70	○	○		3	140	○	○	○			3
33	580	60	80	36.9	50	90	29.1	110	170	32.9	80	90	120	○	○		2	90	○	○	○			3
34	600	80	230	19.2	60	90	33.7	140	320	23.6	220	200	110	○	○		6	220	○	○	○			3
35	980	70	290	13.6	340	590	30.0	410	880	25.0	290	440	320	○	○		24	440	○	○	○			2
36	1030	130	280	24.9	390	870	24.1	520	1150	24.3	280	220	850	○	○		58	220	○	○	○			3
37	1020	150	390	21.0	280	690	22.1	430	1080	21.7	320	310	310	○	○		26	310	○	○	○			2
38	400	30	70	23.2	20	70	15.9	50	140	19.7	70	50	60	○	○		1	60	○	○	○			3
39	430	70	310	12.7	70	340	11.6	140	650	12.2	420	330	300	○	○		18	300	○	○	○			2
40	420	40	250	9.1	105	450	13.1	145	700	11.7	190	290	490	○	○		25	490	○	○	○			2
41	440	70	130	28.3	80	180	24.0	150	310	25.8	170	180	160	○	○		23	160	○	○	○			3
42	520	100	230	23.5	100	200	26.6	200	430	24.9	150	230	110	○	○		11	230	○	○	○			1
43	600	130	510	14.3	70	150	25.0	200	660	16.9	390	330	430	○	○		23	430	○	○	○			3
44	670	140	300	23.0	170	290	30.4	310	620	26.6	310	230	220	○	○		16	220	○	○	○			2
45	620	90	60	56.3	60	240	14.0	150	300	26.6	120	110	120	○	○		5	120	○	○	○			3
46	670	40	80	26.6	40	50	38.7	80	130	31.6	140	110	150	○	○		1	150	○	○	○			3
47	480	40	140	15.9	60	190	17.5	100	330	16.9	170	200	160	○	○		7	160	○	○	○			2

Moriyoshiyama (594074)

1	1300	440	2350	10.6	240	2900	4.7	680	5250	7.4	760	2360	980	○	○		780	980	○	○	○		△	1
2	980	70	370	10.7	60	480	7.1	130	350	8.7	500	730	480	○	○		46	480	○	○	○			2
3	930	60	120	26.6	50	370	7.7	110	490	12.7	250	280	220	○	○		16	220	○	○	○			3
4	920	90	190	25.3	80	150	28.1	170	340	26.6	150	70	100	○	○		6	100	○	○	○			2
5	970	50	160	17.4	50	300	9.5	100	460	12.3	220	180	190	○	○		12	190	○	○	○			3
6	720	50	150	18.4	40	70	29.7	90	220	22.2	130	170	160	○	○		5	160	○	○	○			3
7	960	778	450	26.1	170	570	16.6	390	1020	20.9	470	450	440	○	○		41	440	○	○	○			2
8	1000	55	450	7.0	135	420	17.8	190	870	12.3	280	320	100	○	○		19	320	○	○	○			2
9	1040	20	90	12.5	50	210	13.4	70	300	13.1	90	110	80	○	○		3	80	○	○	○			3
10	1210	70	250	15.6	120	230	27.6	190	480	21.6	100	110	80	○	○		4	80	○	○	○			2
11	970	70	120	30.3	190	380	26.6	260	500	27.5	190	140	130	○	○		9	130	○	○	○			2
12	550	70	140	26.6	90	350	14.4	160	490	18.1	140	150	350	○	○		11	350	○	○	○			2
13	630	110	196	30.1	150	570	14.7	260	760	18.9	300	390	640	○	○		27	640	○	○	○			2
14	740	200	350	23.7	190	570	18.4	390	920	23.0	450	440	240	○	○		27	240	○	○	○			2
15	510	90	180	26.6	60	110	28.6	150	290	27.3	320	440	280	○	△		12	280	○	○	○			3
16	590	130	290	24.1	110	280	21.4	240	570	22.8	380	250	130	○	○		19	130	○	○	○			2
17	690	220	650	18.7	130	410	17.6	350	1060	18.3	500	250	240	○	○		36	240	○	○	○			2
18	860	40	90	24.0	45	100	24.2	85	190	24.1	150	170	150	○	○		4	150	○	○	○			3
19	860	40	60	33.7	80	200	21.8	120	260	24.8	100	100	140	○	○		3	140	○	○	○			2
20	920	40	120	18.4	30	90	18.4	70	210	18.4	300	330	310	○	○		7	310	○	○	○			2
21	930	90	160	29.4	160	440	20.0	250	600	22.6	220	330	260	○	○		17	260	○	○	○			3
22	870	80	310	14.5	190	670	15.8	270	980	15.4	360	610	780	○	○		63	780	○	○	○			2
23	810	210	760	15.4	100	440	12.8	310	1200	14.5	830	420	390	○	○		62	390	○	○	○			1
24	600	80	250	17.1	60	170	19.4	140	430	18.0	430	360	300	○	○		15	300	○	○	○			3
25	630	120	220	28.6	70	160	23.6	190	380	26.6	210	250	370	○	○		10	370	○	○	○			1
26	610	210	590	19.6	90	260	19.1	300	850	19.4	320	470	320	○	○		33	320	○	○	○			2

付表 (つづき)
Appendix (continued)

No.	Alt. (m)	Profile										Section			Topography									Geology		
		h_{cF} (m)	I_{cF} (m)	θ_{cF} (deg)	h_{eF} (m)	I_{eF} (m)	θ_{eF} (deg)	h (m)	I (m)	θ (deg)	W_c (m)	W_F (m)	W_T (m)	Area (ha)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX			
Moriyoshiyama (594074)																										
27	490	110	290	20.8	70	330	12.0	180	620	16.2	390	240	300	16	○					2	1					
28	400	110	286	14.7	50	160	17.4	110	270	22.2	140	110	120	3	○				△	3	2					
29	750	100	380	14.7	110	430	14.3	210	810	14.5	220	270	320	18	○	○				2						
30	860	20	80	14.0	40	80	26.6	60	160	20.6	100	90	60	2	○					2						
31	920	40	50	38.7	130	160	39.1	170	210	39.0	210	210	210	17	○				△	2	3					
32	570	60	180	18.4	80	240	18.4	140	420	18.4	130	150	130	9	○					2						
33	570	50	170	16.4	80	140	29.7	130	310	22.8	250	230	230	8	○	○				1	3					
34	530	90	220	22.2	30	130	13.0	120	350	18.9	220	80	110	7	○					1						
35	720	140	470	16.5	180	560	17.8	320	1030	17.3	1100	1030	470	79	○	○				1						
36	610	140	550	14.3	150	690	12.3	290	1240	13.2	860	910	500	83	○			△		2	3					
37	600	90	420	12.1	80	320	14.0	170	740	12.9	210	170	160	14	○					2						
38	500	150	300	26.6	60	320	10.6	210	620	18.7	230	90	90	9	○					2	3					
39	450	50	130	21.0	30	85	19.4	80	215	20.4	170	130	140	5	○					2						
40	850	25	90	15.5	65	140	24.9	90	230	21.4	100	90	80	3	○					3						
41	920	60	140	23.2	50	150	18.4	110	290	20.8	290	290	220	9	○					2						
42	495	65	310	11.8	80	280	15.9	145	590	13.8	350	450	90	18	○			○		2						
43	500	60	110	28.6	20	70	15.9	80	180	24.0	70	70	80	1	○					2						
44	640	50	220	12.8	160	750	12.0	210	970	12.2	800	920	660	82	○	○				3						
45	660	30	100	16.7	30	100	16.7	60	200	16.7	150	190	230	1	○	△				3						
46	650	70	500	8.0	140	330	23.0	210	830	14.2	670	380	250	27	○	○				2						
47	610	100	480	11.8	130	900	8.2	230	1380	9.5	280	480	300	54	○			△		3						
Tamagawa-onsen (594075)																										
1	950	90	350	14.4							670	170		17	○					2			○	○		
2	1075	180	1000	10.2	160	700	12.9	340	1700	12.9	440	300	650	71	○	△				1			○	○		
3	950	135	340	21.7	65	300	12.2	200	640	12.2	640	620	260	43	○					1			○	○		
4	880	70	210	18.4	60	90	33.6	130	300	33.6	250	280	290	9	○					2			○	○		
5	850	135	770	9.9	60	150	21.8	195	920	21.8	500	1250		80	○	○				2						
6	950	210	670	17.4	140	180	37.9	350	850	37.9	1390	1560	1720	117	○	○				1						
7	755	145	530	15.3	60	430	7.9	205	960	7.9	700	870	640	88	○			△		2						
8	805	115	650	10.0	140	600	13.1	255	1250	13.1	730	1720	2040	179	○	○				1						
9	815	85	170	26.6	130	580	12.6	210	650	12.6	240	300	170	19	○					2						
10	790	100	325	17.1	115	580	11.2	315	905	11.2	660	670	520	57	○	○				2						
11	800	115	520	12.5	210	1080	11.0	325	1600	11.0	450	675	775	103	○	○				2						
12	740	80	340	13.2	160	480	18.4	240	820	18.4	770	640	250	39	○					1						
13	750	100	480	11.8	120	350	18.9	220	830	18.9	580	380	440	37	○	○				1						
14	750	100	330	16.9	90	60	56.3	190	390	26.0	570	350		16	○					1						
15	770	70	260	15.1	120	260	24.8	190	520	20.1	410	450	430	18	○	○				1						
16	850	110	450	13.7	240	470	27.1	350	920	20.8	550	730	760	70	○					2						

附表 (つづき)
Appendix (continued)

17	790	160	940	9.7	135	1120	6.8	295	2060	8.1	540	1030	330	133						1
18	720	100	400	14.0	80	450	10.0	180	850	12.0	550	750	825	49	○					○
19	840	60	300	11.3	30	75	21.8	90	375	13.5	275	225			○					○
19	850	100	390	14.4	80	240	18.4	180	630	15.9	235	300	170	19	○					○
20	750	120	240	26.6	90	420	12.1	210	660	17.7	380	410	230	19	○					○
21	755	45	170	14.8	100	140	35.5	145	310	25.1	220	290	160	8	○					○
22	700	50	160	17.4	30	50	31.0	80	210	20.9	160	180	120	11	○					○
23	630	130	190	34.4	50	210	13.4	180	400	24.2	360	310	130	11	○					○
24	570	20	120	9.5	50	140	19.7	70	260	15.1	130	120	80	4	○					○
25	670	110	310	19.5	110	390	15.8	220	700	17.4	370	450	640	4	○					○
26	590	110	240	24.6	50	360	7.9	160	600	14.9	220	260	190	17	○					○
27	490	10	70	8.1	65	290	12.6	75	360	11.8	200	170	150	8	○					○
28	560	50	140	19.7	100	170	30.5	150	310	25.8	220	310	380	8	○					○
Hachimantai (594076)																				
1	1010	200	550	20.0	75	150	26.6	275	700	21.4	370	300		22	○					1
2	950	75	260	16.1	160	220	36.0	235	480	26.1	250	300	440	21	○					2
3	925	50	190	14.7	35	90	21.3	85	280	16.9	340	250	210	11	○					2
4	980	120	470	14.3	60	170	19.4	180	640	15.7	240	270	210	15	○					○
5	1040	135	650	11.7	85	350	13.7	220	1000	12.4	550	470	250	43	○					○
6	1075	50	300	9.5	75	270	15.5	125	570	12.4	340	610	40	40	○					○
7	1280	215	1100	11.1	85	950	5.1	300	2050	8.3	850	630	350	103	○					○
8	1230	180	970	10.5	70	840	4.8	250	1810	7.9	530	950	1420	143	○					○
9	1370	320	1420	12.7	120	860	7.9	440	2280	10.9	710	1680	1290	284	○					○
10	1540										750			90	○					○
11	1300	280	1480	10.7	320	1260	14.3	600	2740	12.4	1150	1150		268	○					○
12	1540	170	580	16.3	170	550	17.2	340	1130	16.7	350	520	660	73	○					○
13	1660	130	540	13.5	140	390	19.7	270	930	16.2	400	700	560	40	○					○
14	1500	125	500	14.0	115	470	13.7	240	970	13.9	410	250	350	30	○					○
15	1500	140	540	14.5	250	860	16.2	390	1400	15.6	480	210	540	75	○					○
16	1380	195	700	15.6	115	720	9.1	310	1420	12.3	400	530	820	93	○					○
17	1150	230	1100	11.8	170	940	10.3	400	2040	11.1	780	860	620	178	○					○
18	980	155	560	15.5	75	450	9.5	230	1010	12.8	630	850	700	100	○					○
19	940	100	550	10.3	150	300	26.6	250	850	16.4	650	820	730	70	○					○
20	840	140	450	17.3	40	300	7.6	180	750	13.5	500	780	730	53	○					○
21	1240	280	730	21.0	110	780	8.0	390	1510	14.5	1440	1340	1300	188	○					○
22	1210	160	520	17.1	350	680	27.2	510	1200	23.0	880	940	740	155	○					○
23	990	155	560	15.5	25	80	17.4	180	640	15.7	500	750	500	48	○					○
24	750	120	350	18.9	30	90	18.4	150	440	18.8	720	630	560	29	○					○
25	770	165	330	26.7	55	220	14.0	220	550	21.8	350	390	400	15	○					○
26	765	125	280	24.1	50	100	26.6	175	380	24.7	400	360	360	13	○					○
27	890	65	550	6.74	35	290	6.9	100	840	6.8	510	350	500	50	○					○
28	810	150	400	20.8	130	520	14.0	280	920	16.7	900	900		79	○					○
29	1300	145	350	22.5	65	150	23.4	210	500	22.8	360	330	160	14	○					○
30	1340	100	350	15.9	90	210	23.2	190	560	18.7	220	200	110	11	○					○
31	1160	30	300	5.7	40	275	8.5	70	575	6.8	480	600	440	35	○					○
32	1180	180	1020	10.2	15	320	2.9	195	1340	8.5	610	290	210	55	○					○
33	1230	185	560	18.3	275	1040	14.8	460	1600	16.0	840	840	300	93	○					○

付表 (つづき)
Appendix (continued)

No.	Alt. (m)	Profile						Section			Topography							Geology						
		h_{CF} (m)	I_{CF} (m)	θ_{CF} (deg)	h_{FT} (m)	I_{FT} (m)	θ_{FT} (deg)	h (m)	I (m)	θ (deg)	W_C (m)	W_F (m)	W_T (m)	Area (ha)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	
Hachimantai (594076)																								
34	1210	190	820	13.0	260	1250	11.7	450	2070	12.3	1220	1530	2060	315	○	○	○	○	△	2	3	○	○	○
35	1260	140	560	14.0	70	430	9.2	210	990	12.0	760	570	350	55	○	○	○	○	○	2	2	○	○	○
36	1570	240	1480	9.2	180	1480	6.9	420	2960	8.1	1450	1300	1100	372	○	○	○	○	○	2	2	○	○	○
37	1480	140	780	10.2	55	310	10.2	195	1090	10.2	870	780	750	79	○	○	○	○	○	2	1	○	○	○
38	1365	405	2340	9.8	370	2640	8.0	775	4980	8.8	2680	3700	970	1163	○	○	○	○	○	3	2	○	○	○
39	1460	170	475	19.7	90	375	13.5	260	850	17.0	600	300	225	43	○	○	○	○	○	1	1	○	○	○
40	1750	430	700	31.6	180	650	15.5	610	1350	24.3	625	550	93	93	△	○	○	○	○	1	1	○	○	○
41	1425	110	575	10.8	115	500	13.0	225	1075	11.8	1075	1200	850	131	○	○	○	○	○	2	1	○	○	○
42	1180	325	1550	11.8	215	1350	9.0	540	2900	10.5	425	1450	750	249	○	○	○	○	○	2	2	○	○	○
Chausudake (594077)																								
1	1380	250	970	14.5	60	170	19.4	310	1140	15.2	600	850	790	73	○	○	○	○	○	3	○	○	○	○
2	1440	225	850	14.6	130	650	11.3	355	1500	13.5	700	800	1140	168	○	○	○	○	○	2	2	○	○	○
3	1420	60	250	13.5	170	460	20.3	230	710	17.7	330	330	330	17	○	△	○	○	○	2	2	○	○	○
4	1390	130	500	14.6	310	1240	14.0	440	1740	14.2	590	940	370	118	○	○	○	○	○	2	2	○	○	○
5	1480	900	900	900	900	900	900	340	1800	12.25	1650	1620	244	244	○	○	○	○	○	1	1	○	○	○
6	1300	230	590	21.3	130	670	11.0	360	1260	15.9	300	140	130	20	○	○	○	○	○	2	2	○	○	○
7	1090	70	460	8.5	110	690	9.1	180	1150	9.1	750	420	375	60	○	○	○	○	○	3	2	○	○	○
8	1230	360	3230	6.4	430	2890	8.5	790	6120	7.4	2050	3340	3860	1770	○	○	○	○	○	2	1	○	○	○
9	1160	320	970	18.3	240	1560	8.7	560	2530	12.5	340	470	760	148	○	○	○	○	△	3	2	○	○	○
10	1180	440	1350	18.1	130	740	10.0	570	2090	15.3	300	480	520	85	○	○	○	○	○	3	2	○	○	○
11	1510	355	2540	8.0	325	2160	8.6	680	4700	8.2	1260	2160	1070	735	○	○	○	○	○	3	1	○	○	○
12	1270	120	420	16.1	70	225	17.2	190	645	16.2	375	580	470	28	○	○	○	○	○	3	2	○	○	○
13	1450	125	590	11.9	255	750	18.8	380	1340	15.6	490	530	580	72	○	○	○	○	○	2	2	○	○	○
14	1410	80	230	19.2	80	200	21.8	160	430	20.4	280	190	200	10	○	○	○	○	○	3	2	○	○	○
15	1320	80	200	21.8	40	125	17.7	120	325	20.3	200	225	150	6	○	○	○	○	○	2	2	○	○	○
Tairadake (594170)																								
1	560	60	275	12.4	90	600	8.5	150	875	9.6	375	100	250	21	○	○	○	○	△	3	2	○	○	○
2	570	135	425	17.7	55	450	6.8	190	875	12.4	475	400	250	30	○	○	○	○	○	2	2	○	○	○
3	560	100	375	15.1	55	500	6.3	155	875	10.2	700	775	375	54	○	○	○	○	○	3	2	○	○	○
4	525	65	350	10.8	20	75	15.1	85	425	11.3	250	250	250	13	○	○	○	○	○	3	2	○	○	○
5	340	10	230	2.5	20	80	14.0	30	310	5.5	150	110	80	5	○	○	○	○	○	2	2	○	○	○

付表 (つづき)
Appendix (continued)

Totorinai (594064)

1	690	105	330	17.7	165	270	31.4	270	600	24.2	480	410	250	18						2
2	710	190	470	22.0	125	680	10.4	315	1150	15.3	520	690	520	100	○	○	○	○	○	2
3	815	205	310	33.5	120	220	28.6	325	530	31.5	180	250	340	18	○	○	○	○	○	3
4	750	180	530	18.8	90	340	14.8	270	870	17.2	320	360	380	35	○	○	○	○	○	2
5	605	85	370	12.9	90	160	29.4	175	530	18.3	490	400	410	28	○	○	○	○	○	2
6	610	135	230	30.4	95	300	17.6	250	530	25.3	290	250	150	18	○	○	○	○	○	2
7	850	40	180	12.5	100	240	22.6	140	420	18.4	220	160	100	9	○	○	○	○	○	2
8	700	50	150	18.4	50	150	18.4	100	300	18.4	220	160	100	5	○	○	○	○	○	2
9	660	70	170	22.4	40	110	20.0	110	280	21.4	130	110	40	4	○	○	○	○	○	2
10	580	60	140	23.2	50	140	19.7	110	280	21.4	160	200	150	25	○	○	○	○	○	3
11	590	90	230	21.4	60	120	26.6	150	350	23.2	160	110	130	3	○	○	○	○	○	2
12	560	90	240	20.6	90	170	27.9	180	410	23.7	210	300	380	15	○	○	○	○	○	3
13	600	50	90	29.1	80	140	29.7	130	230	29.5	160	190	120	4	○	○	○	○	○	3
14	500	60	210	15.9	40	100	21.8	100	310	17.9	130	150	140	4	○	○	○	○	○	3
15	600	130	210	31.8	40	220	10.3	170	430	21.6	200	230	350	9	○	○	○	○	○	3
16	640	70	230	16.9	110	360	17.0	180	590	17.0	220	300	270	17	○	○	○	○	○	1
17	780	210	380	28.9	110	320	19.0	320	700	24.6	690	570	430	35	○	○	○	○	○	2
18	780	220	460	25.6	60	330	10.3	280	790	19.5	980	1020	380	75	○	○	○	○	○	1
19	650	40	150	14.9	40	90	24.0	80	240	18.4	150	140	50	2	○	○	○	○	○	3
20	650	120	310	21.7	100	280	19.7	220	590	20.4	270	220	200	15	○	○	○	○	○	1
21	700	180	550	18.1	140	710	11.2	320	1260	14.3	430	480	510	59	○	○	○	○	○	3
22	700	170	540	17.5	160	570	15.7	330	1110	16.6	350	500	430	54	○	○	○	○	○	3
23	680	60	260	13.0	140	340	22.4	700	600	18.4	210	260	110	12	○	○	○	○	○	2
24	680	140	400	19.3	90	230	21.4	230	630	20.1	290	220	80	9	○	○	○	○	○	2
25	660	90	230	21.4	240	570	22.8	330	800	22.4	170	130	150	11	○	○	○	○	○	2
26	670	200	510	21.4	70	240	16.3	270	750	19.8	250	210	480	26	○	○	○	○	○	3
27	770	170	500	18.8	120	230	27.6	290	730	21.7	140	180	160	18	○	○	○	○	○	3
28	670	150	330	24.4	60	190	17.5	210	520	22.0	140	100	110	8	○	○	○	○	○	2
29	610	60	240	14.0	80	150	28.1	140	390	19.7	450	400	220	13	○	○	○	○	○	2
30	640	120	460	14.6	100	840	6.8	220	1300	9.6	480	220	400	40	○	○	○	○	○	2
31	580	90	380	13.3	20	120	9.5	110	500	12.4	290	140	50	10	○	○	○	○	○	2
32	540	90	200	24.2	30	80	20.6	120	280	23.2	170	130	60	5	○	○	○	○	○	2
33	500	60	170	19.4	70	130	28.3	130	300	23.4	100	180	170	5	○	○	○	○	○	3
34	545	135	330	22.2	70	210	18.4	205	540	20.8	210	170	210	12	○	○	○	○	○	3
35	590	150	530	15.8	100	1080	5.3	250	1610	8.8	1110	1040	1080	149	○	○	○	○	○	2
36	570	50	110	24.4	50	170	16.4	100	280	19.7	180	150	150	6	○	○	○	○	○	3
37	550	120	400	16.7	90	470	10.8	210	870	13.6	420	400	150	27	○	○	○	○	○	2
38	440	70	110	32.5	60	170	19.4	130	280	24.9	130	220	160	6	○	○	○	○	○	2
39	460	130	210	31.8	60	200	16.7	190	410	24.9	460	450	280	20	○	○	○	○	○	2
40	670	170	390	23.6	100	320	17.4	270	710	20.8	330	150	70	13	○	○	○	○	○	2
41	690	60	250	13.5	60	120	26.6	120	370	18.0	370	190	70	9	○	○	○	○	○	2
42	790	100	320	17.4	160	360	24.0	260	680	20.9	420	400	280	26	○	○	○	○	○	2
43	800	70	210	18.4	130	300	23.4	200	510	21.4	290	400	190	12	○	○	○	○	○	2
44	740	50	170	16.4	190	360	27.8	240	530	24.4	220	310	180	13	○	○	○	○	○	2
45	660	120	350	18.9	140	300	25.0	260	650	21.8	230	360	430	22	○	○	○	○	○	2
46	600	90	170	27.9	110	330	18.4	200	500	21.8	460	400	160	12	○	○	○	○	○	1
47	690	130	560	13.1	160	290	28.9	290	850	18.8	260	340	150	27	○	○	○	○	○	2
48	690	90	300	16.7	30	140	12.1	120	440	15.3	250	220	70	12	○	○	○	○	○	2

付表 (つづき)
Appendix (continued)

No.	Alt. (m)	Profile											Section				Topography									Geology			
		h_{CF} (m)	I_{CF} (m)	θ_{CF} (deg)	h_{FT} (m)	I_{FT} (m)	θ_{FT} (deg)	h (m)	I (m)	θ (deg)	W_C (m)	W_F (m)	W_T (m)	Area (ha)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX						
Totorinai (594064)																													
49	730	60	100	31.0	40	100	21.8	100	200	26.6	110	60	40	2	○					3									
50	630	50	130	21.0	110	180	31.4	160	310	27.3	180	190	280	7	○					2									
51	619	210	210	31.8	110	290	20.8	240	500	25.6	340	490	550	28	○	△				1									
52	660	100	260	21.0	80	150	28.1	180	410	23.7	130	200	190	1	○					1									
53	660	60	290	11.7	100	430	13.1	160	720	12.5	370	440	450	27	○	△				1									
54	440	30	150	11.3	40	110	20.0	70	260	15.1	90	170	140	2	○					2									
55	670	140	210	33.7	70	220	17.7	210	430	26.0	330	320	280	10	○		○			2									
56	450	20	190	6.0	50	260	10.9	70	450	8.8	380	540	380	18	○		○			2									
57	460	20	220	5.2	50	570	5.0	70	790	5.1	440	430	500	31	○		○			2									
58	470	30	100	16.7	20	140	8.1	50	240	11.8	280	300	250	6	○		○			2									
59	380	25	220	6.5	35	460	4.4	60	680	5.0	720	1040	400	45	○		○	△		3									
60	450	50	340	8.4	10	380	1.5	60	720	4.8	630	1010	300	6	○		○	△		3									
61	450	30	140	12.1	30	350	4.9	60	490	7.0	340	350	320	203	○		○	△		3									
62	450	30	140	12.1	30	350	4.9	60	490	7.0	340	350	320	203	○		○	△		3									
63	510	60	330	10.3	140	1510	5.3	200	1840	6.2	370	530	1410	53	○		○			3									
64	470	60	310	11.0	100	460	12.3	160	770	11.7	410	700	1120	14	○					1									
65	460	60	340	10.0	40	110	20.0	100	450	12.5	270	210	180	14	○					2									
66	690	110	220	26.6	70	210	18.4	180	430	22.7	190	250	330	9	○					2									
67	780	180	460	21.4	130	530	13.8	310	990	17.4	670	610	400	53	○		○			2									
68	850	140	490	15.9	60	220	15.3	200	710	15.4	360	270	220	17	○					1									
69	860	70	400	9.9	100	370	15.1	170	770	12.4	530	580	240	31	○		○			1									
70	690	45	160	15.7	75	220	18.8	120	380	17.5	180	230	230	8	○					1									
71	770	230	550	22.7	80	470	9.7	310	1020	16.9	470	1080	660	73	○		○	△		2									
72	600	50	170	16.4	30	120	14.0	80	290	15.4	140	100	70	2	○					3									
73	770	70	170	22.4	90	270	18.4	160	440	20.0	380	420	470	14	○					2									
74	780	110	290	20.8	140	410	18.9	250	700	19.7	960	910	850	61	○					3									
75	720	70	220	17.7	220	730	16.8	290	950	17.0	570	480	550	55	○					1									
76	630	70	290	13.6	150	520	16.1	220	810	15.2	190	270	240	22	○					1									
77	510	40	180	12.5	70	170	22.4	110	350	17.4	140	180	160	3	○					2									
78	390	20	80	14.0	10	130	4.4	30	210	8.1	130	200	220	2	○			○		3									
79	360	5	60	4.8	15	70	12.1	20	130	8.7	140	180	140	1	○			○		3									
80	365	10	50	11.3	15	60	14.0	25	110	12.8	110	120	90	1	○			○		3									
Ugotamagawa (594065)																													
1	760	110	350	17.2	25	300	4.6	135	750	10.2	525	900	850	44	○		○			2									
2	740	120	350	18.8	90	425	11.9	210	775	15.1	225	275	400	18	○		○			2									
3	730	50	450	6.3	160	950	9.6	210	1400	8.5	800	975	275	75	○		○			2									
4	760	140	770	10.3	120	870	7.9	260	1640	9.0	460	420	450	70	○		○			2									
5	660	70	540	7.4	30	450	3.8	100	990	5.8	420	210	210	43	○		○	△		3									

付表 (つづき)
Appendix (continued)

No.	Alt. (m)	Profile										Section			Topography									Geology		
		h_{CF} (m)	I_{CF} (m)	θ_{CF} (deg)	h_{FT} (m)	I_{FT} (m)	θ_{FT} (deg)	h (m)	I (m)	θ (deg)	W_C (m)	W_F (m)	W_T (m)	Area (ha)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX			
Ugotamagawa (594065)																										
56	700	95	350	15.1	155	825	10.8	250	1175	11.9	350	300	225	25	○					2						
57	720	100	275	19.8	70	175	21.8	170	450	20.8	425	350	23													
58	640	70	250	15.6	110	475	13.0	180	725	14.0	425	400	26							2						
59	640	70	250	15.6	90	225	21.8	160	475	18.6	300	275	150	10	○					2						
60	630	80	250	17.7	70	175	21.8	150	425	19.4	250	150	100	8	○					2						
61	615	35	130	15.1	20	240	4.8	55	370	8.5	130	100	50	4						2						
62	530	90	225	21.8	65	175	20.4	155	400	21.2	300	325	175	14	○					2						
63	540	130	310	22.8	25	110	12.8	155	420	20.3	200	160	6	○						2						
64	500	60	250	13.5	45	330	7.8	105	580	10.3	370	400	540	23	○					3						
65	530	30	175	9.7	80	175	24.6	110	350	17.4	125	150	150	5	○					2						
66	730	60	150	21.8	100	175	29.7	160	325	26.2	150	300	350	9	○					3						
67	870							130	1650	4.5	925			81	○					3						
68	870	240	1175	11.5	155	1775	5.0	395	2950	7.6	675	1150	275	185	○					2						
69	660	50	225	12.5	90	225	21.8	140	450	17.3	225	275	250	8	○					3						
70	660	130	300	23.4	110	225	26.8	240	525	24.6	600	800	900	33	○					2						
71	680	130	400	18.0	40	200	11.3	170	600	15.8	475	500	600	30	○					2						
72	640	200	650	17.1	40	200	11.3	240	850	15.8	875	850	550	88	○					1				○		
73	710	200	275	36.0	130	325	21.8	330	600	28.8	225	325	525	19	○					3						
74	510	60	275	12.3	100	450	12.5	160	725	12.4	300	225	100	19	○					2						
75	870	130	275	25.3	60	150	21.8	190	425	24.1	350	325	75	9	○					2						
76	530	90	175	27.2	10	100	5.7	100	275	20.0	275	250	225	9	○											
77	850	170	590	16.1	210	900	13.1	380	1490	14.3	530	920	670	94	○					2						
78	820	120	290	22.5	150	520	-16.1	270	810	18.4	220	430	420	28	○					1						
Magarisakiyama (594066)																										
1	940	210	325	32.9	125	575	12.3	335	900	20.4	575	625	450	63	○					3						
2	1000	130	280	24.9	110	340	17.9	240	620	21.2	450	400	120	18	○					2						
3	1320	190	390	26.0	250	560	24.0	440	950	24.9	290	250	250	25	○					2						
4	1120	70	250	15.6	90	200	24.2	160	450	19.6	375	425	425	16	○					2						
5	970	110	150	36.8	90	140	32.7	200	290	34.6	300			7	○					2						
6	1130	180	720	14.0	85	500	9.6	265	1220	12.3	750	780	960	88	○					2						
7	1170	55	320	9.8	260	240	47.3	315	560	29.4	460	470	250	175	○					2						
8	1440	260	1660	8.9	280	840	18.4	540	2500	12.2	820	810	560	180	○					2						
9	1200	155	430	19.8	105	230	24.5	260	660	21.5	750	800	550	45	○					2						
10	1200	110	350	17.4	85	250	18.8	195	600	18.0	250	200	225	12	○					2						
11	1280	60	590	5.8	165	500	18.3	225	1090	11.7	290	470	550	65	○					3						
12	1160	60	550	6.2	115	740	8.8	175	1290	7.7	600	550	390	103	○					2				○		
13	1350	140	475	16.4	130	450	16.1	270	925	16.3	525	450	225	45	○					1						
14	1240	130	500	14.6	155	400	21.2	285	900	17.5	480	550	400	17	○					2						

付表 (つづき)
Appendix (continued)

15	1140	100	320	17.4	75	240	17.4	175	560	17.4	420	440	430	21						2
16	1230	110	320	19.0	130	370	19.4	240	690	19.2	220	210	110	11						1
17	1260	330	1075	17.1	235	1100	12.1	565	2175	14.6	1175	1200	1200	234						2
18	1100	255	1080	14.0	160	800	11.3	415	1830	12.8	550	880	1020	150						2
19	990	160	650	13.8	105	420	14.0	265	1070	13.9	740	730	450	63						1
20	1100	90	450	11.3	160	500	17.7	250	950	14.7	200	320	610	45						2
21	1170	110	560	11.1	245	1640	8.5	355	2200	9.2	500	500	490	133						2
22	1175	190	740	14.4	205	1370	8.5	395	2110	10.6	590	860	850	163						2
23	1150	130	520	14.0	190	980	11.0	320	1500	12.0	180	350	550	65						2
24	1170	155	490	17.6	65	210	17.2	220	700	17.4	280	290	140	21						2
25	1470	175	450	21.3	240	1000	13.5	415	1450	16.0	1120	1300	1030	180						2
26	1100	265	975	11.3	60	700	11.3	325	1675	11.3	475	425	475	43						1
27	1100	85	425	11.3	85	425	11.3	170	850	11.3	475	425	475	43						1
28	1205	245	1225	11.3	170	1775	5.5	415	3000	7.9	1225	1075	700	279						3
29	1220							130	275	25.3	200			5						2
30	1015	30	200	8.5	55	275	11.3	85	475	10.1	225	200	175	9						3
31	1040	90	200	24.2	50	175	15.9	140	375	20.5	225	200	300	8						2
32	970	110	200	28.8	30	75	21.8	140	275	27.0	400	300		8						2
Matsukawa-onsen (594067)																				
1	1405	155	990	8.9	140	440	17.7	295	595	26.4	500	600	290	93						2
2	1400	255	1010	14.2	125	1670	4.3	380	1925	11.2	1580	1520	1450	405						2
3	1520	260	1120	13.1	300	1380	12.3	560	1660	18.6	1170	1550	1230	311						1
4	1380	80	310	14.5	75	500	8.5	155	580	15.0	290	220	280	24						3
5	1335	167	350	25.6	168	1000	9.6	335	1350	14.0	225	225	275	50						2
6	1160	360	730	26.3	200	470	23.1	560	830	12.4	550			82						1
7	1460	75	475	9.1	240	650	20.3	315	1125	15.6	500	625	700	87						2
8	1150	295	1175	14.0	295	1500	11.3	590	2675	12.4	425	675	600	186						1
9	1240	200	600	18.4	100	780	7.3	300	1380	12.3	1100	1170	1200	175						1
10	1200	200	600	15.6	85	350	13.5	190	725	14.6	450	325	250	22						2
11	1090	105	375	15.6	50	150	18.4	190	460	22.4	420	380	340	14						2
12	1050	140	310	24.3	50	150	18.4	190	460	22.4	420	380	340	14						1
13	1090	110	300	20.3	90	250	19.8	200	550	19.8	1100	1150	625	71						2
14	1020	140	450	17.2	60	325	10.2	200	775	14.6	850	925	525	55						2
15	1040	185	775	13.5	100	525	10.8	285	1300	12.4	900	975	450	93						2
16	1100	320	1125	15.6	200	1050	10.8	520	2175	13.5	875	1000	600	188						2
17	1405	50	225	12.4	65	200	18.3	115	425	15.1	250	275	150	9						1
18	1015	260	975	15.1	125	400	17.2	385	1375	15.6	1350	1425	1450	319						2
19	1400	95	200	25.6	55	175	17.2	150	375	21.8	275	300	225	10						2
20	1455	95	375	14.0	100	250	21.8	195	625	17.2	600	375	175	31						1
21	930	160	510	17.4	30	420	4.0	190	930	11.5	530	790	350	45						2
22	1060	110	240	24.6	140	350	21.8	250	590	23.0	290	80	90	9						2
23	1400	370	825	24.2	130	425	17.0	500	1250	21.8	650	750	300	73						3
24	1310	220	875	14.1	120	625	10.9	340	1500	12.8	650	525	425	76						2
25	1370	230	500	24.7	90	700	7.3	320	1200	14.9	450	425	450	44						1
26	1160	40	200	11.3	90	50	61.0	130	250	27.5	225	250	250	5						1
27	1250	160	450	19.6	80	200	21.8	240	650	20.3	450	275	125	19						2
28	1350	245	1250	11.1	155	750	11.7	400	2000	11.3	1700	2700	3150	583						3

付表 (つづき)
Appendix (continued)

No.	Alt. (m)	Profile							Section			Topography							Geology						
		h_{CF} (m)	I_{CF} (m)	θ_{CF} (deg)	h_{FT} (m)	I_{FT} (m)	θ_{FT} (deg)	h (m)	I (m)	θ (deg)	W_C (m)	W_F (m)	W_T (m)	Area (ha)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX		
Matsukawa-onsen (594067)																									
29	950	90	300	16.7	50	275	10.3	140	575	13.7	1050	1500	1650	84	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Kamihinokinai (594054)																									
1	610	160	550	16.2	105	650	9.2	265	1200	12.5	520	500	90	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
2	620	80	250	17.7	90	170	27.2	170	425	21.8	200	150	100	43	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
3	600	105	250	22.8	135	225	31.0	240	475	26.8	300	475	400	18	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
4	640	50	110	24.4	20	30	33.7	70	140	26.6	90	250	160	3	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
5	610	60	220	15.3	40	60	33.7	100	280	19.7	250	250	170	9	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
6	705	105	350	16.7	70	120	30.3	175	470	20.4	120	150	100	6	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
7	470	170	460	20.3	90	120	36.9	260	580	24.1	200	260	250	18	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
8	350	60	190	20.2	70	320	12.3	140	510	15.4	320	330	290	14	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
9	350	60	380	9.0	50	180	15.5	110	510	11.1	270	440	320	22	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
10	390	50	160	17.4	50	110	24.4	100	270	20.3	170	170	150	7	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
11	380	80	490	9.3	100	420	13.4	180	910	11.2	380	790	890	53	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
12	520	150	400	20.6	50	220	12.8	200	420	17.9	420	150	100	12	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
13	620	400	240	9.5	160	860	10.5	200	1100	10.3	470	610	740	68	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
14	610	10	230	2.5	90	280	17.8	100	510	11.1	210	280	180	12	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
15	630	0	600	0.0	230	770	16.6	230	1370	9.5	910	1350	1460	76	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
16	770	200	1100	10.3	70	590	6.8	270	1690	9.1	340	530	830	27	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
17	900	260	690	20.6	140	1240	6.4	400	1930	11.7	530	500	400	72	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
18	970	245	1000	13.8	175	1760	5.7	420	2760	8.7	520	1110	1100	360	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
19	960	100	230	23.5	100	290	19.0	200	520	21.0	260	280	170	11	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
20	1060	230	440	27.6	10	290	2.0	240	730	18.2	960	820	570	57	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
21	940	180	450	21.8	50	180	15.5	230	630	20.1	230	120	90	12	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
22	920	150	360	22.6	60	120	26.6	210	480	23.6	290	340	330	15	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
23	660	190	470	22.0	60	130	24.8	250	600	22.6	1300	1520	1110	101	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
24	660	120	420	15.9	230	1240	10.5	350	1660	11.9	660	550	250	77	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
25	730	175	620	15.5	255	1570	9.2	430	2200	11.1	750	880	490	39	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
26	880	280	1430	11.1	30	1010	1.7	310	2440	7.2	1500	1440	1470	336	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
27	430	90	270	18.4	20	70	15.9	110	340	17.9	560	470	450	18	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
28	450	40	100	21.8	60	130	24.8	100	230	23.5	90	100	100	2	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
29	490	65	170	20.9	55	150	20.1	120	320	20.6	180	170	140	6	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
30	560	115	360	17.7	45	190	13.3	160	550	16.2	540	470	430	32	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
31	570	100	290	19.0	60	150	21.8	160	440	20.0	230	180	90	9	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
32	515	55	490	6.4	70	380	10.4	125	870	8.2	230	500	370	39	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
33	600	100	310	17.9	90	210	23.2	190	520	20.1	370	300	180	17	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
34	580	50	150	18.4	80	170	25.2	130	320	22.1	250	270	210	7	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
35	600	30	190	9.0	100	400	14.0	130	590	12.4	430	650	400	26	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
36	540	80	130	31.6	40	70	29.7	120	200	31.0	130	190	110	4	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○

付表 (つづき)
Appendix (continued)

37	510	110	160	34.5	80	220	20.0	190	380	26.6	100	150				9	270		2
38	500	120	260	24.8	50	80	32.0	170	340	26.6	290	230				8	230		2
39	640	160	630	14.3	100	230	23.5	260	860	16.8	440	450	440		42	440		2	
40	640	140	140	45.0	110	230	25.6	250	370	34.0	190	120	130		3			1	
41	550	50	110	24.4	140	320	23.6	190	430	23.8	90	120	160		6			1	
42	670	110	310	19.5	170	340	26.6	280	650	23.3	250	220	160		13			1	
43	470	40	75	28.1	90	125	35.8	130	200	33.0	240	250	250		6			3	
Tazawa (594055)																			
1	485	65	300	12.4	40	175	13.0	340	475	35.8	175	250	150		11			3	
2	790	210	650	18.0	150	720	11.8	360	1370	14.6	870	900	490		92			2	
3	580	105	250	22.8	95	350	15.1	200	600	18.4	310	250	300		31			2	
4	730	290	625	24.9	90	325	15.5	380	950	21.8	500	500	675		63			2	
5	660	180	440	22.2	110	300	20.1	290	740	21.4	520	430	510		31			3	
6	700	155	310	22.6	125	320	21.3	280	630	24.0	350	500	410		23			1	
7	540	80	250	17.7	80	250	17.7	160	500	17.7	600	575	500		19			1	
8	430	70	180	21.3	50	140	19.7	120	320	20.6	250	270			9			2	
9	420	50	250	11.3	60	300	11.3	110	550	11.3	300	175	100		8			2	
10	640	130	460	15.8	130	350	20.4	260	810	17.8	360	260	120		20			1	
11	660	80	225	19.6	110	525	11.8	190	750	14.2	350	275	300		26			1	
12	610	130	350	20.4	100	450	12.5	230	800	16.0	300	275	300		8			1	
13	650	80	275	16.2	70	200	19.3	150	475	17.5	300	300	200		12			2	
14	620	150	400	20.5	120	325	20.3	270	725	20.4	700	800	850		49			2	
15	550	85	225	20.7	115	450	14.3	200	675	16.5	225	200	200		15			1	
16	600	120	275	23.6	50	150	18.4	170	425	21.8	325	425	375		16			3	
17	610	140	350	21.8	60	350	9.7	200	700	15.9	350	300	150		18			2	
18	540	115	500	13.0	45	275	9.3	160	775	11.7	500	575	475		34			2	
19	540	70	250	15.6	160	275	30.2	230	525	23.7	200	300	175		8			2	
20	720	120	275	23.6	90	225	21.8	210	500	22.8	300	225	250		13			2	
21	560	100	250	21.8	80	125	32.6	180	375	25.6	475	400	180		18			3	
22	610	50	225	12.5	80	200	21.8	130	425	17.0	115	175	100		6			3	
23	710	260	1375	10.7	180	1200	8.5	440	2575	9.7	1800	1700	525		281			2	
24	525	175	650	15.1	60	500	6.8	235	1150	11.5	525	650	475		55			2	
25	490	130	680	10.8	80	370	12.2	210	1050	11.3	280	380	340		33			2	
Akitakomagatake (594056)																			
1	1100	100	770	7.4	160	1230	7.4	260	2000	7.4	920	660	350		95			1	
2	1280	170	540	17.5	160	570	15.7	330	1110	16.6	670	420	120		43			2	
3	1350	300	1000	16.7	370	1350	15.3	670	2350	15.9	730	980	400		138			2	
4	1180	200	630	17.6	330	940	19.3	530	1570	18.7	560	1000	1400		175			2	
5	1210	240	840	15.9	360	800	24.2	600	1640	20.1	850	970	1510		148			2	
6	1430	110	500	12.4	100	350	15.9	210	850	13.9	380	640	750		48			2	
7	1400	130	460	15.8	175	890	11.1	305	1350	12.7	530	250	210		43			2	
8	1330	240	920	14.6	260	1820	8.1	500	2740	10.3	700	1050	520		173			2	
9	1300	110	900	7.0	390	2040	10.8	500	2940	9.7	1200	1000	1220		343			2	
10	1490	285	1070	14.9	285	1580	10.2	570	2650	12.1	950	1240	520		199			1	

付表 (つづき)
Appendix (continued)

No.	Alt. (m)	Profile										Section			Topography									Geology					
		h _{CF} (m)	I _{CF} (m)	θ _{CF} (deg)	h _{CF} (m)	I _{CF} (m)	θ _{CF} (deg)	h _{CF} (m)	I _{CF} (m)	θ _{CF} (deg)	h _{CF} (m)	I _{CF} (m)	θ _{CF} (deg)	W _C (m)	W _F (m)	W _T (m)	Area (ha)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX			
Akitakomagatake (594056)																													
11	1440	95	325	16.3	75	425	10.0	170	450	20.7	175	225	200	17	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
12	1210	160	600	14.9	100	700	8.1	260	1300	11.3	1150	720	750	430	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
13	1270	100	730	7.8										75	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
14	1250	270	910	16.5	45	860	3.0	315	1770	10.1	540	970	880	65	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
15	1210	410	2110	11.0	300	1400	12.1	710	3510	11.4	630	1140	430	235	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
16	910	100	325	17.1	60	200	16.7	160	525	16.9	600	725	825	36	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
17	1155	200	1000	11.3	150	775	11.0	350	1775	11.2	900	1050	750	149	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
18	1220	100	480	11.8	190	1400	7.7	290	1880	8.8	500	720	400	123	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
19	890	70	330	12.0	80	260	17.1	260	590	15.2	1050	1110	1100	75	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
20	980	100	330	16.9							360			14	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
21	970	125	500	14.0	175	550	17.7	300	1050	15.9	760	770	220	64	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
22	1060	280	840	18.4	65	440	8.4	345	1280	15.1	1700	1920	1500	244	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
23	1030	70	200	19.3	30	125	13.5	100	325	17.1	150	150	4	77	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
24	1080	155	650	13.4	165	1000	9.4	320	1650	11.0	625	450	500	77	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
25	940	150	550	15.3	120	450	14.9	270	1000	15.1	475	650	450	46	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
26	1030	110	225	26.1	50	100	26.6	160	325	26.2	150	150	75	3	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
27	1035	30	400	4.3	65	200	18.0	95	600	9.0	520	500	230	25	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
28	1130	120	440	15.2	150	620	13.6	270	1060	14.3	80	220	230	12	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
29	1090	90	400	12.7	130	550	13.3	220	950	13.0	340	375	250	27	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
30	1400	120	790	8.6	505	1340	20.6	625	2130	16.4	1300	1100	750	177	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
31	1140	115	525	12.4	145	550	14.8	260	1075	13.6	600	475	625	58	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
32	1060	75	225	18.4	45	150	16.7	120	375	17.7	325	350	350	13	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
33	1270	80	170	25.2	120	190	32.3	200	360	29.1	150	150	210	8	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
34	1340	110	250	23.7	220	530	22.5	330	780	22.9	260	270	300	21	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
35	1365	355	975	20.0	275	1750	8.9	630	2725	13.0	1200	1270	150	174	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
36	1420	165	780	11.9	185	1020	8.4	350	1800	11.0	560	250	250	50	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
37	920	50	300	9.5	110	250	23.7	160	550	16.2	460	450	470	34	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
38	1080	120	540	12.5	40	250	9.1	160	790	11.4	600	480	340	45	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
39	1015	60	175	18.9	55	150	20.1	115	325	19.5	200	225	200	4	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
40	1080	120	525	12.9	40	225	10.1	160	750	12.0	525	400	300	181	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
Shinozaki (594057)																													
1	700	225	650	19.1	100	700	8.1	325	1350	13.5	1160	1010	1320	184	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
2	360	35	150	13.1	30	150	11.3	65	300	12.2	480	450	390	14	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
3	530	110	350	17.4	80	375	12.0	190	725	14.7	325	275	250	21	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
4	660	75	170	23.8	55	120	24.6	130	290	24.1	200	120	120	6	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
5	670	140	450	17.3	50	230	12.3	190	680	15.6	500	430	190	24	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
6	930	240	600	21.8	240	500	25.6	380	1100	19.1	700	900	840	70	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
7	1050	235	520	24.3	235	550	23.1	470	1070	23.7	600	700	750	68	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	

付表 (つづき)

Appendix (continued)

8	1210	380	300	14.9	120	175	34.4	200	475	22.8	300	250	150	10	3
9	570	50	125	21.8	70	200	19.3	120	325	20.3	100	125	75	7	3
10	1060	285	1100	14.5	85	1050	4.6	370	2150	9.8	875	750	900	163	2
11	600	80	150	28.1	30	75	21.8	110	225	26.1	100	125	4	4	3
12	1050	170	300	29.5	170	320	28.0	340	620	28.7	180	190	200	11	3
13	960	320	700	24.6	170	480	19.5	490	1180	22.6	860	1570	1400	113	3
14	620	70	270	14.5	80	120	33.7	150	390	21.0	280	390	250	11	2
15	640	150	375	21.8	50	300	9.5	200	675	16.5	200	325	150	16	2

Kunimi-onsen (594046)

1	1040	160	520	16.7	230	660	19.3	390	1180	18.3	500	480	110	30	1
2	910	195	520	22.0	75	340	12.4	270	860	17.4	750	520	150	43	2
3	730	130	350	22.0	160	470	18.8	290	820	19.5	560	390	470	31	1
4	670	190	340	31.0	70	210	18.4	260	550	25.3	300	200	90	13	2
5	760	170	420	22.0	60	260	13.0	230	680	18.7	320	340	230	15	3
6	700	130	380	18.7	110	450	14.0	240	830	16.1	270	200	500	30	3
7	715	150	470	17.7	70	380	10.4	220	850	14.5	750	850	680	60	3
8	940	200	610	18.2	115	450	14.3	315	1060	16.6	340	300	110	23	2
9	800	125	350	19.3	100	400	14.0	225	750	16.7	720	570	400	48	2
10	765	25	300	4.8	140	425	18.2	165	725	12.8	350	425	325	19	3
11	690	135	400	19.0	75	350	12.1	210	750	15.6	375	625	625	34	2
12	540	70	330	11.8	40	400	5.7	110	730	8.6	300	100	110	10	2
13	580	125	750	9.7	55	550	5.7	180	1300	7.9	1100	1380	640	30	2
14	500	30	175	9.7	60	100	31.0	90	275	18.1	125	175	4	4	2
15	445	20	120	9.7	40	170	13.2	60	290	11.3	540	450	450	12	3
16	440	25	200	7.1	35	200	9.9	60	400	8.5	525	550	375	18	3
17	820	115	225	27.1	70	175	21.8	185	400	24.8	225	250	225	9	2
18	910	100	550	10.3	170	450	20.7	270	1000	15.1	450	500	375	12	1
19	870	50	150	18.4	40	150	14.9	90	300	16.7	275	300	225	8	3
20	750	180	550	18.1	210	260	38.9	390	810	25.7	790	840	800	68	1
21	770	70	210	18.4	80	230	19.2	150	440	18.8	250	260	240	13	2
22	540	80	360	12.5	70	110	32.5	150	470	17.7	270	300	320	16	2
23	960	200	410	26.0	80	200	21.8	280	610	24.7	370	360	450	22	3
24	730	140	320	23.6	40	140	15.9	180	460	21.4	230	110	80	11	2
25	700	130	370	19.4	110	290	20.8	240	660	20.0	240	200	160	13	2
26	650	120	460	14.6	70	200	19.3	190	660	16.1	470	180	210	26	2
27	770	170	890	10.8	150	710	11.9	320	1600	11.3	730	620	330	102	2
28	630	40	110	20.0	10	40	14.0	50	150	18.4	130	110	90	2	3
29	550	40	120	18.4	70	150	25.0	110	270	22.2	310	380	260	7	3
30	560	40	120	18.4	75	160	25.1	115	280	22.3	190	205	140	4	2
31	670	180	460	21.4	50	110	24.4	230	570	22.0	300	160	85	18	2
32	640	150	440	18.8	140	590	13.3	290	1030	15.7	240	230	380	33	2
33	520	50	250	11.3	70	120	30.3	120	370	18.0	250	330	360	7	3
34	750	140	450	17.3	170	480	19.5	310	930	18.4	350	540	350	42	2
35	600	70	170	22.4	40	65	31.6	110	235	25.1	150	130	130	4	3
36	585	85	240	19.5	75	295	14.3	160	535	16.7	310	220	240	15	2
37	500	65	160	22.1	55	190	16.1	120	350	18.9	330	370	410	11	2
38	525	100	230	23.5	45	120	20.6	145	350	22.5	250	220	220	180	2

附表 (つづき)
Appendix (continued)

No.	Alt. (m)	Profile						Section				Topography									Geology				
		h_{CF} (m)	I_{CF} (m)	θ_{CF} (deg)	h_{FT} (m)	I_{FT} (m)	θ_{FT} (deg)	h (m)	I (m)	θ (deg)	W_C (m)	W_F (m)	W_T (m)	Area (ha)	I	II	III	IV	V	VI		VII	VIII	IX	
Kunimi-onsen (594046)																									
39	600	200	750	14.9	50	150	18.4	250	900	15.5	310	160	60	35	○			○							2
40	590	140	490	15.9	160	390	22.3	300	880	18.8	410	960	890	78	○	○		○							2
Shizukutshi (594047)																									
1	510	80	220	19.8	35	150	13.1	115	370	17.3	200	140	50	5	○										3
2	540	170	520	18.1	65	710	5.2	235	1230	10.8	470	850	660	70	○			○							2
3	450	65	220	16.5	35	160	12.5	100	380	14.7	140	100	130	3	○										3
4	640	90	300	16.7	70	140	26.6	160	440	20.0	230	230	200	15	○										3
5	530	80	190	22.8	45	130	19.3	125	320	21.3	180	250	180	8	○										3
6	480	20	275	4.2	80	225	19.6	100	500	11.3	300	400	425	17	○			○							3

滝の上地熱地帯北白沢の現世堆積物とその¹⁴C年代

角 清愛* · 池田一雄** · 金原啓司***

Recent deposits and their ¹⁴C ages in the Kitashirasawa area,
Takinoue geothermal field, Iwate Prefecture, Japan

By

Kiyoshi SUMI*, Kazuo IKEDA** and Keiji KIMBARA***

Abstract: The recent deposits in the Kitashirasawa area which is the mountainous area between Takinoue and Matsukawa geothermal fields were airphotogeologically studied and ¹⁴C ages were determined in order to estimate the age of the fumarolic activity. Up- and middle-stream areas where there is no sign of geothermal activity on the surface, are widely covered by the landslide debris derived from the alteration haloes which are composed of kaolin, alunite, pyrophyllite, diaspore, anhydrite, etc. The debris is not altered itself. Therefore, it can be said that the superficial fumarolic activity of the area ended before ¹⁴C age of 3,800 years gotten from the peat intercalated in the sediments overlying the landslide debris. On the other hand, younger ¹⁴C ages such as 1,000 and 200 years or modern were obtained from the recent deposits in the lower-stream area which is geothermally active now.

1. ま え が き

地熱探査のための地熱変質帯調査法(角ほか, 1974)の補完研究として岩手県滝の上地熱地帯北白沢周辺の現世堆積物の研究を行った。研究の目的は地表地熱活動の年代を知ることであり、このため、空中写真判読、地表地質調査及び¹⁴C年代測定を行った。

滝の上地熱地帯北白沢は同地熱地帯の北東方山腹にあり、その更に北東方には松川地熱地帯があって、ちょうど両地熱地帯の中間地域に相当している。北白沢は下流域から上流域にわたって点々と地熱変質帯が分布する。しかし熱微候は下流の滝の上地熱地帯では活発な噴気活動がみられるものの、上流に向かっては次第に弱くなり、最上流部ではほとんど消滅している。一方、北白沢流域の北東5 kmの松川地熱地帯には顕著な地表熱微候は見られず、現世堆積物の研究、とくに¹⁴C年代から松川の地表噴気活動は少なくとも5,000年以前に消滅し鉱泉活動に移行したことがわかっている(角, 1971)が、地下には優勢な地熱資源が伏在している。このことから滝の上・松川両地熱地帯の中間の本地域の地熱活動の歴史解明の一助とするため、現世堆積物とその¹⁴C年代測定を行った。

この研究の層序学調査の主体は昭和46年度経常研究「地熱活動の進化に関する研究」の中で行ったものである。しかし、その結果の解釈にあたっては、空中写真判読については、サンシャイン計画「地熱探査技術等検証調査」の昭和55-56年度の「地形構造」調査の結果(角ほか, 1987)を、地熱微候及び変質鉱物分布については、昭和55-56年度の「変質地質調査」の結果(金原, 1983)を活用し、まとめたものである。

現地調査にあたっては日本重化学工業(株)から御便宜をいただいた。学習院大学木越邦彦教授には¹⁴C

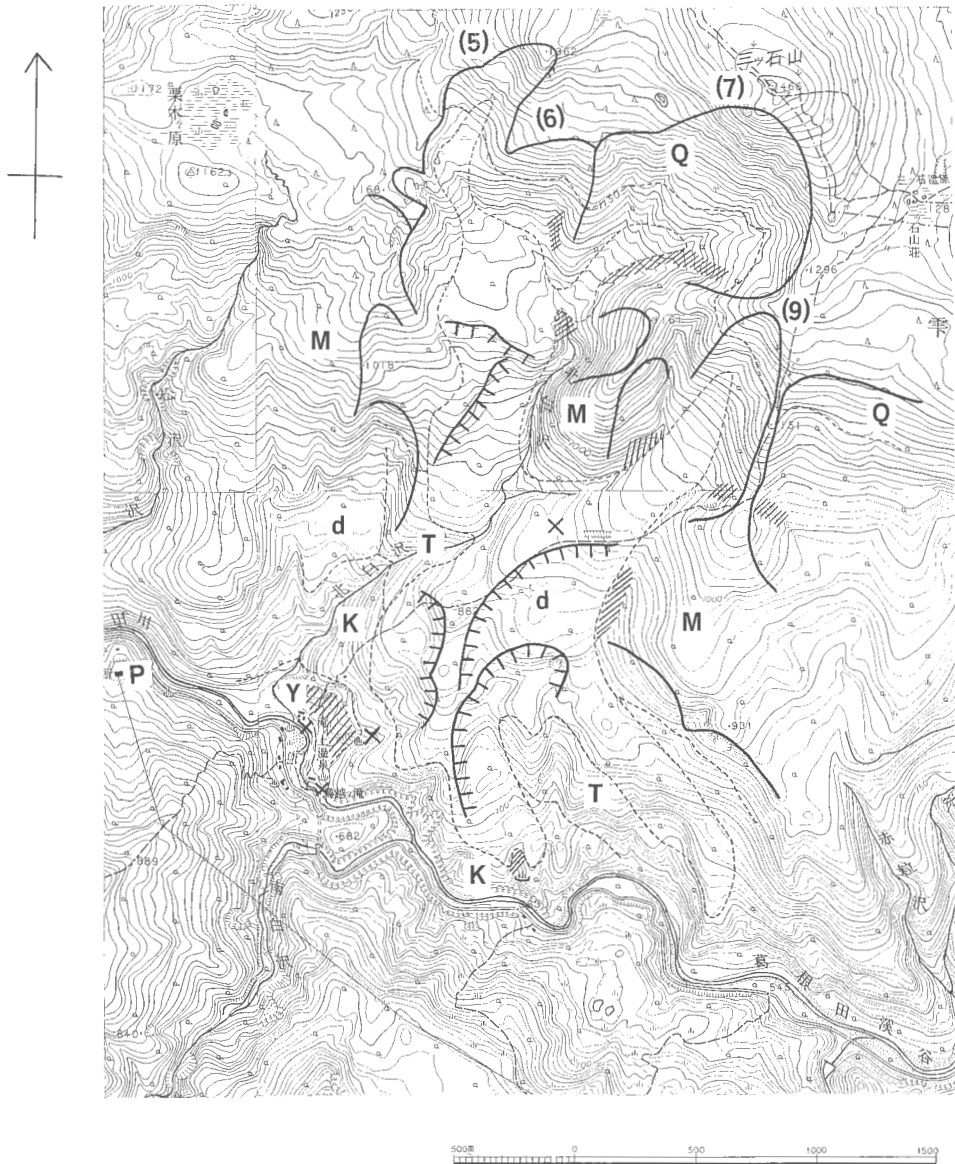
* 東北工業技術試験所(元地熱熱部) ** アジア航測株式会社 *** 地熱熱部

* Government Industrial Research Institute, Tohoku ** Asia Air Survey Co. Ltd. *** Geothermal Research Department

年代の測定をお願いした。ここに厚く御礼申し上げます。

2. 地質概説

滝の上地熱地帯北白沢の地質は中村・角(1961)及び SATO (1982)によれば、下位から山津田層、葛根



第1図 滝の上地熱地帯北白沢の地質。Y: 山津田層, K: 葛根田層, T: 玉川溶結凝灰岩類, M: 松川安山岩, Q: 新期火山岩, d: 地すべり岩屑, P: 地熱発電所, X: 測年試料採取位置, (9): 地すべり no. (角ほか, 1987), 弧線: 地すべりの滑落崖, ハッチ: 既知変質帯。

Fig. 1 Geology of the Kitashirasawa area, Takinoue geothermal field. Y: Yamatsuda Formation, K: Kakkonda F., T: Tamagawa Welded Tuffs, M: Matsukawa Andesite, Q: Younger volcanic rocks, d: Landslide debris, P: Geothermal power plant, X: Sample locality for ^{14}C dating, (9): Serial no. of landslide landforms, Arc line: Scarp of landslide, Hatched: Known geothermal alteration halo.

田層，玉川溶結凝灰岩類，松川安山岩，新期火山岩及び現世堆積物に分けられる(第1図)。山津田層は葛根田川沿いの滝の上温泉付近に分布し，砂岩・礫岩を主とする中新世の海成層である。葛根田層は中村・角(1961)では玉川溶結凝灰岩の下部とされていたものを SATO (1982)が分離・独立させたもので主にデイサイト溶岩から成る。時代は鮮新世と推定されている。玉川溶結凝灰岩は大型石英斑晶に富む流紋岩質溶結凝灰岩で特徴づけられる。時代は鮮新—更新世である(須藤，1982)。松川安山岩は暗緑色安山岩溶岩で特徴づけられ，この地域から北東6kmの松川地熱地帯まで広く分布している。時代は松山地磁気反転期で鮮新世後期ないし更新世前期である(須藤，1985)。新期火山岩は三ツ石山を含む山頂部を構成する安山岩溶岩で時代はほぼ更新世前期と推定される(須藤，1985)。

現世堆積物は葛根田川の旧河床の段丘堆積物，河床堆積物，山地斜面の地すべり岩屑，湿地堆積物等から成る。地すべり岩屑は主に淘汰不良の礫層から成り，これに河成の成層砂礫層，湿地成の粘土層などが伴われる。段丘堆積層は滝の上温泉竜峡荘のある段丘を構成し，礫，砂，粘土等から成る。この河岸段丘の構成物質は，その位置から考えて，主に北白沢から供給された可能性が大きい。

3. 空中写真判読及び現地調査による地すべり地形及び地すべり岩屑の分布

前節で地すべり岩屑としたものは，現地調査では礫・砂・粘土等の新期堆積層と認定されるだけで“地すべり”という成因まで判定することは非常に困難である。これは古期の地すべり地帯は一応安定的状态にあり，厚い植生におおわれていることによる。このため空中写真地質学的手法による地すべり地形判読結果と現地調査結果とを比較照合することによって地すべり岩屑を確認した。

空中写真判読結果(第2図)によれば，北白沢流域には顕著な地すべり地形が分布している。北白沢の源流域の一次的滑落崖すなわち“主崖面”は主なものとして4つ(角ほか，1987の nos. 5, 6, 7 及び 9)が確認され，これらから滑落した地すべり岩屑の分布域やその中に生じた6箇の二次的滑落崖すなわち“副崖面”，37本の横走クラック，4本の横走隆起，5本の縦走断層，2箇の凹地等の地すべり特有の微地形が認められる。この判読結果は VARNES (1958及び1972)の活動的な地すべりモデルによく適合し，これらは地すべり地形であると推定出来る。

一方，現地調査結果によれば，地すべり岩屑は北白沢本流では標高780mから890mまでの間，及び1,000m付近で確認される。また三ツ石山登山道，850m付近の北方の北白沢支流(第3図)，湯の沢(鳥越の滝の上から北東に入る沢)の各所，赤石沢(葛根田川583m標高点の対岸，北に入る沢)の標高680mから700m付近までの間等で確認される。この分布は空中写真判読から地すべり岩屑の分布が推定される地域と非常に一致を示す。また地熱微候を伴わない変質帯の大露頭は常に空中写真判読によって主崖面とされた所に分布する。たとえば北白沢本流の標高約1,000mの地点から北東に入り，標高点1,296mに向かう沢では標高1,040m付近から1,160m付近まで白色変質帯の露頭が連続露出していることが確認される。

このように現地調査によっても，ここに古期の大規模地すべりが分布するという空中写真判読結果が支持される。

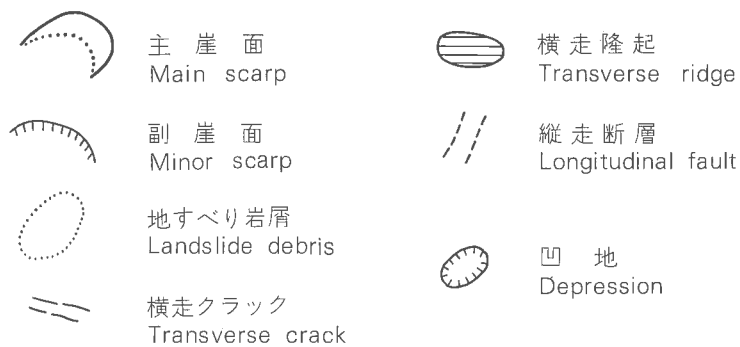
調査域の原地形斜面の勾配は葛根田川河床と三ツ石山との相対的位置から

$$\tan^{-1} \frac{1,466 \text{ m} - 627 \text{ m}}{3,300 \text{ m}} = 15^\circ$$

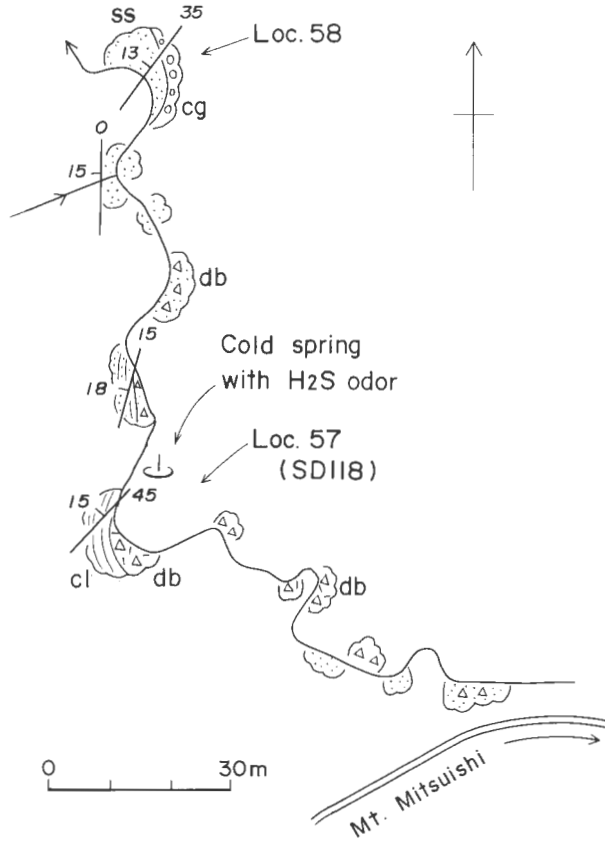
であるが，地すべりによって

$$\tan^{-1} \frac{1,130 \text{ m} - 650 \text{ m}}{2,500 \text{ m}} = 11^\circ$$

の勾配をもつ緩斜面に変化していることとなる。



第2図 北白沢地域及びその周辺の地すべり地形の分布。
Fig. 2 Distribution of landslide landforms in the Kitashirasawa area and its environs.

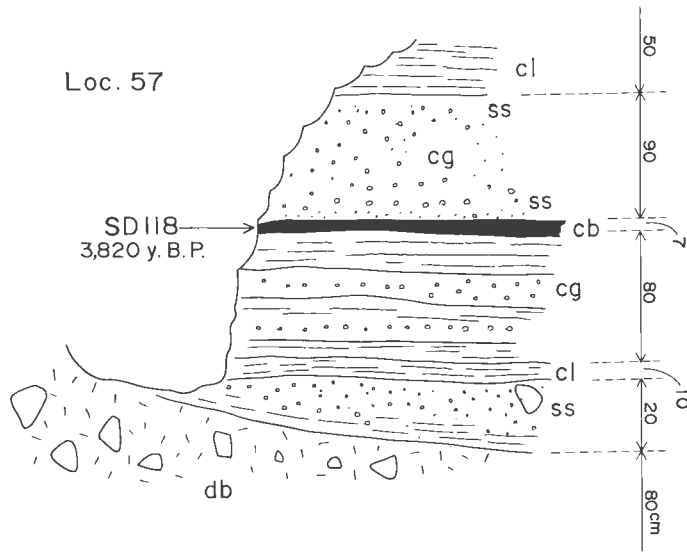


第3図 北白沢上流のルートマップ。db:岩屑, cl:粘土, ss:砂, cg:礫, cb:炭質物。
 Fig. 3 Geological route map of the upstream of Kitashirasawa river. db: Debris, cl: Clay, ss: Sand, cg: Pebbles, cb: Carbonaceous matter.

4. 現世堆積物

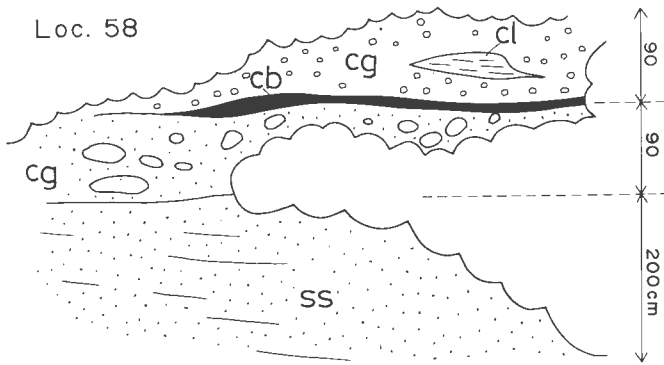
地すべり岩屑の代表的岩相がみられるのは三ツ石山登山道の標高約940 m 付近の北側の北白沢支流である。ここでは延長約150 m にわたって礫、砂、粘土の互層が分布している(第3図)。地層は全体的に走向 NNE で西に13-18°の傾斜を持つ単斜構造をもっており、この構造からみると、下位に地すべりの一次堆積物とみられる不淘汰礫層があり、その上位に地すべりの二次堆積物とみられる淘汰された礫・砂・粘土層がのっているとみてよい。両者の直接の累重関係は地点57でみられる(第4図)。下位の不淘汰礫層の礫はすべて角ばっており、岩質は稀に石英斑晶を含み、斜長石斑晶に富む安山岩である。上位の礫・砂・粘土層は淘汰が進み、円礫が多く、礫は酸化鉄の皮膜におおわれ、また炭質物層を挟んでおり、河成の堆積物と思われる(第4図及び第5図参照)。第3図の地域は地すべりの構造(第2図)からみると、南方の尾根(標高800-900 m)を構成している横走隆起の後背地に相当し、一次堆積物が堆積した時点では凹地であった可能性が大きい。上記の河成堆積物はこの凹地を埋めたデルタ性堆積物と推定される。

上述の北白沢の大規模地すべり岩屑層とは別に小規模の地すべり岩屑が北白沢下流の滝の上温泉周辺に分布する。その一つは湯の沢(第6図)の入口、すなわち鳥声の滝の上にかかる吊橋の北たもと(地点54)にある。この地すべり堆積物は小規模の扇状地を形づくっているが、侵食されてその断面をみるこ



第4図 北白沢上流 loc. 57の現世堆積物。記号は第3図参照。

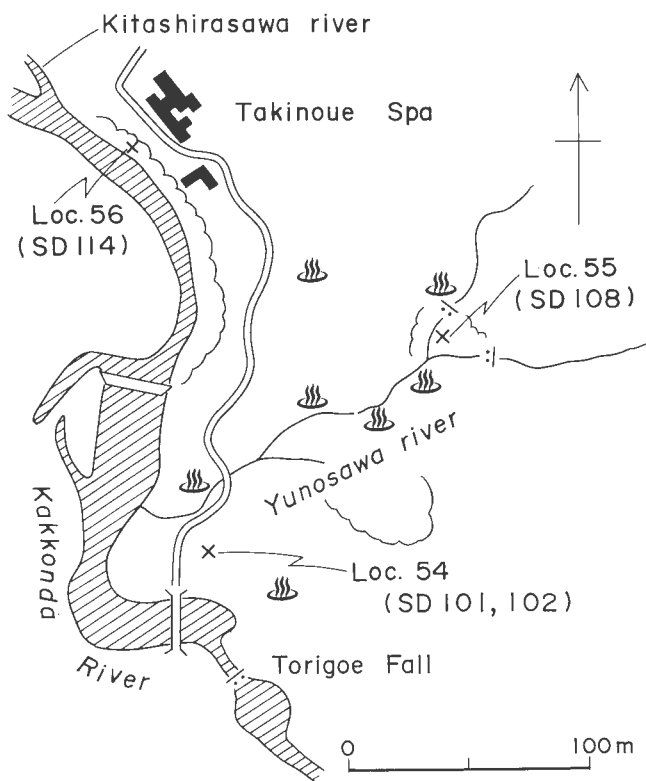
Fig. 4 Recent deposits at loc. 57, upstream of Kitashirasawa river. Abbreviations in shown in fig. 3.



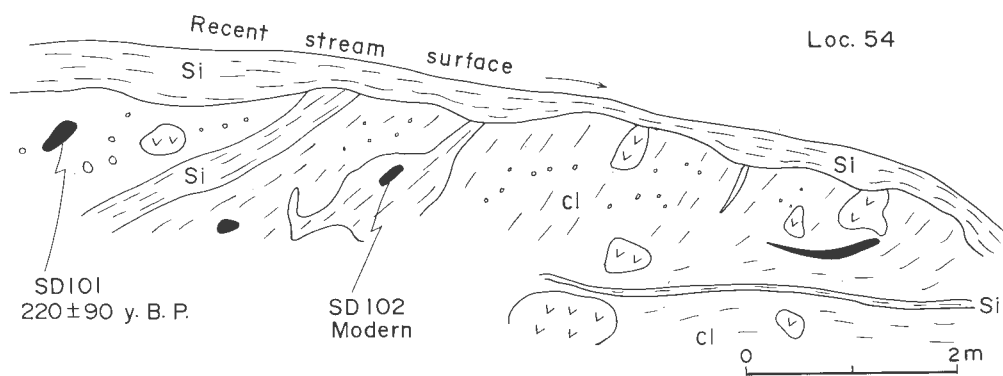
第5図 北白沢上流 loc. 58の現世堆積物。記号は第3図参照。

Fig. 5 Recent deposits at loc. 58, upstream of Kitashirasawa river. Abbreviations is shown in fig. 3.

とが出来る(第7図)。岩層は礫まじり粘土を主とし、その中に角礫、珪華塊、炭質物等を含んでいる。全体が上流側に向かって逆傾斜しているのは地すべり土石流内部での回転運動によるのであろう。これら全体を不整合に珪華層がおおっている。これは扇状地の表面と平行しており、扇状地表面の温泉水流水から沈殿形成されたものである。ほかの一つの地すべり岩層は湯の沢の入口から約150 m さかのぼった所の沢の分岐点(地点55)にある。ここでは第8図のように地すべり堆積物と思われる礫層の上に厚さ42 cmの青、赤及び白色の粘土層がおおい、さらにその上に厚さ45 cmの珪華層がある。この珪華層は地表面と平行であり、この地表面と同時期に沈殿・形成されたものであろう。現在は浸食されて、ごく低い段丘地形を示している。

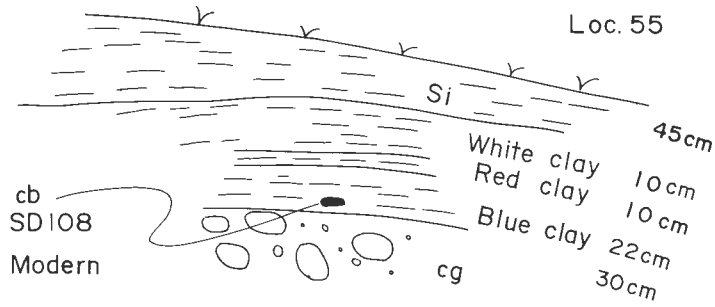


第6図 滝の上温泉付近の¹⁴C 測年用試料採取位置。
 Fig. 6 Sample localities of ¹⁴C dating samples in the environs of Takinoue Spa.

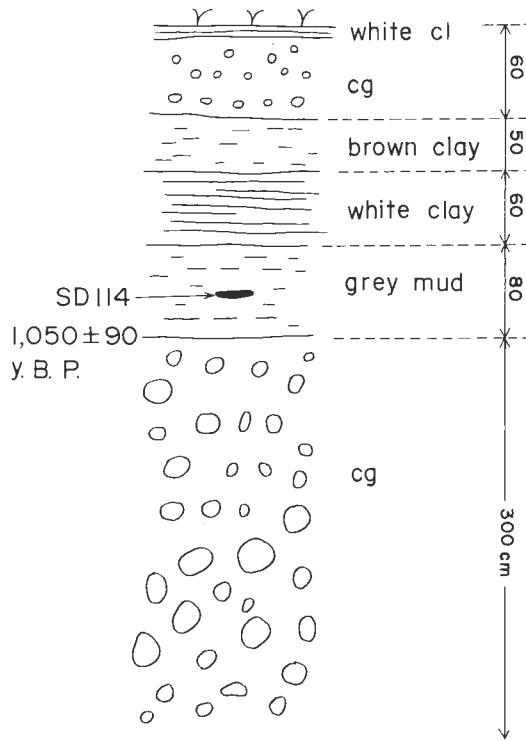


第7図 湯の沢入口 (loc. 54) の現世堆積物。Si: 珪華, cl: 粘土。
 Fig. 7 Recent deposits at the mouth of Yunosawa (loc. 54). Si: Siliceous sinter, cl: Clay

段丘堆積層は滝の上温泉の旧竜峽荘下、葛根田川左岸の崖(地点56)に露出する。この段丘の高さは河床面から約8mであるが、そのうちの上部5.5mが露頭として観察される(第9図)。岩相的には下部に3m、上部に60cmの円礫層があり、その間に灰、白及び褐色の粘土層が厚さ1.9mをもって挟まれている。



第8図 湯の沢上流 (loc. 55) の現世堆積物. Si : 珪華, cg : 礫.
 Fig. 8 Recent deposits at the upstream of Yunosawa river. Si: Siliceous sinter, cg: Gravels.



第9図 北白沢入口 (loc. 56) の段丘堆積物.
 Fig. 9 River terrace deposits at the mouth of Kitashirasawa river (loc. 56).

5. 地熱徴候及び変質鉱物の分布

北白沢の流域には、沢の出口の葛根田川のレベル、標高627 m から上流の1,150 m レベルまで標高差にして約520 m の間に、噴気、温泉、鉱泉等の地熱徴候や変質帯が分布している。地熱活動は下流域で活発で、上流に向かうにしたがってその勢力はおとろえ、最上流域ではまったくみられない。一方酸性変質帯は上流側の方が強いものとなっている。以下に標高別に地熱徴候及び変質鉱物分布の概要につい

て述べる。

標高700 m 付近：葛根田川沿いには各所で沸とう泉が分布しており、その近傍の山地では噴気帯が分布している。特に著しいのは竜峽荘の北東山地及び鳥越の滝の上から東に入る沢(湯の沢)の2地域である。滝の下流約1 km から北に入る沢(赤石沢)の下流部にも多くの沸とう泉が分布する。しかしいずれも葛根田川のレベルから上、約50 m、標高にして約700 m 以下に限られている。赤石沢の上流には硫黄の鉱山跡があるが旧坑そのものの位置は明らかでない。

標高900 m 付近：三ツ石山への登山道の標高950 m 付近の南方の谷底では37°C、pH=8の温泉があり、カオリナイト、明ばん石などを含む粘土化変質帯がある(金原, 1983)。また反対の北方の沢底には地すべり堆積物中から、硫化水素臭のある冷泉が湧出している(第3図)。

標高1,000 m 付近：三ツ石山への登山道の標高1,000-1,050 m 付近には白色変質帯があり、自然硫黄の鉱染がみられ、硫黄採掘の旧坑がある。この付近の冷泉はpH 3-4の酸性泉であり、変質鉱物としてカオリナイト、明ばん石、硬石膏等を産する。北白沢本流のこのレベルにも白色変質帯がみられるが、ここではカオリナイト、明ばん石のほかパイロフィライトも産する(金原, 1983)。

標高1,100 m 付近：北白沢上流の北東に向かう沢では標高にして1,000 m から1,150 m の辺りまで白色変質が著しく、時には自然硫黄の鉱染もみられる。この沢からはカオリナイト、ディッカイト、明ばん石など、一方北北西に向かう沢ではカオリナイト、明ばん石のほかにパイロフィライトダイアスポアを産し、この流域では最強の酸性変質帯を形成している。しかし温泉の分布はみられない(金原, 1983)。

6. ^{14}C 年代の測年

現世堆積物の ^{14}C 年代を求めるため、5箇の炭素試料を採取した。採取位置は第1図及び6図に示す。このうちSD-101, 102及び108は滝の上温泉付近の地すべり堆積物から、SD-114は滝の上温泉付近の段丘堆積物から、SD-118は北白沢上流の地すべり岩屑をおおう砂礫粘土層から採取した。個々の露頭における試料採取位置は第4, 7, 8及び9図に示す。

これら5箇の炭質物の ^{14}C 年代を第1表に示す。測定をお願いした学習院大学木越邦彦教授の報告(1971年12月23日付)によれば、年代がModernとなっているものは ^{14}C 含有量がModern standardの標準偏差(80年)以内であったことを示すのであり、年輪の ^{14}C 測定による補正研究の結果によると、これらの実年代は200年 B.P. 位になる可能性もある。

第1表 滝の上地熱地帯の現世堆積物の ^{14}C 年代。
Table 1 ^{14}C Ages of recent deposits in the Takinoue geothermal field.

No.	Sample No.	Code No.	Sample	Formation	Age, B.P. (years before 1950)
1	SD-101	GaK-3641	Charred wood	Landslide debris	220 ± 90
2	SD-102	GaK-3642	Wood	Ditto	Modern
3	SD-108	GaK-3643	Wood	Ditto*	Modern
4	SD-114	GaK-3644	Charred wood	River terrace deposits	1,050 ± 90
5	SD-118	GaK-3645	Peat	Landslide debris*	3,820 ± 80

測定は学習院大学木越邦彦教授。 ^{14}C の半減期として5,570年(Libbyの値)を用い、誤差は β 線計数の際の標準偏差から算出してある。Localityは第1図に記入してある。

The calculation of ages is based on the Libby's half life of C-14, 5,570 years, and indicated \pm errors are the years corresponding to the standard deviations of beta rays counting statistical errors.

*Sediments overlying conformably the landslides debris

7. 結果の解釈

滝の上地熱地帯北白沢の中・上流に分布する現世堆積物は空中写真判読によって地すべり堆積物であることがわかった。また北白沢上流の地熱変質帯は空中写真判読によって地すべりの主崖面に分布していることは明らかなので、北白沢の地すべりは温泉地すべりであろう。しかも地すべり岩屑自体は地熱変質をうけてなく、地すべり地域の地熱微候も冷鉱泉が分布するに過ぎない。このことから北白沢中・上流の地表地熱活動の終了は地すべり岩屑をおおう堆積物から得られた3,820年の年代より古いといえる。北白沢中・上流はこの地域の北東3 kmの松川地熱地帯と変質の内容が似ており、かつ距離的にもそれほど遠くないことから松川地熱地帯の延長である可能性がある。松川地熱地帯では変質帯をおおう現世堆積物の¹⁴C年代からすくなくとも約5,000年前に地表地熱活動が終了している(角, 1971)が、地下には尚、活動的な地熱資源が埋蔵されている。

葛根田川沿岸の現在の噴気地帯の地すべり堆積物から得られた年代は220年～modernであり、有史時代のものであることが明らかになったが、ここで興味あるのは220±90年の年代の前と後とにいずれも珪華を沈殿させるような温度・組成の温泉が活動していたことが明らかになったことである。

1050±90年の年代を示す河岸段丘の年令とその比高8 mは鳥声の滝の下刻作用の速さを示すものかも知れない。滝の上の地下水面変動と関連して、滝の上の熱水系を考察する際の1データとなろう。

北白沢上流の変質帯と松川のそれとの鉱物学類似から金原(1983)は松川の蒸気卓越型地熱地帯と滝の上の熱水型地熱地帯との境界帯が北白沢中流付近にあることを示唆したが、この両地点は水平距離でわずか2 km、標高差にして400 mあるのみである。この間の地熱地質学的解明が望まれる。

本地域東方2 kmの所にある大松倉沢の火口内にはパイロフィライト・明ばん石・カオリン等を含む変質帯が発達し42°Cの温泉が湧出しており、さらにそれから2 km東方の大倉火山の火口内ではカオリン等を伴う変質帯が発達し、82°Cの温泉が湧出している(高島ほか, 1985)。注目されるのはこれらの火山は空中写真判読の上から顕著な温泉地すべりが発達していないことであり(角ほか, 1987)、このことからこれらの火山ないしは地熱活動の開始時期は北白沢のものより相対的に新しいことも推定される。

地表地熱活動の最大年代についてのデータは変質母岩の松川安山岩の年代の2.6–1.4 Ma(須藤, 1985)のみである。葛根田川沿岸の地熱変質の時代については熱ルミネッセンス法による0.62–0.69 Maというデータがある(高島, 1984)。この様な点から考えて地熱活動そのものの持続時間は非常に長いようである。

8. まとめ

1) 滝ノ上地熱地帯北白沢の中・上流には強い地熱変質帯をおおう温泉地すべりが延長約3.5 km、幅約1 kmにわたって分布している。この地表地熱微候は冷鉱泉のみであり、地すべり岩屑も変質していない。

2) 地すべり岩屑をおおう堆積物から得られた3,820年の¹⁴C年代から北白沢中・上流地域の地表地熱活動の終了の時期はこの年代より古いといえる。

3) 北白沢下流の現在の噴気地帯の現世堆積物からは1,050年、220年及び modern という一段と若い¹⁴C年代が得られた。

文 献

- 金原啓司(1983) 八幡平東部地域における地熱変質帯と地熱系。岩鉱, vol. 78, p. 479–490。
中村久由・角 清愛(1961) 岩手県松川地熱地帯の温泉地質学的研究。地調月報, vol. 12, p. 73–84。

- SATO, K. (1982) Analysis of geological structure in the Takinoue geothermal area. *J. Geotherm. Res. Soc. Japan*, vol. 3, p. 135-148.
- 角 清愛(1971) 松川地熱地帯の現世堆積物とその¹⁴C年代. 地調月報, vol. 22, p. 607-614.
- ・高島 勲・徳永重元(1974) 変質帯調査. 地熱, 別冊 no. 6 (地熱調査ハンドブック), p. 163-183.
- ・池田一雄・斎藤敬三・須藤 茂(1987) 仙岩地熱地域及びその周辺における地すべり地形の分布. 地調報告, no. 266, p. 159-198.
- 須藤 茂(1982) 玉川溶結凝灰岩及び周辺の類似岩の K-Ar 年代. 日本地熱学会誌, vol. 4, p. 159-170.
- (1985) 仙岩地熱地域南部の鮮新世—更新世火山活動について—安山岩の古地磁気と K-Ar 年代. 地調月報, vol. 38, p. 513-533.
- 高島 勲(1984) 熱ルミネッセンス年代測定の手法と問題点—特に試料処理と発光測定について—. 秋田大地下資源研報告, no. 49, p. 11-22.
- ・伊志嶺 健・本多朔郎(1985) 岩手山西部大松倉沢, 網張元湯, 大地獄谷地域の地熱変質. 秋田大地下資源研報告, no. 50, p. 9-18.
- VARNES, D. J. (1958) Landslide type and process. in ECHEL, E. B., ed., *Landslides and Engineering Practice*: U.S. Natl. Acad. Sci.—Natl. Research Council, Highway Research Board, Spec. Rept. 29, p. 20-47.
- (1972) A classification on landslides. 地すべりと対策に関する研究討論会概要, 地すべり学会, p. 65-79.

八幡平南部地域の地熱変質帯

金原 啓 司*

Hydrothermal rock alteration in the southern part of Hachimantai geothermal area, northeast Japan

By

Kciji KIMBARA*

Abstract: Hydrothermal alteration zones have been distributed by a geothermal activity related to the Plio-Pleistocene young volcanism in the southern part of Hachimantai geothermal area, Iwate and Akita Prefectures. Acidic alteration zones (kaolinite, alunite and pyrophyllite zones) are developed in the distribution areas of Neogene Tertiary formations and Plio-Pleistocene volcanic rocks.

The regional distribution of acidic alteration zone which indicates the upflow area of geothermal fluids shows that the eastern and northern parts are the most prospective field for geothermal exploration. The detailed assessment of geothermal potentiality must be done by the result of a drilling activity and age determinations of volcanic rocks and alteration haloes, because the acidic alteration haloes without thermal manifestations are extensively found in this area.

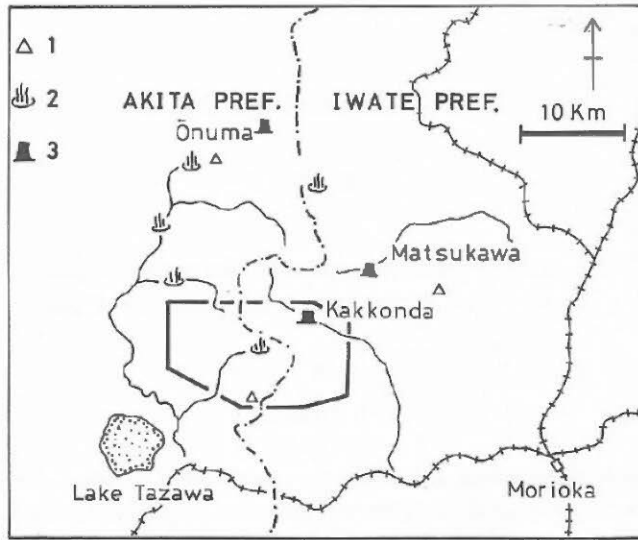
1. 緒 言

秋田県仙北郡田沢湖町から岩手県岩手郡雫石町にかけての広がりをもつ八幡平南部地熱地域は、秋田駒が岳火山、黒湯・大釜を始めとする乳頭温泉群などを包含し、いわゆる仙岩広域地熱地域の南部を占める(第1図)。ここでは昭和50年度に国による全国地熱基礎調査の一環として、荷葉岳及び先達川上流周辺地域において変質帯調査を含む地熱基礎調査(八幡平南部地域)が実施されている(地質調査所, 1976)。またこの調査結果に基づいて昭和51年度には国により深度500-800mの構造試験3坑が掘削されている。

本報告は上述の国による変質帯調査の成果及び、秋田駒が岳火山から岩手県葛根田川地域にまたがり、より広域的スケールで行った変質帯調査の結果をまとめたものである。本調査によって、これまでその存在が全く知られていなかった酸性変質帯が数多く発見され、本地域の地熱活動を考察する上で新たな知見が得られた。本研究は工業技術院が昭和55年度よりサンシャイン計画の一環として進めている「地熱探査技術等検証調査」の一部としてなされたものであるが、併せて筆者が昭和50年度以降仙岩広域地熱地域で進めている地熱変質帯調査・研究の一部をなすものでもある。本報告を取りまとめるに当たり終始暖かい御指導と助言をいただいた東北工業技術試験所、角 清愛博士(当時地質調査所地殻熱部)、野外調査とX線分析の一部を担当された大手開発(株)の脇田健治氏他を初めとして、研究に関係した各位に厚くお礼申し上げる次第である。

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department



第1図 調査地域位置図

1. 第四紀火山, 2 温泉, 3 地熱発電所

Fig. 1 Index map

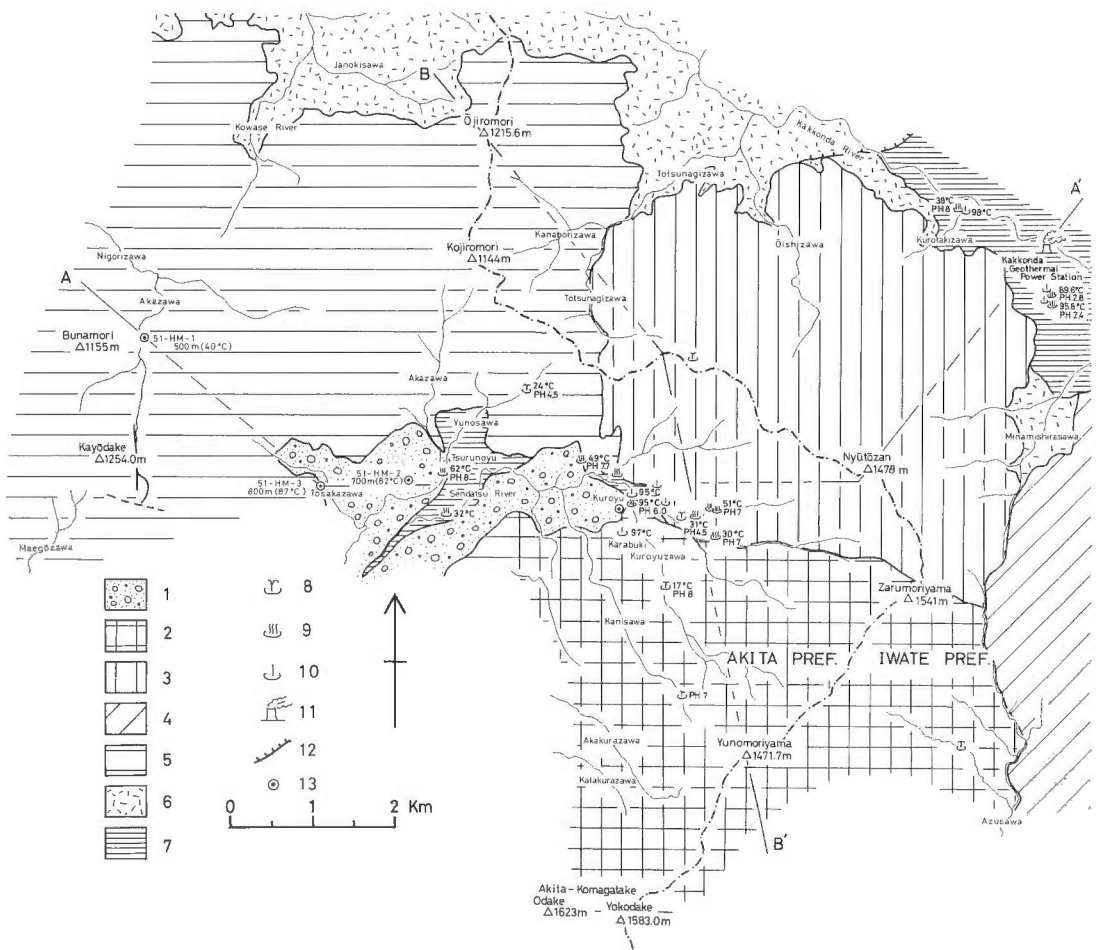
1. Quaternary active volcano, 2. Hot spring, 3. Geothermal power station.

2. 地質及び地熱概説

本地域の地質は地質調査所発行の5万分の1地質図幅「田沢湖」(大沢・角, 1958), 「森吉山」(大沢・角, 1957), 「八幡平」(河野・上村, 1964), 同20万分の1地質編集図「秋田・男鹿」(大沢, 1980), 同10万分の1仙岩地熱地域地質図(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)及び佐藤ほか(1981), Sato (1982)などに記載されている。これらのデータから編集した地質図(第2図)によれば, 本地域の地表地質は概略先達川上流及び葛根田川流域に露出する新第三紀堆積岩類(山津田層など)を基盤にして, 北側ではこれをおおって鮮新—更新世の玉川溶結凝灰岩類が分布している。これ以外の調査地域の大部分は荷葉, 高倉, 烏帽子, 秋田駒が岳などのいわゆる新期火山噴出物によりおおわれている。ここで新期火山としたものの中には最近(1970年)に噴火活動のあった秋田駒が岳のような火山から, 約2 Maという古い年代を示す荷葉火山(須藤, 1984)まであってその年代値は新旧様々である。このため, これらの火山をもたらしたマグマまじりの地熱熱源としての評価を行うためには, 本地域の新期火山活動の推移を噴出の層序, 年代, 規模(量)という観点で明らかにして行く必要がある。

調査地域内には先達川上流沿いの新第三紀堆積岩類及び第四紀火山岩類分布地域に黒湯, 空吹, 大釜の噴気・温泉地帯を始めとして数多くの地熱微候地が酸性変質帯を伴って発達している。これに対して1970年に噴火のあった秋田駒が岳周辺には酸性変質帯の発達は広く認められるものの, 地表地熱微候は前者に比較して活発であるとは言い難い。この事実は若い火山=活発な地表地熱活動という図式が必ずしも当てはまらないことを示していると言える。

全国地熱基礎調査のあとを受けて昭和51年度に実施された地熱開発精密調査(八幡平南部地域)により荷葉岳の北1.7 kmの赤沢で51-HM-1(501 m), 鶴ノ湯で51-HM-2(702 m), 鳥坂沢で51-HM-3(805 m)が掘削されたものの, 坑底温度はそれぞれ40°C, 82°C, 87°C, で熱伝導卓越型であった(渡辺, 1979)。しかしながら1976年田沢湖高原温泉の泉源確保のために黒湯近くの空吹で掘削された田沢湖町営ボーリングでは蒸気噴出を見ており, この結果は本地域の熱源が優秀であることを示しているものと言える。



第2図 地質概略図 (大沢・角, 1957, 1958; 河野・上村, 1964; 大沢, 1980; 佐藤他, 1981; SATO, 1982より編集)

1. 段丘推積物・火山岩屑, 2. 新期火山岩類(秋田駒が岳火山), 3. 新期火山岩類(烏帽子火山), 4. 新期火山岩類(高倉火山), 5. 新期火山岩類(荷葉火山), 6. 玉川溶結凝灰岩類, 7. 新第三紀層, 8. 鉱泉, 9. 温泉, 10. 噴気, 11. 地熱発電所, 12. 断層, 13. 地熱坑井

Fig. 2 Simplified geologic map modified after OZAWA and SUMI (1957, 1958), KAWANO and UEMURA (1964), OZAWA (1980), SATO *et al.* (1981) and SATO (1982).

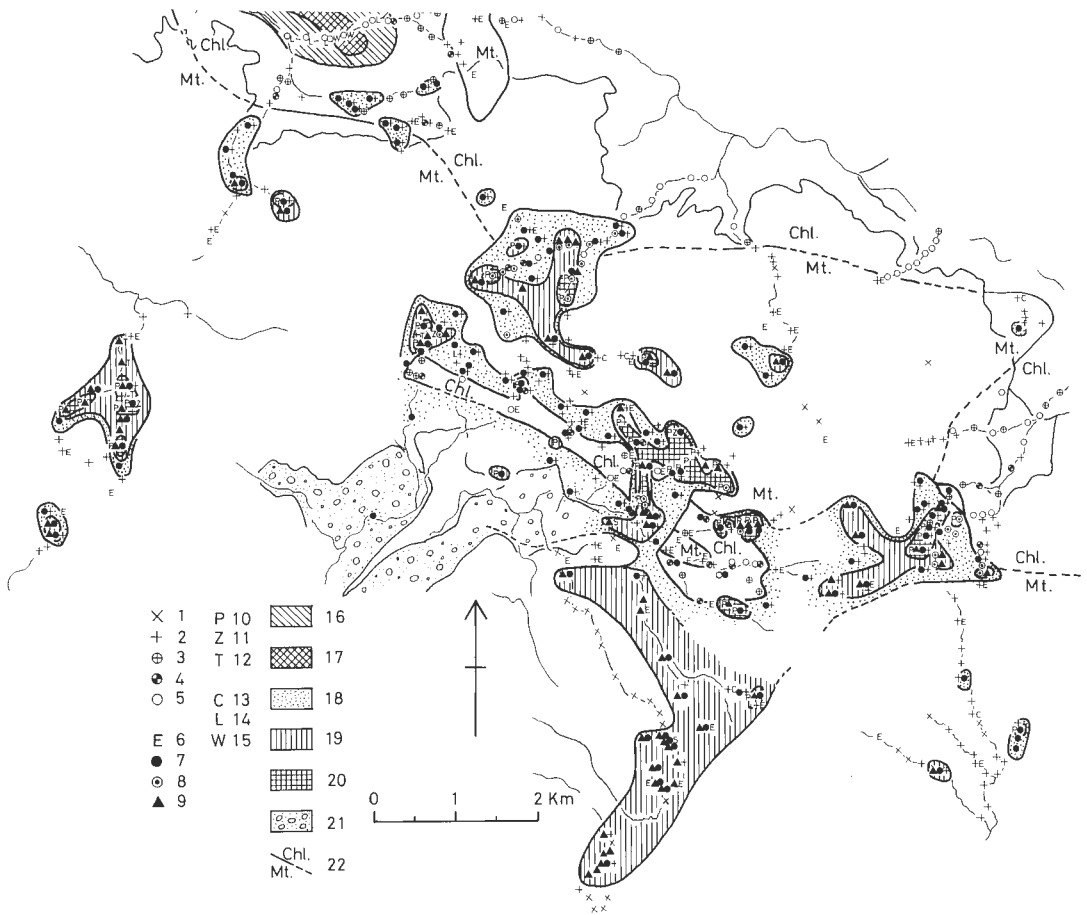
1. Terrace deposits and volcanic detritus, 2. Younger volcanic rocks (Akita-Komagatake volcano), 3. Younger volcanic rocks (Eboshi volcano), 4. Younger volcanic rocks (Takakura volcano), 5. Younger volcanic rocks (Kayo volcano), 6. Tamagawa Welded Tuffs, 7. Neogene Tertiary formations, 8. Mineral spring, 9. Hot spring, 10. Fumarole, 11. Geothermal power station, 12. Fault, 13. Geothermal exploration well

3. 試 料

調査地域における地熱変質作用の研究のために、野外調査により採取した約400個の岩石試料について粉末X線分析と定方位X線分析(無処理, エチレングリコール処理後, 塩酸処理後の3種類)を行い変質鉱物, 特に粘土鉱物の同定を行った。なお, 試料採取とX線分析は大手開発(株)によって行われた。また全国地熱基礎調査の変質帯調査によって得られた43試料の粉末X線分析結果も参考データとして活用した。

4. 変質鉱物と変質分帯

X線分析により同定された変質鉱物類は以下の通りである。すなわち粘土鉱物としてはモンモリロナイト、緑泥石、セリサイト、混合層粘土鉱物(緑泥石/モンモリロナイト混合層、セリサイト/モンモリロナイト混合層)、ハロイサイト、カオリナイト、ディッカイト、パイロフィライトが、またそれ以外の変質鉱物としては明ばん石とズニ石が豊富に認められた。この他に産出は1地点のみであったが先



第3図 変質鉱物及び変質分帯分布図(1)

1.未変質, 2.モンモリロナイト, 3.モンモリロナイト+緑泥石, 4.緑泥石/モンモリロナイト混合層, 5.緑泥石, 6.ハロイサイト, 7.カオリナイト, 8.ディッカイト, 9.明ばん石, 10.パイロフィライト, 11.ズニ石, 12.トパーモライト, 13.斜ブチロル沸石, 14.濁沸石, 15.ワイラケ沸石, 16.濁沸石分布域, 17.ワイラケ沸石分布域, 18.カオリナイト帯, 19.明ばん石帯, 20.パイロフィライト帯, 21.段丘堆積物・火山岩屑, 22.緑泥石帯(Chl.)とモンモリロナイト帯(Mt.)の境界

Fig. 3 Distribution of minerals and alteration zones (1)

1. Fresh, 2. Montmorillonite, 3. Montmorillonite + chlorite, 4. Chlorite/montmorillonite mixed-layer, 5. Chlorite, 6. Halloysite, 7. Kaolinite, 8. Dickite, 9. Zunyite, 10. Pyrophyllite, 11. Zunyite, 12. Tobermorite, 13. Clinoptilolite, 14. Laumontite, 15. Wairakite, 16. Distribution area of laumontite, 17. Distribution area of wairakite, 18. Kaolinite zone, 19. Alunite zone, 20. Pyrophyllite zone, 21. Terrace deposits and volcanic detritus, 22. Boundary between zones of chlorite (Chl.) and montmorillonite (Mt.).



第4図 変質鉱物及び変質帯分布図(2)

1. α -クリストバル石, 2. リンケイ石, 3. β -クリストバル石, 4. α -クリストバル石分布域(Cr.), 5. セリサイト、セリサイト/モンモリロナイト混合層の分布域(横線で囲まれた部分)

Fig. 4 Distribution of minerals and alteration zones (2)

1. α -cristobalite, 2. Tridymite, 3. β -cristobalite, 4. Distribution area of α -cristobalite (Cr.), 5. Distribution area (enclosed part with parallel lines) of sericite and sericite/montmorillonite mixed-layer.

達川支流の赤沢上流よりトパーモライト($\text{CaSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$)が、また葛根田川支流の^{かなぼり}金堀沢上流では黄玉($\text{Al}_2\text{F}_2\text{SiO}_4$)がいずれも明礬石とともに検出されたのが注目される。またシリカ鉱物(初生的生成物も含む)としては α -クリストバル石、 β -クリストバル石及びリンケイ石が後述する酸性変質帯及びモンモリロナイト帯を中心とした変質帯に広く認められる。以上述べた変質鉱物類の平面的分布は第3, 4図に示した。

次にこれら変質鉱物類の分布及びその組み合わせから、金原ほか(1979, 1982)及び金原(1983)において示された考え方に基づいて酸性変質帯及びアルカリ性変質帯の分帯を行い、その結果を上述の変質鉱物分布図に表現した。これらの図にはこれまで金原ほか(1982)及び金原(1983)で報告してきた小和瀬川上流地域及び葛根田川流域の変質帯の一部(アルカリ性変質帯が主)についても、本地域とのつながりを見る上で必要と思われるので示したが、その詳細についてはすでに報告済みであるので、ここでは特に触れないことにする。

変質分帯は基準鉱物の有無により酸性変質帯をパイロフィライト帯、明ばん石帯、カオリナイト帯に分帯した。パイロフィライト帯はパイロフィライトのほかにも明ばん石、カオリナイト、デイッカイト、ズニ石を伴い調査地域内では最も程度の高い変質帯である*1)。明ばん石帯には明ばん石のほかにもカオリナイト、デイッカイト及びモンモリロナイトを伴っており、しばしばパイロフィライト帯を取り囲むような形で分布している。またカオリナイト帯はカオリナイトのほかにもモンモリロナイトを伴っており、パイロフィライト帯及び明ばん石帯の周辺に分布している。このように酸性変質帯は変質度の高いパイロフィライト帯を中心にしてこれを明ばん石帯、カオリナイト帯が取り囲むような形をなして分布することが多いので、この種の変質帯は高温酸性熱水溶液が断層や割れ目などに沿って上昇するとともに、周辺に浸透することにより生ずるものと説明される。

アルカリ性変質帯のうち緑泥石もしくは緑泥石/モンモリロナイト混合層鉱物の認められる変質帯を緑泥石帯とし、それ以外はモンモリロナイト帯とした。このため第3図でモンモリロナイト帯としたものの中には粘土鉱物が全く認められない未変質もしくは風化作用によってハロサイトが生じているものまで含まれている。本地域の緑泥石帯は先達川上流地域においてセリサイト、セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物分布域(比較的まとまって生成しているので特に分布域とした)にはほぼ一致し、酸性変質帯に取り囲まれた形でNW-SE方向に細長く延びて発達している。酸性変質帯との境界付近では緑泥石とカオリナイトがしばしば同一試料中に混在していることから、ここではアルカリ性変質帯生成後に酸性変質活動のあったことが示唆される。

以上述べた変質帯と変質鉱物分布域のほかにも、比較的まとまった形で分布する α -クリストパル石をここでは分布域として表現した。本分布域はほぼモンモリロナイト帯内に位置している。

5. 地熱変質作用

本地域ではこれまでの変質帯調査(地質調査所, 1976)によって、荷葉岳周辺及び先達川上流地域に発達する酸性変質帯の存在及びその特徴が明らかにされてきた。しかしながら今回の調査によって、これら酸性変質帯が単に上に述べた地域にとどまらず、湯森山(1,471.7 m)、乳頭山(1,478 m)、小白森山(1,144 m)周辺の地形的高所の新时期火山岩地帯にも分布することが判明し、この地域の熱水変質活動規模が予想外に大きかったことが推定される。次に各地域における地熱変質帯の概要について述べる。

5.1 戸繫沢上流地域

葛根田川支流の戸繫沢^{とつなぎざわ}上流からさらにその支流の金掘沢にかけての地形的高所地帯には今までその存在が知られていなかった黄鉄鉱及び鉱染状硫黄の認められる酸性変質帯(パイロフィライト帯、明ばん石帯、カオリナイト帯)が新たに発見された。この変質帯は、その地表での分布から、尾根を隔てて南西側の赤沢上流に発達する酸性変質帯(パイロフィライト帯、明ばん石帯、カオリナイト帯)に連続する可能性がある。原岩は荷葉火山、烏帽子火山の噴出物であり、戸繫沢最上流部(標高1,080 m付近)には硫黄の沈殿を伴う鉱泉が湧出しているもの(第2図参照)、この変質帯周辺には温泉、噴気などの地熱徴候は現在存在していない。

5.2 大石沢上流地域

葛根田川支流の大石沢上流から峠の田代平にかけて明ばん石化、カオリナイト化を主とし、沈殿硫黄を伴う小規模な酸性変質帯が見られる。原岩は烏帽子火山噴出物であるが、戸繫沢上流地域と同様に現在この付近には地熱徴候は認められない。

*1) 松川・葛根田地域(金原, 1983)で産出が報告されたダイアスポアはここでは検出されなかった。

5.3 南白沢上流地域

葛根田川支流の南白沢地域は既開発の葛根田地域と、本調査地域では最も地熱活動の活発な先達川上流地域との中間に位置していることから、両地域との地熱活動の関係を見る上で重要である。ここでの中・下流側に露出する新第三紀堆積岩類及び玉川溶結凝灰岩類がセリサイト、セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物を伴う著しい緑泥石化変質を受けていることは、すでに報告した(金原, 1983)。今回南白沢上流地域の田代沢及び花森沢一帯の新期火山岩類(烏帽子及び高倉火山噴出物)の変質帯調査を実施したところ、第3図に示すように、パイロフィライト、明ばん石、デイッカイト、カオリナイトを主とし、昇華硫黄を伴う強度の酸性変質作用を受けていることが判明した。なお本変質帯についてはこれまでその存在が全く報告されていなかったものであるが、変質帯の内容及び分布から見る限りこの変質帯は葛根田川地域の変質帯とは連続しておらず、次に述べる秋田駒が岳・湯森山及び先達川上流地域に発達する酸性変質帯の一部としてとらえるべきであろう。

5.4 秋田駒が岳・湯森山地域

秋田駒が岳の女目岳^{おんなのめだけ}北東斜面に位置する硫黄鉱山跡の変質帯は明ばん石帯よりなっているが、この明ばん石帯はさらにその北東の笹森山、湯森山まで連続し、途中で露出がとぎれるものの上流の南白沢上流地域の地形的高所地帯の酸性変質帯につながる変質帯の一部を構成している。この明ばん石帯はさらに黒湯沢(鉱泉湧出あり)に沿って秋田駒が岳の北西斜面から黒湯温泉付近まで広大な分布を占める酸性変質帯となっている(第3図参照)。

一方、秋田駒が岳の南東を南北に走る安栖沢上流にも一部鉱泉湧出を伴うカオリナイト帯、明ばん石帯が存在するが、変質帯の規模が小さいことから、この付近での地熱活動はそれほど活発なものではなかったものと思われる。

5.5 先達川上流地域

先達川上流から一本松沢にかけては鶴ノ湯、蟹場^{かにば}、孫六、黒湯のいわゆる乳頭温泉群及び空吹、大釜の噴気地などの地熱微候地がNW-SE方向の川沿いに密集して分布しており、調査地域内では最も活発な地熱地帯となっている。この地域の母岩は新第三紀堆積岩類及びこれを覆う烏帽子火山噴出物である。これら地熱微候地の北側にはアルカリ性変質帯(緑泥石帯)を取り囲んでNW-SE方向の延びを持つ酸性変質帯(パイロフィライト帯、明ばん石帯、カオリナイト帯)が発達している。パイロフィライト帯は黒湯の東側のものが最も規模が大きく、その一部は現在でも温泉・噴気活動地の一部となっている。なお緑泥石帯の周辺では緑泥石とカオリナイトがしばしば同一試料中に混在している事実から、緑泥石を生成するようなアルカリ性熱水活動を切って酸性熱水活動があった履歴を変質帯から読み取ることができる。

5.6 荷葉岳

田沢湖地質図幅(大沢・角, 1958)によれば荷葉岳(1,254.0 m)北の赤沢及び南の前郷沢上流には荷葉火山噴出物を母岩とする変質帯があり、特に赤沢上流では硫黄鉱床の記載もある。今回の調査により、これらの酸性変質帯は赤沢ではパイロフィライト帯、明ばん石帯、カオリナイト帯、また前郷沢上流では明ばん石帯、カオリナイト帯よりなることが判明した。赤沢変質帯の北端の明ばん石帯より昭和51年度に深度501 mの地熱坑井(51-HM-1)が国により掘削されたが、その変質鉱物の分析結果(渡辺, 1979)によれば明ばん石帯は地表下わずか40 mまでしか発達していないことがわかった。

6. 変質帯分布より推定される八幡平南部地域の地熱熱水系

以上述べてきたように八幡平南部地熱地域には活発な地熱活動と、これによって生成した大規模な酸性変質帯が存在しているにもかかわらず、主に公園問題のため、これまで国の地熱開発精密調査により

500-800 m 級の構造試錐がわずか 3 本掘削されているにすぎない*2)。

荷葉岳の北、赤沢変質帯の北端の明ばん石帯より深度 501 m まで掘削された 51-HM-1 では、深度 40 m までしか酸性変質帯が発達せず、それ以深はサポナイト—モンモリロナイト化変質帯となっている(渡辺, 1979)。この事実は本酸性変質帯が周辺で上方に広がったロート状の形態を有していることを示唆するものであろう。しかしながらパイロフィライト及び硫黄鉱床を伴うこのような規模の大きい酸性変質帯の発達にもかかわらず、51-HM-1 号井の坑底温度はわずかに 40°C であり、この地域が地熱地帯としてはすでに過去のものであることを示している。

最近須藤(1984)は荷葉火山噴出物の K-Ar 年代値を報告しているが、得られた年代値は 1.7, 2.1 Ma と意外に古い。この年代値は荷葉火山噴出物の下位の玉川溶結凝灰岩類(1.0-2.0 Ma)(玉生・須藤, 1978)とはほぼ同程度であって、荷葉火山が地形的には火山の形状を呈するものの、前述の 51-HM-1 の調査結果をも踏まえるとその熱源はすでに死滅してしまったものと考えられる。

もし、上述の推論が正しいとすれば、今回の調査によって初めて発見された戸繫沢上流の広大な酸性変質帯(パイロフィライト帯、明ばん石帯、カオリナイト帯)も母岩が荷葉火山噴出物とされていることから、その地熱ポテンシャルについても否定的となってくる。しかしながらこの付近に分布する火山噴出物がすべて荷葉火山本体の噴出物と同一時代のものであるかどうかについては、これを裏付けるデータが存在しないので、さらに年代データを蓄積するなどの検討の余地があるものと考えている。

先達川下流の鶴ノ湯及びその西の鳥坂沢では、いずれも新第三紀堆積岩類より 51-HM-2(702 m)及び 51-HM-3(805 m)が国により掘削されたが、その坑底温度は 82°C 及び 87°C と低く、かつ熱伝導卓越的な地熱坑井であった(渡辺, 1979)。これ以深においても引き続き同じ程度の温度上昇率が期待できるものとすれば、この地点では深度 2,000 m 程度に達しないと 200°C 以上の高温が得られないことになる(第 5 図*3)参照)。

このように鶴ノ湯西側での地下温度上昇率は緩慢であり、浅部での地熱活動は総じて不活発である。これに対して第 5 図の断面図にも示すように、東側では黒湯を始めとして空吹、大釜の噴気帯に見られるように調査地域内では地表の地熱活動が最も活発な場所であって、パイロフィライト、明ばん石、カオリナイトを生ずるような酸性変質帯も地表で顕著に認められている。

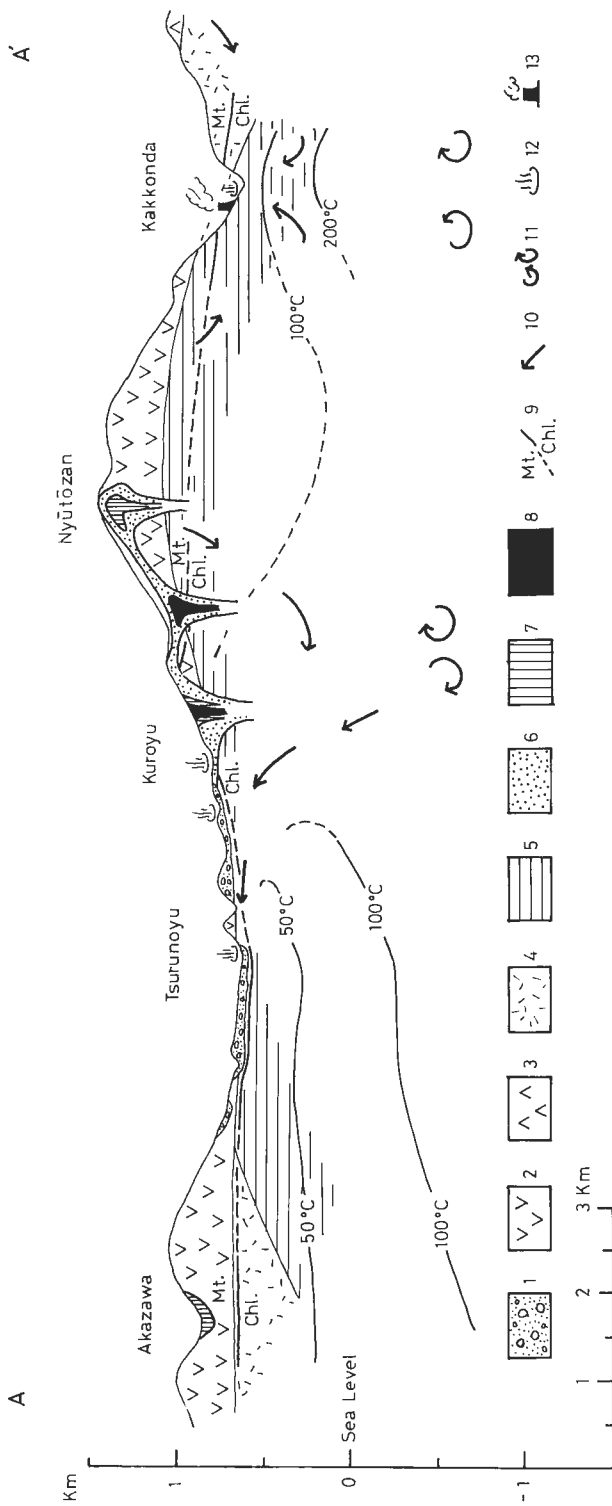
茂野・阿部(1982)はこの付近に湧出する温泉の化学的性質から、大釜を中心にして地下深部より上昇してきた火山ガスが地下水を暖めると同時に、暖められた水(熱水)が西に側方流動する熱水系モデルを提唱している。また中村ほか(1960)は新第三紀層の露出が少ないために詳細な地質構造は不明としながらも、この地域の温泉は NE 方向と NW 方向に発達する構造線もしくは裂かに沿って湧出するとともに、この構造線に沿って変質帯が形成されたものと解釈している。

以上の事実から推論すれば、鶴ノ湯より東側の先達川上流から一本松沢にかけての地域は地表地熱活動が非常に活発な場所であり、地熱的に有望な場所であると考えられるが、残念なことにこの地域での地熱坑井掘削の実績は空吹での田沢湖町営ボーリングを除いて一本もないので、地下での実際の状況はほとんどわかっていない。幸いにして本地域には、今までに述べたように変質帯、特に酸性変質帯の発達が著しいので、地熱変質帯分布より推定される本地域の地熱熱水系について考察することにする(第 5, 6 図参照)。

先達川上流地域では大釜の噴気帯を西端として、その北及び東側の地形的高所地帯に NW-SE 方向の延びを持ってカオリナイト帯、明ばん石帯、パイロフィライト帯の酸性変質帯が分布している。変質作用は新期火山岩類にも広く及んでいることから、もし変質帯生成時期が比較的最近であるとすれば先達川上流地域では黒湯、空吹、大釜などの現在の温泉・噴気活動地のさらに東側もしくは北側の地形的高所地帯においても、現在地表地熱徴候はほとんど見られないが、その地下には活発な地熱活動が期待できるはずである。なお葛根田川から玉川地域に分布する玉川溶結凝灰岩類のセリサイト、セリサイト

*2) この周辺の公園外地域では電源開発(株)が GN-1 (1,500 m)、GN-2 (1,084 m)及び出光地熱開発(株)が TZE-1 (2,175 m) (いずれも仙岩地熱地帯地質図編集グループ(1985)による)の深部掘削を行っているが、その結果は未公表である。

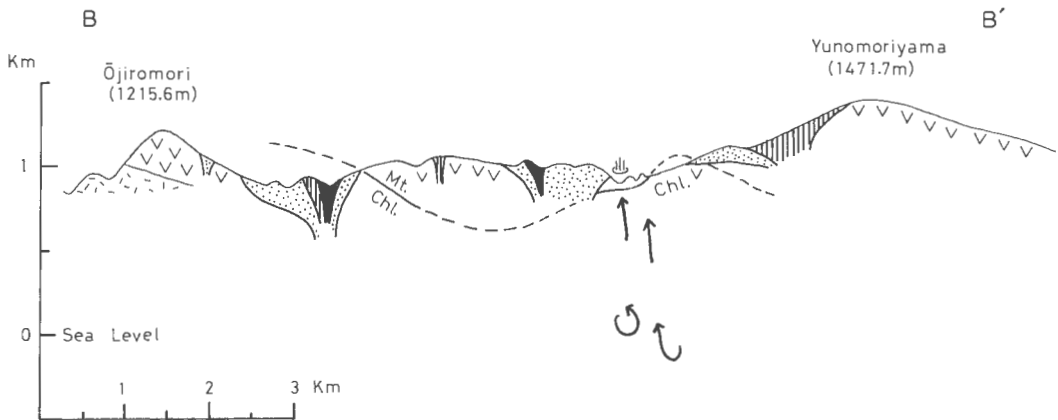
*3) 第 5 図に示した温度断面は渡辺(1979)及び中村(1976)のデータより推定した。



第5図 A—A'線の断面概念図

1. 段丘堆積物・火山岩屑, 2. 新期火山岩類, 3. 松川安山岩, 4. 玉川溶結凝灰岩類(鮮新—更新世), 5. 新第三紀層, 6. カオリアナイト帯, 7. 明はん石帯, 8. バイロフイライト帯, 9. 緑泥石帯(Chl.)とモンモリロナイト帯(Mt.)の境界, 10. 水流動, 11. 対流, 12. 温泉, 13. 地熱発電所

Fig. 5 Schematic cross section along the line A—A'
 1. Terrace deposits and volcanic detritus, 2. Younger volcanic rocks, 3. Matsukawa Andesite, 4. Tamagawa Welded Tuffs (Plio-Pleistocene) 5. Neogene Tertiary formations, 6. Kaolinite zone, 7. Alunite zone, 8. Pyrophyllite zone, 9. Boundary between zones of chlorite (Chl.) and montmorillonite (Mt.), 10. Flow of water, 11. Circulation of water, 12. Hot spring, 13. Geothermal power station.



第6図 B—B'線の断面概念図

凡例は第5図に同じ

Fig. 6 Schematic cross section along the line B—B'

Explanatory notes are the same to those of Fig. 5.

/モンモリロナイト混合層鉱物を伴う緑泥石帯もNW-SE方向の延びを持って顕著な分布を示しており(金原ほか, 1982), この方向は本地域における第1級の構造線(帯)であることが推定される。

先達川上流にはNW-SE方向に細長く発達する緑泥石帯が存在しているが, この緑泥石帯の周縁部ではカオリナイトと緑泥石が同一試料中に混在しており, 酸性熱水活動がアルカリ性熱水活動後に起ったことを暗示している。

秋田駒が岳—湯森山の山頂部から黒湯付近にかけての秋田駒が岳火山の北西斜面に発達する明ばん石帯は, 同火山が1970年に噴火していることを考慮に入れば, 比較的新しい火山活動に関連して生成した硫酸酸性熱水溶液が高所から低地に向かって表層を流動したために生成したものと考えられる(ただし反対側の安栖沢方向にはこの種の変質帯は発達していないので, この方向への熱水流動はなかったであろう)。

葛根田川支流の南白沢上流より乳頭山周辺にかけて広く分布するパイロフィライト帯を伴う酸性変質帯は, その母岩から判断して烏帽子火山の活動によって生成した変質帯と考えられる。しかしながらこの火山の規模及び活動年代が不明なこと, また現在この周辺では地熱微候が全く認められないことなどから, 変質帯データのみでこの地域の地熱ポテンシャルを評価することは困難であるが, その規模及び内容は注目すべきものがある。同様の理由から葛根田川支流の大石沢上流の烏帽子火山噴出物中に認められる酸性変質帯(明ばん石帯, カオリナイト帯)の評価も現状では困難であるが, その存在には注意を払う必要があろう。

7. 結 論

東北日本八幡平南部地熱地域では鮮新—更新世の火山活動による活発な地熱活動があり, これに関連して広域的な酸性変質帯(パイロフィライト帯, 明ばん石帯, カオリナイト帯)が, 一部地域ではそれに先立って生成した緑泥石帯を切って形成された。先達川上流域においてNW-SE方向に配列する変質帯の存在は, 地熱流体がこの方向に発達する断層などの構造線に沿って上昇してきたことを示唆している。現在の地表地熱活動の中心は, 先達川上流の黒湯, 空吹, 大釜付近に見られるものの, 変質帯の分布及び規模から推定すると, かつての活動の中心地は現在の温泉・噴気活動地から北側もしくは東側の地形的高所地帯にかけての広い地域に存在していたものと考えられる。しかしながら現在そのような場所の地下深部に優勢な地熱資源が存在するかどうかは地表に地熱微候がほとんど見られないこと, また

すでに熱源的には死滅していると考えられる荷葉火山の例から判断すると疑問となってくる。この疑問を解くためには変質帯の生成時期及びこれに関連する火成活動の年代及び規模を知ることによって本地域の地熱熱源評価を行う必要がある。このような手続きを踏むことにより、本地域に潜在する地熱エネルギー資源の評価を変質帯調査からより高い確度で行うことが可能となるが、地熱ポテンシャルを最終的に確認するためには当然ながら坑井調査が必要となる。

文 献

- 地質調査所(1976) 全国地熱基礎調査変質帯調査報告. No. 23, 「八幡平南部」, 184p.
- 河野義礼・上村不二雄(1964) 5万分の1地質図幅「八幡平」及び同説明書. 地質調査所, 44p.
- 金原啓司・大久保太治・角 清愛・千葉義明・斉藤清次(1979) 玉川溶結凝灰岩類の変質(その1)—岩手県葛根田川および北の又川地域. 岩鉱, vol. 74, no. 12, p. 433-442.
- (1982) 玉川溶結凝灰岩類の変質(その2)—岩手県葛根田川上流および秋田県玉川上流地域. 岩鉱, vol. 77, no. 3, p. 479-490.
- (1983) 八幡平東部地域における地熱変質帯と地熱系. 岩鉱, vol. 78, no. 12, p. 479-490.
- 中村久由・安藤 武・鈴木 孝(1960) 秋田県先達川流域の温泉地質学的研究. 地調月報, vol. 11, no. 2, p. 85-88.
- (1976) 岩手県雫石町滝の上地域の地熱開発. 地熱エネルギー, no. 1, p. 44-57.
- 大沢 穠・角 清愛(1957) 5万分の1地質図幅「森吉山」及び同説明書. 地質調査所, 42p.
- (1958) 5万分の1地質図幅「田沢湖」及び同説明書. 地質調査所, 23p.
- (1980) 20万分の1地質図「秋田及び男鹿」地質調査所.
- 佐藤 浩・安藤重幸・井出俊夫・鷹鷲守彦・斉藤清次・千葉義明・土井宣夫・岩田忠雄(1981) 八幡平地域, 玉川溶結凝灰岩類の層序. 地質雑, vol. 87, no. 5, p. 267-275.
- SATO, K.(1982) Analysis of geological structure in the Takinoue geothermal area. *Jour. Geotherm. Resear. Soc. Japan*, vol. 3, no. 3, p. 135-148.
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985) 10万分の1仙岩地熱地域地質図及び同説明書. 地質調査所, 23p.
- 茂野 博・阿部喜久男(1982) 仙岩地域における熱水系の化学調査研究. 昭和56年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 「地熱探査技術等検証調査その1仙岩地域」, p. 245-266.
- 須藤 茂(1984) 秋田県荷葉岳火山の古地磁気と K-Ar 年代. 火山, 第2集, vol. 29, no. 2, p. 112-114.
- 玉生志郎・須藤 茂(1978) 八幡平西部の玉川溶結凝灰岩の層序と年代. 地調月報, vol. 29, no. 3, p. 159-169.
- 渡辺憲一(1979) 地熱開発調査の地域レポート(10)八幡平北部及び南部地域. 地熱エネルギー, no. 11, p. 23-48.

仙岩地熱地域における地熱調査井岩芯の変質 —変質鉱物及び全岩化学組成の変動—

竹野直人*・野田徹郎*

Alteration of the core samples from the geothermal exploration wells in the Sengan geothermal area, northeast Japan

By

Naoto TAKENO* and Tetsuro NODA*

Abstract: Core samples of exploration wells were geochemically analysed for the study of hydrothermal alteration in the Sengan geothermal area (S.G.A.), Akita-ken and Iwate-ken, Northeast Japan. These wells were drilled through the Quaternary volcanic rocks and lacustrine deposits (Ishigetozaawa Formation), Plio-Pleistocene Tamagawa Welded Tuffs and Tertiary formations.

Three thermal events have been occurred in S.G.A.; contact metamorphism, ore mineralization and geothermal alteration. These thermal events are mineralogically characterized by the presence of biotite-actinolite, sphalerite-galena-Ca-Al silicates and zeolites-clay minerals, respectively. All of three events are found in the western part of S.G.A., and geothermal alteration is divided into two periods; older and younger geothermal alterations. The older geothermal alteration occurred before the deposition of Ishigetozaawa Formation, and it is found extensively in the Tamagawa Welded Tuffs. The younger geothermal alteration occurred after the deposition of Ishigetozaawa Formation and it is found around the Akita-Yake-Yama volcano which is one of the current geothermal heat sources in this area.

Two thermal events, ore mineralization and geothermal alteration, are recognized in the eastern part of S.G.A.. Present high temperature zone is narrower than the past one which is estimated from the alteration minerals.

In SN-1 well, remarkable leaching of Na and Ca and enrichment of K during alteration were caused by the geothermal fluid flowing from the rock-water system equilibrated at higher temperature. The Tamagawa Welded Tuffs in other wells show weak alteration due to the scarcity of fractures, which is consistent with conductive thermal condition.

1. はじめに

秋田、岩手両県にまたがる八幡平、焼山、岩手山、秋田駒ヶ岳などの火山を含む地域は、各地に温泉噴気活動などの地熱微候やそれに伴う岩石の変質作用が認められる。中でも松川、葛根田、大沼の3地域は地熱発電所が稼動し、多くの地熱変質の研究がなされ、発電所の周辺及び地下における変質の実態が解明されてきた(角, 1966: 与良ほか, 1977など)。

地質調査所及び新エネルギー総合開発機構は、これら既開発地域を含む広域的な地熱有望地域を仙岩地熱地域と呼び、継続的に各種の地熱調査を実施している。調査内容は、地表調査から、坑井調査に及

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

んでいる。地表調査については金原ほか(1979, 1982), 金原(1983)がとりまとめている。最近のこの地域における探査の成果については, 金原(1985)が総括し, 個々の地域について井出(1985), 安藤(1985), 窪田(1985), 金原・松永(1985)がまとめている。

本報告では, 地熱探査技術等検証調査(以下検証調査と呼ぶ)で掘削された坑井と資源エネルギー庁の地熱開発促進調査(八幡平東部地域)(以下東八幡平促進調査と呼ぶ)で掘削された坑井の岩芯を用いて変質を検討した。その結果, 既開発地域外の地下の変質について新たな知見を得た。特に, 現在の地熱変質作用の前には, 接触変成作用及び鉍化作用を伴う熱水変質作用の存在したことが明らかとなった。これは, 仙岩地域においては熱的影響が重複して存在することを意味する。変質が岩石, 地層の物性に及ぼす影響を考えるならば, この地域の変質の重複を明らかにすることは, 各種探査結果の解析においても有益であると考えられる。

仙岩地域で掘削された地熱坑井より得られる水, ガス, 岩芯試料を対象にして化学検層が実施されたが, その一環として岩芯試料の全岩化学分析を行った。坑井試料を高いサンプリング密度で採取して多成分化学分析する試みは, 地熱調査ではスライム試料については試みられている(BAMFORD *et al.*, 1980)が, 岩芯試料について試みられた例はなく, 今回, 変質に伴う元素の挙動について興味ある結果が得られたので, それについてもあわせて報告する。

2. 試料と研究方法

研究に用いた坑井は, 検証調査井から SN-1, SN 2, SN-3, SN-4, SN-5, SN-6K の 6 坑井を選び, 東八幡平促進調査井から HT-2, HT-3, HT-4 の 3 坑井を選んだ。各坑井の位置を第 1 図に示す。便宜上, SN-1 から SN-6K までの 6 坑井を SN 坑と呼び, それが位置する秋田県側を仙岩西部, HT-2 から HT-4 までの 3 坑井を HT 坑と呼び, それが分布する岩手県側を仙岩東部と呼ぶことにする。SN 坑は秋田県側に位置し, 焼山北部の SN-5 坑から小和瀬川上流の SN-1 坑にかけて 6 坑分布する。掘削深度は SN-1 坑が 2,000 m, SN-2, SN-3, SN-4, SN-6K 坑が 1,500 m, SN-5 坑が 1,700 m である。試料は, できるだけ等間隔になるように変質の強い箇所を採取した。試料数は SN-1 坑から 140 個, SN-2 坑から 67 個, SN-3 坑から 68 個, SN-4 坑から 68 個, SN-5 坑から 100 個, SN-6K 坑から 100 個である。HT 坑は岩手県側に位置し, 藤七温泉から南に向かって HT-2, HT-3, HT-4 坑と分布する。HT-2 坑は 1,200 m まで, HT-3 坑は 1,500 m まで, HT-4 坑は 1,350 m まで掘削された。試料は, 変質の強い箇所から HT-2 坑で 19 個, HT-3 坑で 23 個, HT-4 坑で 26 個採取した。採取した試料は各々半割りにし, 一方を薄片作成と保存用とし, 他方は全岩化学分析と X 線回折法による変質鉍物の分析に使用した。なお, HT-3 坑の 800 m 以深及び, HT-4 坑の 700 m 以深の試料については化学分析を実施していない。X 線回折用の試料は全岩粉末試料の他に水ひにより分離した 2μ 以下の粒子の定方位試料(無処理, エチレングリコール処理, HCl 処理)を用いた。化学分析は, SN 坑の試料については, 地質調査所にて ICP 発光分析法により分析した。HT 坑の試料については, 湿式分析法で東京石炭鉍物研究所に依頼して分析した。ICP 発光分析法では試料を融解法と酸分解法の 2 通りの方法で溶解し, SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , 全 Fe, MnO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , P_2O_5 及びいくつかの微量成分を分析した。東京石炭鉍物研究所での湿式分析は SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO, MnO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , P_2O_5 , $\text{H}_2\text{O}\pm$, SO_4 , CO_2 である。化学分析結果は表にすると量が多いので本報告には載せない。本報告では, SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, Na_2O , K_2O の 5 成分についてのみ変質鉍物の分布とともに第 2-10 図に示す。

3. 坑井地質, 温度検層

八幡平周辺の地質については, 佐藤ほか(1981)などいくつかの研究があるが, それらの間で層序については見解が必ずしも一致していない。本報告では, 主として仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)に従う。ただし変質を論じる上でさしつかえない程度の簡略化をした。また一部を佐藤ほか(1981)に従



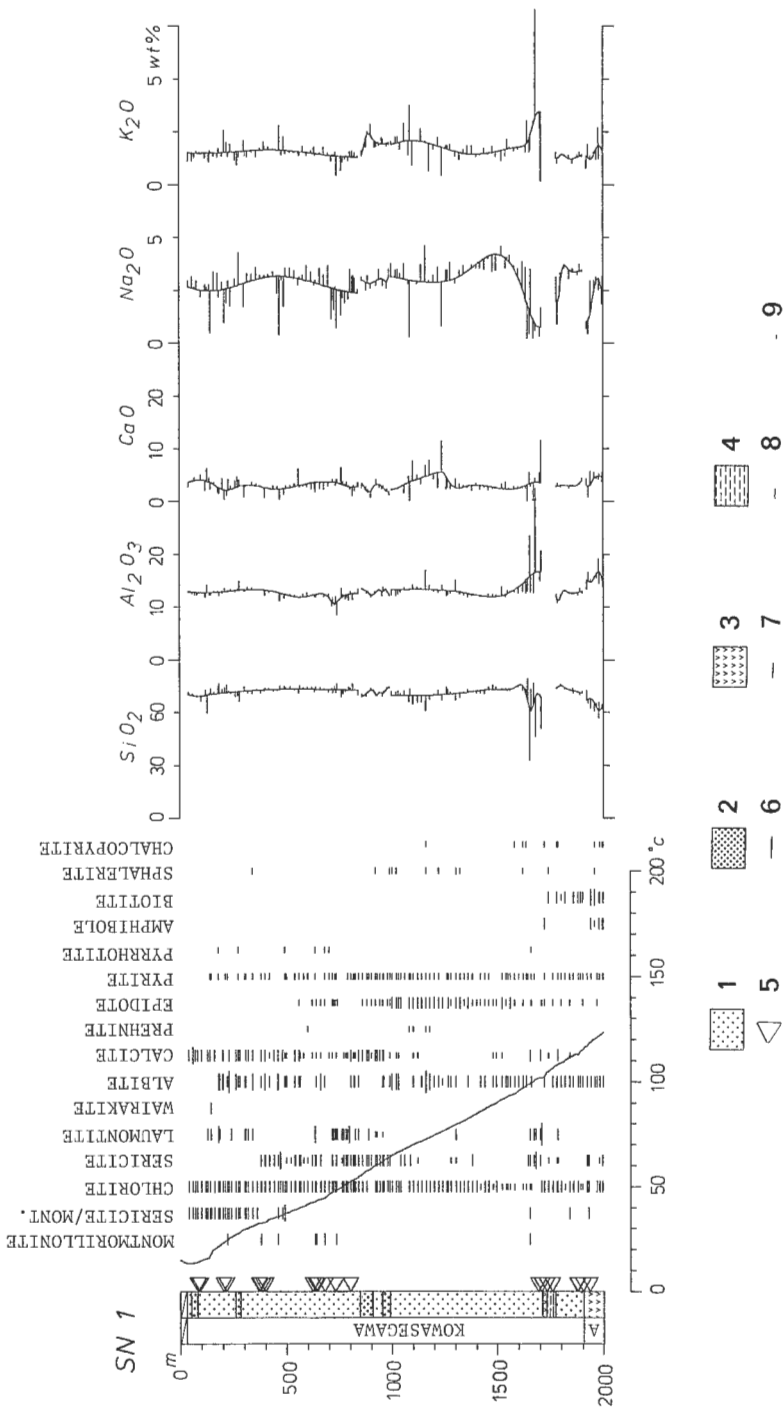
第1図 坑井位置

Fig. 1 Locality of the wells studied.

った。おもな点は次の通りである。玉川から小和瀬川流域にかけて陥没構造が推定されており(須藤, 1987), そこを埋積する一部溶結した流紋岩凝灰岩類は, 地表から坑井内にかけて全て小和瀬川凝灰岩(佐藤ほか, 1981)と一括した。東八幡平促進調査報告(新エネルギー総合開発機構, 1983)では関東森層, 五十曲凝灰岩の名を佐藤ほか(1981)の定義によって使用しているが本報告では仙岩地熱地域地質図編集グループに従い各々北ノ又川層, 葛根田川層とした。焼山火山の下には陥没構造が推定されており(須藤, 1987), その陥没構造を埋める湖成層を石仮戸沢層(佐藤ほか, 1981)とした。

小和瀬川凝灰岩は, 流紋岩溶結凝灰岩及びその非溶結の部分から主としてなる。溶結部は硬く緻密で, 石英, 長石の斑晶に富む。有色鉱物として輝石, 角閃石を含むが, その大半は変質して緑泥石, 緑レン石に変わっている。その変質の弱い部分は後に記すように, きわめて均質な全岩化学組成を有す。SN-2坑の小和瀬川凝灰岩では, 変質が非常に弱く, 有色鉱物が新鮮に残ることが多いにもかかわらず緑レン石, ブドウ石が基質に認められることがある。これらの“変質鉱物”は, 溶結凝灰岩の比較的中位から下位にかけての苦鉄質鉱物の残存する弱変質の岩石に限って認められ, 小和瀬川凝灰岩より下位の泥岩層からは全く見出されない。このことから, これらの変質鉱物は厚い溶結凝灰岩の冷却過程で出現した可能性があり, 熱水変質とは区別すべきものと考えられるので, 以後の議論からは除外する。

SN-1坑とSN-4坑では, 小和瀬川凝灰岩の下に安山岩が出現する。両者とも同じ程度の変質を受け

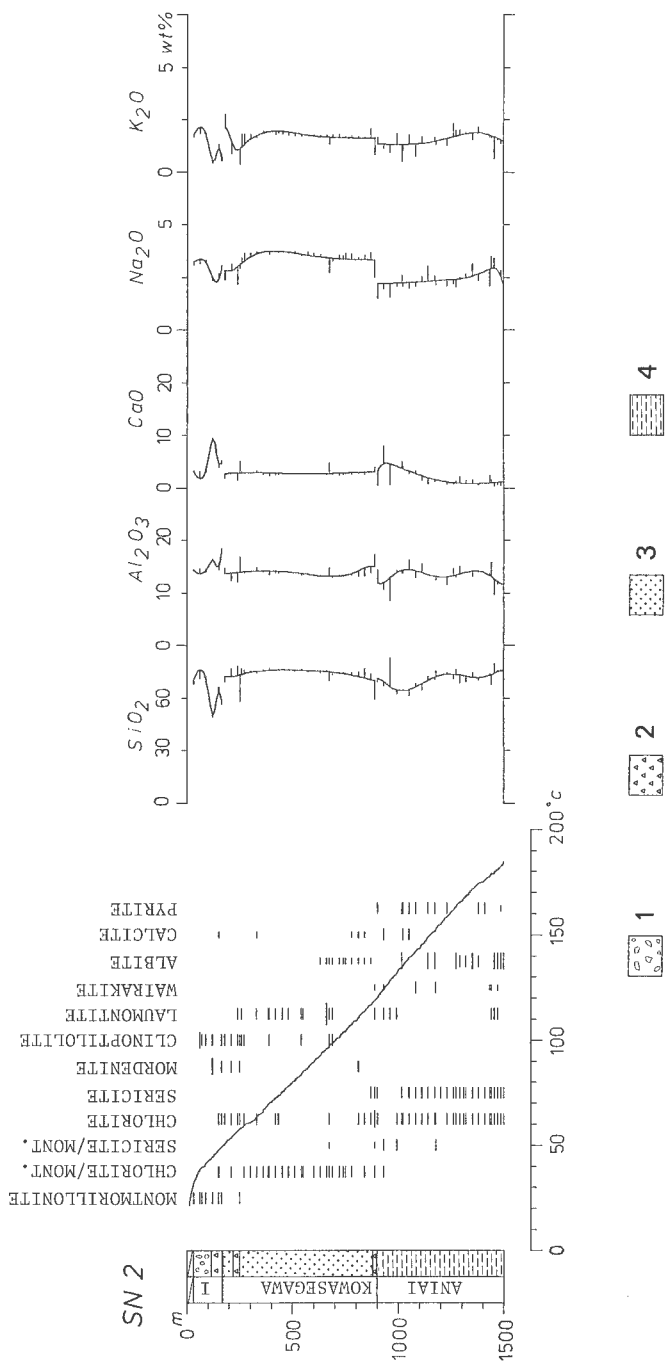


第2図 SN-1坑の変質鉱物分布と全岩化学組成の変動。化学組成図中の縦の曲線は本文中に述べる方法で化学組成を平滑化したもの。温度換層データは120時間放置後、1：流紋岩凝灰岩（一部溶結）、2：デイサイト凝灰岩（一部溶結）、3：安山岩、4：シルト岩、5：浸水層、6：少量、7：中量、8：少量、9：微量、A：阿仁合層。

Fig. 2 Distribution of the alteration minerals and variation of bulk chemical composition of samples from SN-1 well.

Vertical curves in the graph of chemical composition are depicted by smoothing of analytical data as explained in the text. Logging temperature is obtained at 120 hours after well completion.

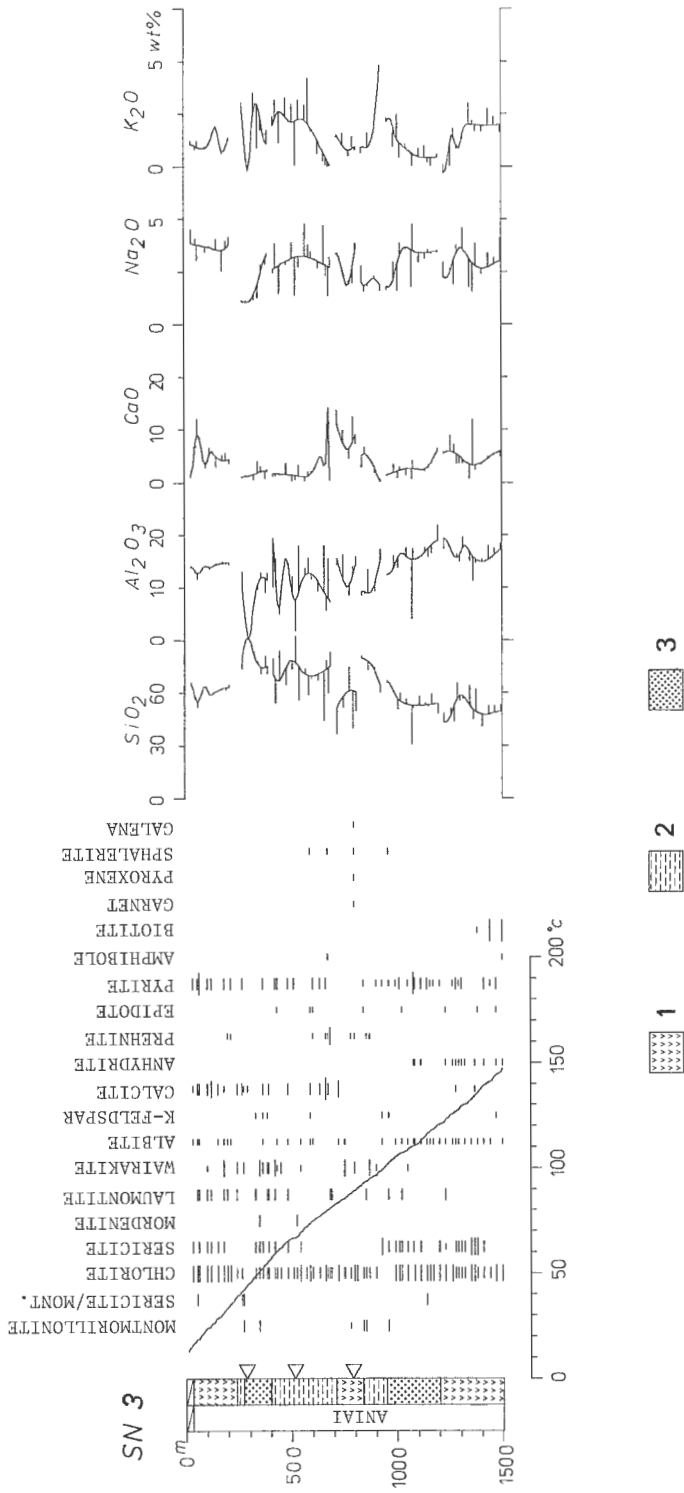
- 1: rhyolite tuff (partly welded tuff), 2: dacite tuff (partly welded tuff), 3: andesite, 4: siltstone, 5: lost circulation, 6: large quantity, 7: middle quantity, 8: small quantity, 9: trace, A: Anizai Formation.



第3図 SN-2坑の変質鉱物分布と全岩化学組成の変動。1: 礫岩, 2: 角礫岩, 3: 流紋岩凝灰岩 (一部溶結), 4: 流紋岩。1: 石炭層, 2: 礫岩, 3: 角礫岩, 4: 流紋岩凝灰岩 (他は第2図と同じ)

Fig. 3 Distribution of the alteration minerals and variation of bulk chemical composition of samples from SN-2 well.

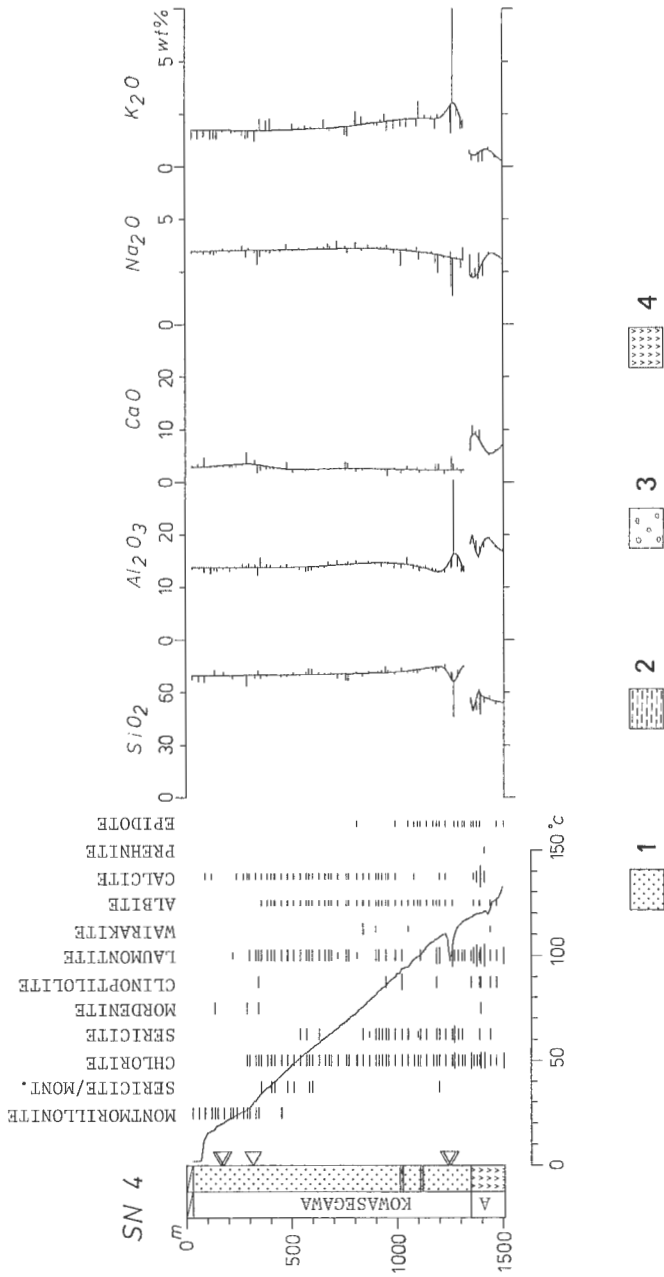
1: conglomerate, 2: breccia, 3: rhyolite tuff (partly welded tuff), 4: mudstone, I: Ishigotozawa Formation. (other symbols are the same as in Fig. 2)



第4図 SN-3 坑の変質鉱物分布と全岩化学組成の変動. 1: 安山岩, 2: 泥岩又は凝灰質泥岩,
3: デイサイト凝灰岩. (他は第2図に同じ)

Fig. 4 Distribution of the alteration minerals and variation of bulk chemical composition of samples from SN-3 well.

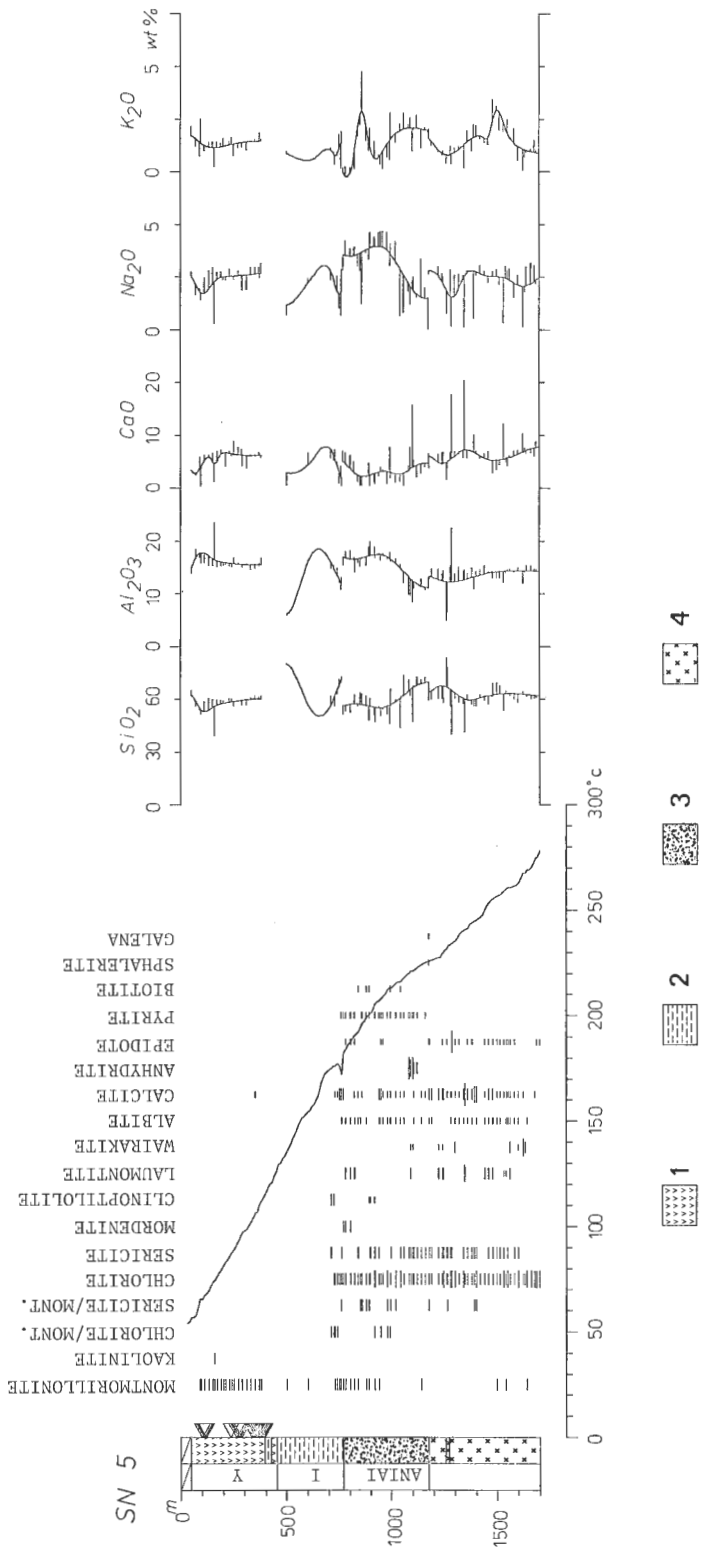
1: andesite, 2: mudstone or tuffaceous mudstone, 3: dacite tuff. (other symbols are the same as in Fig. 2.)



第5図 SN-4坑の変質鉱物分布と全岩化学組成の変動。1:流紋岩凝灰岩(一部産結), 2:シルト岩, 3:礫岩, 4:安山岩, A:阿仁台層。(他は第2図と同じ)

Fig. 5 Distribution of the alteration minerals and variation of bulk chemical composition of samples from SN-4 well.

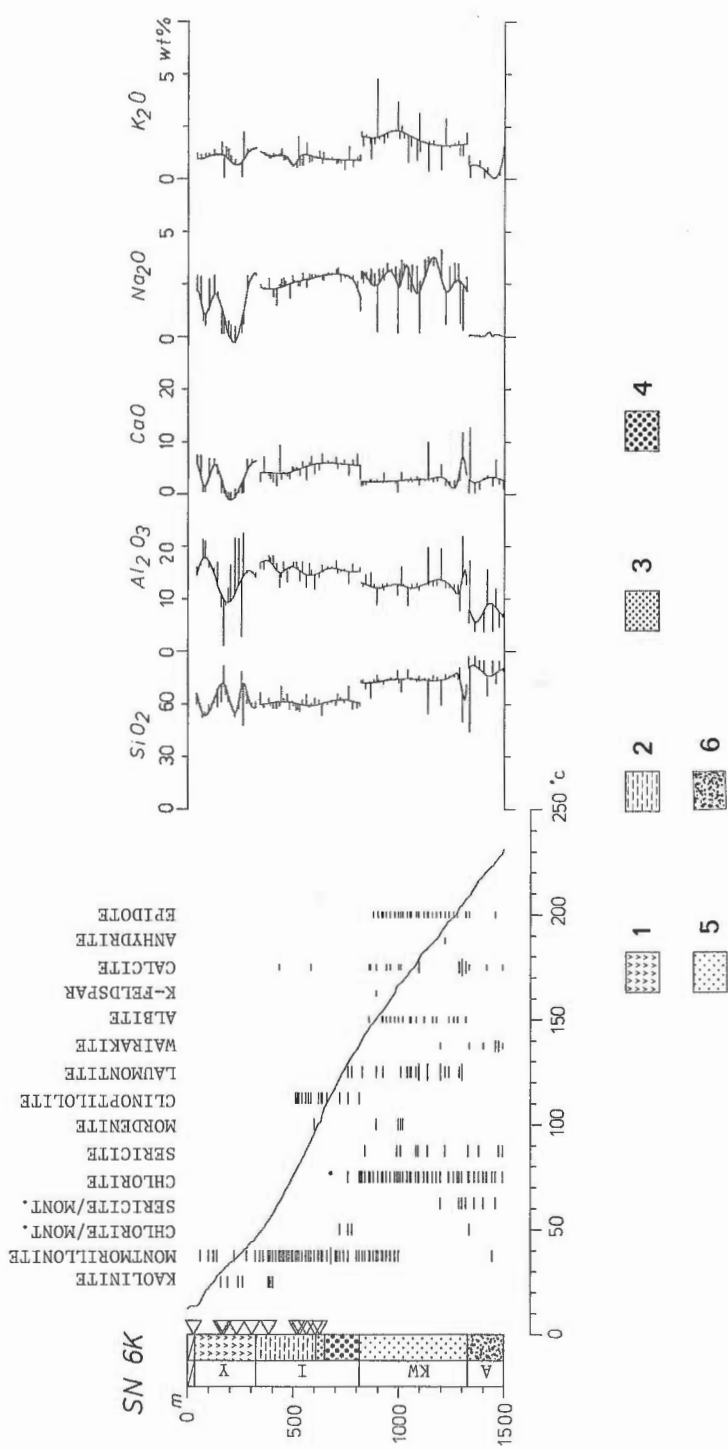
1: rhyolite tuff (partly welded tuff), 2: siltstone, 3: conglomerate, 4: andesite, A: Aniaai Formation. (other symbols are the same as in Fig. 2)



第6図 SN-5 坑の変質鉱物分布と全岩化学組成の変動。1: 安山岩, 2: シルト岩, 3: 凝灰岩, 4: 閃綠岩, Y: 礫山噴出物, 1: 石版戸沢層。(他は第2図に同じ)

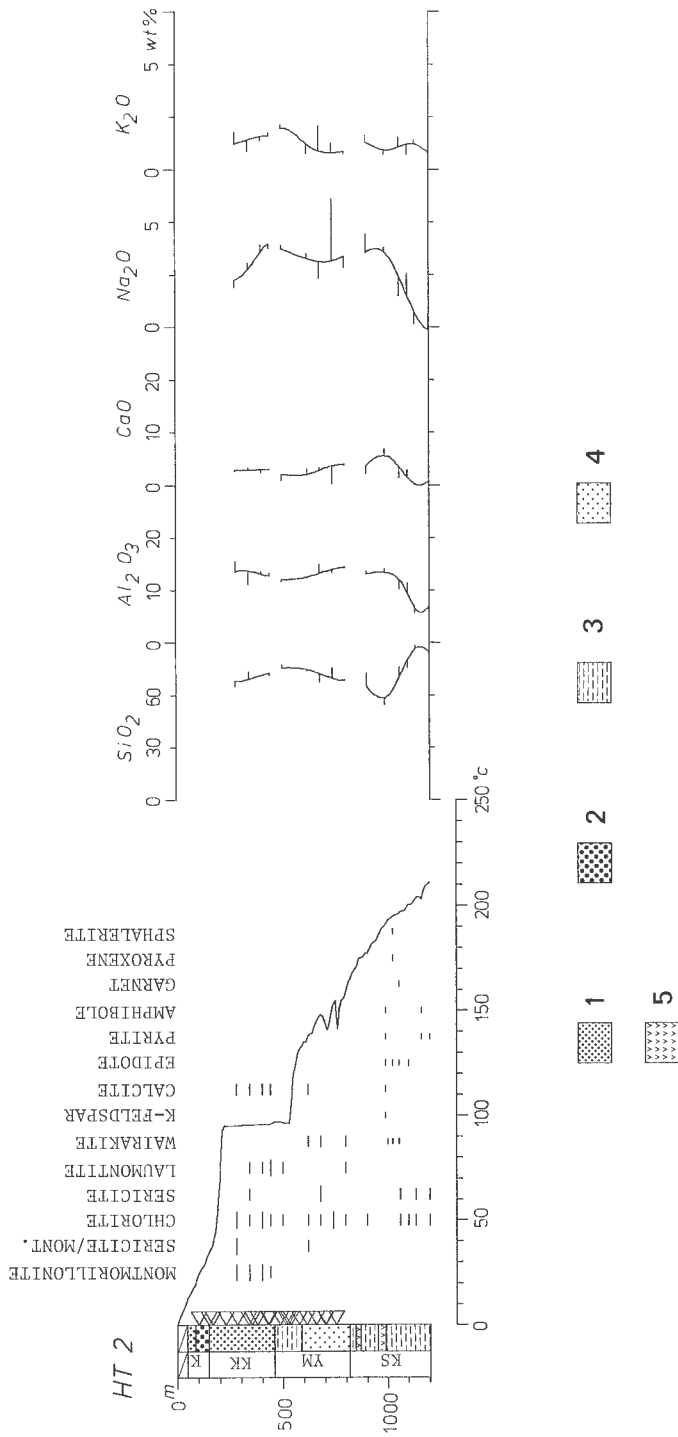
Fig. 6 Distribution of the alteration minerals and variation of bulk chemical composition of samples from SN-5 well.

1: andesite, 2: siltstone, 3: tuff, 4: diorite, Y: Akita-Yake-Yama volcanics, I: Ishigetozawa formation. (other symbols are the same as in Fig. 2)



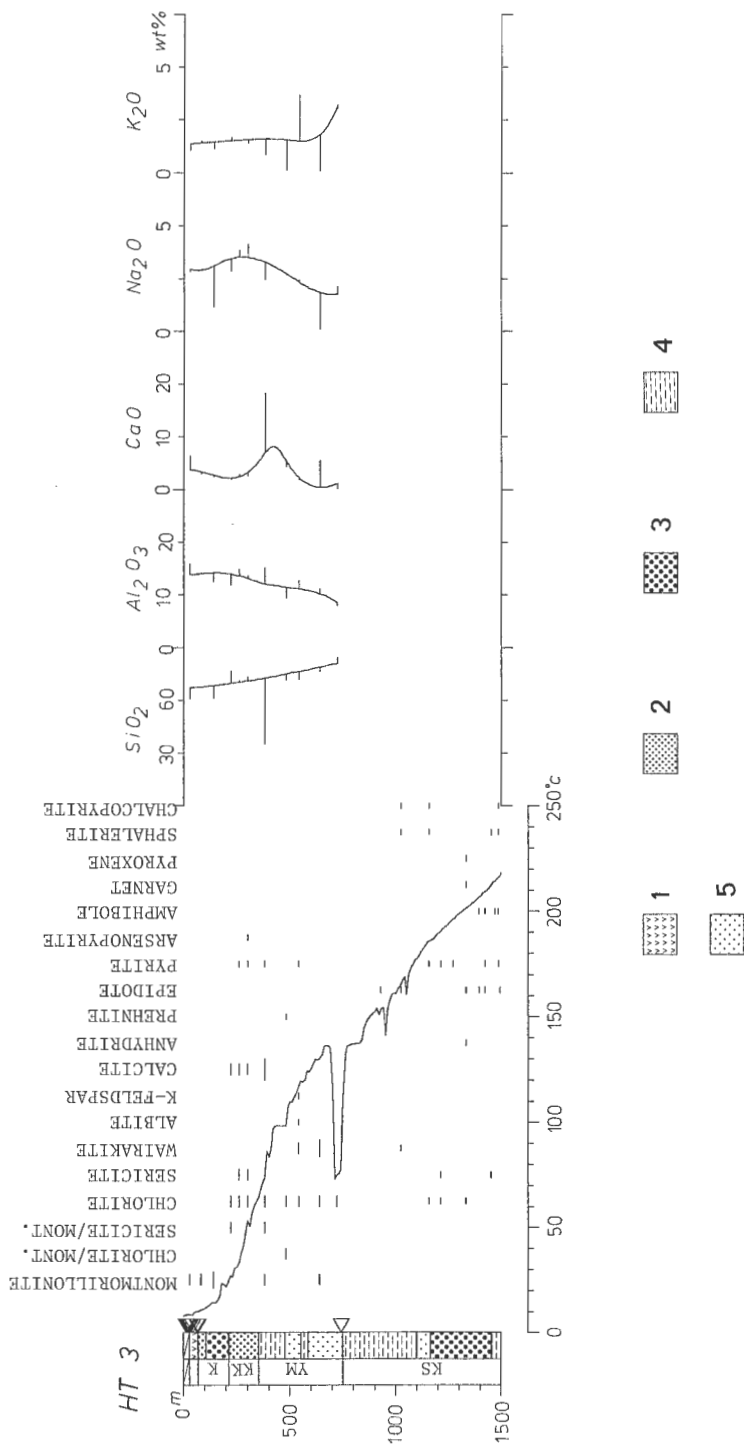
第7図 SN-6K 坑の変質鉱物分布と全岩化学組成の変動。1: 安山岩, 2: シルト岩, 3: デイヤイト凝灰岩, 4: 安山岩凝灰岩, 5: 流紋岩凝灰岩(一部巻結), 6: 凝灰岩, Y: 焼山噴出物, I: 石坂戸沢層, KW: 小和瀬山凝灰岩, A: 阿仁合層。(他は第2図に同じ)

Fig. 7 Distribution of the alteration minerals and variation of bulk chemical composition of samples from SN-6K well.
 1: andesite, 2: silstone, 3: dacite tuff, 4: andesite tuff, 5: rhyolite tuff (partly welded tuff), 6: tuff, Y: Akita-Yake-Yama volcanics, I: Ishigotzawa Formation, A: Aniai Formation.
 (other symbols are the same as in Fig. 2)



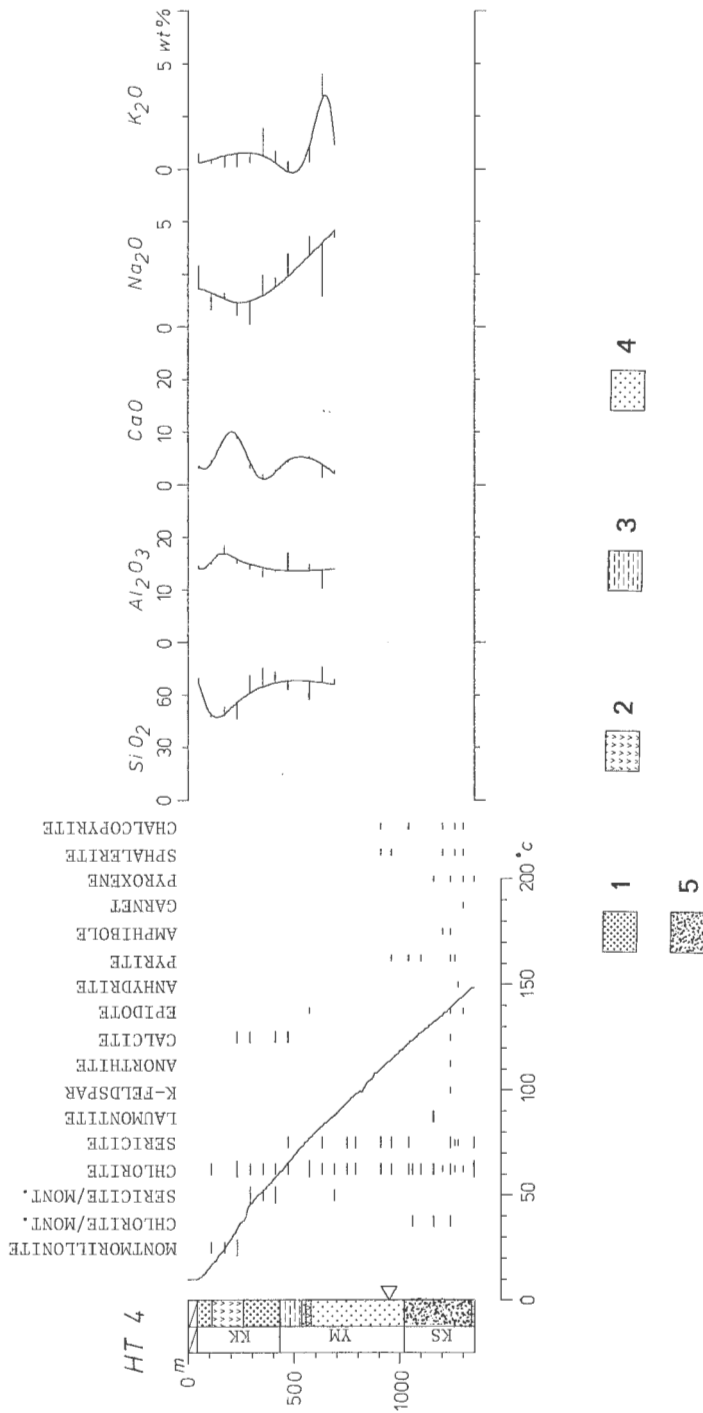
第8図 HT-2坑の変質鉱物分布と全岩化学組成の変動, 1: デイヤイト凝灰岩, 2: 安山岩凝灰岩, 3: シルト岩または泥岩, 4: 漢紋岩凝灰岩, 5: 安山岩, K: 樫内層, KK: 北ノ又川層及び葛根田川層, YM: 山津田層, KS: 小志ノ前層以下の地層。(他は第2図に同じ)

Fig. 8 Distribution of the alteration minerals and variation of bulk chemical composition of samples from HT-2 well.
 1: dacite tuff, 2: andesite tuff, 3: siltstone and mudstone, 4: rhyolite tuff, 5: andesite, K: Kashimai Formation, KK: Kitanomata-Gawa Formation and Kakkonda-Gawa Formation, YM: Yamatsuda Formation, KS: formations lower than Koshidomae Formation.
 (other symbols are the same as in Fig. 2)



第9図 HT-3坑の変質鉱物分布と全岩化学組成の変動。1: 安山岩, 2: デイサイト凝灰岩, 3: 安山岩凝灰岩, 4: シルト岩または泥岩, 5: 流紋岩凝灰岩, K: 榑内層, KK: 北ノ又川層及び霧原田川層, YM: 山津田層, KS: 小志戸前層以下の地層。(他は第2図に同じ)

Fig. 9 Distribution of the alteration minerals and variation of bulk chemical composition of samples from HT-3 well.
 1: andesite, 2: dacite tuff, 3: siltstone or mudstone, 5: rhyolite tuff, K: Kashinai Formation, KK: Kitanomata-Gawa Formation and Kakkonda-Gawa Formation, YM: Yamatsuda Formation, KS: formations lower than Koshidomae Formation. (other symbols are the same as in Fig. 2)



第10図 HT-4 坑の変質鉱物分布と全岩化学組成の変動. 1: デイサイト凝灰岩, 2: 安山岩, 3: シルト岩または泥岩, 4: 流紋岩凝灰岩, 5: 凝灰岩または凝灰質泥岩. KK: 北ノ又川層及び葛根田川層, YM: 山津田層, KS: 小志戸前層以下の地層. (他は第2図に同じ)

Fig. 10 Distribution of the alteration minerals and variation of bulk chemical composition of samples from HT-4 well.

1: dacite tuff, 2: andesite, 3: siltstone or mudstone, 4: rhyolite tuff, 5: tuff or tuffaceous mudstone. KK: Kitanomata-Gawa Formation and Kakkonda-Gawa Formation, YM: Yamatsuda Formation, KS: formation lower than Koshidomae Formation. (other symbols are the same as in Fig. 2)

ており現在の接触関係になった後に変質を受けたと考えられるが、変質が強いので、その地質的關係は不明である。SN-2 坑では、小和瀬川凝灰岩が阿仁合層の泥岩の上に不整合にのり、さらに石仮戸沢層が小和瀬川凝灰岩の上に不整合にのり、阿仁合層は、坑井岩芯では、一部シルト岩を含む泥岩、安山岩、デイサイト凝灰岩から構成される。SN-2 坑では、単調な泥岩が続くが、SN-3 坑では岩質の変化が著しい。

石仮戸沢層は、礫、砂、シルトの成層構造の発達した地層で、礫層には、著しく不淘汰で角礫質の部分がある。礫として、下位の小和瀬川凝灰岩に由来する石英斑晶を多量に含む流紋岩溶結凝灰岩が含まれる。石仮戸沢層は SN-5 坑では阿仁合層の上に不整合にのり、SN-6K 坑、SN-2 坑では、小和瀬川凝灰岩の上に不整合にのり。

仙岩東部地域では、上位から新期火山岩類、樫内層、北ノ又川層、葛根田川層、山津田層、小志戸前層、国見峠層、生保内層が順次重なる。山津田層には海生貝化石が産出する層準が認められ、これと岩質により、HT-2、HT-3、HT-4 坑各坑井間の対比がなされている。

温度検層結果によると今回検討した坑井は、HT 坑の一部を除き深部にいくほど温度が漸増する伝導型の温度分布を示し、いずれも坑底で最高温度を記録する。120時間放置後の最高温度は、仙岩西部では北から、SN-5 坑278°C、SN-6K 坑231°C、SN-2 坑185°C、SN-3 坑147°C、SN-4 坑132°C、SN-1 坑124°Cで、仙岩東部では北から、HT-2 坑211°C、HT-3 坑218°C、HT-4 坑149°Cである。このように、調査域内では、北部の焼山及び八幡平周辺で高温を示し、離れた所で低温となっている。また伝導型の熱構造と対応して、逸水箇所の少ない坑井が多い。

4. 熱的イベントの重複

本地域の坑井の各地質单元には、いくつかの鉱物により特徴づけられる熱的イベントが区別され、大きくは次の3つである。

1)阿仁合層、小和瀬川凝灰岩に見られる黒雲母を伴う接触変成作用、2)阿仁合層、葛根田川層、小和瀬川凝灰岩以深にみられる鉍化作用とその関連変質作用、3)粘土鉱物と沸石を主とする変質作用。この区分に従ってまず記載を進め、後にその意義について論ずる。

4.1 接触変成作用

接触変成作用により出現したと考えられる黒雲母は SN-1、SN-3、SN-5 坑の各坑井で認められる。ただし、これらの変成鉱物は、その後の変質作用により消失している部分があるので、現在は必ずしも連続的な深度で出現していない。SN-5 坑では深度 840 m-1,041 m に黒雲母が認められる(写真 2)。それ以深から閃緑岩の貫入頂上部付近までは、鉍化作用とそれに関連した変質鉱物のみが認められる。本坑井における黒雲母は、この閃緑岩貫入岩体による接触変成作用により形成されたものと考えられるが、接触面では、さらに後の鉍化作用を伴う熱水変質により変成鉱物が後退変質して消失している。後退変質鉱物としての緑レン石は、深度 768 m 以深の阿仁合層中に頻出するが、それ以浅の石仮戸沢層に入ると全く緑レン石が認められず、モルデナイト、モンモリロナイトを主とした変質に急変する。石仮戸沢層には、この後退変質はおよんでいない。このことから、閃緑岩の貫入は、石仮戸沢層堆積以前であるとされる。

SN-1 坑では、深度 1,720 m から黒雲母、アクチノ閃石¹⁾が生じはじめる。これらは特に安山岩に多く出現するが、流紋岩溶結凝灰岩の基質にも生じている。E.P.M.A.による黒雲母の化学分析例を第1表の11、12に示す。

SN-3 坑では、深度 1,380 m 以深で安山岩の斜長石や石基中に黒雲母及びアクチノ閃石が生じている(写真 1)。SN-1 坑及び SN-3 坑では接触変成作用を及ぼしている貫入岩体が坑井内では捕捉されていないが、これらの産状から、その成因は SN-5 坑と同様な接触変成作用によるものと考えられる。

¹⁾ 第2-10図では、アクチノ閃石-トレモラ閃石を amphibole と一括した。

4.2 鉱化作用と関連変質作用

本地域において閃亜鉛鉱などの鉱石鉱物が認められる坑井と地層は、SN-1 坑の小和瀬川凝灰岩、SN-3 坑の阿仁合層、SN-5 坑の閃緑岩の貫入岩頂上部付近、及び HT-2、HT-3、HT-4 坑の山津田層以深である。産状はいずれも鉱脈型を主とするが、交代的部分も一部ある。その規模は様々である。SN-1 坑では0.数 mm のフィルム状、SN-3、SN-5 坑では幅 1 cm 前後、HT-2、HT-3、HT-4 坑では、関連した変質を含めて岩芯全体に広がることもある。脈石鉱物として、緑レン石、ブドウ石、グランダイトザクロ石²⁾などの Ca-Al 系珪酸塩鉱物を産し、HT-3 坑ではこの他に透輝石³⁾をまじえる。これらの鉱物はスカルン鉱物と総称しうるものもある。仙岩地熱地域における、これらの鉱物の産出報告は大沼におけるアクチノ閃石の報告(窪田, 1979)の他にはないので、次に各坑井ごとにやや詳しく記述する。

(1) SN-1 坑

深度 920 m 以深に、散点的に閃亜鉛鉱が認められる。閃亜鉛鉱は、流紋岩溶結凝灰岩中の 1-2 mm の細脈中に黄鉄鉱とともに点々と産する。大きさは 0.1-0.2 mm と微細であるが、褐色を呈し、黄銅鉱の点滴を含む。脈は、その他に緑レン石、ブドウ石により満たされる。脈の周囲の母岩にも、基質中に緑レン石、ブドウ石、緑泥石が認められ、斜長石斑晶も曹長石、ブドウ石により交代される。また脈状の産状を示さずに溶結凝灰岩の基質中に、緑レン石、緑泥石が出現し、その中に 1 mm 前後の閃亜鉛鉱が黄鉄鉱とともに出現することがある。この閃亜鉛鉱も黄銅鉱の点滴を含み、時に黄鉄鉱と接したり、中にとりこまれて産するものがある。

(2) SN-3 坑

深度 798.5 m で、幅 2 cm の閃亜鉛鉱・方鉛鉱脈が認められる(写真 3)。脈壁に沿って脈石鉱物が発達し、中央部に幅 5-10 mm で鉱石部の厚みが増える。脈中には所々径 1 mm 以下の空隙が認められる。脈石鉱物に、ブドウ石、輝石、グランダイトザクロ石が産する。閃亜鉛鉱と方鉛鉱は複雑に接しあって産し、わずかに黄銅鉱が混じる。閃亜鉛鉱は褐色を呈し、黄銅鉱の点滴はきわめて少ない。鉱石鉱物間には主にブドウ石により充填されるが、鉱石部のすぐ際の脈石鉱物として所々、径 0.1 mm の自形で一部異方性を示すザクロ石が石英及び破片状の透輝石とともに産する。母岩の変質部には、緑泥石、ワイラケ沸石が認められる。緑泥石は基質中の有色鉱物片を交代して出現する。ワイラケ沸石は細脈となって母岩の中に出現するが、鉱脈との直接的関係は不明である。

(3) SN-5 坑

SN-5 坑では、深度 1,176.8 m の阿仁合層のホルンフェルス化した凝灰岩中に幅 1 cm の垂直な脈が認められ、中に閃亜鉛鉱、方鉛鉱が産する。閃亜鉛鉱は褐色で中に方鉛鉱を少量含むが、黄銅鉱の点滴は認められない。脈石鉱物は石英、緑レン石で、緑レン石は、0.2 mm 以下の無色の柱状結晶が所々集合して産する。脈中の石英は破碎していくつかの破片が一斉に消光したり、割れ目が走ったり、細粒の石英が破碎状の粗粒石英の間を埋めていたりする。これらの脈石鉱物をさらに切って少量ではあるが方解石脈が認められる。母岩では、緑泥石、緑レン石が顕著に認められるが、上位の石仮戸沢層からは認められない。深度 1,081 m-1,120 m の間では、岩片や鉱物片が破碎して、それらの間を硬石膏が充填して全体として硬結した産状の岩芯が認められる。この中には、脈の両壁に沿って硬石膏が沈殿し、脈中央部にワイラケ沸石が産するものが認められる。

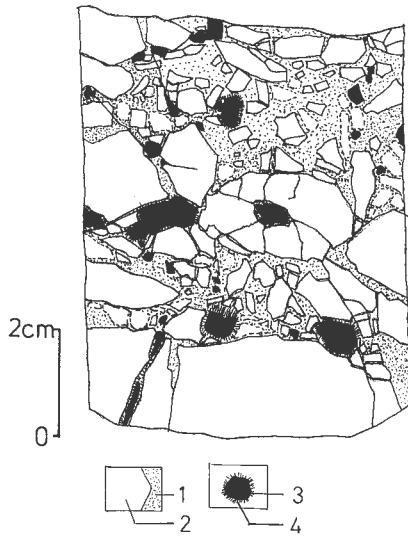
これらの事実から、閃緑岩の貫入と周辺岩石の破壊、そして緑レン石・閃亜鉛鉱脈と硬石膏の沈殿がつづき、その後ワイラケ沸石の晶出が続いたものと考えられる。

(4) HT-2 坑

本坑井では、鉱石鉱物が認められるのは深度 1,022.6 m の 1 箇所(写真 4)であるが、関連する変質が他に 2 箇所認められる。深度 1,022.6 m では、径 0.7 mm の緑レン石、径 1 mm の透輝石の自形結晶が

²⁾ 第2-10図ではグランダイトザクロ石を garnet と一括した。

³⁾ 第2-10図では透輝石—ヘデン輝石を proxene と一括した。



第11図 HT-2坑深度988.1mの角礫化デイサイトのスケッチ。1: 変質したデイサイト岩片, 2: デイサイト, 3: 黄鉄鉱, 4: アクチノ閃石。

Fig. 11 Sketch of core samples (brecciated dacite), 988.1m in HT-2 well.
1: altered dacite fragment, 2: dacite, 3: pyrite, 4: actinolite.

(5) HT-3 坑

本坑井では、深度 1,157.7 m で破碎した泥岩中に、閃亜鉛鉱、黄鉄鉱と少量の黄銅鉱が鉱染状に産する。鉱石間は緑泥石が産する。深度 1,452.6 m ではセリサイト化変質した泥岩中に石英-閃亜鉛鉱脈が産する。深度 1,484.7 m では泥岩中に層理とは非調和的な凹凸をもった不定型から舌状のトレモラ閃石、閃亜鉛鉱の交替的集合体が産する(第12図)。一部では、磁鉄鉱、少量の黄銅鉱点滴を含む閃亜鉛鉱を中心としてまわりにトレモラ閃石及び白色化帯がとりまく同心円的な構造が認められる。トレモラ閃石は泥岩との境界部付近では径 0.05 mm と細粒であるが同心円構造の中心部にあたる鉱石部の周辺では径 0.4 mm と粗粒である。鉱石鉱物は黄鉄鉱と閃亜鉛鉱で、閃亜鉛鉱は少量の黄銅鉱点滴を含む。また閃亜鉛鉱が自形柱状のトレモラ閃石を包みこむことがある。

その他、緑レン石、トレモラ閃石またはアクチノ閃石に満たされた幅 0.5 cm の脈が深度 1,393.0 m と深度 1,422.5 m の安山岩中に、深度 1,470.0 m の泥岩中にトレモラ閃石脈が認められる。

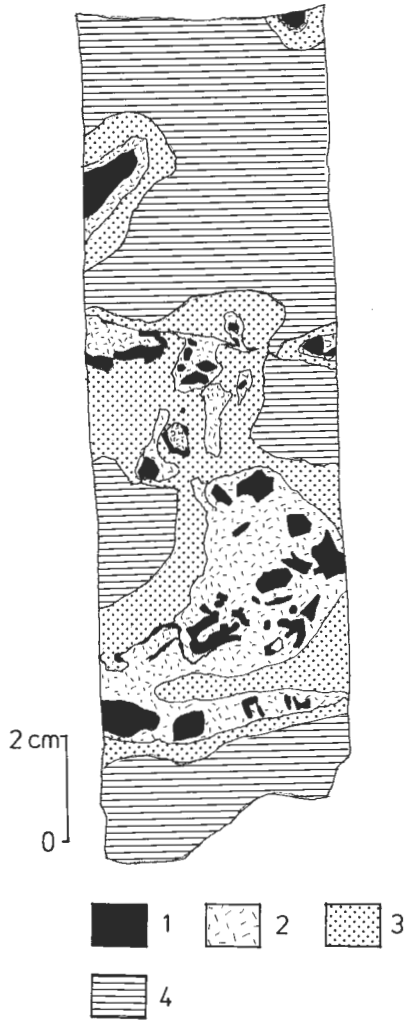
(6) HT-4 坑

深度 1,201.5 m では凝灰質泥岩の一部にトレモラ閃石が生じている。また、微量の黄銅鉱点滴を含む閃亜鉛鉱が緑泥石とともに生じている。深度 1,260.0 m ではセリサイト化変質した母岩中に黄鉄鉱と緑泥石脈が生じ、黄銅鉱点滴をわずかに含む閃亜鉛鉱が少量伴われる。深度 1,300.5 m では岩芯全体にわたりザクロ石、透輝石、緑レン石、緑泥石、鉱石鉱物が生じている(第13図)。岩芯中に所々空隙が生じ、中に自形の緑レン石が生じている。これらの変質鉱物が密集した所は、原岩の構造が認められず、岩芯全体がもろくなっている。ザクロ石は自形を示し肉眼で黄色を呈し、鏡下では異方性を示す。緑泥石は短冊状の形態をした集合体になって透輝石と入り混じって産する。鉱石鉱物として黄鉄鉱と閃亜鉛鉱を産し、閃亜鉛鉱は黄銅鉱点滴を含み、時に自形の輝石、短冊状の緑泥石を包みこむ。深度 1,240 m で

認められ、これを包むか、または間を充填してワイラケ沸石の径 2 mm の結晶が産する。径 0.4 mm の赤色の閃亜鉛鉱がこれらの間に散点的に産する。深度 1,055 m では、径 0.5 mm のグラナダイトザクロ石と径 0.5 mm の自形緑レン石の間を径 2 mm のワイラケ沸石がみえた。ザクロ石は光学的異方性を示すものと示さないものが産する。深度 1,160 m では、安山岩の空隙に黄鉄鉱とアクチノ閃石が充て産する。アクチノ閃石は長さ 0.3 mm の長柱状で黄鉄鉱に包まれることがある。深度 988.1 m では安山岩が角礫化している(第11図)。角礫間は石英、緑レン石、アクチノ閃石、アデュラリア、方解石、黄鉄鉱の2次の熱水鉱物のみが充填する(写真5)。アデュラリアは、特徴的な晶癖を示す。このような産状は、角礫化と熱水変質鉱物の沈殿が関連していることを示す。この時熱水の沸騰がおこった可能性も考えられる。

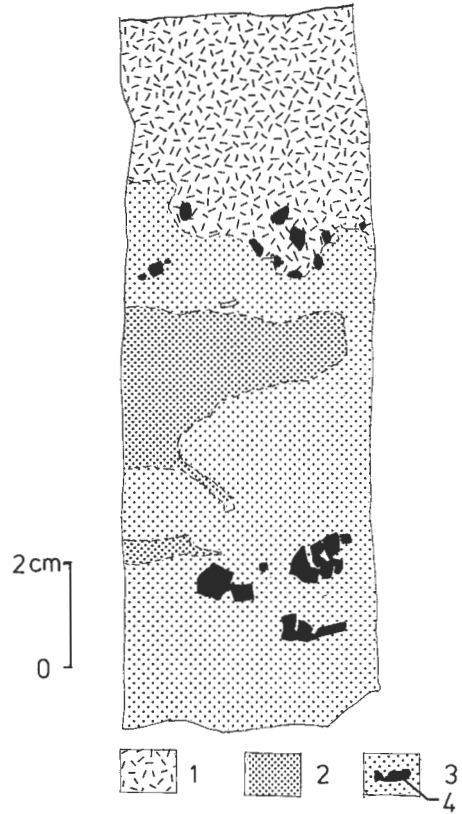
本坑井においては、以上あげた輝石、緑レン石、グラナダイトザクロ石、アクチノ閃石といったスカルン鉱物が地熱変質作用によって生成したワイラケ沸石と複雑に接して産する所があるのが特徴である。

⁴⁾ 鏡下で、アデュラリアの晶癖の認められたものをアデュラリアと記し、その他のものはカリ長石と記す。



第12図 HT-3坑深度1484.7mの交代変質、鉱化部のスケッチ、1:閃亜鉛鉱、磁鉄鉱、2:トレモラ閃石、3:脱色部、4:泥岩

Fig. 12 Sketch of core sample showing the alteration and ore mineralization, 1484.7m in HT-3 well. 1: sphalerite and magnetite, 2: tremolite, 3: leaching zone, 4: mudstone.



第13図 HT-4坑深度1300.5m交代変質と鉱化部のスケッチ、1:ザクロ石、緑レン石、緑泥石、2:緑泥石、輝石、緑レン石、3:緑泥石、曹長石、4:ザクロ石、緑レン石、輝石、閃亜鉛鉱密雑部

Fig. 13 Sketch of core sample showing the alteration and ore mineralization, 1300.5m in HT-4 well. 1: garnet, epidote and chlorite, 2: chlorite, pyroxene and epidote, 3: chlorite and albite, 4: aggregation of garnet, epidote, pyroxene and sphalerite.

は自形のアデュラリアと方解石脈が認められ(写真6)、中に破片状のトレモラ閃石、透輝石、灰長石が入る。これらの鉱物のE.P.M.A.による化学分析値を第1表の1-6に示す。

4.3 粘土鉱物と沸石鉱物を主とする変質作用

本地域の坑井では、粘土鉱物、沸石鉱物の産状に2つの型が区別される。一つは、地表から深所に向かって変質鉱物の分布が順次変化していく型で、もう一つは、その傾向とは非調和的に散発的に変質が出現する型である。前者を累帯変質型、後者を部分変質型と呼び次に記載する。

第1表 EPMAによる変質鉱物の化学分析値. 1-6: HT-4坑深1240 mの変質細粒凝灰岩, 7-10: SN-1坑深1160 mのデイサイト溶結凝灰岩, 11, 12: SN-4坑深1980.5 mの安山岩.
 Table 1 Chemical composition of minerals analysed by E.P.M.A. 1-6: altered fine tuff, 1240 m in HT-4 well, 7-10: dacite welded tuff, 1160 m in SN-1 well, 11, 12: andesite, 1980.5 m in SN-1 well.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	EPIDOTE	EPIDOTE	TREMOLITE	TREMOLITE	ANORTHITE	DIOPSIDE	EPIDOTE	EPIDOTE	CHLORITE	CHLORITE	BIOTITE	BIOTITE
SiO ₂	37.96	37.40	53.13	53.33	43.58	53.19	38.34	38.03	29.33	29.55	36.65	34.12
TiO ₂	0.27	0.11	0.22	0.08	0.00	0.33	0.00	0.19	0.00	0.02	2.58	3.82
Al ₂ O ₃	23.84	22.91	2.63	2.35	36.18	1.42	25.69	24.83	17.83	18.07	16.63	16.34
Fe ₂ O ₃	12.55	14.11			0.00		10.28	11.79				
FeO			11.82	14.53	2.44				19.37	19.02	18.46	20.09
MnO	0.16	0.56	1.19	1.91	0.01	0.61	0.33	0.10	0.50	0.52	0.29	0.28
MgO	0.01	0.02	15.53	13.31	0.00	16.36	0.01	0.02	20.66	20.82	11.84	11.37
CaO	23.23	22.52	12.73	12.33	20.28	26.24	23.45	23.26	0.15	0.15	0.02	0.03
Na ₂ O	0.00	0.00	0.58	0.09	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.11	0.14
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.13	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	8.85	9.86
H ₂ O	1.89	1.87	2.08	2.06			1.91	1.90	11.80	11.88	3.97	3.91
TOTAL	99.91	99.50	99.92	100.12	100.10	100.59	100.01	100.13	99.67	100.06	99.40	99.96
Si	3.01	3.00	7.66	7.77	2.02	1.94	3.01	3.00	5.96	5.97	5.53	5.24
Al	0.00	0.00	0.34	0.23	1.97	0.06	0.00	0.00	2.04	2.03	2.47	2.76
Al	2.23	2.16	0.11	0.17		0.00	2.38	2.31	2.23	2.27	0.49	0.19
Ti	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.29	0.44
Fe ⁺⁺⁺	0.75	0.85			0.00		0.61	0.70				
Fe ⁺⁺			1.43	1.77		0.70			3.29	3.21	2.33	2.58
Mn	0.01	0.04	0.15	0.24	0.00	0.02	0.02	0.01	0.09	0.09	0.04	0.04
Mg	0.00	0.00	3.34	2.89	0.00	0.89	0.00	0.00	6.26	6.27	2.67	2.60
Ca	1.97	1.93	1.97	1.92	1.01	1.03	1.97	1.97	0.03	0.03	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.16	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04
K	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	1.71	1.93
OH	1.00	1.00	2.00	2.00			1.00	1.00	16.00	16.00	4.00	4.00
TOTAL	8.99	8.99	17.19	17.06	5.00	4.02	8.99	9.00	35.92	35.88	19.56	19.82

4.3.1 累帯変質型

SN-1, 2, 3, 4, 5, 6K 坑の掘削地域である仙岩西部地域では、浅所から深所に向けて、変質鉱物の分布は重なりあいながら漸移的に次のように変わる。粘土鉱物では、モンモリロナイトからモンモリロナイト/緑泥石混合層鉱物またはモンモリロナイト/セリサイト混合層鉱物を経て緑泥石またはセリサイトが現われる。沸石鉱物ではクリノプテロール沸石またはモルデン沸石から濁沸石への分布の変化が見られる。しかし、これらの鉱物の出現消滅深度は各坑井で必ずしも一様でない。

モンモリロナイトはSN-2 坑, SN-4 坑, SN-5 坑, SN-6K 坑では地表付近から出現し、さらに深部でモンモリロナイト/緑泥石混合層鉱物または緑泥石が出現しはじめる。その深度はSN-2 坑で150-250 m, SN-4 坑で300-430 mで、いずれも小和瀬川凝灰岩中である。SN-5 坑では、深度941 m, SN-6K 坑では、深度1,001 mまでモンモリロナイトが産する。SN-1 坑とSN-3 坑では累帯変質のうちのモンモリロナイトを欠き、地表から緑泥石または緑泥石/モンモリロナイト混合層鉱物が出現する。出現し始める地質は、SN-1 坑が小和瀬川凝灰岩, SN-3 坑が阿仁合層である。

クリノプテロール沸石またはモルデン沸石の分布の大半が濁沸石に変わるの、SN-2 坑では、深度220 m-270 mで、SN-4 坑では、深度220 m-330 mの小和瀬川凝灰岩中である。SN-5 坑とSN-6K 坑では、各々深度920 mと深度814 mまで、モルデン沸石とクリノプテロール沸石が出現する。石仮戸沢層では、変質岩起源の礫からは濁沸石、緑泥石が検出されるが、基質からは自生の濁沸石、緑泥石は出現せず、石仮戸沢層の下の小和瀬川凝灰岩から緑泥石、濁沸石が急激に出現しはじめる。SN-1 坑とSN-3 坑では、地表から濁沸石が出現する。セリサイトの出現深度は、SN-1 坑で380 m, SN-2 坑で870 m, SN-4 坑で530 mでいずれも小和瀬川凝灰岩中である。SN-3 坑では、地表の阿仁合層からセリサイトが出現する。SN-1 坑とSN-4 坑では、逸水層付近で著しくセリサイト化変質を受けた所がある。SN-5 坑の深度840 mとSN-6K 坑の深度840 mからセリサイトが出現する。また、SN-6K 坑の深度892.2 mではアデュラリア・方解石脈が認められる(写真7)。緑レン石の出現は、SN-1 坑で深度560 m, SN-4 坑で深度810 mのいずれも小和瀬川凝灰岩中である。SN-1 坑における緑レン石及び緑泥石のE.P.M.A.による化学分析例を第1表の7-10に示す。濁沸石は、セリサイトに交代された基質や斜長石斑晶を切る脈として産したり(写真8)、ワイラケ沸石脈を切ったり、その一部を網状または周辺から交代して産することがある。したがって濁沸石の形成はセリサイト、ワイラケ沸石の形成よりも後まで続いたと考えられる。また逸泥の著しい所で、著しく濁沸石化変質を受けた所がある。

仙岩東部地域のHT-2, HT-3, HT-4の各坑でも累帯変質が認められる。変質鉱物の分布は深部に向かってモンモリロナイトから緑泥石またはセリサイトに変わり、それらの間にモンモリロナイト/緑泥石混合層鉱物またはモンモリロナイト/セリサイト混合層鉱物が分布する。試料数が少ないので、これらの分布関係は概略しかわからないが、仙岩西部地域にくらべると次の差異が認められる。沸石の累帯分布が明瞭でない。すなわち、これら3本の坑井からはモルデン沸石、クリノプテロール沸石は出現せず、濁沸石が出現する。また、ワイラケ沸石が多産する。

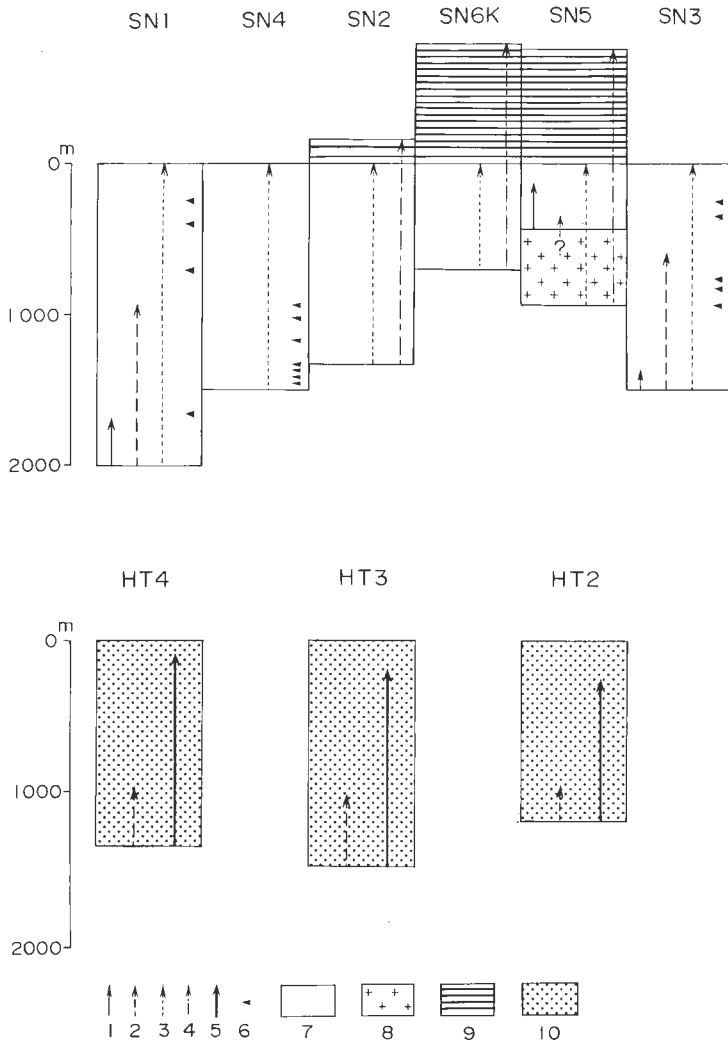
4.3.2 部分変質型

この型の変質では、モンモリロナイト、クリノプテロール沸石、モルデン沸石が累帯変質帯と無関係に出現する。たとえば、SN-1 坑ではモンモリロナイト帯よりさらに深部の逸泥箇所にはしばしばモンモリロナイトが出現する。同様なことがSN-3 坑, SN-4 坑でも認められ、逸水層の近くで、モンモリロナイト、セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物、モルデン沸石、クリノプテロール沸石が出現することがある。これに対して、SN-2 坑では顕著な逸水が全く認められず、部分変質も認められない。

仙岩東部地域では、部分変質としては、モンモリロナイトが累帯変質型のモンモリロナイト帯よりも下部で出現することがまれにある以外は、部分変質があまり顕著でない。

5. 変質の生成関係

本地域においては、以上の通り熱的イベントが複雑に重なりあっているため、それらにより生じた個



第14図 変質帯分布の模式図。1: 接触変成作用(黒雲母); 2: 鉱化作用(閃亜鉛鉱); 3: 古期地熱変質(緑泥石); 4: 新期地熱変質(モンモリロナイトより高温を示唆する変質鉱物); 5: 仙岩東部域での地熱変質(新期古期区分困難、緑泥石の分布範囲); 6: 新期地熱変質のうちの部分変質(モンモリロナイト、クリノプチロール沸石、モルデン沸石); 7: 小和瀬川凝灰岩より古い地層; 8: 閃緑岩貫入岩体; 9: 石飯戸沢層より新しい地層; 10: 樫内層以下の地層。

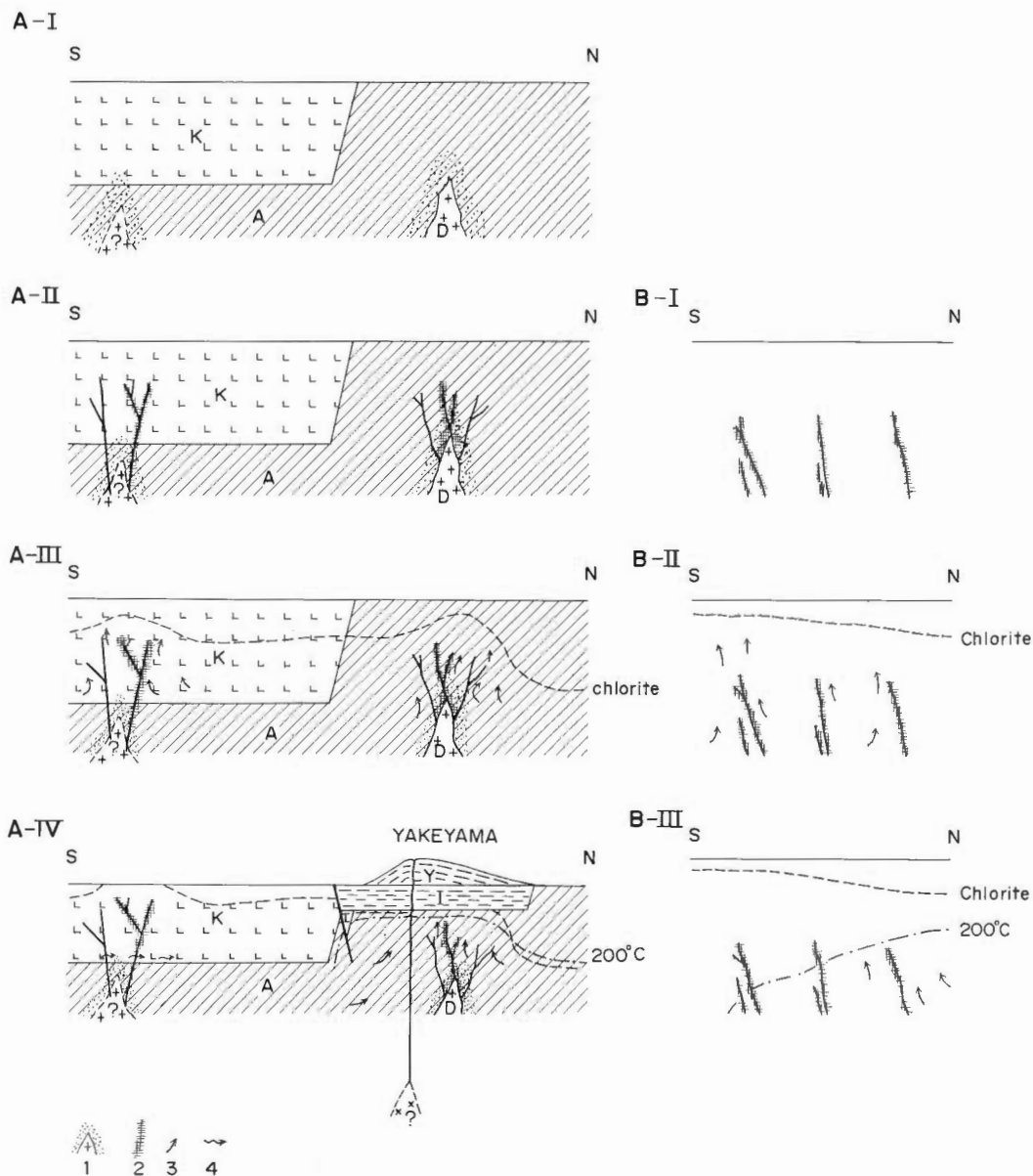
Fig. 14 Schematic diagram of the distribution of alteration minerals
1: contact metamorphism (biotite), 2: ore mineralization (sphalerite), 3: older geothermal alteration (chlorite), 4: younger geothermal alteration (alteration minerals higher grade than montmorillonite), 5: geothermal alteration (chlorite) in eastern part of the Sengan geothermal area, 6: local alteration of early geothermal alteration (montmorillonite, clinoptilolite or mordenite), 7: formations older than Kowase-Gawa Tuff, 8: diorite intrusive, 9: formations younger than Ishigetozawa Formation, 10: formation older than Kashinai Formation.

々の2次鉱物と鉱物組合せを成因ごとに厳密に区分することは困難である。しかし、特徴的な鉱物と産状を検討すると少くとも次の3つの成因と時期が区分される(第14図)。

1)接触變成作用により黒雲母、アクチノ閃石が生じた時期。2)鉱化作用により閃亜鉛鉱、黄銅鉱、方鉛鉱、ザクロ石、透輝石—ヘデン輝石系輝石、トレモラ閃石—アクチノ閃石系角閃石、緑レン石が主として生じた時期。3)地熱変質作用により粘土鉱物、沸石鉱物が生じた時期。ただし、地域によって古期・新期の2時期が区別される所がある。ここでは、特徴的な鉱物にのみ着目して区分したが、緑泥石や曹長石などはどの時期でも産する可能性がある。まず、これらの成因ごとの鉱物の生成順序についてまとめて考察する。

接触變成作用はSN-1, SN-3, SN-5の3坑井に認められる。SN-1坑とSN-3坑では坑井の最深部付近で阿仁台層、小和瀬川凝灰岩が變成しているが、變成作用を与えた関連火成岩体は坑井内では確認されていない。SN-5坑では、花崗閃緑岩体に接する凝灰岩層に黒雲母が變成鉱物として出現しており、貫入岩体の熱の影響が認められる。被貫入岩体は、接触部付近で破砕しており、破砕片の間は、緑レン石、硬石膏により充填されて硬結している。接触部付近の緑レン石脈には、方鉛鉱、閃亜鉛鉱が鉱石鉱物として伴っているものがある。これらは、貫入岩体をもたらした一連の熱水作用と考えられ、その結果、接触部及びそれに近接する範囲内では、黒雲母などの接触變成鉱物はすべて後退変質を被っている。硬石膏脈のうちには、脈の中心部にワイラケ沸石脈を伴うものがあり、鉱化作用を伴う熱水変質作用は、そのまま濁沸石、緑泥石、セリサイトを主体とした地熱変質作用に移行した。SN-1坑においても、黒雲母が接触變成作用により生じた後、閃亜鉛鉱を伴う緑レン石脈の形成とそれに引き続いて累帯変質型の地熱変質作用がおこったものと推定される。SN-1坑とSN-3坑では接触變成作用をもたらした貫入岩は坑井では確認できなかった。しかし、緑レン石と閃亜鉛鉱または、時にザクロ石を含む脈が見出されているのは、仙岩西部地域では、いずれも接触變成作用が認められる坑井であることを考えると、SN-5坑に見られるような貫入岩体がSN-1, SN-3坑のさらに下部に存在し、これらの貫入岩が鉱化作用と何らかの関係を有する可能性がある。以上をまとめると、玉川溶結凝灰岩類により陥没構造が埋積された後に閃緑岩類が貫入し、接触變成作用(第15図A-I)、鉱化変質作用(第15図A-II)に引きつづき地熱変質作用と一連の経過で変質帯が形成されたが、この変質は小和瀬川凝灰岩に不整合にのる石仮戸沢層には全く及んでいない。すなわち石仮戸沢層堆積時よりも古い時期の地熱系の存在が認められ、これを「古期地熱系」と呼ぶ(第15図A-III)。古期地熱系により形成された累帯変質帯は隆起侵食により、SN-1坑、SN-3坑、SN-5坑、SN-6K坑の各地点で、緑泥石、濁沸石、セリサイト、時に緑レン石などが露出するほどまで削はくされた。その後、SN-5, SN-6K坑が位置する秋田焼山地域では、新たな陥没構造(須藤(1987)による先焼山カルデラ)が形成され、湖成堆積物である石仮戸沢層が堆積した。石仮戸沢層からは、下位の小和瀬川凝灰岩に由来する流紋岩溶結凝灰岩の礫が産し、その一部には、古期地熱系の変質作用を受けた岩石が礫として供給された。SN-6K坑の石仮戸沢層基底部では、このような供給礫中に濁沸石、緑泥石が認められる。石仮戸沢層堆積に引き続き秋田焼山の火山活動が起り、現在みられる地熱活動のもとで、石仮戸沢層はモルデン沸石、クリノプチロール沸石、モンモリロナイトを形成する程度の変質を受けているものと考えられ、これを「新期地熱系」と呼ぶ(第15図A-IV)。なお、この変質は、古期地熱系の変質にも重複していると考えられ、SN-5坑、SN-6K坑において石仮戸沢層より下に産するモルデン沸石、クリノプチロール沸石、モンモリロナイトなどはこれに相当するものと思われる。坑井の検層温度を参照すると、現在の地熱活動の熱源は秋田焼山側にあり、これより南側に位置するSN-1坑、SN-4坑、SN-3坑は温度低下をおこしている。現在、逸水層付近に見る、比較的低温で生成する沸石鉱物や粘土鉱物を主体とする部分変質は、このような冷却過程で形成されたものと考えられる(第15図A-IVの波矢印)。

HT坑では、接触變成作用は認められないが、鉱化作用とその関連変質が顕著に認められる(第15図B-I)。関連変質作用は、輝石、角閃石、ザクロ石、緑レン石を生成することが多く、これらはスカルン鉱物といってよいものである。形態は脈を主体とするが、その周囲に交代作用も及んでおり、岩芯では交代組織だけの部分もある。この変質作用はワイラケ沸石などを生成する地熱変質作用に移行してい



第15図 仙岩地域の熱履歴模式図。A：仙岩西部地域，I→II→III→IVと新しくなる，B：仙岩東部地域，I→II→IIIと新しくなる。
 1：接触変成作用の及ぶ範囲，2：鉱化作用，3：熱水流動，4：比較的低温の熱水，A：阿仁合層など，K：小和瀬川凝灰岩，D：閃緑岩貫入岩体，I：石仮戸沢層，Y：秋田焼山火山
 Fig. 15 Schematic diagram of thermal history of the Sengan geothermal area. A: western part of the Sengan geothermal area, B: eastern part of the Sengan geothermal area, 1: contact metamorphism, 2: ore mineralization, 3: geothermal flow, 4: geothermal flow with low temperature, A: Aniai Formation, K: Kowase-Gawa Tuff, D: diorite intrusive, I: Ishigetzawa Formation, Y: Akita-Yake-Yama volcano.

る(第15図B-II)。鉱化作用にCa-Al系珪酸塩鉱物を伴うこと及び地熱変質作用に移行する点で、HT坑の変質作用はSN-1, SN-3, SN-5坑における変質作用と類似するものであり、このような鉱化変質は仙岩地域における1つの鉱床区、鉱化期を示すものであるかもしれない。HT坑ではSN坑におけるような新期地熱系と古期地熱系の区分ができない。しかし、HT-2, HT-3, HT-4坑とも輝石、ザクロ石などが晶出するほどの高温域が過去には広がっていたのに対し、現在の高温域は、HT-2, HT-3の所まで縮小している(第15図B-III)。現在の高温域は、SN坑で検討した時と同じように北側へ移る傾向が認められる。これは、SN坑の位置する仙岩の西部地域では秋田焼山火山が、またHT坑の位置する仙岩東部地域では八幡平火山がそれぞれ熱源として重要であることを示すものであろう。

6. 全岩化学組成の変動

全岩化学分析の結果のうち、主成分のいくつかを第2-10図に示した。原岩の化学組成と、その後の熱水活動により再分配された化学組成の変動を分離する試みとして、次のような平滑化を試みた。第2-10図で、深度方向に伸びる曲線が、化学組成変動の全体的傾向を見るために平滑化した曲線である。平滑化は、地質单元ごとに行っているのので、図からもわかる通り、单元が異なるごとに不連続となっている。地質によっては、单元が細かすぎて平滑化できない所があるが、そのような所は省略したり、上あるいは下の单元と合併して平滑化している。この曲線から水平にのびている横棒の長さが平滑値からの分析値のずれを示し、実際の分析値は、この横棒の端の値を読むことでわかる。

平滑化のしかたは、第2-10図の左の変質鉱物データを用いて、新鮮な岩石ほど重みをつけるような重みづけをした上で、3次スプライン関数を節点追加方式でつなげて最小二乗で最適化するようにして求めた。節点数は節点を追加していったAIC(赤池の情報量規準)が2番目の極小値をとる時を原則として選ぶが、データの点数が十分なかったり、曲線が大きく振幅する時は1番目の極小値をとる時とした。計算は工業技術院大型計算機センター(RIPS)で富士通FACOM FORTRAN SSLII(科学用サブルーチンライブラリ)を利用した。地質单元内のデータだけであてはめると、端点で平滑化曲線が著しく観測値からずれることがあるので端点で鏡像を作って、仮想的に地質单元外にまでデータが存在するようにして以上の曲線を描いた。

節点の追加は、一種のフィルタリング処理ともいえる。節点が多いほど細かい変動が表現され、少なければ大局的な変化が表現される。節点数の判定には上述の通り便宜上AICを用いた。このパラメータは、坑井ごとのフラクチャの分布密度、透水性などに規制された変質の広がりの特徴のようなものをつかむのに利用できるかもしれない。その意味については種々検討の余地がある。しかし、今回は単に平滑化するためにAICを利用した。次に各坑井ごとの変動の特徴を概観する。

1) SN-1坑

ほとんどが厚い流紋岩溶結凝灰岩層からなる坑井で、 SiO_2 の組成の変動が少ない。これに対してアルカリの変動が著しく、逸水層の分布とよく対応する。深度1,000mまでの特徴は、深度200mと500m付近でNa減少、K増加、740m付近でのNa減少、K減少である。深度200mと740mは逸水層とよく一致するが、500mは該当する逸水層がない。これらの試料では、Na減少、K増加のものは、斑晶長石がセリサイトまたはセリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物により交代されている。740mのものは、必ずしもCaの大幅な増加にはなっていないが、斑晶長石の濁沸石への交代を伴っている。1,000mから1,700m付近までの特徴としては、深度1,240mまでのCaのやや広い範囲にわたる増加と、1,088.1m付近に1箇所限られて出現するK増加Na減少、そして1,700m付近でのやや大きな変動が目立つ。逸水層と対応するのは1,700m付近のものである。深度1,000m 1,240mにみられるCaの増加は、緑レン石、ブドウ石の晶出と対応する。これに伴うアルカリの変動は様でなく、Naは減少したり、増加したりしている。1,088.1m付近に1箇所認められるNa減少、K増加は、Caの減少を伴っており、斑晶長石のセリサイトへの交代が認められる。深度1,700m付近の化学組成の変動の特徴は、セリサイト化に伴うK増加、Na, Ca減少と濁沸石化に伴うCa増加K減少が近接して存在するこ

とである。深度 1,700 m 以深では顕著な特徴は認められない。

2) SN-2 坑

SN-2 坑は全量逸水のない坑井で伝導型の温度分布とあいまって化学組成の大きな変動が全く認められない坑井である。ここでは、これまで大きな熱水対流系は存在しなかったものと考えられる。

3) SN-3 坑

SN-3 坑は全深度で阿仁合層が出現するが、岩質の変化が著しく、平滑値から全体の傾向をつかむことが困難である。いくつか特徴をあげると、カリ長石の出現している所で高い K 濃度を示す。また輝石、ブドウ石の出現する深度 600-700 m で高い Ca 濃度が対応している。

4) SN-4 坑

ほとんどが厚い流紋岩溶結凝灰岩からなる坑井で、深度 1,250 m 付近の逸水層で顕著な化学組成の変動が認められる。すなわち、K 増加、Na 減少、Ca 微増、Al 増加、Si 減少がおこっており、この変化は、セリサイトの大量生成と濁沸石の出現により引きおこされている。その他の深度では大きな化学組成の変動は認められない。

5) SN-5 坑

本坑井では、阿仁合層中の深度 850 m 付近で K 増加、Na 減少が認められ、セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物の出現を伴う。深度 1,100 m 付近では Ca の増加が認められ、硬石膏の晶出を伴う。閃亜鉛鉱、方鉛鉱が晶出している所では、緑レン石の出現に伴い Ca の微増が認められる。閃緑岩体中では Ca 及びアルカリの増減が目立つ。特に Ca の増加と Na の減少がよく対応し、これは方解石、ワイラケ沸石、緑レン石による長石の交代に伴うものである。

6) SN-6K

SN-6K 坑では深度 800 m から 1,300 m までの小和瀬川凝灰岩でのアルカリの変動が注目される。すなわち K 増加、Na 減少の対応する所が 4 箇所認められる。これらの変化はセリサイトによる交代及びカリ長石の晶出に伴うものである。

7) HT 坑

HT 坑 3 坑井のうち、HT 3、HT-4 坑では試料数が少ないので一括して全深度で平滑化した。HT-2 坑では山津田層の一部で Na に富む所が 1 箇所あり、小志戸前層以下で珪化が進むとともに Na が減少している。K は相対的にあまり変動していない。HT-3 坑では、方解石が多量に晶出している深度 380 m を除くと、大きな組成変動を示すのは Ca とアルカリである。深度 541 m の K 増加はカリ長石の晶出に伴うものである。HT-4 坑では、データが山津田層の中部層までであるが、その間では、Na の漸増傾向に深度 630.5 m のセリサイトの出現による Na の減少、K の増加が重なっている。

7. 全岩化学組成変動の考察

坑井岩芯の全岩化学組成の熱水による成分の再分配の特徴は、仙岩西部地域では、変動が狭い深度範囲に限り認められることである。全ての坑井の温度検層曲線が伝導型であること、逸水層が少ないことを考えあわせると、仙岩西部地域でこれまでに大規模な熱水対流系が存在したとは考えられない。仙岩東部地域では Na の増加する坑井と減少する坑井が認められる。

変質にともなう全岩化学組成の変動をまとめると、緑レン石、ブドウ石などの Ca-Al 系珪酸塩鉱物を伴う変質のうち特に鉱化に関連する変質では Ca が増加している。斑晶長石がセリサイトあるいはセリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物に交代される変質で Na 減少、K 増加が生じている。沸騰現象により生じた可能性のあるアデュラリア及び SN-5 坑での硬石膏の出現は、それぞれ K 増加、Ca 増加が認められる。SN 5 坑の閃緑岩貫入岩中では、Na 減少、Ca 増加が長石の緑レン石、方解石、ワイラケ沸石への交代に伴って生じている。

仙岩地域では、地表調査により、セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物中のセリサイトの割合が熱水上昇域で増すことが明らかにされている(金原ほか, 1982)。岩手県の葛根田川上流域から県境をこ

えて秋田県の小和瀬川上流域に至る広域的な緑泥石変質帯が指摘されている(金原ほか, 1982)。SN-1坑はその一部で掘削され、その変質帯の地下への拡がり捕捉した。また葛根田川上流域では、地表試料のK濃度が高いことが指摘されているが(KIMBARA *et al.*, 1983)、SN-1坑でのK増加Na減少の変質もそれに対応したものと考えられる。セリサイト化に伴うこのような組成の変動は、より高温で平衡に達した熱水の流入によりひきおこされることが考えられている(竹野, 1986)。SN-1坑のこのような変質は地表の変質データと総合して見ると、葛根田川上流域からの熱水の側方への流動によった可能性がある。小和瀬川凝灰岩が分布する範囲で、このような広域的な変質帯が指摘されているのは、葛根田川上流から小和瀬川上流にかけての地域と、鳩ノ湯周辺の2カ所だけである(金原ほか, 1982)。今回検討した仙岩西部地域で、このような変質帯中に掘削された坑井はSN-1坑のみであるので、必ずしも十分な議論はできないが、上述の推測は地表調査の結果と調和するものであると言える。

8. ま と め

仙岩地熱地域の坑井岩芯の変質作用を研究した結果、以下の結論が得られた。

(1) 仙岩地域では、少くとも次の3つの熱的イベントのあったことが認められた。①玉川溶結凝灰岩により陥没構造が埋積された後に貫入岩によりひきおこされた接触変成作用、②それにひき続くCa-Al系珪酸塩鉱物を変質鉱物として伴う閃亜鉛鉱、方鉛鉱などの鉱化作用。③さらにその後の沸石、粘土鉱物を主とする地熱変質作用。

(2) 仙岩西部地域では、接触変成作用、鉱化作用、地熱変質作用の全ての熱的イベントが認められた。さらに、地熱変質作用は、焼山陥没構造の形成と石仮戸沢層の堆積時期を境として、新期と古期に区別することができる。古期のものは、SN-1、SN-4坑などに広域的に認められ、削はくされて緑泥石、濁沸石、セリサイトなどが地表に見られる。新期のものは、現在の熱の拡がりの中心の1つとなっている秋田焼山周辺に顕著に認められる。

(3) 仙岩東部地域では、鉱化作用と地熱変質作用が認められる。地熱変質作用は、西部地域のように新期・古期の区分を明確にすることはできなかった。現在の高温域は、変質鉱物から推定される過去の拡がりにくらべて北の八幡平周辺に偏っている。

(4) 仙岩地域における鉱化作用の特徴は、脈状あるいは一部で交替的に閃亜鉛鉱、方鉛鉱が産することである。脈石鉱物及び関連変質鉱物として、Ca、Alなどの珪酸塩鉱物を伴う。

(5) 葛根田川上流域から小和瀬川上流域にかけて広がる古期地熱変質帯でSN-1坑が掘削された結果、地下にもその変質帯の拡がり確認された。この坑井では、岩石中のKの増加とNaの減少箇所が多く認められることから、より高温で平衡にあった熱水が流入することにより生成したものと考えられる。

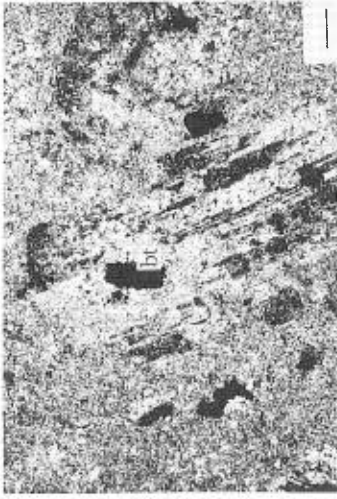
(6) 玉川溶結凝灰岩類分布域に掘削された他の坑井では変質に伴う顕著な化学組成の変動を示す箇所は少なく、これは、この地域の溶結凝灰岩が透水性が低く、全般的に伝導的な温度条件にあることと一致する。

謝辞

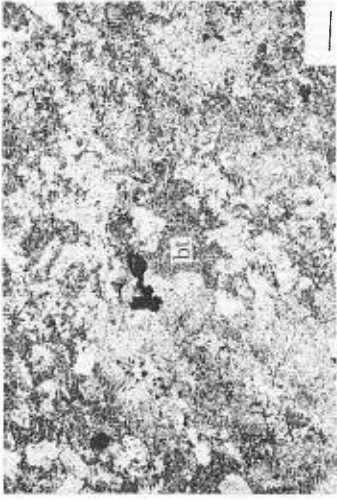
本研究を進めるにあたって、新エネルギー総合開発機構は、地熱探査技術等検証調査井及び地熱開発促進調査井の岩芯を御恵与下さるとともにデータの収集及び現地調査に種々の便宜を下された。地質調査所金原啓司技官には全般にわたり種々ご教示いただいた。杉原光彦技官には化学分析データの数値処理に際しご教示いただいた。E.P.M.A.の操作に際しては、遠藤祐二技官に便宜をはかっていただいた。以上の方々に厚く謝意を表します。

文 献

- 安藤重幸(1985) 八幡平東部地域の地熱系モデル, 地熱学会誌, 7, p. 215-229.
- BAMFORD, R. W., CHRISTENSEN, O. D. and CAPUANO, R. M. (1980) Multielement geochemistry of solid materials in geothermal systems and its applications part 1: The hot-water system of the Roosevelt hot springs KGRA, UTAH, Report for U.S. Department of Energy Division of Geothermal Energy (Unpub.) Earth Science Laboratory, University of Utah Research Institute.
- 井出俊夫(1985) 松川および葛根田地域の地熱系モデル, 地熱学会誌, 7, p. 201-213.
- 金原啓司(1983) 八幡平東部地域における地熱変質帯と地熱系. 岩鉱, 78, p. 479-490.
- (1985) 仙岩広域地熱地域の地熱系モデルの概要, 地熱学会誌, 7, p. 189-200.
- ・大久保太治・角 清愛・千葉義明・斉藤清治(1979) 玉川溶結凝灰岩類の変質(その1)—岩手県葛根田川および北の又川流域一, 岩鉱, 74, p. 433-442.
- ・————・————・————(1982) 玉川溶結凝灰岩類の変質(その2)—岩手県葛根田川上流および秋田県玉川上流地域, 岩鉱, 77, p. 86-93.
- KIMBARA, K., TAKENO, N. and SUMI, K. (1983) Hydrothermal rock alteration and trace element geochemical zoning in the Hachimantai geothermal area, northern Japan, 4th International Symposium on Water-Rock Interaction, Extended Abstracts, p. 242-245.
- 金原啓司・松永栄勇(1985) 仙岩西部地域の地熱系モデル, 地熱学会誌, 7, p. 247-260.
- 窪田康宏(1979) 八幡平北部地区の地熱変質, 地熱, 16, No. 4, p. 15-31.
- (1985) 八幡平—焼山北部地域の地熱系モデル, 地熱学会誌, 7, p. 231-245.
- 佐藤 浩・安藤重幸・井出俊夫・鷹崎守彦・斉藤清次・千葉義明・土井宣夫・岩田忠雄(1981) 八幡平地域, 玉川溶結凝灰岩類の層序, 地質雑, 87, p. 267-275.
- 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, 同説明書, 特殊地質図 21-2, 地質調査所.
- 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. 1, 八幡平東部地域, 614p.
- 角 清愛(1966) 岩手県松川地熱地帯における岩石の熱水変質, 鉱山地質, 16, p. 261-271.
- 須藤 茂(1987) 仙岩地熱地域中心部の地質構造, 地調報告, no. 266, p. 43-76.
- 竹野直人(1986) 数値シミュレーションによる地熱系における岩石の緩衝作用, 鉱山地質, 36, p. 61.
- 与良三男・渡辺憲一・伊藤潤二・脇田健治・窪田康宏(1977) 八幡平北部地域の地熱系. 鉱山地質, 27, p. 233-244.



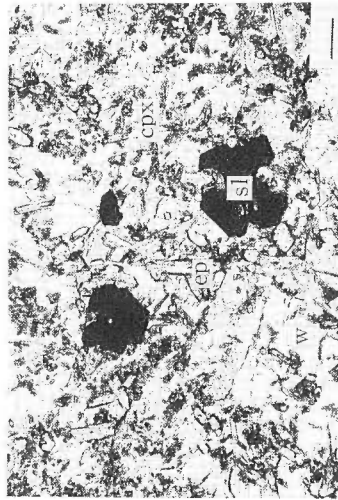
1



2



3



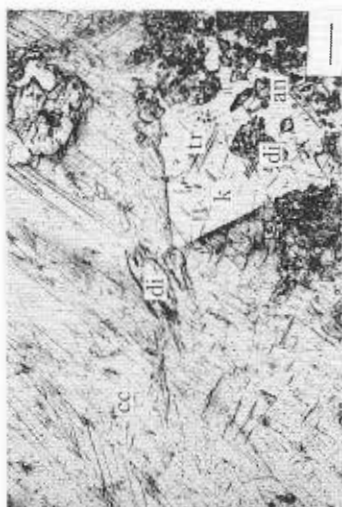
4

写真1 SN-3坑深度1440 m. 安山岩中の斜長石斑晶を交代する黒雲母 (bt), クロスニコル. 右下スミの棒は0.2 mm (以下同じ) 写真2 SN-5坑深度880.5 m. 安山岩粗粒凝灰岩中に生じる黒雲母 (bt), オープンニコル. 写真3 SN-3坑深度798.5 m. 閃亜鉛鉱を伴う脈. sl: 閃亜鉛鉱, ep: 輝石, w: ワイラケ輝石, オープンニコル.

Plate 1 Biotite replacing plagioclase phenocryst in andesite, 1440 m in SN-3 well. bt: biotite, crossed nicol, bar (right down corner) represents 0.2 mm. Plate 2 Biotite occurs in andesite coarse tuff, 880.5 m in SN-5 well. bt: biotite, open nicol. Plate 3 Sphalerite vein, 798.5 m in SN-3 well. sl: sphalerite, gl: galena, pr: prehnite, open nicol. Plate 4 Sphalerite vein, 1022.6 m in HT-2 well. sl: sphalerite, ep: epidote, cpx: pyroxene, w: wairakite, open nicol.



5



6



7



8

写真5 HT-2坑深988.1mの角礫破砕岩中のカリ長石, k:カリ長石, ep:緑閃石, ac:アクチノ閃石, tr:黄鉄鉱, オープンニコル, 写真6 HT-4坑深1240mの角礫破砕岩中のアデュラリア, k:アデュラリア, cc:方解石, an:方解石, di:透輝石, tr:透輝石, tr:トトレモラ閃石, an:灰長石, オープンニコル, 写真7 SN-6K坑深892.2mのアデュラリアの産状, k:アデュラリア, cc:方解石, クロスニコル, 写真8 SN-1坑深1672.2mでセリサイト化した斑晶(ser)を切る濁沸石脈(im), クロスニコル

Plate 5 Potassium feldspar in brecciated rock, 988.1 m in HT-2 well. k: adularia, ep: epidote, ac: actinolite, py: pyrite, open nicol. Plate 6 adularia in brecciated rock, 1240 m in HT-4 well. k: adularia, cc: calcite, di: diopside, tr: tremolite, an: anorthite, open nicol. Plate 7 adularia in core samples, 892.2 m in SN-6K well. k: adularia, cc: calcite, crossed nicol. Plate 8 Laumontite vein (im) cutting sericitized (ser) phenocryst in andesite, 1672.2 m in SN-1 well.

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

茂野 博*・阿部喜久男**

Conceptual hydrothermal system model for the Sengan area based on geochemistry of hot springs and fumaroles

By

Hiroshi SHIGENO* and Kikuo ABE**

Abstract: In the Sengan geothermal area, which is located near the boundary between Iwate and Akita Prefectures, Northeast Japan, hot spring and thermal waters and steam condensates were regionally collected and analyzed for major and minor components. A conceptual model of hydrothermal systems for their formation mechanism and distribution was proposed based on the classification of the samples by pH and anion composition, geochemical thermometry, B-Cl systematics, etc.

The Sengan area was divided into four areas by the types of hydrothermal systems which are expected to develop at depth as follows:

The type I area corresponds to the central area where the Quaternary andesitic stratovolcanoes are distributed, and a lot of hot springs of over 60°C of acidic Cl-SO₄, acidic SO₄, neutral Cl, neutral Cl-SO₄-ΣCO₂ and neutral ΣCO₂ types, and fumaroles are discharged. Vapor dominated systems and high-temperature hot water systems are expected to develop at depth.

The type II area, which surrounds the type I area, corresponds to the area where the Plio-Pleistocene Tamagawa Welded Tuffs and the Neogene volcanics, pyroclastics and detrital marine sedimentary rocks are distributed, and hot springs of mostly under 60°C of neutral Cl, neutral Cl-SO₄-ΣCO₂ and neutral ΣCO₂ types are discharged. Intermediate-temperature hot water systems are expected to develop at depth.

The type III area corresponds to the Onuma and its adjacent areas located in a graben of N-S trend where thermal and hot spring waters of over 60°C of neutral Cl and neutral Cl-SO₄-ΣCO₂ types are discharged in the types I and II areas. Very high B/Cl mol ratio nearly of 1 of the waters indicates that a high-temperature hydrothermal system is developed deeply in the pre-Neogene detrital marine sedimentary rocks with N-S trend. Low-temperature spring waters suggest that hydrothermal systems of N-S trend are also deeply developed in the pre-Neogene rocks at the Nanashigureyama area, etc.

The type IV area, which is located west of the types I and II areas, corresponds to the area where the Neogene volcanics, pyroclastics and detrital marine sedimentary rocks are mainly distributed, and hot springs of under 60°C of neutral Cl-SO₄ type are discharged. Low-temperature hot water systems, to which fossil seawater is contributed, are expected to develop at depth.

On and around Akita-Yakeyama, Iwatesan and Akita-Komagatake which are the youngest andesitic stratovolcanoes erupted within recorded history and have high-temperature fumarolic activities at the summit areas in the type I area, the fumaroles and hot springs tend to be distributed along lines of E-W direction which corresponds nearly to the maximum horizontal axis of the latest

* 地殻熱部 ** 技術部

*Geothermal Research Department

** Geochemistry and Technical Services Department

regional compression field in Northeast Japan Arc. Magmatic fluid injection is probably a dominant heating mechanism for the hydrothermal systems.

On the other hand, the exploited very active hydrothermal systems at the Matsukawa, Onuma and Kakkonda areas are surrounded both by the Quaternary andesitic stratovolcanoes with fumarolic activities at the summit areas, and by those without them, e.g. Hachimantai, Obukadake, Nyutosan. Thermal conduction from magmas and hot igneous rocks is probably a dominant heating mechanism for the hydrothermal systems.

1. はじめに

岩手・秋田県境の仙岩地域において昭和55年度から国により開始された地熱探査技術等検証調査では、一連の地表調査の中で地球化学的手法に基づきいくつかの調査が行われてきた。本報告では、昭和55・56年度に現地調査を行い、その後若干の補足的現地調査を行った仙岩地域における広域的な温泉・噴気の化学組成分布について、分析データを示すとともに、これに基づき仙岩地域における熱水系の賦存状態・生成機構について考察を加え、概念的なモデルを作成することを試みた。

仙岩地域における地熱探査技術等検証調査では、今後も深部地熱資源の賦存状況の把握のために大深度の地熱調査井掘削を含めたより精密な地熱調査が行われる予定である。これによる成果を待って、今後さらに今回報告した調査結果の再検討を行いたい。

なお、本報告は茂野・阿部(1981, 1982)の報告に追加と修正を行い書き改めたものである。本報告の概要については、すでに口頭発表を行った(茂野ほか, 1985)。

謝辞

各地熱発電所からの熱水・蒸気試料採取にあたっては、日本重化学工業㈱、三菱金属㈱の方々の御協力を得た。また、温泉水試料採取では浄法寺町、西根町、安代町の各役場の方々を始め地元の方々の多数の方々から様々な御協力をいただいた。化学分析を進めるにあたり、Fの分析法については環境地質部の永井 茂氏に、Li及びCsの分析法については技術部の寺島 滋氏に御指導いただいた。本調査・研究を進める過程では、地殻熱部及び新エネルギー総合開発機構の地熱調査部の現・旧の多くの方々に様々な御教示・御討論をいただいた。特に、地殻熱部の角 清愛(現東北工業技術試験所)及び須藤 茂両氏の御意見は参考にした点が多い。本報告書を取りまとめるにあたっては、地殻熱部の金原啓司及び野田徹郎両氏より有益な御批判をいただいた。以上の方々に記して感謝します。

2. 地質概説

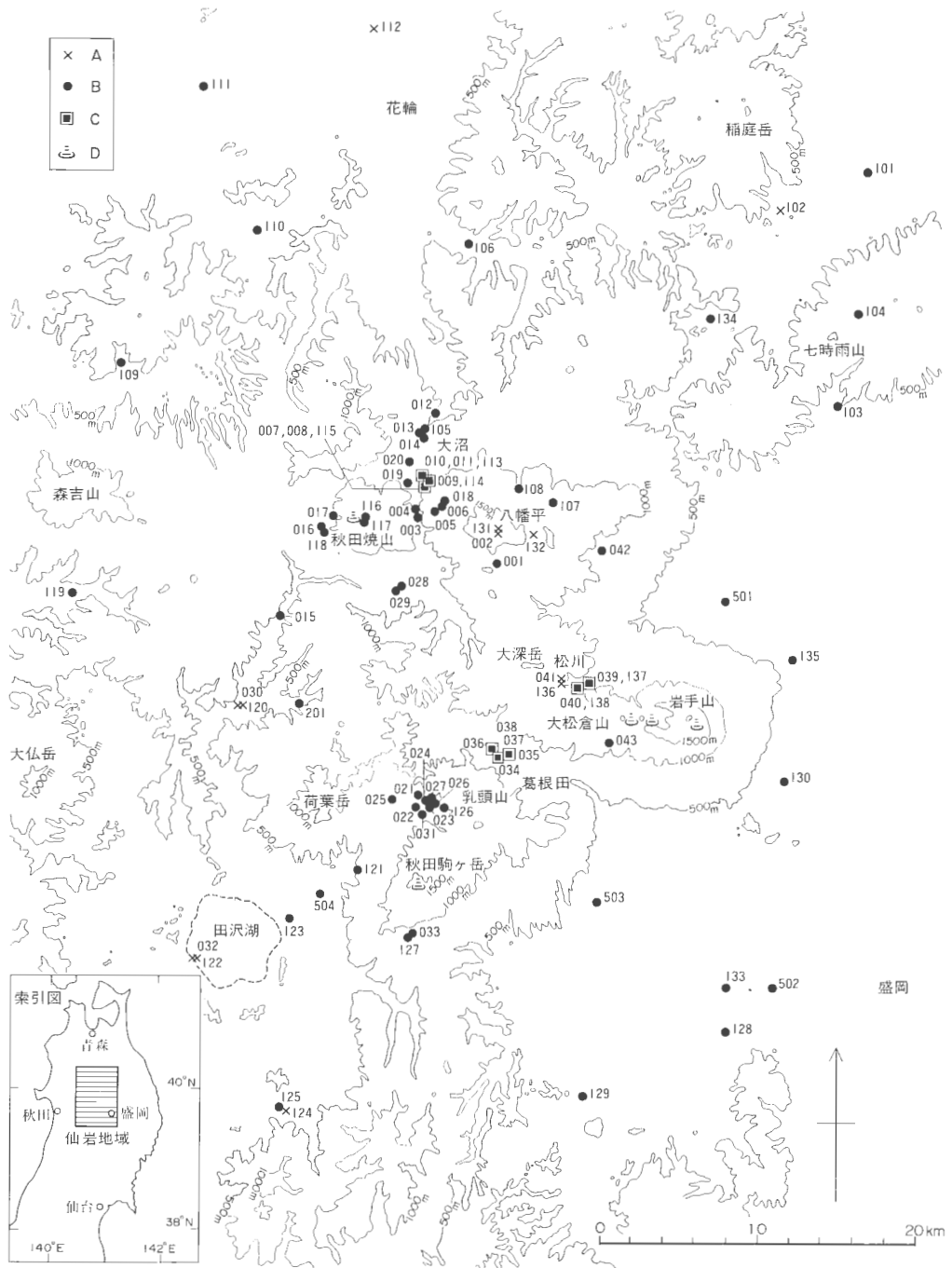
今回調査対象とした地域は、仙岩地域と呼ばれる秋田焼山—岩手山—秋田駒ヶ岳周辺の地域を中心に、奥羽山脈及びこれと北上山地・出羽山地との間のN-S方向に続く両低地帯を含んだ東西方向に約60 km、南北方向に約70 kmの広域的な地域である(第1図)。

本地域における地質構成については、仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)、大沢・須田(1978, 1980)、吉田ほか(1984)などに基づいて、表層部に薄く広がる沖・洪積層や火山岩屑・泥流堆積物を除いて若い順に基本的に次の4層に区分される。

第Ⅰ層：主に中央部及び東北部・西北部の山地を形成している第四紀の成層火山を構成する主に安山岩質の火山岩類—火山砕屑岩類。

第Ⅱ層：主に中央部及び東北部・西北部の台地を形成する第四紀更新世—新第三紀鮮新世の主にデイサイト—流紋岩質の溶結凝灰岩類(本地域中央部では玉川溶結凝灰岩類と呼ばれる)。

第Ⅲ層：主に西部及び中北部・中南部の山地に広く分布するほか、中央部及び東部の地下にも広く分布している新第三紀の主に火山岩類—火山砕屑岩類及び海成の砕屑性堆積岩類。



第1図 仙岩地域における地表水、温泉水、熱水試料等の採取位置。

A 河川・湖、B 温泉、C 地熱発電所の孔井、D 火山山頂部の噴気地。記号に付随する番号は、第1表の試料番号の数字下3桁に一致する。

Fig. 1 Localities where samples were collected for surface waters, hot spring waters, thermal waters, etc. in the Sengan area.

A, river and lake; B, hot spring; C, well of geothermal power plant; D, fumarole at summit area of volcano. Sample numbers attached to the symbols coincide with the three lowest figures of sample numbers in Table 1.

第Ⅳ層：主に西北部，西南部，中南部の山地に比較的狭く分布するほか，地下では第Ⅲ層の下位に北上山地と同様に広く分布していると考えられる先新第三紀の主に海成の碎屑性堆積岩類・チャート及び花崗岩類。

本地域では，主に第Ⅲ-Ⅳ層中に N-S 方向のほか様々な方向の断層が多数認められるが，長さ数 km 以上の活断層としては東北日本弧の延長方向に平行な N-S 方向のものが顕著である(活断層研究会，1980；衣笠ほか，1981；山崎ほか，1983)。しかし，第Ⅰ-Ⅱ層では，東北日本弧の延長方向に直交する E-W 方向の活断層も認められ(活断層研究会，1980；衣笠ほか，1981；山崎ほか，1983)，第Ⅰ層の火山の側火口などもこの方向に配列する傾向が強い(福留，1984)。

本地域の中央部では，第Ⅰ層を構成する多数の第四紀の安山岩質の火山は焼山火山群，八幡平火山群，岩手火山群，駒ヶ岳火山群，荷葉岳火山群の5つの火山群を成している(河野・青木，1959)。このうち，有史時代に噴火活動の記録のある秋田焼山，岩手山，秋田駒ヶ岳では山頂部に高温の噴火活動が存在しているのに対して，その他の有史時代に噴火活動の記録のない八幡平，大深岳，乳頭山，荷葉岳などの火山では山頂部に噴火活動は認められていない。また，本地域の周辺部に位置する稲庭岳，七時雨山，田沢湖，大仏岳，森吉山などでも噴火活動の記録はなく，山頂部の噴火活動も認められない(小野ほか，1981；仙岩地熱地域地質図編集グループ，1985；気象庁，1975)。

本地域においては，60℃以上の高温の温泉・噴気地は中央部の第Ⅰ層の分布地域及びそのごく周辺に集中して多数分布している。これに対して，それ以外の地域では主に60℃以下の低温の温泉が散点的に分布する傾向にある(仙岩地熱地域地質図編集グループ，1985；茂野ほか，1985)。中央部の第Ⅰ層の分布地域では，酸性の変質帯が広く分布しており，硫黄鉱床も多数存在している(仙岩地熱地域地質図編集グループ，1985)。

本地域においては，すでに蒸気卓越系が発達する松川地域，熱水卓越系が発達する大沼，葛根田両地域において，各22 MW，10 MW，50 MW の地熱発電が行われている(NAKAMURA *et al.*，1981；NAKAMURA *et al.*，1970；井出，1985；与良ほか，1973；与良ほか，1977；NAKAMURA and SUMI，1981)。この他，仙岩地域中央部及びその周辺では，国・企業などにより地熱開発を目標として各種の地表探査及び坑井調査が行われている(例えば，金原，1985；窪田，1985；安藤，1985；金原・松永，1985)。

3. 分析試料

本調査・研究では，仙岩広域地熱地域において代表的と考えられる温泉水・熱水・蒸気凝縮水及び地表水を昭和55，56，57，59年度に合計86試料採取した。採取した各試料の試料番号，試料名，採取年月日，採取地点所在地等を一覧表にして第1表に，試料採取地点の位置を第1図に示す。このうち，大沼地熱発電所の熱水，松川地熱発電所の蒸気凝縮水，銭川・玉川・国見の各温泉水，玉川・湯ノ沢の各河川水，田沢湖・八幡沼の各湖水の計12試料については，昭和55，56年度に同一の地点で採取を繰り返した。

なお，本調査の目的からすれば，火山山頂部の噴気を含めて仙岩地域の代表的な温泉・噴気地・地熱井から分析試料を網羅的に採取することが望ましいが，時間的な制約もあり果せなかった。

温泉水等の試料採取にあたっては，直接湧出地点で採取することを原則としたが，SG 8103，SG 8104，SG 8121は温泉の湧出地点から輸送管を通じて1-3 km 引湯して来たもので，その温度，化学組成は湧出地点のものから若干変化していると考えられる。SG 8031及びSG 8043は坑井から噴出して来る地熱流体に地表水あるいは浅い地下水を混合して温泉水を造成しているもので，坑井からは主に蒸気が噴出していると考えられる。

地熱井からの熱水試料は，大沼では各地熱井に付属するセパレーターによって蒸気を分離したものをせき箱から，葛根田では蒸気分離前の地熱流体から地熱井ヘッドに近い小バルブを開放して大気圧下で蒸気を分離しながら，それぞれ採取した。地熱井からの蒸気凝縮水試料は，松川では各地熱井から直接始まる，大沼では各地熱井に付属するセパレーターによる熱水分離後の，葛根田では集合方式のセパレ

第1表 仙岩地域において採取・分析された地表水、温泉水、孔井からの熱水等試料一覧表

Table 1 Collected and analyzed samples (surface waters, hot spring waters, and thermal fluids from geothermal wells) from the Sengan area.

試料番号	試料名	坑井深度 (m)	湧出状況	水温 (°C)	採取年月日	採取地点所在地
SG8001	藤七温泉 温泉水	—	自然湧出	90.1	1980. 9. 2	岩手県岩手郡松尾村
02	八幡沼 湖水	—	地表水	14.9	"	岩手県二戸郡安代町
03	後生掛温泉 中坊主地獄 温泉水	—	自然湧出	96.5	1980. 9. 3	秋田県仙北郡田沢湖町
04	後生掛温泉 紺屋地獄 温泉水	—	"	94.4	"	秋田県鹿角市
05	大深温泉 温泉水	—	"	51.0	"	秋田県仙北郡田沢湖町
06	蒸ノ湯温泉 温泉水	—	"	94.6	"	秋田県鹿角市
07	大沼地熱発電所 O-8R 井 蒸気凝縮水	1767	自噴	b.p.	1980. 9. 4	"
08	大沼地熱発電所 O-8R 井 熱水	"	"	96.2	"	"
09	大沼地熱発電所 O-5R 井 熱水	1714	"	96.4	"	"
10	大沼地熱発電所 O-3Rb 井 蒸気凝縮水	1527	"	b.p.	1980. 9. 5	"
11	大沼地熱発電所 O-3Rb 井 熱水	"	"	96.8	"	"
12	志張温泉 温泉水	—	自然湧出	47.2	"	"
13	銭川温泉 温泉水	—	"	96.9	"	"
14	トロコ温泉 ななかまど荘源泉 温泉水	—	"	65.8	"	"
15	鳩ノ湯温泉 温泉水	~3	自噴	58.3	1980. 9. 6	秋田県仙北郡田沢湖町
16	玉川温泉 大噴 温泉水	—	自然湧出	99.1	"	"
17	叫沢温泉 温泉水	—	"	90.7	"	"
18	蒸ノ湯温泉 温泉水	?	自噴	96.9	1980. 9. 7	秋田県鹿角市
19	澄川温泉 温泉水	—	自然湧出	76.0	"	"
20	赤川温泉 温泉水	—	"	42.7	"	"
21	乳頭温泉 蟹場 温泉水	—	"	53.4	1980. 9. 8	秋田県仙北郡田沢湖町
22	乳頭温泉 妙ノ湯 温泉水	—	"	42.5	"	"
23	乳頭温泉 黒湯 温泉水	—	"	94.7	"	"
24	乳頭温泉 珠六湯 温泉水	—	"	69.2	"	"
25	乳頭温泉 鶴ノ湯 温泉水	—	"	60.0	"	"
26	乳頭温泉 大釜 温泉水	—	"	90.1	"	"
27	乳頭温泉 小釜 温泉水	—	"	75.0	"	"
28	湯ノ沢温泉 温泉水	—	"	72.3	1980. 9. 9	"
29	湯ノ沢温泉 温泉水	—	"	67.0	"	"
30	玉川 河川水	—	地表水	17.2	"	"

第1表 (つづき)
Table 1 (continued)

試料番号	試料名	坑井深度 (m)	湧出状況	水温 (°C)	採取年月日	採取地点所在地
SG8031	乳頭温泉 空噴 (シヨナナ沢) 温泉水	~400	自噴	58.9	1980. 9. 10	秋田県仙北郡田沢町
32	田沢湖 湖水	—	地表水	20.8	"	"
33	国見温泉 温泉水	60	自噴	54.8	"	岩手県岩手郡雫石町
34	葛根田地熱発電所 B-3号井 熱水	1265	"	99.9	1980. 9. 11	"
35	葛根田地熱発電所 A-2号井 熱水	1100	"	100.2	"	"
36	葛根田地熱発電所 D-2号井 熱水	1565	"	99.8	"	"
37	葛根田地熱発電所 A+Bステーション 蒸気凝縮水	~900~1600	"	b.p.	"	"
38	葛根田地熱発電所 D+Eステーション 蒸気凝縮水	~900~1600	"	b.p.	"	"
39	松川地熱発電所 新3号井 蒸気凝縮水	~1200	"	b.p.	1980. 9. 13	岩手県岩手郡松尾村
40	松川地熱発電所 新5号井 蒸気凝縮水	~1200	"	b.p.	"	"
41	湯ノ沢 河川水	—	地表水	9.2	1980. 9. 14	"
42	御在所温泉 温泉水	—	自然湧出	15.3	"	"
43	網張温泉 元湯 温泉水	?	自噴	92.5	1980. 9. 15	岩手県岩手郡雫石町
SG8101	海法寺温泉 海上源泉 温泉水	—	自然湧出	12.9	1981. 9. 3	岩手県二戸郡浄法寺町
02	湯ノ沢 湧水	—	"	23.4	"	"
03	七時雨温泉 老人憩の家源泉 温泉水	—	"	17.4	"	岩手県岩手郡西根町
04	七時雨温泉 七時雨山荘源泉 温泉水	—	"	16.1	"	岩手県岩手郡安代町
05	銭川温泉 温泉水	—	"	91.1	1981. 9. 4	秋田県鹿角市
06	湯瀬温泉 鶴ノ湯源泉 温泉水	—	"	63.2	"	"
07	安比温泉 温泉水	—	"	47.3	1981. 9. 5	岩手県岩手郡安代町
08	草ノ湯温泉 温泉水	—	"	34.3	"	"
09	杣温泉 (湯ノ沢温泉) 温泉水	~20	自噴	52.2	1981. 9. 6	秋田県北秋田郡森吉町
10	大葛温泉 共同浴場源泉 温泉水	300+	"	43.7	"	秋田県北秋田郡比内町
11	大滝温泉 共同源泉 温泉水	~7	動力湧湯	57.4	"	秋田県大館市
12	米代川 河川水	—	地表水	15.6	"	秋田県鹿角市
13	大沼地熱発電所 O-3Rb井 熱水	1527	自噴	96.6	1981. 9. 7	"
14	大沼地熱発電所 O-5R井 熱水	1714	"	96.6	"	"
15	大沼地熱発電所 O-8R井 熱水	1767	"	96.2	"	"
16	秋田焼山噴気地 焼山火口 温泉水	—	自然湧水	83.3	"	"

第1表 (つづき)
Table 1 (continued)

試料番号	試料名	坑井深度 (m)	湧出状況	水温 (°C)	採取年月日	採取地点所在地
SG8117	秋田県焼山噴気地 焼山火口 温泉水	—	自然湧水	32.0	1981. 9. 7	秋田県鹿角市
18	玉川温泉 大噴 温泉水	—	〃	98.0	1981. 9. 8	秋田県仙北郡田沢湖町
19	打当温泉 農業者健康管理センター源泉 温泉水	~420	動力揚湯	52.6	〃	秋田県北秋田郡阿仁町
20	玉川 河川水	—	地表水	14.3	〃	秋田県仙北郡田沢湖町
21	水沢温泉 温泉水	—	自然湧出	44.8	1981. 9. 9	〃
22	田沢湖 湖水	—	地表水	19.0	〃	〃
23	田沢湖温泉 温泉水	~500	動力揚湯	41.8	1981. 9. 10	〃
24	玉川 河川水	—	地表水	17.6	〃	〃
25	夏瀬温泉 温泉水	~0	動力揚湯	38.3	〃	〃
26	乳頭温泉 一本松 温泉水	—	自然湧出	13.6	〃	〃
27	国見温泉 温泉水	60	自噴	54.8	〃	岩手県岩手郡雫石町
28	繁温泉 藤美の湯源泉 温泉水	~370	〃	74.1	1981. 9. 11	岩手県盛岡市
29	悠宿温泉 共河源泉 温泉水	~0	動力揚湯	51.3	〃	岩手県岩手郡雫石町
30	岩手山温泉 第2白百合源泉 温泉水	995	〃	40.5	1981. 9. 12	岩手県岩手郡滝沢村
31	八幡沼 湖水	—	地表水	12.8	〃	岩手県二戸郡安代町
32	北ノ又川 河川水	—	〃	8.0	〃	岩手県岩手郡松尾村
33	鳳温泉 鈴風第1号井源泉 温泉水	~650	動力揚湯	30.8	1981. 9. 13	岩手県岩手郡滝沢村
34	小屋の畑温泉 老人憩の家源泉 温泉水	~600	自噴	29.7	〃	岩手県二戸郡安代町
35	焼走温泉 いこいの村源泉 温泉水	200~300	動力揚湯	29.5	〃	岩手県岩手郡西根町
36	湯ノ沢 河川水	—	地表水	9.1	〃	岩手県岩手郡松尾村
37	松川地熱発電所 新3号井 蒸気凝縮水	~1200	自噴	b.p.	1981. 9. 14	〃
38	松川地熱発電所 新5号井 蒸気凝縮水	~1200	〃	b.p.	〃	〃
SG8201	蛇ノ湯温泉 温泉水	—	自然湧出	40.2	1982. 8. 5	秋田県仙北郡田沢湖町
SG8501	清水川温泉 温泉水	~1000	動力揚湯	27.0	1985. 3. 13	岩手県岩手郡松尾村
02	大釜温泉 橋内病院源泉 温泉水	~550	〃	34.5	〃	岩手県岩手郡滝沢村
03	雫石温泉 温泉水	~700	〃	~40.0	〃	岩手県岩手郡雫石町
04	小先達温泉 日東オブテカル源泉 温泉水	~1000	〃	43.8	〃	秋田県仙北郡田沢湖町

ーターによる熱水分離後の、それぞれ蒸気輸送管の途中に設けられている蒸気試料採取口にゴム管を繋ぎ、ステンレス製あるいはガラス製の水冷式冷却器を用いて採取した。

現地調査では、原則として気温、水温、pH、RpH、メチルオレンジ・アルカリ度、フェノールフタレイン・アルカリ度、フェノールフタレイン・酸度、 H_2S 、 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} 、 NH_4^+ を測定し、ポリエチレン製瓶に試料水を採取した。金属イオン分析用試料については、現地で試料100 mlあたり塩酸(6N)を1 ml加えて酸性とした。昭和57年度及び昭和59年度の現地調査では、現地では水温の測定と試料水の採取のみを行った。

4. 分析 方 法

温度、pH及び溶存化学組成の分析法は次の通りである。

温度：サーミスタ温度計または棒状水銀温度計。

pH：電極法及び比色法。

Cl^- ：モール法。

SO_4^{2-} ：塩化バリウムによる重量法。

HCO_3^- ：メチルオレンジ・アルカリ度より計算。

CO_3^{2-} ：フェノールフタレイン・アルカリ度より計算。

Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} ：塩化ストロンチウムを加えて、原子吸光法。

SiO_2 ：重量法。

T.S.M.(全溶存固形物)：重量法。

H_2S ：よう素滴定法。

free CO_2 ：フェノールフタレイン・酸度より計算。

F^- ：イオン強度調整剤を加えて電極法。

Br^- 、 I^- ：チオ硫酸ナトリウム滴定法。

Li^+ 、 Cs^+ ：カリウム溶液を加えて炎光光度法。

Fe^{2+} 、 Fe^{3+} ：o-フェナントロリンによる吸光光度法。

Al^{3+} 、 Mn^{2+} 、 Cu^{2+} 、 Pb^{2+} 、 Zn^{2+} ：原子吸光法。

NH_4^+ ：ネスラー試薬による吸光光度法。

B：マンニットによる滴定法。

5. 分 析 結 果

試料の分析結果として、第2表に主要溶存化学組成一覧表を、第3表に微量溶存化学組成一覧表を示す。

採取・分析された温泉水・熱水の化学的特徴を明らかにするために、第2図に主要3陰イオンの三角図、第3図に主要4陽イオンの三角図を示す。また、第4表に温泉水・熱水に石英シリカ温度計とアルカリ比温度計(TRUEDELLE, 1975; FOURNIER and POTTER, 1979)を適用した結果の一覧表を、第4図にはアルカリ比温度と石英シリカ温度との相関性を示す。さらに第5図に温泉水・熱水・蒸気凝縮水のCl濃度とB濃度との関係(SHIGENO and ABE, 1983)を示す。

温泉水・熱水の化学的特徴の地理的分布を明らかにするために、第6図に温度、pH及び最も卓越する陰イオンを分布図にして示す。また、第7図には、後述する化学的特徴に基づいて分類された温泉水・熱水の第1グループ—第6グループの分布を、第8図には、温泉水・熱水に適用した化学温度計による温度($T_{Na-K Ca}$)とB/Clモル比の分布を示す。

第2表 仙岩地域において採取・分析された地表水、温泉水、孔井からの熱水等の主要溶存化学組成一覽表

Table 2 Major chemical composition of samples (surface waters, hot spring waters, and thermal fluids from geothermal wells) from the Sengan area.

試料番号	試料名	温度 (°C)	pH	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SiO ₂	T.S.M.
8001	藤七 温泉水	90.1	2.75	0	152	0.00	0.00	2.50	0.81	7.88	4.55	36.8	230
02	八幡沼 湖水	14.9	5.08	0	0.00	7.63	0.00	0.63	0.09	0.25	0.13	0.4	25.0
03	後生掛 温泉水	96.5	1.98	1	1430	0.00	0.00	16.0	3.55	51.0	77.5	350	2340
04	後生掛 温泉水	94.4	1.75	5	1700	0.00	0.00	3.00	2.00	4.00	4.20	275	2330
05	大深 温泉水	51.0	6.00	4	5.68	10.7	0.00	2.88	0.31	5.31	1.80	17.1	90.0
06	蒸ノ湯 温泉水	94.6	1.95	4	734	0.00	0.00	7.75	6.38	9.13	5.00	210	1150
07	大沼 O-8R 井 凝縮水	b.p.	5.15	0	1.77	9.15	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	tr.	37.0
08	大沼 O-8R 井 熱水	96.2	7.68	638	212	77.8	0.00	470	60.0	10.0	0.00	369	2450
09	大沼 O-5R 井 熱水	96.4	7.68	585	184	70.2	0.00	425	52.5	14.5	0.00	369	2170
10	大沼 O-3Rb 井 凝縮水	b.p.	5.18	0	7.48	6.10	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	tr.	50.0
11	大沼 O-3Rb 井 熱水	96.8	7.93	539	181	68.7	0.00	381	46.3	17.8	0.00	388	2080
12	志張 温泉水	47.2	8.48	74	47.5	105	9.00	113	4.00	6.00	0.45	39.2	406
13	錢川 温泉水	96.9	8.39	266	121	39.7	25.5	235	18.8	12.0	0.00	130	1100
14	トロコ 温泉水	65.8	6.58	27	15.0	27.5	0.00	21.3	2.00	6.00	1.75	22.9	171
15	鳩ノ湯 温泉水	58.3	8.12	39	127	153	0.00	141	4.68	21.5	0.10	75.7	677
16	玉川 温泉水	99.1	1.15	3280	2630	0.00	0.00	45.0	33.8	130	43.0	244	3790
17	叫沢 温泉水	90.7	1.97	76	1610	0.00	0.00	25.0	8.50	49.0	32.5	195	1910
18	蒸ノ湯 温泉水	96.9	4.23	42	500	12.2	0.00	60.0	23.8	100	14.0	178	1010
19	澄川 温泉水	76.0	2.08	5	1250	0.00	0.00	4.15	3.00	12.3	18.5	357	1630
20	赤川 温泉水	42.7	2.85	7	218	0.00	0.00	11.9	1.88	12.0	7.25	49.8	358
21	乳頭 蟹場 温泉水	53.4	7.25	2	440	27.5	0.00	65.0	3.10	130	0.10	35.8	770
22	乳頭 妙ノ湯 温泉水	42.5	6.82	38	39.1	117	0.00	41.3	4.38	17.8	10.4	45.8	330
23	乳頭 黒湯 温泉水	94.7	2.83	7	130	0.00	0.00	7.25	1.69	7.31	3.35	47.8	291
24	乳頭 孫六湯 温泉水	69.2	7.25	126	99.4	171	0.00	113	7.00	52.0	2.50	78.9	636
25	乳頭 鶴ノ湯 温泉水	60.0	6.55	734	256	885	0.00	625	2.31	155	46.3	58.2	2410
26	乳頭 大釜 温泉水	90.1	2.80	160	250	0.00	0.00	95.0	32.0	10.3	6.00	232	859
27	乳頭 小釜 温泉水	75.0	2.65	70	383	0.00	0.00	40.8	9.83	21.9	15.3	73.7	694
28	湯ノ沢 温泉水	72.3	8.39	69	43.3	62.5	0.00	73.8	4.81	10.5	0.15	88.9	408
29	湯ノ沢 温泉水	67.0	8.31	71	43.5	61.0	0.00	72.5	4.69	10.3	0.15	60.0	398
30	玉川 河川水	17.2	3.72	53	43.1	0.00	0.00	6.50	1.31	11.6	2.70	23.3	220

Cl⁻以下の単位は mg/l

第2表 (つづき)
Table 2 (continued)

試料番号	試料名	温度 (°C)	pH	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SiO ₂	T. S. M.
8031	乳頭 空噴 温泉水	58.9	5.21	4	12.8	22.9	0.00	4.94	1.00	4.75	1.73	26.6	99.0
32	田沢湖 湖水	20.8	4.47	20	17.3	4.58	0.00	4.75	0.78	6.50	1.83	12.1	87.0
33	国良 温泉水	54.8	7.06	372	232	2790	0.00	925	33.0	156	97.5	53.5	3185
34	葛根田 B-3 井 熱水	99.9	8.42	1130	91.8	48.8	12.0	706	88.8	21.9	0.00	407	2710
35	葛根田 A-2 井 熱水	100.2	8.52	1150	95.5	30.5	24.0	706	88.8	20.6	0.00	422	2730
36	葛根田 D-2 井 熱水	99.8	8.32	1120	101	48.8	27.0	675	92.5	15.6	0.00	414	2630
37	葛根田 A+B 凝縮水	b. p.	5.60	3	0.41	30.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	25.0
38	葛根田 D+E 凝縮水	b. p.	5.66	2	0.71	22.9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	22.0
39	松川 新3号井 凝縮水	b. p.	6.25	10	0.74	140	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	47.0
40	松川 新5号井 凝縮水	b. p.	5.31	2	0.45	9.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	29.0
41	湯ノ沢 河川水	9.2	6.32	2	14.2	6.10	0.00	2.56	0.41	5.00	1.25	11.0	75.0
42	御在所 温泉水	15.3	2.97	3	338	0.00	0.00	7.75	2.68	64.0	5.00	37.2	562
43	網張 温泉水	92.5	5.90	4	32.5	15.3	0.00	2.50	0.50	3.88	1.43	21.0	157
8101	浄法寺 温泉水	12.9	6.45	6170	1510	3690	0.00	4550	148	420	353	35.5	17300
02	湯ノ沢 湧水	23.4	7.90	8	9.96	32.0	0.00	8.13	0.38	4.60	0.01	23.4	107
03	七時雨 温泉水	17.4	6.47	4300	63.3	2040	0.00	2500	348	460	175	62.6	11300
04	七時雨 温泉水	16.1	5.39	421	14.6	976	0.00	425	63.8	53.8	17.5	19.4	1860
05	銭川 温泉水	91.1	8.35	257	120	54.9	21.0	250	19.0	10.0	0.08	113	1100
06	湯瀬 温泉水	63.2	9.15	33	297	9.2	13.5	145	3.50	25.0	0.00	53.6	661
07	安比 温泉水	47.3	4.40	6	768	6.10	0.00	39.0	4.00	270	3.50	24.2	1210
08	草ノ湯 温泉水	34.3	3.58	4	78.9	0.00	0.00	11.3	4.50	14.8	3.13	25.2	250
09	袖 温泉水	52.2	8.45	475	274	10.7	6.00	330	10.2	96.0	1.00	64.0	1410
10	大葛 温泉水	43.7	8.83	482	1360	6.10	6.00	225	2.50	470	0.00	27.1	2470
11	大滝 温泉水	57.4	7.85	535	726	35.1	0.00	450	10.0	187	0.25	43.1	2118
12	米代川 河川水	15.6	6.90	5	19.1	19.8	0.00	6.25	0.75	6.75	2.44	16.3	101
13	大沼 O-3Rb 井 熱水	96.6	7.75	519	179	71.7	0.00	390	39.0	16.0	0.00	366	2083
14	大沼 O-5R 井 熱水	96.6	7.70	569	187	68.7	0.00	415	52.0	13.5	0.05	367	2180
15	大沼 O-8R 井 熱水	96.2	7.75	596	208	74.8	0.00	445	56.5	10.0	0.00	428	2380
16	秋田峠山 温泉水	83.3	2.10	2	1740	0.00	0.00	7.50	8.00	5.50	6.75	250	1850

第2表 (つづき)
Table 2 (continued)

試料番号	試料名	温度 (°C)	pH	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SiO ₂	T. S. M.
8117	秋田焼山 温泉水	32.0	2.30	2	1180	0.00	0.00	5.00	5.00	5.00	3.35	87.5	726
18	玉川 温泉水	98.0	1.08	3140	2470	0.00	0.00	42.5	33.8	111	40.6	230	3310
19	打当 温泉水	52.6	7.16	2600	589	15.3	0.00	950	25.0	785	0.25	19.5	5720
20	玉川 河川水	14.3	3.37	35	33.6	0.00	0.00	5.31	1.19	8.25	2.00	19.0	138
21	水沢 温泉水	44.8	6.43	64	569	56.1	0.00	75.5	20.0	161	21.0	168	1530
22	田沢湖 湖水	19.0	4.27	15	20.0	3.05	0.00	4.63	0.75	6.88	1.75	15.6	126
23	田沢湖 温泉水	41.8	8.15	405	63.1	169	0.00	330	18.4	1.25	0.13	107	1100
24	玉川 河川水	17.6	4.75	14	22.9	4.58	0.00	4.63	0.63	6.25	1.56	10.8	82.0
25	夏瀬 温泉水	38.3	8.12	84	758	33.6	0.00	219	5.00	166	0.88	24.7	1380
26	乳頭 一本松 温泉水	13.6	3.20	2	69	0.00	0.00	3.13	0.63	4.25	1.56	15.8	143
27	国見 温泉水	54.8	7.08	326	257	2830	0.00	975	33.8	150	93.8	46.1	3180
28	繁 温泉水	74.1	9.17	99	210	44.2	7.50	170	4.75	28.5	0.00	67.4	646
29	篤宿 温泉水	51.3	8.40	49	301	30.5	0.00	140	5.50	30.5	0.25	55.0	665
30	岩手山 温泉水	40.5	7.78	316	594	226	0.00	463	19.4	67.5	8.75	117	1860
31	八幡沼 湖水	12.8	3.60	2	0.58	3.05	0.00	0.75	0.06	0.00	0.09	13.6	25
32	北ノ又川 河川水	8.0	5.70	2	2.47	15.3	0.00	2.75	0.25	1.50	0.84	2.6	22
33	鳳 温泉水	30.8	8.45	465	391	387	18.0	625	1.25	5.00	1.25	19.8	1850
34	小屋の畑 温泉水	29.7	9.35	4	54.9	18.3	9.00	31.3	0.13	6.75	1.25	13.4	165
35	苑走 温泉水	29.5	7.53	16	26.8	153	0.00	48.8	3.88	12.50	5.75	43.1	280
36	湯ノ沢 河川水	9.1	6.55	2	17.5	6.10	0.00	2.50	0.38	4.88	1.25	10.9	50.0
37	松川 新3号井 凝縮水	b. p.	5.65	2	0.45	160	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	5.4	101
38	松川 新5号井 凝縮水	b. p.	4.25	1	1.65	13.7	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.7	89
8201	蛇ノ湯 温泉水	40.2	7.47	10	511	24.0	0.00	88.5	2.05	128	0.15	45.6	930
8501	清水川 温泉水	27.0	7.67	81	251	296	0.00	125	8.50	50.0	46.3	45.7	838
02	大釜 温泉水	34.5	8.28	287	1240	520	27.0	840	15.3	28.1	16.3	19.3	2930
03	鞆石 温泉水	~40.0	8.01	1630	0.00	346	0.00	1030	43.0	48.8	4.50	75.6	3148
04	小先達 温泉水	43.8	7.54	1800	0.00	188	0.00	965	52.4	100	24.0	88.9	3517

第3表 仙岩地域において採取・分析された地表水、温泉水、孔井からの熱水等の微量溶存化学組成一覽表
 Table 3 Minor chemical composition of samples (surface waters, hot spring waters, and thermal fluids from geothermal wells) from the Sengan area.

試料番号	試料名	H ₂ S	free CO ₂	F ⁻	Br ⁻	I ⁻	Li ⁺	Cs ⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al ³⁺	Mn ²⁺	Cu ²⁺	Pb ²⁺	Zr ²⁺	NH ₄ ⁺	B
8001	藤七 温泉水	6.82	—	0.1	0.1	0.0	0.00	0.00	3.5	0.0	3.55	0.25	0.00	0.00	0.00	3.0	0.00
02	八幡沼 湖水	0.00	2.22	0.1	0.0	0.0	0.00	0.00	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.1	0.00
03	後生掛 温泉水	5.11	—	0.5	0.2	0.0	0.01	0.00	100	0.0	43.0	7.63	0.00	0.00	0.50	5.8	2.94
04	後生掛 温泉水	0.00	—	0.2	0.2	0.0	0.00	0.00	45.5	0.0	177	0.33	0.00	0.00	0.16	12.1	36.8
05	大深 温泉水	1.70	11.1	0.1	0.0	0.0	0.00	0.00	2.1	0.0	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	1.9	0.00
06	蒸ノ湯 温泉水	1.70	—	0.1	0.2	0.0	0.00	0.00	26.0	0.0	34.0	0.17	0.00	0.00	0.00	5.4	0.42
07	大沼 O-8R 井 凝縮水	3.41	26.7	0.1	0.0	0.0	0.00	0.00	3.6	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.6	0.70
08	大沼 O-8R 井 熱水	0.00	22.2	3.8	0.9	0.2	0.83	0.10	0.1	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.7	192
09	大沼 O-5R 井 熱水	0.00	14.5	3.8	0.8	0.2	0.83	0.09	0.1	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.9	159
10	大沼 O-3Rb 井 凝縮水	3.41	16.7	0.1	0.0	0.0	0.00	0.00	4.4	0.0	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	7.2	1.07
11	大沼 O-3Rb 井 熱水	0.00	31.1	3.9	0.3	0.0	0.71	0.09	0.1	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.4	159
12	志張 温泉水	0.00	0.00	1.5	0.2	0.1	0.00	0.00	0.1	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.1	13.0
13	銭川 温泉水	0.00	0.00	5.1	0.5	0.0	0.29	0.05	0.1	0.0	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.7	59.8
14	トロコ 温泉水	0.00	8.89	0.3	0.2	0.0	0.01	0.00	0.1	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.4	7.38
15	鳩ノ湯 温泉水	37.5	2.22	1.4	0.2	0.0	0.21	0.02	0.2	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.2	1.07
16	玉川 温泉水	2.56	—	73.8	3.9	1.0	0.01	0.00	0.5	0.0	235	1.80	0.00	1.20	1.80	23.2	29.6
17	叫沢 温泉水	2.56	—	0.1	0.2	0.0	0.00	0.00	1.3	0.0	143	1.60	0.00	0.10	0.16	7.2	0.16
18	蒸ノ湯 温泉水	0.00	8.89	0.1	0.1	0.0	0.00	0.00	0.6	0.0	3.40	1.00	0.00	0.00	0.00	15.8	0.21
19	澄川 温泉水	0.00	—	0.3	0.0	0.0	0.00	0.00	0.8	0.0	99.0	0.55	0.00	0.20	0.08	3.1	0.05
20	赤川 温泉水	5.11	—	0.4	0.1	0.0	0.00	0.00	0.5	0.0	9.58	0.42	0.00	0.00	0.00	1.2	0.80
21	乳頭 蟹場 温泉水	0.86	2.22	1.4	0.1	0.0	0.00	0.00	0.1	0.0	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	2.2	0.00
22	乳頭 妙ノ湯 温泉水	0.00	16.7	0.2	0.2	0.0	0.00	0.00	0.1	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.2	1.07
23	乳頭 黒湯 温泉水	tr.	—	0.1	0.2	0.0	0.00	0.00	2.3	0.0	3.04	0.06	0.00	0.00	0.00	6.6	0.16
24	乳頭 孫六湯 温泉水	0.00	111	1.5	0.2	0.1	0.06	0.00	0.1	0.0	3.03	0.17	0.00	0.00	0.00	1.7	1.34
25	乳頭 鶴ノ湯 温泉水	5.16	211	2.1	0.6	0.5	0.19	0.01	0.1	0.0	0.80	0.50	0.00	0.00	0.00	9.8	10.1
26	乳頭 大釜 温泉水	0.00	—	2.3	0.3	0.0	0.19	0.01	3.5	0.0	10.0	0.25	0.00	0.00	0.01	11.2	4.98
27	乳頭 小釜 温泉水	1.72	—	0.6	0.3	0.0	0.06	0.00	1.1	0.0	24.3	1.13	0.00	0.00	0.02	5.2	2.04
28	湯ノ沢 温泉水	5.11	2.22	1.0	0.0	0.0	0.16	0.01	0.2	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.2	10.3
29	湯ノ沢 温泉水	5.11	3.33	1.0	0.3	0.0	0.16	0.01	0.2	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.2	10.1
30	玉川 河川水	0.00	—	1.8	0.4	0.0	0.00	0.00	1.6	0.0	7.29	0.11	0.00	0.00	0.00	0.4	0.70

単位は mg/l

第3表 (つづき)
Table 3 (continued)

試料番号	試料名	H ₂ S	free CO ₂	F ⁻	Br ⁻	I ⁻	Li ⁺	Cs ⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al ³⁺	Mn ²⁺	Cu ²⁺	Pb ²⁺	Zn ²⁺	NH ₄ ⁺	B
8031	乳頭 空噴 温泉水	15.3	169	0.1	0.2	0.0	0.00	0.00	0.2	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	12.8	0.00
32	田沢湖 湖水	0.00	13.3	0.5	0.2	0.0	0.00	0.00	0.2	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.1	0.43
33	國見 温泉水	124	211	0.3	0.7	0.3	0.29	0.01	0.4	0.0	1.05	0.45	0.00	0.00	0.00	112	7.66
34	葛根田 B-3井 熱水	3.41	0.00	5.1	1.7	1.3	1.34	0.14	0.2	0.0	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.9	35.2
35	葛根田 A-2井 熱水	0.00	0.00	5.5	2.2	1.1	1.24	0.13	0.1	0.1	0.60	0.00	0.00	0.00	0.12	0.9	36.6
36	葛根田 D-2井 熱水	0.00	0.00	5.4	2.1	1.1	1.11	0.11	0.1	0.1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.8	34.4
37	葛根田 A+B 凝縮水	45.5	158	0.1	0.2	0.0	0.00	0.00	0.2	0.1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	40.0	0.43
38	葛根田 D+E 凝縮水	39.2	125	0.1	0.2	0.0	0.00	0.00	0.3	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	28.0	0.11
39	松川 新3号井 凝縮水	47.7	133	0.1	0.2	0.0	0.00	0.00	0.9	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	80.0	2.84
40	松川 新5号井 凝縮水	20.5	62.3	0.8	0.1	0.0	0.00	0.00	1.2	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.0	25.6
41	湯ノ沢 河川水	0.00	1.11	0.1	0.2	0.0	0.00	0.00	0.1	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.1	0.00
42	御在所 温泉水	1.70	—	0.6	0.2	0.0	0.00	0.00	2.6	0.0	8.98	0.22	0.00	0.00	0.00	2.6	0.00
43	網張 温泉水	10.2	17.8	0.1	0.2	0.0	0.00	0.00	26.0	0.0	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	26.0	0.00
8101	浄法寺 温泉水	0.00	1060	0.4	0.2	0.0	6.35	0.14	0.2	0.0	0.00	2.00	0.00	0.00	0.00	37.4	673
02	湯ノ沢 湧水	0.00	1.54	0.1	0.2	0.0	0.00	0.00	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	0.00
03	七時雨 温泉水	0.00	605	0.0	4.3	2.0	15.25	1.45	0.1	0.0	0.00	5.75	0.00	0.00	0.00	17.2	570
04	七時雨 温泉水	0.88	539	0.0	2.1	0.6	2.41	0.25	2.3	0.0	1.26	0.84	0.00	0.00	0.00	7.2	114
05	銭川 温泉水	0.00	0.00	4.7	0.5	0.0	0.29	0.04	0.0	0.0	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.4	59.1
06	湯瀬 温泉水	0.00	0.00	3.1	0.2	0.0	0.06	0.00	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	0.29
07	安比 温泉水	0.00	13.2	1.6	0.2	0.0	0.00	0.00	0.0	0.0	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.0	0.00
08	草ノ湯 温泉水	4.40	—	0.4	0.2	0.0	0.00	0.00	0.0	0.0	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	3.2	0.00
09	柚 温泉水	0.00	0.00	1.0	0.3	0.0	0.20	0.02	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.1	0.68
10	大葛 温泉水	0.00	0.00	3.4	0.3	0.0	0.14	0.00	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	0.68
11	大滝 温泉水	0.00	1.10	4.1	0.4	0.1	0.21	0.01	0.0	0.0	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.1	2.78
12	米代川 河川水	0.00	0.55	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00	0.0	0.0	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.0	0.00
13	大沼 O-3Rb井 熱水	0.00	36.3	3.7	0.3	0.0	0.73	0.08	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.2	156
14	大沼 O-5R井 熱水	0.00	28.6	3.8	0.7	0.1	0.83	0.08	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.2	161
15	大沼 O-8R井 熱水	0.00	22.0	4.0	0.7	0.2	0.80	0.07	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.2	188
16	秋田焼山 温泉水	14.1	—	0.3	0.0	0.0	0.00	0.00	10.0	0.0	119	0.26	0.00	0.00	0.00	7.4	0.00

第3表 (つづき)
Table 3 (continued)

試料番号	試料名	H ₂ S	Free CO ₂	F ⁻	Br ⁻	I ⁻	Li ⁺	Cs ⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al ³⁺	Mn ²⁺	Cu ²⁺	Pb ²⁺	Zn ²⁺	NH ₄ ⁺	B
8117	秋田焼山 温泉水	3.52	—	0.2	0.0	0.0	0.00	0.00	20.0	0.0	77.3	0.15	0.00	0.00	0.00	4.0	0.00
18	玉川 温泉水	0.88	—	80.0	3.3	1.1	tr.	0.00	14.4	0.0	303	1.94	0.00	1.00	1.75	36.0	23.9
19	打当 温泉水	0.00	4.40	2.1	2.0	0.2	1.41	0.09	0.1	0.0	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	1.4	10.7
20	玉川 河川水	0.00	—	1.2	0.3	0.0	0.00	0.00	0.6	0.0	1.54	0.01	0.00	0.00	0.00	0.0	0.32
21	水沢 温泉水	0.00	198	0.1	0.4	0.0	0.01	0.00	0.2	0.0	0.00	2.50	0.00	0.00	0.00	12.0	1.21
22	田沢湖 湖水	0.00	7.70	0.4	0.2	0.0	0.00	0.00	0.0	0.0	1.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.0	0.00
23	田沢湖 温泉水	0.00	2.20	3.0	0.3	0.0	0.21	0.00	0.0	0.0	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.4	2.00
24	玉川 河川水	0.00	4.40	0.3	0.3	0.0	0.00	0.00	0.0	0.0	1.19	0.01	0.00	0.00	0.00	0.1	0.00
25	夏瀬 温泉水	0.00	1.10	3.1	0.2	0.0	0.29	0.01	0.0	0.0	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.1	0.42
26	乳頭 一本松 温泉水	12.4	—	0.1	0.1	0.0	0.00	0.00	0.4	0.0	6.38	0.50	0.00	0.00	0.00	2.6	0.00
27	国見 温泉水	123	214	0.2	0.5	0.3	0.29	0.01	0.0	0.0	1.10	0.50	0.00	0.00	0.00	86.0	8.56
28	繫 温泉水	0.35	0.00	5.0	0.5	0.0	0.21	0.01	0.0	0.0	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	8.3	1.47
29	燈宿 温泉水	0.00	1.10	1.9	0.2	0.0	0.11	0.00	0.0	0.0	0.01	0.36	0.00	0.00	0.00	0.2	0.21
30	岩手山 温泉水	0.00	11.0	1.0	0.7	0.3	0.22	0.00	0.0	0.0	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.8	20.9
31	八幡沼 湖水	0.00	1.10	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00	0.0	0.0	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.2	0.00
32	北ノ又川 河川水	0.00	0.66	0.0	0.0	0.0	0.02	0.00	0.0	0.0	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.1	0.00
33	鳳 温泉水	0.00	0.00	5.6	0.4	0.3	0.00	0.00	0.0	0.0	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.2	14.5
34	小屋の畑 温泉水	0.00	0.00	1.1	0.1	0.0	0.05	0.00	0.0	0.0	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.1	0.00
35	焼走 温泉水	0.00	4.40	0.3	0.1	0.0	0.07	0.00	0.0	0.0	0.00	0.46	0.00	0.00	0.00	0.4	0.16
36	湯ノ沢 河川水	0.00	1.10	0.1	0.2	0.0	0.00	0.00	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	0.00
37	松川 新3号井 凝縮水	65.3	262	0.0	0.1	0.0	0.00	0.00	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	75.2	3.83
38	松川 新5号井 凝縮水	47.6	160	0.8	0.1	0.0	0.00	0.00	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	38.8	28.2
8201	蛇ノ湯 温泉水	n.d.	1.12	0.8	0.00	0.0	tr.	0.00	0.0	0.0	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	n.d.	0.00
8501	清水川 温泉水	n.d.	5.59	0.4	0.2	0.1	0.00	0.00	0.0	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	0.63
02	大釜 温泉水	n.d.	0.00	2.7	0.8	0.2	0.38	0.04	0.4	n.d.	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	23.8
03	零石 温泉水	n.d.	4.47	0.8	5.4	0.7	0.41	0.06	0.3	n.d.	0.01	0.38	0.00	0.00	0.00	n.d.	10.3
04	小先達 温泉水	n.d.	6.70	0.8	3.8	0.2	0.41	0.06	0.2	n.d.	0.00	0.80	0.00	0.00	0.00	n.d.	5.49

第4表 仙岩地域の温泉水・熱水についての石英シリカ温度、アルカリ比温度及び各種化学的分類一覧表
 Table 4 Geochemical temperatures and chemical classification of hot spring and thermal fluids from the Sengan area.

試料番号	試料名	T _{SiO₂} (Cond.) ^{*1} (°C)	T _{SiO₂} (Adia.) ^{*1} (°C)	T _{Na₂K₂Ca} (°C)	T _{Na₂K₂Ca} ^{*2} (°C)	第2,3,4,5図に おける表示記号 ^{*3}	第6図における 表示記号 ^{*1,*4}	第7図における 表示記号 ^{*3}	第8図における 表示記号 ^{*3,*6}
8001	藤七 温泉水	88	92	12*	—	3	EY1	2	AY*
02	八幡沼 湖水	—	—	—	—	—	—	—	—
03	後生掛 温泉水	221	202	32*	—	3	EY1	2	AZ
04	後生掛 温泉水	202	188	46*	—	3	EY1	2	AZ
05	大深 温泉水	58	65	—	—	3	CZ3	4	AY*
06	蒸ノ湯 温泉水	183	172	73*	53	3	EY1	2	BZ
07	大沼 O-8R 井 凝縮水	—	—	—	—	—	—	—	—
08	大沼 O-8R 井 熱水	225	206	222	222	18	EX3	3	EZ
09	大沼 O-5R 井 熱水	225	206	214	214	18	EX3	3	EZ
10	大沼 O-3Rb 井 凝縮水	—	—	—	—	—	—	—	—
11	大沼 O-3Rb 井 熱水	230	209	208	208	18	EX3	3	EZ
12	志張 温泉水	91	94	97*	97	4	CX3	4	BZ
13	鏡川 温泉水	152	146	179	179	4	EX3	3	DZ
14	トロコ 温泉水	69	75	57*	—	4	DX3	4	BZ
15	鳩ノ湯 温泉水	122	121	76*	63	6	CY3	4	BY
16	玉川 温泉水	193	180	89*	59	2	EX1	1	BX
17	叫沢 温泉水	178	168	60*	—	2	EY1	2	BX
18	蒸ノ湯 温泉水	172	163	86*	86	3	EY2	2	BX
19	澄川 温泉水	223	204	40*	—	3	DY1	2	AY*
20	赤川 温泉水	102	104	37*	—	3	CY1	2	AZ
21	乳頭 蟹場 温泉水	87	91	25*	—	8	CY3	4	AY*
22	乳頭 妙ノ湯 温泉水	98	100	65*	—	8	CZ3	4	BY
23	乳頭 黒湯 温泉水	100	102	39*	—	7	EY1	2	AY*
24	乳頭 孫六湯 温泉水	124	123	68*	—	8	DX3	4	BY
25	乳頭 鶴ノ湯 温泉水	109	110	33*	—	8	DX3	4	AY
26	乳頭 大釜 温泉水	190	177	252	80	7	EY1	1	EY
27	乳頭 小釜 温泉水	121	120	86*	33	7	DY1	1	BY
28	湯ノ沢 温泉水	131	128	85*	85	5	DX3	4	BZ
29	湯ノ沢 温泉水	111	111	85*	85	5	DX3	4	BZ
30	玉川 河川水	—	—	—	—	—	—	—	—

第4表 (つづき)
Table 4 (continued)

試料番号	試料名	T _{SiO₂} (Concl.) ^{*1} (°C)	T _{SiO₂} (Adia.) ^{*1} (°C)	T _{Na, K, Ca} ^{*1} (°C)	T _{Na, K, Ca, Mg} ^{*2} (°C)	第2, 3, 4, 5図に おける表示記号 ^{*3}	第6図における 表示記号 ^{*3, *4}	第7図における 表示記号 ^{*3}	第8図における 表示記号 ^{*3, *5}
8031	乳頭 空噴 温泉水	75	80	30*	—	7	CZ2	4	AY*
32	田沢湖 湖水	—	—	—	—	—	—	—	—
33	国見 温泉水	105	106	140	21	10	CZ3	6	CY
34	葛根田 B-3 井 熱水	233	212	221	221	19	EX3	3	EY
35	葛根田 A-2 井 熱水	237	215	222	222	19	EX3	3	EY
36	葛根田 D-2 井 熱水	235	214	230	230	19	EX3	3	EY
37	葛根田 A+B 凝縮水	—	—	—	—	—	—	—	—
38	葛根田 D+E 凝縮水	—	—	—	—	—	—	—	—
39	松川 新3号井 凝縮水	—	—	—	—	20	W	7	AZ
40	松川 新5号井 凝縮水	—	—	—	—	20	W	7	AZ
41	湯ノ沢 河川水	—	—	—	—	—	—	—	—
42	御在所 温泉水	89	92	16	—	3	AY1	2	AY*
43	網張 温泉水	66	72	12	—	9	EY2	4	AY*
8101	浄法寺 温泉水	87	90	153	—	11	AX3	3	DZ
02	湯ノ沢 湧水	70	75	12*	—	—	—	—	—
03	七時雨 温泉水	113	113	222	58	11	AX3	3	EZ
04	七時雨 温泉水	63	69	212	76	11	AZ2	4	EZ
05	銭川 温泉水	144	140	179	174	4	EX3	3	DZ
06	湯瀬 温泉水	105	107	64*	—	14	DY4	4	BX
07	安比 温泉水	71	77	16*	—	3	CY2	2	AY*
08	草ノ湯 温泉水	73	78	57*	—	3	BY2	2	BY*
09	杣 温泉水	114	114	78*	78	14	CX3	5	BX
10	大藪 温泉水	75	81	10*	—	14	CY3	5	AX
11	大滝 温泉水	95	98	67	—	14	CY3	5	BX
12	米代川 河川水	—	—	—	—	—	—	—	—
13	大沼 O-3Rb 井 熱水	225	205	198	198	18	EX3	3	DZ
14	大沼 O-5R 井 熱水	225	206	215	215	18	EX3	3	EZ
15	大沼 O-8R 井 熱水	238	216	220	220	18	EX3	3	EZ
16	秋田焼山 温泉水	195	182	92*	—	1	DY1	2	BY*

第4表 (つづき)
Table 4 (continued)

試料番号	試料名	T _{SO₂} (Cond.) *1 (°C)	T _{SO₂} (Adia.) *1 (°C)	T _{Na₂K₂Ca} (°C) *1	T _{Na₂K₂Ca} (°C) *2	第2, 3, 4, 5区に おける表示記号*3	第6区における 表示記号*3, *4	第7区における 表示記号*3	第8区における 表示記号*3, *5
17	秋田焼山 温泉水	130	128	73*	48	1	BY1	2	BY*
18	玉川 温泉水	189	177	92*	54	2	EX1	1	EX
19	打当 温泉水	63	69	73*	73	14	CX3	5	EX
20	玉川 河川水	—	—	—	—	—	—	—	—
21	水沢 温泉水	168	160	73*	73	10	CY3	4	BY
22	田沢湖 湖水	—	—	—	—	—	—	—	—
23	田沢湖 温泉水	141	137	186	186	17	BX3	3	DX
24	玉川 河川水	—	—	—	—	—	—	—	—
25	夏瀬 温泉水	72	77	42*	—	14	BY3	5	AX
26	乳頭 一本松 温泉水	55	62	17*	—	7	AY2	2	AY*
27	国見 温泉水	98	100	140	21	10	CZ3	6	CY
28	繫 温泉水	116	116	72*	72	13	DY4	4	BY
29	鷲宿 温泉水	106	108	74*	74	13	CY3	4	BX
30	岩手山 温泉水	146	141	144	99	15	BY3	4	CY
31	入幡沼 湖水	—	—	—	—	—	—	—	—
32	北ノ又川 河川水	—	—	—	—	—	—	—	—
33	鳳 温泉水	63	70	54	—	13	BX3	4	BY
34	小屋の畑 温泉水	49	57	—	—	12	BY3	4	AY*
35	焼走 温泉水	95	98	70*	70	12	BZ3	6	BY
36	湯ノ沢 河川水	—	—	—	—	—	—	—	—
37	松川 新3号井 凝縮水	—	—	—	—	20	W	7	AZ
38	松川 新5号井 凝縮水	—	—	—	—	20	W	7	AZ
8201	蛇ノ湯 温泉水	98	100	18*	—	6	BY3	4	AX
8501	清水川 温泉水	98	100	76*	—	12	BY3	4	BX
02	大釜 温泉水	62	69	122	31	13	BY3	4	CY
03	雫石 温泉水	122	121	159	131	16	BX3	3	DX
04	小先達 温泉水	131	128	165	72	17	CX3	3	DX

*1 TRUESEDL(1975)により計算, *2 FOURNIER and POTTER (1979)により計算, T_{Na₂K₂Ca}については*はβ=1.333, 無印はβ=0.333を用いた, *3 各区の凡例及び説明参照, *4 右端の記号は, 1 pH<3, 2 3≤pH<6, 3 6≤pH<9, 4 9≤pHを示す, *5 右端の*は, Cl濃度が10 mg/l未満でB濃度が0.1 mg/l未満の場合に右側の記号をYとしたことを示す.

6. 考 察

5.に示した地熱流体の化学分析結果及びその分布に基づき、仙岩広域地熱地域の熱水系に関して以下の4項目について考察を行った。

- (1) pH及び陰イオン組成に基づく温泉水・熱水の分類とその起源.
- (2) 温泉水・熱水に適用した地球化学温度計による温度とその意味.
- (3) 温泉水・熱水・蒸気凝縮水の B/Cl 比とその意味.
- (4) 概念的な熱水系の生成・分布モデル.

6.1 pH 及び陰イオン組成に基づく温泉水・熱水の分類とその起源

高温での岩石—水反応実験、蒸気—熱水間の元素分配実験などの結果を基礎として、地熱流体の化学的特徴からその地熱流体を供給している地下の熱水系のタイプ、地熱流体の生成機構などを推測することが可能である(例えば、WHITE, 1970; ELLIS and MAHON, 1977).

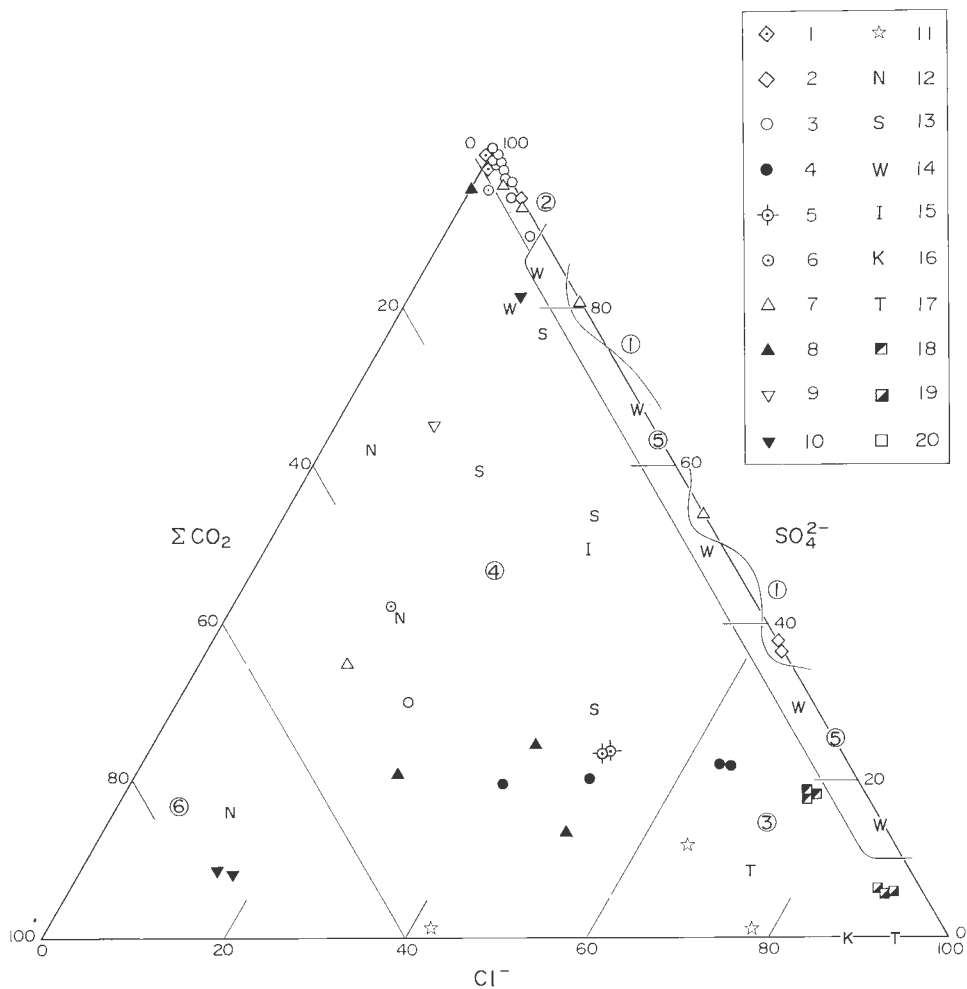
仙岩地域から採取・分析された温泉水・熱水を、その pH 及び陰イオン組成に基づいて若干人為的ではあるが以下の6グループに分類した(第2図、第3図、第4表参照).

- 第1グループ：酸性 Cl-SO₄ 型
- 第2グループ：酸性 SO₄ 型
- 第3グループ：中性 Cl 型
- 第4グループ：中性 Cl-SO₄-ΣCO₂ 型
- 第5グループ：中性 Cl-SO₄ 型
- 第6グループ：中性 ΣCO₂ 型

以下に各グループごとにその分布、化学的特徴及び考えられる起源について述べる(第2表、第3表、第7図参照).

第1グループ：第1グループの温泉としては、玉川温泉大噴及び乳頭温泉大釜・小釜があり、仙岩地域の中央部において後述する第3グループ以下の温泉よりも相対的に高所に湧出する。第1グループの温泉水は強い酸性で、陰イオンとして SO₄ のみならず Cl が多く含まれることで特徴づけられる。陽イオン構成については変化が大きく、玉川温泉大噴及び小釜が第2グループに類似しているのに対して、大釜は第3グループに類似している。玉川温泉大噴は、他の温泉水・熱水に比較して特異的に F, Pb, Zn などに富むことを特徴としている。このような第1グループの温泉の生成には、WHITE(1957a, 1970)、岩崎(1970)などが指摘しているように、1)地下深部のマグマから上昇して来る HCl に富む高温の火山ガスが寄与している可能性、及び2)第2グループの温泉水と第3グループの温泉水とが混合している可能性などが考えられるが、玉川温泉大噴については塩濃度が高いにもかかわらず極端に低い pH と前述した微量成分の異常濃集、乳頭温泉大釜・小釜については後述する温泉の帯状分布などから1)の過程によって生成した可能性が高いと考えられる。

第2グループ：第2グループの温泉としては、秋田焼山—八幡平周辺の藤七、後生掛、叫沢の各温泉、乳頭黒湯温泉などがあり、仙岩地域の中央部において後述する第3グループ以下の温泉よりも相対的に高所に湧出する。第2グループの温泉水は強い酸性—弱い酸性で、陰イオンとして SO₄ が圧倒的に卓越している。陽イオンとしては、一般に Na+K, Ca 及び Mg が等しい量ずつ存在する傾向にある。第2グループの温泉水は、一般に第3-6グループの温泉よりも Fe, Al, Mn などに富んでいることを特徴としている。このような第2グループの温泉の生成には、WHITE(1957a, 1970)、岩崎(1970)などが指摘しているように、1)地下深部のマグマから上昇して来る、第1グループの温泉の生成に関与している火山ガスよりは低温の SO₂ や H₂S に富む高温の火山ガスが寄与している可能性、2)地下に生成した蒸気卓越系からもたらされた蒸気あるいは熱水卓越系の熱水より分離した蒸気が、地表付近の O₂ に富む降水起源の地表水・地下水と混合し酸化されることにより H₂S が H₂SO₄ に変化することによって生

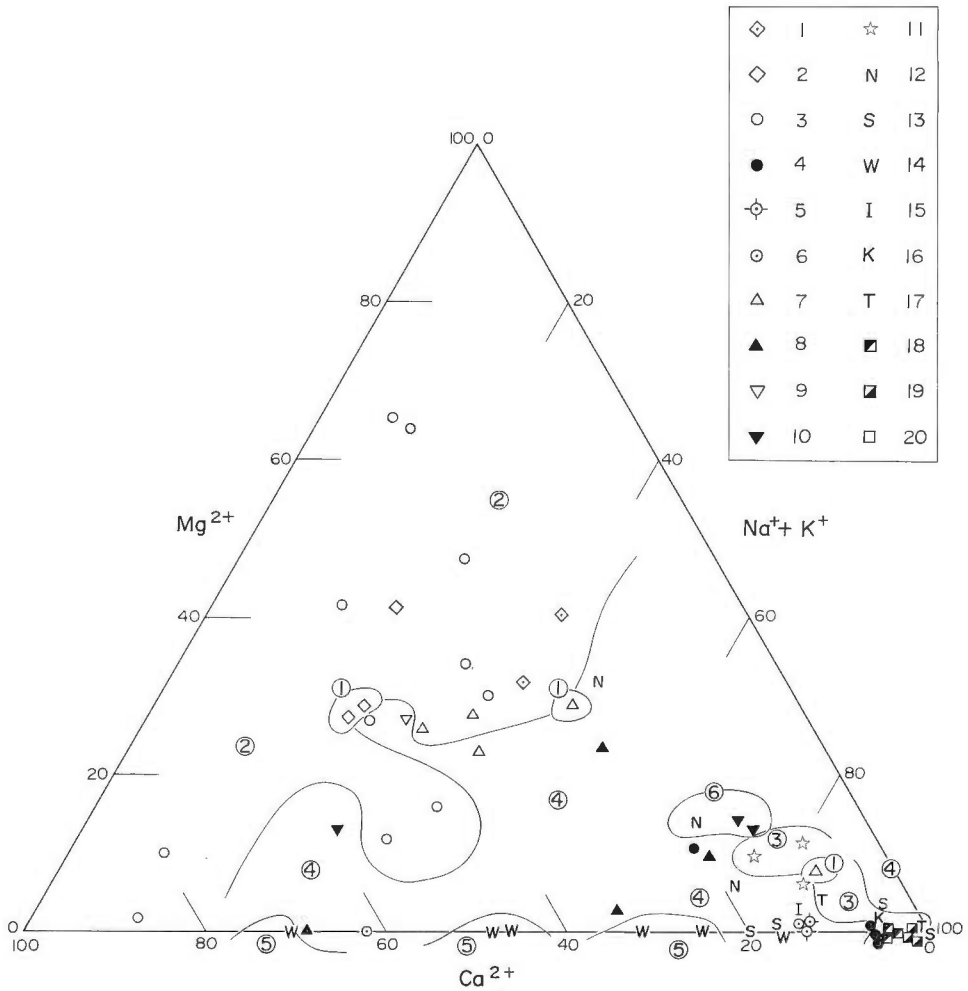


第2図 仙岩地域の温泉水・熱水についての主要3陰イオンの三角図。

1 秋田焼山, 2 玉川・叫沢, 3 藤七・蒸ノ湯 後生掛, 4 志張一銭川, 5 湯ノ沢, 6 鳩ノ湯・蛇ノ湯, 7 乳頭大釜 黒湯, 8 乳頭係六湯一鶴ノ湯, 9 網張, 10 水沢・国見, 11 浄法寺・七時雨, 12 小屋の榎一荒走, 13 大釜一鶯宿, 14 大滝一抽一夏瀬, 15 岩手山, 16 雫石, 17 田沢湖・小先達, 18 大沼, 19 葛根田, 20 松川の各温泉・地熱井からの試料を示す。丸の中の数字と境界線は、pH及び主要陰イオン組成に基づく温泉水・熱水の分類を示す(本文参照)。

Fig. 2 Triangular diagram of major anions (meq/l%) for hot spring and thermal waters from the Sengan area.

Symbols 1 to 20 show hot spring and thermal water samples collected in and around the following areas: 1, Akita-Yakeyama; 2, Tamagawa-Sakebizawa; 3, Toshichi-Fukenoyu-Goshogake; 4, Shibariz-Zenikawa; 5, Yunosawa; 6, Hatonoyu-Hebinoyu; 7, Nyuto-Ogama-Kuroyu; 8, Nyuto-Magorokuyu-Tsurunoyu; 9, Amihari; 10, Mizusawa-Kunimi; 11, Johoji-Nanashigure; 12, Koyanohata-Yakebashiri; 13, Ogama-Oshuku; 14, Otaki-Soma-Natsuse; 15, Iwatesan; 16, Shizukuishi; 17, Tazawako-Kosendatsu; 18, Onuma; 19, Kakkonda; 20, Matsukawa. Numbers in circles and boundary lines show the classification of hot spring and thermal waters based on pH and major anion composition. (See text.)



第3図 仙岩地域の温泉水・熱水についての主要4陽イオンの三角図。

1 秋田焼山, 2 玉川・叫沢, 3 藤七一蒸ノ湯一後生掛, 4 志張一銭川, 5 湯ノ沢, 6 鳩ノ湯・蛇ノ湯, 7 乳頭大釜一黒湯, 8 乳頭孫六湯一鶴ノ湯, 9 網張, 10 水沢・国見, 11 浄法寺・七時雨, 12 小屋の畑一荒走, 13 大釜一鶯宿, 14 大滝一仙一夏瀬, 15 岩手山, 16 雫石, 17 田沢湖・小先達, 18 大沼, 19 葛根田, 20 松川の各温泉・地熱井からの試料を示す。丸の中の数字と境界線は、pH及び主要陰イオン組成に基づく温泉水・熱水の分類を示す(本文参照)。

Fig. 3 Triangular diagram of major cations (meq/l%) for hot spring and thermal waters from the Sengan area.

Symbols are the same as in Fig. 2. (See text.)

成した可能性などが考えられる。

第3グループ：第3グループの温泉及び熱水としては、大沼・葛根田地域の地熱井からの熱水、銭川、田沢湖、雫石、浄法寺の各温泉などがあり、仙岩地域の中央部とその近傍及び七時雨火山の周辺の河川沿いの低地に一般に噴出・湧出する。第3グループの温泉水・熱水はほぼ中性で、陰イオンとしてClが卓越しており、陽イオンとしてはNa+Kが圧倒的に卓越している。このような第3グループの温泉の生成には、WHITE (1970), ELLIS and MAHON (1964, 1967, 1977)などが指摘しているように、1)降水起源地下水を水の起源としてマグマあるいは高温火成岩体からの伝導加熱によって生成した高温の熱水卓越系からもたらされた熱水を起源としている可能性、2)化石海水あるいは変成水が寄与している可能性などが考えられる。大沼・葛根田地域の熱水・温泉水については1)の過程によって生成していると考えられるが、田沢湖、雫石、浄法寺などの温泉水については後述する様に、2)の過程によって生成している可能性が強いと考えられる。

第4グループ：第4グループの温泉としては、秋田焼山―八幡平周辺の志張、湯ノ沢、鳩ノ湯の各温泉、乳頭蟹場、鶴ノ湯の各温泉のほか、湯瀬温泉、岩手山温泉、繫温泉、鶯宿温泉などがあり、仙岩地域の中央部を広く取り囲む様に一般に河川沿いの低地に湧出する。第4グループの温泉水は中性―弱いアルカリ性で、陰イオンとしてCl, SO₄, ΣCO₂がほぼ等しい量づつ存在するかまたはSO₄に富んでいる。陽イオンとしては一般にNa+Kが卓越するけれども、第3グループに比較すればCa及びMgに富む傾向にある。このような第4グループの温泉は第2グループと第3グループの温泉の中間的な性質を示しており、WHITE (1957a, 1970), ELLIS and MAHON (1977), 岩崎(1970)などが指摘しているように、1)地下深部のマグマから上昇して来るH₂SやCO₂に富む中―低温の火山ガスが寄与することにより生成している可能性、2)高温の熱水卓越系あるいは蒸気卓越系の周囲で熱水あるいは蒸気が降水起源地下水と混合することにより生成する中―低温の熱水を起源としている可能性、3)降水起源地下水を水の起源として主に伝導加熱機構により生成した中―低温の熱水卓越系からもたらされた熱水を起源としている可能性などが考えられる。

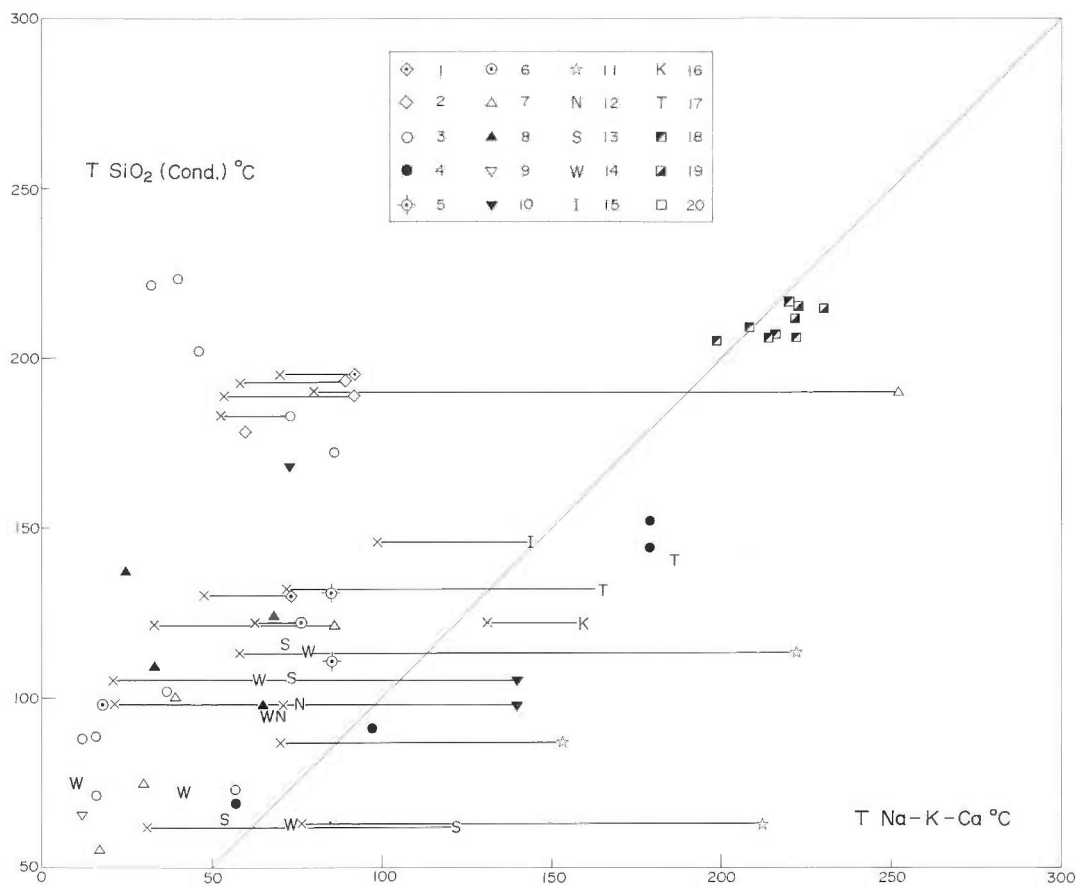
第5グループ：第5グループの温泉としては、大滝、杣、夏瀬の各温泉などがあり、仙岩地域の中央部から隔った西部の河川沿いの低地に湧出する。第5グループの温泉水はほぼ中性で、陰イオンとしてClとSO₄が卓越し、ΣCO₂は非常に少ない。陽イオンとしてはNa+KとCaが卓越し、Mgは非常に少ない。このような第5グループの温泉は、SAKAI and MATSUBAYA (1974)などが名づけた「グリーンタフ型温泉」の一部と化学的に類似している。第5グループの温泉は、基本的に伝導加熱機構により生成した中―低温の熱水系からもたらされた熱水を起源としていると考えられるが、その特徴的な溶存化学組成の原因についてはSAKAI and MATSUBAYA (1974)などを参考にして定性的には次のように解釈される。すなわち、第5グループの温泉水は、本来「グリーンタフ」を形成した新第三紀の海底火山活動に伴なわれて火山岩類―火山砕屑岩類中に残留した化石海水を起源としている。高温での海水―岩石反応により硬石膏、方解石、緑泥石等が生成したため、残留化石海水はCa, Mg, SO₄, ΣCO₂に乏しく、NaとClのみに富んでいた。本地域の陸化後、降水起源の低温の地下水が徐々に浸透してNa, Clを希釈するとともに、硬石膏を溶解してCa, SO₄が温泉水に追加された。第5グループの温泉の分布地域の地下では新第三紀の海成の堆積岩類の分布量が少なく、また第四紀の火山活動も弱かったため、有機物質起源やマグマ起源のΣCO₂の増加は少なかった。

第6グループ：第6グループの温泉としては、国見、焼走の各温泉があり、仙岩地域の中央部の周辺で第1-2グループと第3-5グループの中間的な位置に湧出する傾向にある。第6グループの温泉はほぼ中性で、陰イオンとしてΣCO₂が圧倒的に卓越しており、陽イオンとしてはNa+Kに富む。このような第6グループの温泉は、WHITE (1957a)などが指摘しているように、蒸気卓越系あるいは熱水卓越系の周囲でCO₂に富む蒸気がO₂に乏しい地下深部の降水起源地下水と混合して生成した中―低温の熱水を起源としている可能性が高いと考えられるが、ΣCO₂が非常に多い国見温泉については、地下深部のマグマから上昇して来る高温・酸性の火山ガスと先新第三系中に存在する石灰岩などが反応を行うことにより生成している可能性もあると思われる。

6.2 温泉水・熱水に適用した地球化学温度計による温度とその意味

地熱貯留層における温度依存性の高い岩石—地熱流体間の化学反応などの結果を採取・分析した地熱流体が保持している場合、地熱流体の化学データから地熱貯留層の温度を推定することが可能である(たとえば、WHITE, 1970; TRUESDELL, 1975)。

第4図に示すように、大沼及び葛根田両地熱発電所の地熱井より噴出する熱水の石英シリカ温度とアルカリ比温度とはよく一致し、しかも坑底温度(与良ほか, 1973; NAKAMURA and SUMI, 1981)にほぼ一致する200-230°Cの高い値となっている。このことは、大沼及び葛根田地域の開発されている地熱貯留層が概略この程度の温度を持っていることを示すと同時に、これらの地球化学的温度計が地熱井より噴出する高温の熱水に対して非常に有効であることを示している。



第4図 仙岩地域の温泉水・熱水についてのアルカリ比温度と石英シリカ温度との相関性。
 1 秋田焼山, 2 玉川・叫沢, 3 藤七一蒸ノ湯—後生掛, 4 志張—銭川, 5 湯ノ沢, 6 鳩ノ湯・蛇ノ湯, 7 乳頭大釜—黒湯, 8 乳頭孫六湯—鶴ノ湯, 9 網張, 10 水沢・国見, 11 浄法寺・七時雨, 12 小屋の畑—焼走, 13 大釜—鶯宿, 14 大滝—袖—夏瀬, 15 岩手山, 16 雫石, 17 田沢湖・小先達, 18 大沼, 19 葛根田, 20 松川の各温泉・地熱井からの試料を示す。大沼及び葛根田の地熱井からの試料については T_{SiO_2} (Adia.)を表示した。Xは $T_{Na-K-Ca-Mg}$ を示す。

Fig. 4 Correlation between alkali and SiO_2 (quartz) temperatures for hot spring and thermal waters from the Sengan area.
 Symbols are the same as in Fig. 2. T_{SiO_2} (Adia.) was applied to the thermal water samples from Onuma and Kakkonda geothermal wells. Symbol X shows $T_{Na-K-Ca-Mg}$.

しかし、温泉水に適用した石英シリカ温度とアルカリ比温度とは一般に一致が悪く、また200°C以上の高温を示す場合は少ない。このことは、温泉水の生成にあたっては、その起源となる熱水の流動に伴われて周辺の地下水と混合したり、気液分離を行ったり、新に周囲の岩石と反応を行ったりすることの反映と考えられる。

第1グループ及び第2グループの温泉のうち、乳頭大釜温泉のみが石英シリカ温度、アルカリ比温度($T_{Na-K-Ca}$ のみ)が比較的一致した190-250°Cの高い温度を示しており、地下にある程度岩石—地熱流体反応が進んだ高温の熱水卓越系が存在する可能性を示唆している。これに対して、第1-2グループの他の温泉は、石英シリカ温度が200°Cに近い高い温度を示す場合があるのに対してアルカリ比温度は100°C以下の実測気温よりも低い温度を示す場合が多い。これについては、これらの温泉の生成には前述したように途中で蒸気相が関与していると考えられることから、これらの地球化学温度計が示す温度は地下の地熱貯留層の温度を反映していないと判断される。

一方、第3グループの温泉のうち銭川、田沢湖、雫石の各温泉は、アルカリ比温度の方が石英シリカ温度よりも高い傾向にあるけれども比較的一致した120-180°Cのかなり高い地球化学温度を示しており、地下に高い温度の熱水卓越系が存在する可能性を示唆している。これに対して浄法寺、七時雨の各温泉は150-220°Cの高い $T_{Na-K-Ca}$ を示すものの $T_{Na-K-Ca-Mg}$ 及びシリカ温度は低いため、その地下に高温の熱水系が存在する可能性は低いと考えられる。

第4グループの温泉では、岩手山温泉が約150°C、湯ノ沢、鳩ノ湯及び志張の各温泉が約80-120°Cの比較的一致した石英シリカ温度及びアルカリ比温度を示しており、これらの地域の地下には少なくともこの程度の温度の熱水卓越系が存在していると予想される。これら以外の第4グループの温泉では、石英シリカ温度とアルカリ比温度との一致が悪く、またこれらの地球化学温度が低いため、その地下に高温の熱水系が存在する可能性は低いと考えられる。

第5グループの温泉は、ほとんどすべて100°C以下の低い地球化学温度を示しており、これらの地域の地下に高い温度の熱水系の存在を期待することは困難である。

第6グループの温泉のうち国見温泉は約140°Cの $T_{Na-K-Ca}$ を示すけれども、その $T_{Na-K-Ca-Mg}$ と石英シリカ温度は低く、その地下に高温の熱水系が存在する可能性はあまり高くないと思われる。

6.3 温泉水・熱水・蒸気凝縮水の B/Cl 比とその意味

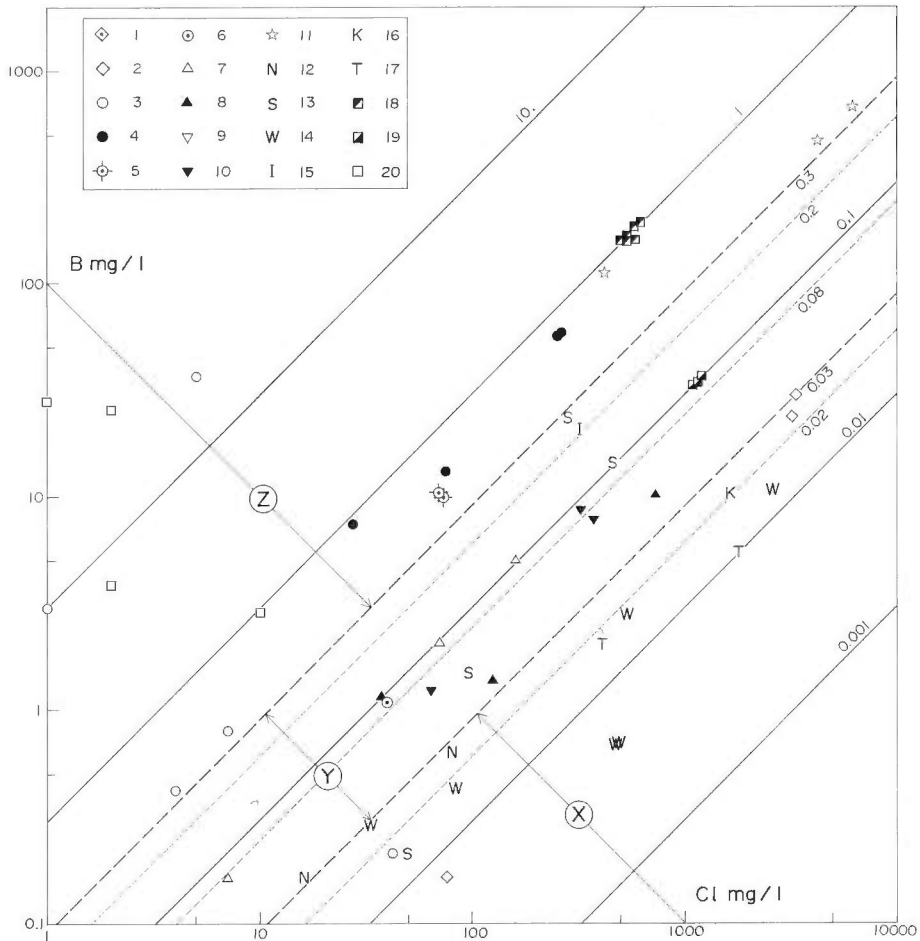
主に降水起源の地下水を水の起源とする高—中温の熱水卓越系では、岩石から一方的に地熱流体中に溶出する傾向の強い可溶性成分である Cl と B の濃度比が地熱貯留層を構成する岩石と採取・分析される熱水とで一般に類似する。このことから、温泉水・熱水の Cl と B の分析値を用いて地熱貯留層を構成する岩石種の推定を行うことを通じて、地熱貯留層の発達する深度を定性的に明らかにすることが可能である。すなわち、主に降水起源の地下水を水の起源とする高—中温の熱水系では、地熱貯留層が火山岩類—火山砕屑岩類によって構成される場合と、海成の砕屑性堆積岩類によって構成される場合とで温泉水・熱水の B/Cl モル比には系統的な差が認められ、0.08-0.1程度の値を境界にして前者の場合には低く、後者の場合には高くなる(ELLIS and MAHON, 1977; SHIGENO and ABE, 1983)。

一方、海水・化石海水が0.001程度の顕著に低い B/Cl モル比を示すのに対して、蒸気卓越系からもたらされる蒸気が1以上の極端に高い B/Cl モル比を示すことなどから、温泉水・熱水に対するこれらの寄与を推定することも可能である(WHITE, 1957b; SHIGENO and ABE, 1983)。

第5図に示すように、仙岩地域から採取・分析された温泉水・熱水・蒸気凝縮水は、やや人為的であるが0.03及び0.3の B/Cl モル比を境にして3つのグループに分類することができる。これらの3グループの温泉水・熱水・蒸気凝縮水が示す B/Cl 比の差異の原因については以下のように解釈される。

(1) B/Cl モル比が0.03 以下の温泉水等

このグループの温泉水などが示す低い B/Cl 比には、主に以下の2つの原因が寄与していると考えられる(SHIGENO and ABE, 1983)。1) 第1グループの玉川温泉大噴が示す0.02-0.03程度のやや低い B/Cl モル比については、B/Cl 比が低く HCl に富む高温の火山ガスの寄与を受けているためであると考えられ



第5図 仙岩地域の温泉水・熱水・蒸気凝縮水についてのCl濃度とB濃度との関係。

1 秋田焼山, 2 玉川・叫沢, 3 藤七一蒸ノ湯一後生掛, 4 志張一銭川, 5 湯ノ沢, 6 鳩ノ湯・蛇ノ湯, 7 乳頭大釜一黒湯, 8 乳頭孫六湯一鶴ノ湯, 9 網張, 10 水沢・国見, 11 浄法寺・七時雨, 12 小屋の畑一鹿走, 13 大釜一鶯宿, 14 大滝一杣一夏瀬, 15 岩手山, 16 雫石, 17 田沢湖・小先達, 18 大沼, 19 葛根田, 20 松川の各温泉・地熱井からの試料を示す。丸の中の英字と付随する線は、B/Cl比に基づく温泉水・熱水等の分類を示す。数字と付随する斜線は、B/Clモル比を示す。

Fig. 5 Relationship between Cl and B concentrations for hot spring waters, thermal waters and steam condensates from the Sengan area.

Symbols are the same as in Fig. 2. X, Y and Z in circles and attached lines show the classification of samples by B/Cl ratio. Numbers and attached oblique lines show B/Cl mol ratio.

る。2)一方, 新第三系より湧出している第3グループの田沢湖, 雫石, 第5グループの大滝, 杣, 夏瀬などの比較的低温の各温泉水が示す低いB/Cl比については, 残留している化石海水の寄与を受けているためであると結論される。他のCl濃度が低い温泉水が示す低いB/Cl比の原因については必ずしも明らかではないが, 第2グループの温泉水についてはB/Cl比が低い高温の火山ガスの寄与, 第4グループの温泉水については化石海水の寄与を受けている可能性が強いと考えられる。

(2) B/Clモル比が0.03-0.3の温泉水・熱水等

このグループの温泉水・熱水は, 第3グループの葛根田熱水, 第4グループの乳頭鶴ノ湯・妙ノ湯,

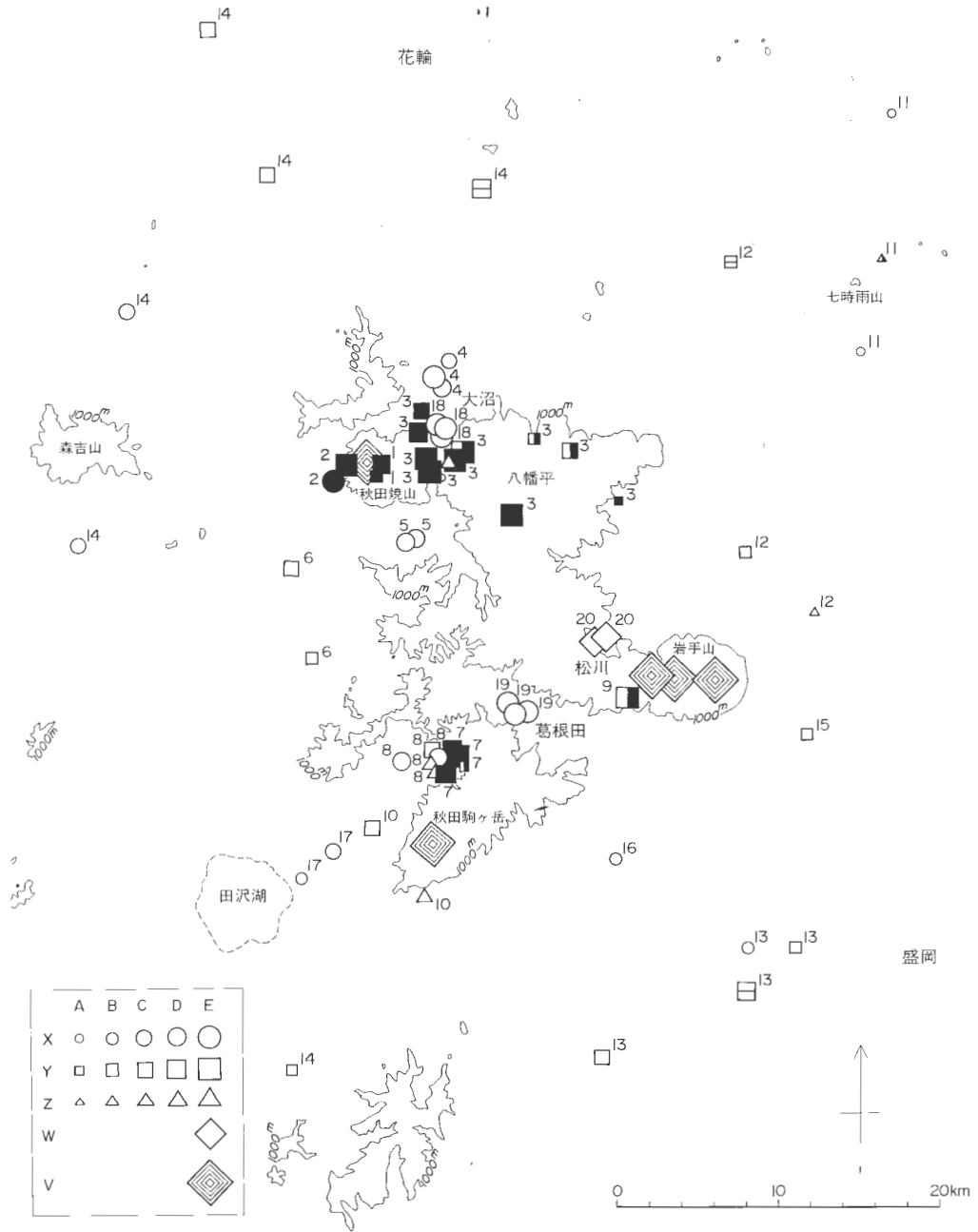
繫、岩手山のほか、第1グループの乳頭大釜・小釜、第6グループの国見などの各温泉水を含んでいる。このグループの温泉水・熱水の大部分が示す0.03-0.1のB/Clモル比は、降水起源の地下水を起源とする温泉水・熱水が主に第四紀-新第三紀の火山岩類-火山碎屑岩類によって構成される地熱貯留層からもたらされたとして説明される。葛根田熱水などが示す0.1程度のやや高いB/Cl比については、新第三紀の海成の碎屑性堆積岩類も地熱貯留層の一部を構成している(NAKAMURA and SUMI, 1981)ことが原因であると考えられる。特に0.3に近い高いB/Clモル比を示す第4グループの岩手山、大釜の各温泉水については、新第三紀の海成の碎屑性堆積岩類のみならず、後述するように先新第三紀の海成の碎屑性堆積岩類が貯留層となっている可能性もある。第1グループの乳頭大釜・小釜温泉水が示す玉川温泉大噴よりも明瞭に高い0.1程度のB/Clモル比については、主に第四紀-新第三紀の火山岩類-火山碎屑岩類によって構成される地熱貯留層において、高温火山ガスの寄与が大きい地熱流体と岩石との反応がより進んでいることを示していると思われる。

(3) B/Clモル比が0.3以上の温泉水・熱水・蒸気凝縮水

このグループの温泉水などが示す高いB/Cl比には、主に以下の2つの原因が寄与していると考えられる(SHIGENO and ABE, 1983)。1)第3グループの大沼熱水、銭川、浄法寺、七時雨の各温泉水及び第4グループの志張、湯ノ沢の各温泉水などが示す0.3-1程度の高いB/Clモル比については、これらの熱水・温泉水が主に海成の碎屑性堆積岩類により構成される地熱貯留層からもたらされたとして説明される。大沼地域においては、開発されている深度1,500-2,000 mの地熱貯留層は主に新第三紀の台島層相当層と考えられる火山岩類-火山碎屑岩類によって構成されており(与良ほか, 1973)、その深部に厚い新第三紀の海成の碎屑性堆積岩類の存在を考えると困難である。このことから、大沼地域の地下深部では本源的な高温の熱水卓越系が、北上山地あるいは大沼の北方約15 kmに分布するような先新第三紀の海成の碎屑性堆積岩類(木下, 1934; 矢崎ほか, 1966)中に存在しており、開発されている浅部の熱水系へB/Cl比の高い熱水を供給しているという熱水系モデルが考えられる。大沼地域の地下深部に蒸気卓越系が存在しており、開発されている浅部の熱水系へB/Cl比の高い蒸気を供給しているというもう1つのモデルについては、深度2,000 mを越える熱水卓越系の深部に蒸気卓越系の存在を可能とする圧力分布を考えると困難な点、及び供給される蒸気中のB濃度が200 mg/l以上と異常に高くなければならぬことからその可能性は低いと判断される。大沼地域周辺の銭川、湯ノ沢などの温泉水は、大沼地域と同様に地下深部に存在する先新第三紀の海成の碎屑性堆積岩類中の熱水卓越系からもたらされた熱水の寄与を受けていると考えられる。一方、七時雨火山周辺の低温の温泉については、この地域が北上山地に近く位置していることから、地熱貯留層は地下比較的浅部の先新第三紀の海成の碎屑性堆積岩類中に発達している可能性が高いと考えられる。また、これらの低温の温泉水が示す高いCl及びB濃度については、貯留層中の水/岩石比が低いことを反映していると考えられる。なお、これらの温泉水は変成水(WHITE, 1957b, WHITE *et al.*, 1973)を起源としている可能性がある。2)松川の蒸気凝縮水及び第2グループの後生掛・蒸ノ湯などの各温泉水が示す0.3以上で10以上に達する場合もある高いB/Clモル比については、基本的に蒸気卓越系からB/Cl比の高い高温の蒸気をもたらされていると解釈される。しかし大沼地域周辺の後生掛・蒸ノ湯などについては、地下に存在する熱水卓越系中の熱水のB濃度が異常に高いために、そこからもたらされる蒸気のB濃度及びB/Cl比が高くなっている可能性も否定できない。

6.4 概念的な熱水系の生成・分布モデル

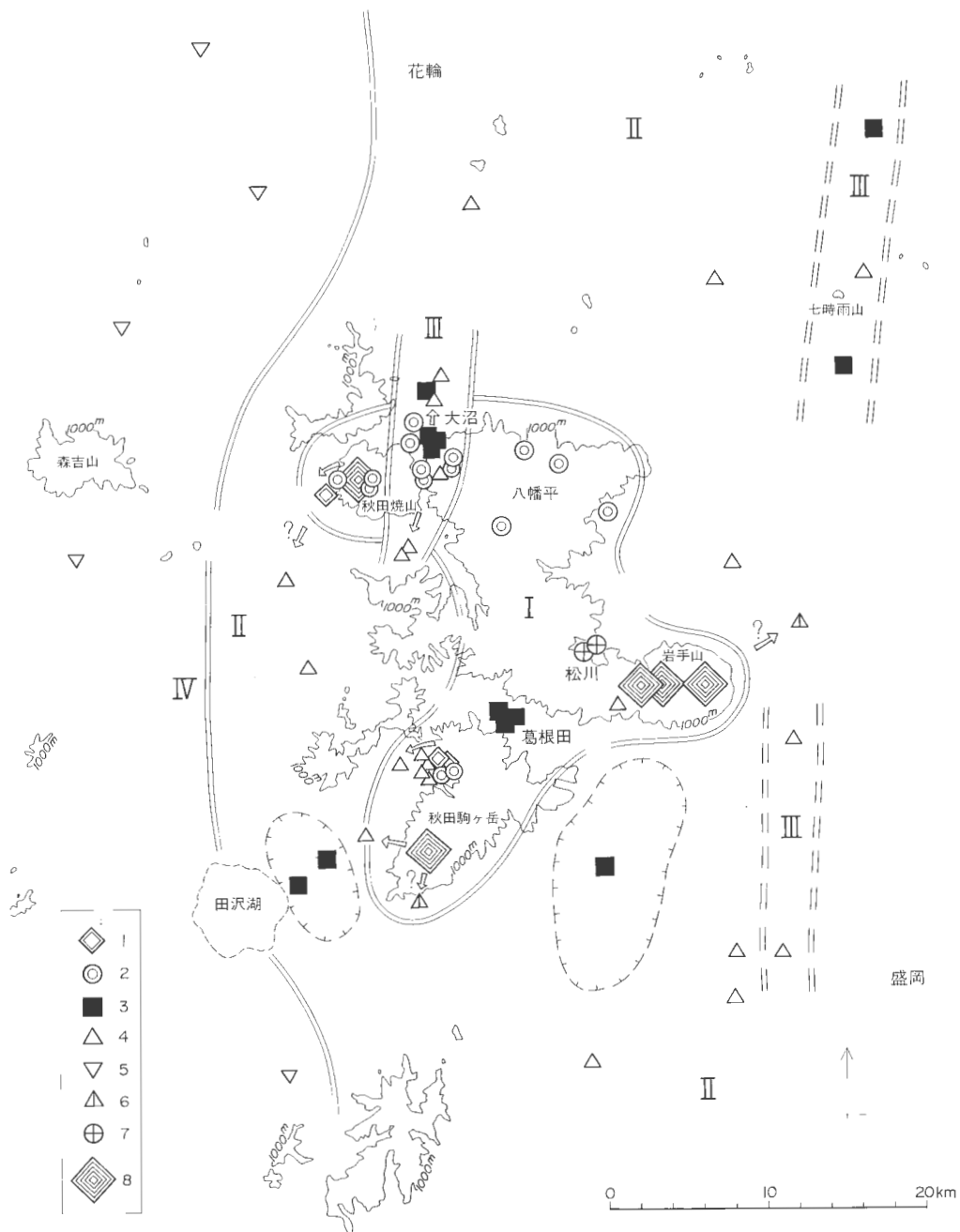
茂野・阿部(1984, 1986)、茂野ほか(1985)は、豊肥地域及び九州中央部の地熱地域について地球化学的手法と地質学的手法との総合手法に基づいて、それらの地域の地下に発達する熱水系の概念的な生成・分布モデルを作成した。本報告では、これを参考として仙岩広域地熱地域について概念的な熱水系の生成・分布モデルを作成することを試みた、その結果を第7図及び第8図に示す。このモデル化作業にあたっては、6.1-6.3に述べた温泉水などの採取・分析データの解析結果に加えて以下の2点を基礎とした。



第6図 仙岩地域の温泉水・熱水等についての温度、pH及び卓越する陰イオンの分布図。
 凡例のうち横軸は実測温度、A <math>< 25^{\circ}\text{C}</math>、B <math>25 \leq < 42^{\circ}\text{C}</math>、C <math>42 \leq < 60^{\circ}\text{C}</math>、D <math>60 \leq < 90^{\circ}\text{C}</math>、E 90°Cで、縦軸は最も卓越する陰イオンにより分類された温泉水・熱水のタイプ、X Cl型、Y SO_4 型、Z ECO_2 型である。またWは蒸気のみを噴出する地熱井、Vは火山山頂部の噴気地を示す。縦軸のX、Y、Zの記号について、黒印、半黒印、白印及び横棒は、それぞれpHが<math>< 3</math>、<math>3 \leq < 6</math>、<math>6 \leq < 9</math>、$9 \leq$を示す。記号に付随する番号は、第2図—第5図の分類記号に一致する。

Fig. 6 Distribution of temperature, pH and dominant anion of hot spring waters, thermal waters, etc. in the Sengan area.

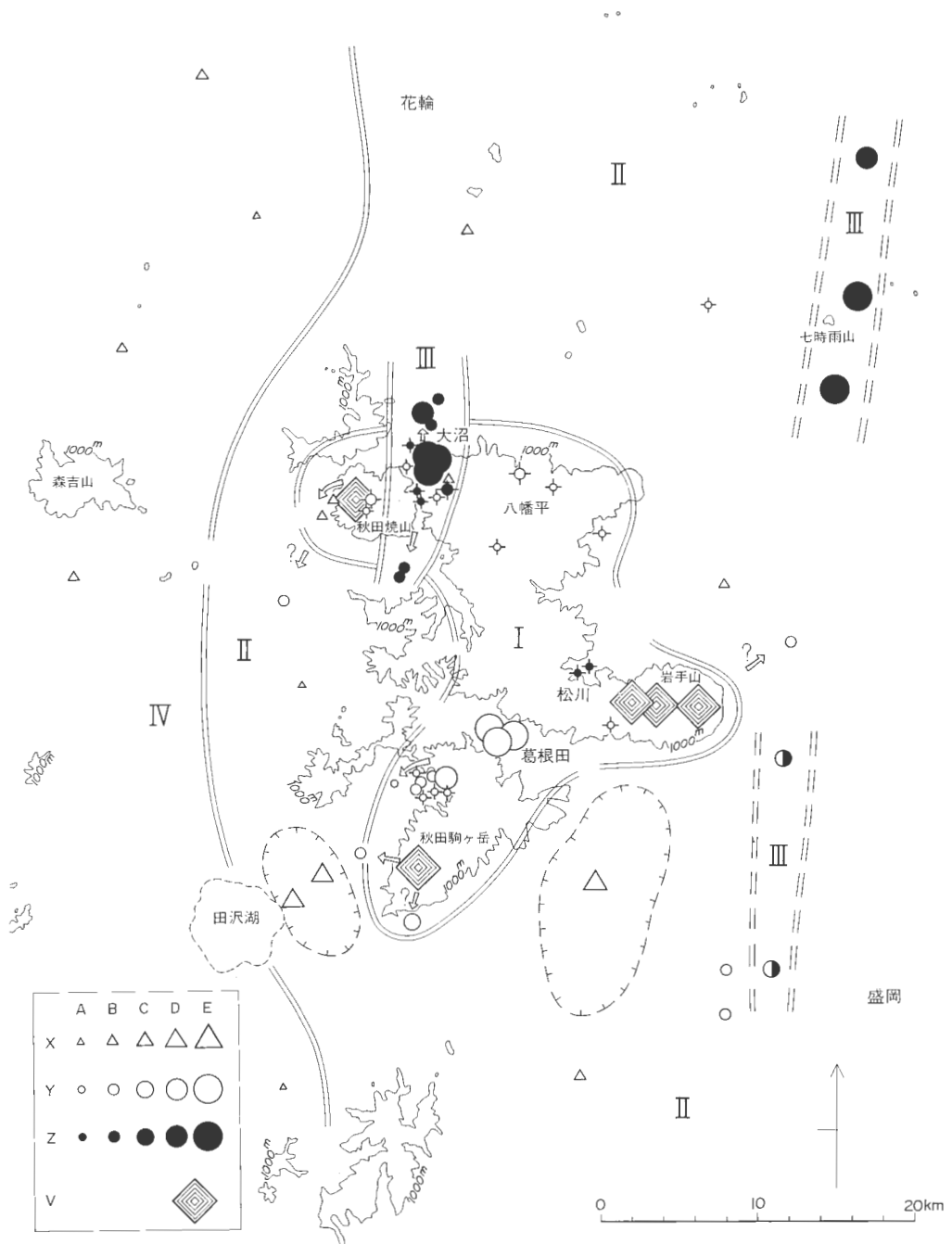
Symbols A to E show measured temperature ($^{\circ}\text{C}$): A, < 25 ; B, $25 \leq < 42$; C, $42 \leq < 60$; D, $60 \leq < 90$; E, $90 \leq$; X to Z show water types based on the most dominant anion: X, Cl type; Y, SO_4 type; Z, ECO_2 type; W and V show geothermal well discharging only vapor, and fumarole at summit area of volcano, respectively. In the symbols X, Y and Z, solid marks, semisolid marks, open marks and horizontal bar marks mean pH is < 3 , $3 \leq < 6$, $6 \leq < 9$, $9 \leq$, respectively. Numbers attached to the symbols are the same as the numbers of symbols in Fig. 2 to 5.



第7図 仙岩地域の温泉・熱水について温度、pH及び卓越する陰イオンにより分類された第1グループ—第6グループの分布及び熱水系の概念的生成・分布モデル図。記号1-6は分類された第1-第6グループに対応する。7は蒸気のみを噴出する地熱井、8は火山山頂部の噴気地を示す。I-IV及び付随する二重線は、地下に発達が期待される熱水系のタイプとその分布境界線を示す。また矢印は地下浅部における熱水の推定流動方向を、トで囲まれた地域は相対的に高温の熱水系が期待されることを示す(本文参照)。

Fig. 7 Distribution of groups 1 to 6 for hot spring and thermal waters based on pH and dominant anions, and conceptual model for formation and distribution of hydrothermal systems in the Sengan area.

Symbols 1 to 6 show classified water groups 1 to 6; 7, geothermal well discharging only vapor; 8, fumarole at summit area of volcano. I to IV and attached double lines show the expected types of hydrothermal systems and boundary lines of their distribution. Arrows mean inferred directions of hot water flow at shallow levels, and spiked broken lines show relatively high-temperature hydrothermal systems are expected. (See text.)



第8図 仙岩地域の温泉水・熱水等についてのアルカリ比温度と B/Cl モル比の分布及び熱水系の概念的生成・分布モデル図。

凡例のうち横軸は $T_{Na-K-Ca}$, A $<50^{\circ}C$, B $50 \leq <100^{\circ}C$, C $100 \leq <150^{\circ}C$, D $150 \leq <200^{\circ}C$, E $200 \leq <200^{\circ}C$, 縦軸は B/Cl モル比, X <0.03 , Y $0.03 \leq <0.3$, Z $0.3 \leq <0.3$ である。半黒印は B/Cl モル比が $0.2 \leq <0.3$ を, 記号に付随する十字は Cl 濃度が 10 mg/l 以下を, また V は火山山頂部の噴気地を示す。本図の説明は第7図及び本文参照。

Fig. 8 Distribution of alkali temperature and B/Cl ratio for hot spring waters, thermal waters, etc., and conceptual model for formation and distribution of hydrothermal systems in the Sengan area.

Symbols A to E show $T_{Na-K-Ca}$ ($^{\circ}C$): A, <50 ; B, $50 \leq <100$; C, $100 \leq <150$; D, $150 \leq <200$; E, $200 \leq <200$; and X to Z are B/Cl mol ratio: X, <0.03 ; Y, $0.03 \leq <0.3$; Z, $0.3 \leq <0.3$. Semisolid symbols, and symbols with cross show their B/Cl mol ratio is $0.2 \leq <0.3$, and their Cl concentration is under 10 mg/l , respectively. V shows fumarole at summit area of volcano. Refer to Fig. 7 and text for explanation.

(1) 仙岩地域においては、第6図に示したように60°C以上の高温の温泉・噴気地は、大部分中心部の第四紀の成層火山である秋田焼山、八幡平、岩手山、大松倉山、乳頭山、秋田駒ヶ岳などのごく周辺に集中して分布している。このことから、これらの火山の地下に存在すると考えられるマグマ溜りあるいはマグマが固結しかけた高温火成岩体がこれらの高温の温泉・噴気の基本的な熱源になっていると考えた。仙岩地域の周辺部の主に60°C以下の温泉については、特にその地下に特別な熱源は考えず、大部分が地下深部からの広域的な熱伝導、場合によっては仙岩地域の中心部からの地熱流体の水平流動・混入が加熱機構になっていると考えた。第四紀の成層火山である荷葉岳、森吉山、七時雨山あるいは第四紀更新世—新第三紀鮮新世の玉川溶結凝灰岩類などの下にマグマ溜り・高温火成岩体などが存在し、これらの火山の周辺の地下に大規模な潜頭性の高温熱水系が発達している可能性もあるが、具体的な証拠がないため本報告ではこの可能性については取り上げなかった。

(2) 温泉・噴気地のような地表微候地あるいは坑井などの限られた不連続な地点から得られるデータを用いた広い地域の解析にあたっては、調査地点間の補間を適当な方法によって行わなければならない。第7図及び第8図では、成因的關係が深いと考えられるグループの温泉などが広く分布している場合や直線的に配列している場合には、その地域の地下にこれらのグループの温泉などの生成に密接に関連していると考えられるタイプの熱水系が、地表での分布に対応して平面的に広くあるいは線状に分布していると仮定して表現した。ただし、熱水系の分布は地下のマグマの分布や地下水理と深い関係を持っていると考えられるので、地形、地質、重力データ(仙岩地熱地域地質図編集グループ、1985)などを参考として一部修正を加えた場合もある。なお、近距離に分布する温泉などの中でその化学的性質に前述したような成因的な關係が認められる場合には、より本源的と考えられるものから副次的なものへと矢印を引いた。この矢印の方向は河川の流動方向にほぼ一致しており、地下浅部における熱水の流動方向に一致していると考えられることができる。

本報告では、第7図及び第8図に示すように、仙岩地域を概念的にI—IVの4つのタイプの地域に区分した。各タイプの地域の地下に発達していることが期待される熱水系のタイプ、温度、発達深度の概要は次の通りである。なお、高温・中温・低温熱水卓越系の境界温度としては、150°C、90°C程度を想定している。

第Iタイプ：仙岩地域の中央部に主に第四紀の成層火山の分布地域にあたる第Iタイプの地域には、現在秋田焼山、岩手山及び秋田駒ヶ岳の山頂部に高温の噴気活動が存在しており、第1、2、3グループのほか4、6グループといった多様な温泉及び噴気地が分布している。このような第Iタイプの地域の地下には、高温の熱水卓越系あるいは蒸気卓越系が、温泉水などのB/Cl比から考えて主に新第三紀及び第四紀の火山岩類—火山碎屑岩類中に存在している可能性が高いと考えられる。

第IIタイプ：これに対して、第Iタイプの周辺で、主に新第三紀の火山岩類—火山碎屑岩類、海成の碎屑性堆積岩類及び第四紀更新世—新第三紀鮮新世の溶結凝灰岩類の分布地域にあたる第IIタイプの地域には、第3、4及び6グループの温泉が分布している。このような第IIタイプの地域の地下には(高～)中温の熱水卓越系が、温泉水のB/Cl比から考えて主に新第三紀—第四紀の火山岩類—火山碎屑岩類中に存在している可能性が高いと考えられる。第Iタイプの地域に近く位置し、比較的高い地球化学温度を示す田沢湖温泉及び雫石温泉の周辺の地下には、化石海水の影響を残しながらもある程度高い温度の熱水卓越系が存在しているかもしれない。

第IIIタイプ：第Iタイプ及び第IIタイプの地域のうち、銭川温泉、大沼地熱発電所、湯ノ沢温泉を結ぶ地域及び浄法寺温泉と七時雨温泉を結ぶ地域では、B/Clモル比が0.3以上の高い値を示す第3及び第4グループの温泉・熱水がN-S方向の線上にそれぞれ約15 kmに渡って湧出・噴出している。これらの地域を本報告では特に第IIIタイプの地域と呼ぶこととする。銭川—大沼—湯ノ沢地域は、重力データ及び断層分布などから花輪地域より続くN-S方向の地溝帯にあたっていると考えられており(与良ほか、1973)、その地下深部にはN-S方向の断裂系が発達している可能性のある地域である。また、浄法寺—七時雨地域は、奥羽山脈と北上山地の境界に分布する七時雨火山の中央部をN-S方向に縦断する位置にあり、同様にその地下深部にはN-S方向の断裂系が発達している可能性があると考えられる。この

ような第Ⅲタイプの地域の地下には、高温の熱水卓越系が温泉水・熱水の B/Cl モル比から考えて先新第三紀の海成の碎屑性堆積岩類(あるいはその変成岩類)の中にまで発達していると考えられる。ただし、前述したように七時雨山周辺の温泉水は変成水の寄与を受けている可能性があり、現在の地下の貯留層の温度は低いかもしれない。0.2-0.3程度の高い B/Cl モル比と比較的高い地球化学温度を示す岩手山温泉と大釜温泉とを結ぶ N-S 方向の地域は、七時雨山周辺の地域と同様に奥羽山脈と北上山地の境界地域に位置しており、同様に第Ⅲタイプの地域と考えてよいかもしれない。

第Ⅳタイプ：第Ⅰタイプの地域から西方に離れて主に新第三紀の火山岩類—火山碎屑岩類及び海成の碎屑性堆積岩類が分布する地域にあたる第Ⅳタイプの地域には、第5グループの温泉が分布している。このような第Ⅳタイプの地域の地下には(中～)低温の熱水卓越系が、温泉水の B/Cl 比から考えて化石海水の影響を引継いで新第三系中に存在している可能性が高いと考えられる。

茂野・阿部(1984, 1986)、茂野ほか(1985)は、豊肥地域及び九州中央部の広域的な地域について高温の温泉・噴気地を伴う火山を山頂部の高温の噴気活動の有無によって α 型、 β 型の2つの型に分類し、それぞれの型の火山の周辺に存在する熱水系の賦存状態・生成機構が大きく異なっていることを推論した。これと同様の考察を仙岩地域で最も地熱活動が活発であると考えられる中央部の第Ⅰタイプ及び第Ⅲタイプの地域について試みた結果は次のようにまとめられる。

(1) 有史時代に噴火活動があり現在山頂部に高温の噴気活動が存在している最も新しい成層火山である秋田焼山、岩手山では、本地域の広域応力場の最大圧縮主応力軸に平行と考えられるほぼ E-W 方向(笠原・杉村, 1978)に山頂部の噴気地(—温泉)の配列が認められる。しかし、秋田駒ヶ岳ではこの傾向はあまり明瞭ではない。一方、現在山頂部に高温の噴気活動は存在していないが、乳頭山の西方の乳頭温泉群では E-W 方向に噴気・温泉地の配列が認められ、温泉水の化学的性質も E→W 方向へはほぼ本源的なものから副次的なものへの系統的な変化が認められる。これらの地域の地下の熱水系は、おそらく前述した α 型火山の熱水系に類似して主にマグマからの熱流体吹込み型の加熱機構によって生成しており、熱水系の分布は3次的に狭い可能性が強いと思われる。

(2) これに対して地下の熱水系の活動が非常に活発で現在すでに地熱発電が行われている松川・大沼・葛根田地域は、上述した山頂部に高温の噴気活動を伴う3つの成層火山からやや離れて、これらの火山及び有史時代に噴火活動の記録がなく山頂部に噴気活動が存在しない八幡平、大深岳、大松倉山、乳頭山などのやや古いと考えられる第四紀の成層火山に取り囲まれるような位置に存在している。これらの地域の地下の熱水系は、おそらく複数のマグマ溜り—高温火成岩体からの主に熱伝導型の加熱機構によって生じており、前述した β 型火山の熱水系に類似して熱水系の分布は3次的に広い可能性が強いと思われる。

松川、大沼及び葛根田地域は、このように熱的に恵まれた位置にあると考えられるが、地熱貯留層及び地熱流体の通路となる深部断裂系に関しても恵まれた位置にあたっている可能性がある。すなわち、これらの3地域はそれぞれ前述した八幡平火山群—岩手火山群、八幡平火山群—焼山火山群、岩手火山群—駒ヶ岳火山群(河野・青木, 1959)のちょうど分布境界上に位置しているが、これらの場所では各火山群の地下のマグマ溜りの形成に伴い先新第三系の押し上げによって生成する環状断裂帯などにより、地下深部で断裂系が集中的に発達しているのかもしれない。

大沼地域は前述したように東北日本弧の延長方向にほぼ平行する N-S 方向の大きな地溝帯上に位置しており、同方向の深部断裂系を通じて熱水系は先第三系にまで発達していると考えられる。最近、葛根田地域においても N-S 方向の背斜構造に伴う同じ N-S 方向の大規模な断裂系が熱水系深部での熱水の通路として重要視されてきている(土井, 1984; 中村ほか, 1984; 井手, 1985)。しかし、松川地域ではほぼ E-W 方向の断裂系と同方向に伸びた珩岩の貫入岩体が深部からの熱流体の通路として重要と考えられている(井手, 1985)。ただし、これは松川地域の地熱井の到達深度が相対的に若干浅いためであり、より深部では N-S 方向の断裂系が熱流体の通路として重要なものかもしれない。

7. おわりに

本報告では、主に地熱探査技術等検証調査の地表調査によって得られた地熱流体の化学分析データを示すとともに、これを基に仙岩広域地熱地域の熱水系について考察を加え、概念的な全成・分布モデルを作成することを試みた。

地熱探査技術等検証調査では、仙岩地域について様々な地質学的・地球化学的・地球物理学的手法による地表調査及び数本の1,500-2,000 m 級坑井を含む坑井調査が行われているが、本報告の作成にあたってはこれらの調査データ及び解析結果については十分には検討を加えていない。このため、本報告の結論が現状でも必ずしも十分なものではない可能性があることをおことわりしておきたい。

仙岩地域においては、玉川温泉、乳頭温泉などの個々の温泉・噴気地についてあるいは比較的狭い範囲の地域の温泉・噴気地群について古くから数多くの化学的研究が行われており(例えば、佐原, 1960; 野口ほか, 1961; RESEARCH ASSOCIATION OF TAMAGAWA HOT SPRINGS, 1963; 加藤・志田, 1971; 安藤ほか, 1978; 明野, 1978; YOSHIDA, 1984; 湯原ほか, 1985; KIYOSU, 1986), 地熱流体の同位体化学的研究も進められている(例えば、松葉谷ほか, 1975; 池田ほか, 1977; SAKAI, 1977; 松葉谷ほか, 1983; KIYOSU, 1983, 1985; 松葉谷ほか, 1985)。しかし、今回の報告では前述したように仙岩地域の広域的な熱水系の概念的なモデルを作成することを主要な目的としているため、これらの文献については特に考察の中で引用して議論を行うことはしなかった。

また、本調査・研究の一環として温泉水・熱水などについての水素・酸素同位体分析及び大沼地域の地熱井からのコア試料などについての可溶性成分の分析等も進めているが、今回の報告では述べることを差し控えた。

本報告では、採取・分析した温泉水・熱水などの化学データの解析は主に経験的な方法によったが、今後は微量成分などのデータも含めてより理論的・体系的な解析を行う必要があると思われる。

地下資源の調査・探査において、様々な手法、データに基づいて未知の領域の予測・モデル化を行っても、その真偽を実証・検証するのは未知の領域から最終的に得られる試料・データである。本仙岩地域においても大深度坑井により、今後地熱資源の賦存状態・生成機構の実態が解明されることを望みたい。特に本報告で注目した熱水系が先新第三紀の海成の堆積岩類中にまで深く発達していることが予想される第Ⅲタイプの地域の調査・研究が重要であると思われる。

文 献

- 明野利寛(1978) 岩手県滝の上地域における $\text{CH}_4\text{-H}_2$ 利用の化学調査について. 地熱, vol. 15, no. 2, p. 13-85.
- 安藤直行・池田喜代治・後藤隼次・茂野 博・松尾禎士(1978) 岩手県滝の上地熱地域における同位体地質研究. 昭和50年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱地域の熱水系に関する研究. p. 127-138.
- 安藤重幸(1985) 八幡平東部地域の地熱系モデル. 日本地熱学会誌, vol. 7, p. 215-229.
- 土井宣夫(1984) 葛根田地熱地帯における非対称背斜東縁の破砕帯とこれにそう熱水流動の例. 日本地熱学会昭和59年度学術講演会講演要旨集, p. 30.
- ELLIS, A. J. and MAHON, W. A. J. (1964, 1967) Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions (part I, II). *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 28, 31, p. 1323-1357, 519-538.
- and ——— (1977) *Chemistry and geothermal systems*. Academic Press, New York, 392 p.
- FOURNIER, R. O. and POTTER, R. W. II (1979) Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 43, p. 1543-1550.
- 福留高明(1984) プレート・テクトニクスからみた八幡平地熱地域の構造. 秋田県後生掛地熱地域の総

- 合的研究, 昭和58年度科学研究費補助金研究成果報告書, p. 33-43.
- 池田喜代治・後藤準次・安藤直行・阿部喜久男・茂野 博(1977) 岩手県滝の土地域の熱水の化学組成と同位体組成. 日本地球化学会年會講演要旨集1977, p. 144.
- 井出俊夫(1985) 松川および葛根田地域の地熱系モデル. 日本地熱学会誌, vol. 7, p. 201-213.
- 加藤武雄・志田 勇(1971) 秋田駒ヶ岳周辺の温泉および陸水. 火山 第2集, vol. 16, p. 90-97.
- 活断層研究会編(1980) 日本の活断層, 分布と資料. 東大出版会, 東京, 363 p.
- 河野義礼・青木謙一郎(1959) 八幡平およびその周縁火山群の岩石. 火山 第2集, vol. 4, p. 61-76.
- 金原啓司(1985) 仙岩広域地熱地域の地熱系モデル概要. 日本地熱学会誌, vol. 7, p. 189-200.
- ・松永栄勇(1985) 仙岩西部地域の地熱系モデル. 日本地熱学会誌, vol. 7, p. 247-260.
- 笠原慶一・杉村 新(1978) 岩波講座地球科学10, 変動する地球Ⅰ. 岩波書店, 東京, 296 p.
- 木下亀城(1934) 7万5千分の1地質図幅「花輪」及び同説明書. 地質調査所, 93 p.
- 衣笠善博・山崎晴雄, 大沢 穠(1981) 秋田一山形地域活構造図. 地質調査所.
- 気象庁(1975) 日本活火山要覧. 119 p.
- KIYOSU, Y. (1983) Hydrogen isotopic compositions of hydrogen and methane from some volcanic areas in northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 62, p. 41-52.
- (1985) Isotopic composition of acid sulfate-chloride waters and volcanic steam from some volcanoes in northeastern Japan. *Jour. Volcanol. Geother. Res.*, vol. 26, p. 25-36.
- (1986) Variations in N_2/Ar and He/Ar ratios of gases from some volcanic areas in Northeastern Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 19, p. 275-281.
- 窪田康宏(1985) 八幡平一焼山北部地域の地熱系モデル. 日本地熱学会誌, vol. 7, p. 231-245.
- 松葉谷治・越中 浩・小室昭一(1983) 秋田県の温泉の同位体地球化学的調査報告. 秋田大学鉱山学部地下資源研究施設報告, no. 48, p. 11-24.
- ・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.
- ・竹中照雄・吉田 裕・越中 浩(1985) 八幡平南部の地熱水の水素および酸素同位体比について. 秋田大学鉱山学部地下資源研報, no. 50, p. 19-25.
- 中村久由・佐藤 浩・宮崎真一・千葉義明(1984) 岩手県滝ノ上(葛根田)地熱地域におけるフラクチャーの特性. 地熱, vol. 21, no. 4, p. 3-13.
- NAKAMURA, H. and SUMI, K. (1981) Exploration and Development at Takinoue, Japan. in RYBACH, L. and MUFFLER, L. J. P. ed., *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*, Jhon Wiley and Sons, p. 247-272.
- , ———, KATAGIRI, K. and IWATA, T. (1970) The geological environment of Matsukawa geothermal area, Japan. *Proceedings of U.N. Symp. on the Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa 1970 (Geothermics, Spec. Iss., 2)*, vol. 2, part 1, p. 221-231.
- , ———, SUTO, S., WATANUKI, K., SAKAI, S. and MORI, H. (1981) Geothermal fields of Tohoku. *Field excursion guide to geothermal fields of Tohoku and Kyushu, Symp. on Arc Volcanism, Tokyo and Hakone 1981*, p. 1-42.
- 小野晃司・曾屋龍典・三村弘二(1981) 日本の火山(第2版). 200万分の1地質編集図, no. 11, 地質調査所.
- 大沢 穠・須田芳朗(1978) 20万分の1地質図「弘前および深浦」. 地質調査所.
- ・———(1980) 20万分の1地質図「秋田及び男鹿」. 地質調査所.
- RESEARCH ASSOCIATION OF TAMAGAWA HOT SPRINGS (1963) *Geochemistry of the Tamagawa Hot Springs*. Executive Committee of the Memorial Enterprise for Prof. E. Minami's 61st Birthday, 225p.
- 佐原良太郎(1960) 秋田県に於ける温泉の化学的研究. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究報告, no. 22, p. 32-69.

- SAKAI, H. (1977) Sulfate-water isotope thermometry applied to geothermal systems. *Geothermics*, vol. 5, p. 67-74.
- and MATSUBAYA, O. (1974) Isotopic geochemistry of the thermal waters of Japan and its bearing on the Kuroko ore solutions. *Econ. Geol.*, vol. 69, p. 974-991.
- 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および同説明書. 特殊地質図(21-2), 地質調査書, 1 sheet+23 p.
- 茂野 博・阿部喜久男(1981) 仙岩地域における熱水系の化学調査研究(昭和55年度). 昭和55年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査 仙岩地域, p. 111-129.
- ・————(1982) 仙岩地域における熱水系の化学調査研究(昭和56年度). 昭和56年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査 仙岩地域, p. 245-266.
- SHIGENO, H. and ABE, K. (1983) B-Cl geochemistry applied to geothermal fluids in Japan, especially as an indicator for deep-rooted hydrothermal systems. *Extended Abstracts of 4th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction, Misasa, Japan 1983*, p. 437-440.
- 茂野 博・阿部喜久男(1984) 別府-小浜地溝帯における火山性噴気・温泉地公布の規則性と熱水系モデル. 日本地熱学会昭和59年度学術講演会講演要旨集, p. 24.
- ・————(1986) 別府-九重-阿蘇-熊本-雲仙地域の熱水系——(1)火山性温泉・噴気地分布の規則性から推論される熱水系モデル——. 地調月報, vol. 37, p. 159-181.
- ・————・比留川貴(1985) 地球化学調査データから見た仙岩地域の熱水系モデル. 地調月報, vol. 36, p. 371-372.
- ・————・野田徹郎(1985) 地熱流体の化学に基づく豊肥地域熱水系の概念的モデル. 地調報告, no. 264, p. 285-302.
- TRUESDELL, A. H. (1975) Geochemical techniques in exploration, Summary of section III. *Proceedings of 2nd U.N. Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco 1975*, p. Iiii-Ixxix.
- WHITE, D. E. (1957a) Thermal waters of volcanic origin. *Bull. Geol. Soc. Ame.*, vol. 68, p. 1637-1658.
- (1957b) Magmatic, connate and metamorphic waters. *Bull. Geol. Soc. Ame.*, vol. 68, p. 1659-1682.
- (1970) Geochemistry applied to the discovery, evaluation, and exploitation of geothermal energy resources, Rapporteur's report. *Proceedings of U.N. Symp. on the Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa 1970 (Geothermics, Spec. Iss., 2)*, vol. 1, p. 58-80.
- , BARNES, I. and O'NEIL, J. R. (1973) Thermal and mineral waters of non-meteoritic origin, California Coast Ranges. *Bull. Geol. Soc. Ame.*, vol. 84, p. 547-560.
- 山崎晴雄・栗田泰夫・下川浩一・衣笠善博(1983) 50万分の1活構造図「秋田」. 地質調査所.
- 矢崎清貫・影山邦夫・宮下美智夫・鈴木尉元(1966) 秋田県鹿角郡八幡平付近の地質について(その1). 地調月報, vol. 17, p. 624-632.
- 与良三男・脇田健治・本多朔郎(1973) 秋田県大沼地熱地域の探査. 地熱, vol. 10, no. 4, p. 27-44.
- ・渡辺憲一・伊東潤二・脇田健治・窪田康宏(1977) 八幡平北部地域の地熱系. 鉱山地質, vol. 27, 223-244.
- 吉田 尚・大沢 稔・片田正人・中井順二(1984) 20万分の1地質図「盛岡」. 地質調査所.
- YOSHIDA, Y. (1984) Origin of gases and chemical equilibrium among them in steams from Matsukawa geothermal area, Northeast Japan, *Geochem. Jour.*, vol. 18, p. 195-202.
- 湯原浩三・江原幸雄・秋林 智・野田徹郎(1985) 後生掛地熱地域大湯沼の熱収支・水収支および化学成分. 地熱学会誌, vol. 7, p. 131-158.

仙岩地熱地域の温泉・坑井水及び 地表水の同位体的研究

高橋正明*・野田徹郎*

Isotopic investigation of waters taken from boreholes, hot springs and surface waters in the Sengan geothermal area

By

Masaaki TAKAHASHI* and Tetsuro NODA*

Abstract: Isotopic compositions of hydrogen, oxygen and sulfur of dissolved sulfate ion were analyzed for 21 waters obtained from the Sengan geothermal area. Most of waters taken from drill holes and thermal springs are identical isotopically to meteoric and surface waters of this area. Dissolved sulfate ion in the thermal waters originated from leaching of sulfur compounds in rocks and oxidation of hydrogen sulfide in volcanic gases.

1. 緒 言

仙岩地域では、昭和55年度より「地熱探査技術等検証調査」により多くの坑井が掘削され、各所から坑井水が得られている。温泉・坑井水の同位体組成を用いて、地下の熱水の状態を推定する試みは、CRAIG (1963)以来数多くの研究者によってなされてきた。しかし仙岩地域で本調査により掘削された坑井から得られた試料の同位体組成はまだ報告されていない。今回筆者らは得られた坑井水のほか、玉川・小和瀬川付近に分布する温泉・河川水などの水素・酸素及び溶存硫酸イオンの硫黄の同位体組成を分析し、これらの温泉・坑井水の起源と、その形成過程について若干の考察を試みた。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、新エネルギー総合開発機構の方々には試料採取に便宜をはかっていただいた。技術部阿部喜久男技官には貴重な資料を提供していただいた。地殻熱部金原啓司技官、比留川貴技官、須藤 茂技官及び菊地恒夫技官、鉱床部佐々木昭技官及び松久幸敬技官、環境地質部安原正也技官には、種々有益なるご教示をいただいた。ここに記して深甚なる謝意を表します。

2. 試 料

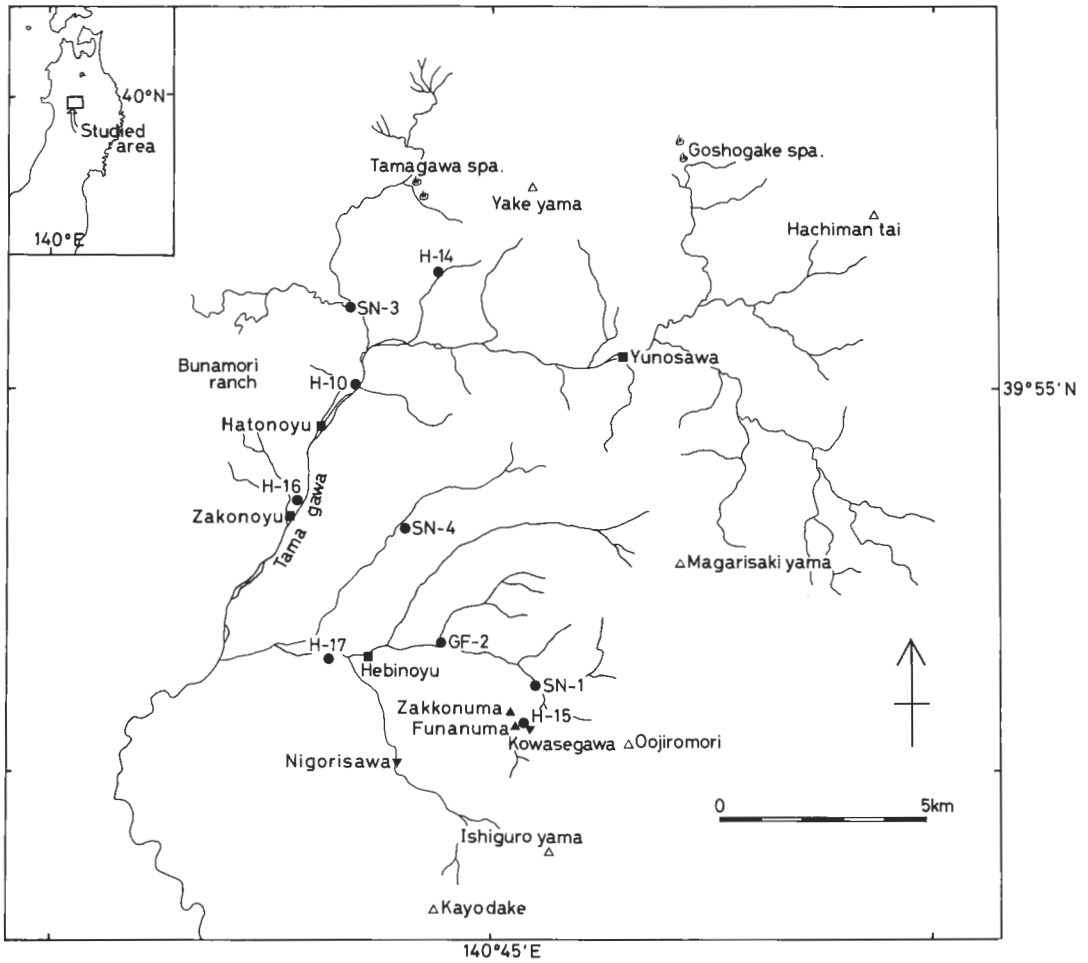
水試料の採取は、1983年9月から1984年12月にかけて、玉川・小和瀬川周辺の坑井・温泉・河川・沼など17ヶ所より行った。試料の採取場所を第1図に示す。

水試料の水素及び酸素同位体組成測定のための試料調製は、金属ウランによる還元法(酒井・松葉谷, 1976)及び H_2O-CO_2 平衡法(EPSTEIN and MAYEDA, 1953)にてそれぞれ行った。

また、試料水中の溶存硫酸イオンの硫黄同位体組成測定には、 $BaSO_4$ 熱分解法(柳沢ほか, 1983)を

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department



- 坑井 borehole
- 温泉 hot spring
- ▼ 降水及び河川水 meteoric and river waters
- ▲ 沼 swamp

第1図 試料採集地点位置図.
Fig. 1 Location map of sampling points.

用いた試料調製を行った.

同位体組成は、下式に示す様に標準物質からの千分偏差(‰)にて表示した.

$$\delta D, \delta^{18}O, \delta^{34}S (\text{‰}) = (R_{\text{試料}}/R_{\text{標準物質}} - 1) \times 10^3$$

ただし R はそれぞれ、 D/H , $^{18}O/^{16}O$, $^{34}S/^{32}S$ を示す. 標準物質は、水素と酸素については、標準海水 (SMOW), 硫黄については、Canyon Diablo iron meteorite 中の troilite (CDT) である. 測定精度は、 δD で $\pm 1 \text{‰}$, $\delta^{18}O$ で $\pm 0.1 \text{‰}$, $\delta^{34}S$ で $\pm 0.3 \text{‰}$ である.

3. 結果と考察

各試料の水素・酸素及び溶存硫酸イオンの硫黄の同位体組成の分析結果を第1表に示す.

第1表 温泉・坑井水及び地表水の同位体組成
Table 1 Isotopic data for waters from boreholes, hot springs and surface waters

サンプル名	採集年月日	δD (‰ SMOW)	$\delta^{18}O$ (‰ SMOW)	$\delta^{34}S^*$ (‰ CDT)	掘削深度	備考
鳩ノ湯 (Hatonoyu)	1984. 7.11	-70.3	-10.9	+4.6		
蛇ノ湯 (Hebinoyu)	7.11	-71.2	-11.1	+15.3		
湯ノ沢(1) (Yunosawa)	7.12	-70.7	-10.8	-2.0		
(2)	7.12	-70.0	-10.6	-2.0		
濁 沢 (Nigorisawa)	7.31	-68.1	-10.9	-9.3		
雑魚の沢 (Zakonosawa)	7.10	-73.3	-11.6	—		
小和瀬川 (Kowasegawa)	9.28	-67.8	-10.8	—		
フナ沼 (Funanuma)	9.28	-65.5	-10.5	—		
ザッコ沼 (Zakkonuma)	9.28	-65.7	-11.0	—		
SN-1 坑	1983. 9.19	-71.1	-11.1	+8.5	1500 m	最終汲み上げ時の水
SN-3 坑 (1)	1984. 7. 2	-67.2	-11.0	+8.5	1500 m	濃度が一番高い水
(2)	7.26	-71.5	-11.1	+5.6		最終汲み上げ時の水
SN-4 坑 (1)	7.21	-71.6	-11.1	+14.8	1500 m	最終汲み上げ時の水・バツカー 深度1033.4 m~1070.2 m
(2)	7.30	-72.4	-11.3	+14.3		最終汲み上げ時の水・バツカー 深度1217.6 m~1272.2 m
(3)	8. 5	-72.5	-11.1	+14.2		最終汲み上げ時の水・バツカー 深度1397.8 m~1468.8 m
H-10坑	1983. 9.12	-68.6	-10.9	+6.6	250 m	最終汲み上げ時の水
H-14坑	9.24	-70.8	-11.4	+5.2	200 m	最終汲み上げ時の水
H-15坑	9.29	-81.4	-12.1	+12.6	250 m	最終汲み上げ時の水
H-16坑	11.11	-75.9	-11.7	+23.4	400 m	最終汲み上げ時の水
H-17坑	11. 1	-70.3	-10.9	—	400 m	最終汲み上げ時の水
GF-2坑	1984.12.11	-72.6	-11.0	-2.2	400 m	最終汲み上げ時の水

* 溶存硫酸イオンの $\delta^{34}S$

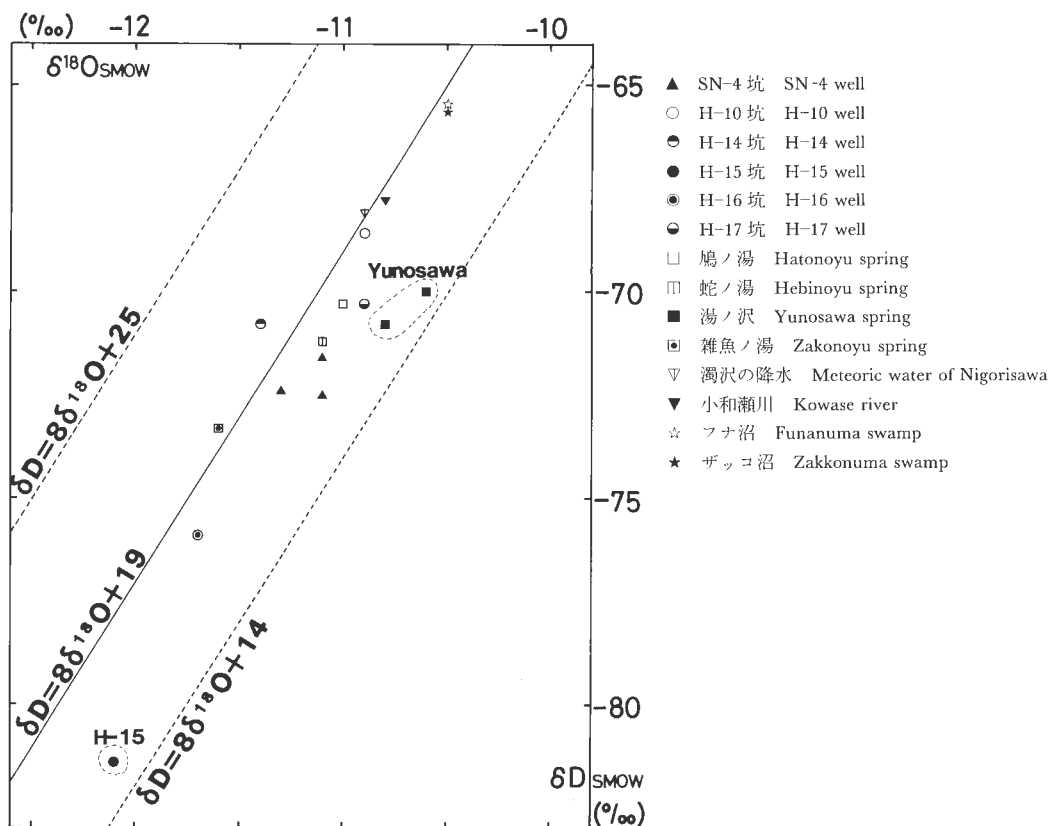
これらの分析結果の内、SN-1 坑(野田ほか, 1984)と SN-3 坑(野田ほか, 1985a)についてはその坑井水の汲み上げの様子から見てボーリング用泥水の除去が不十分でその影響が多分にあると思われる。また GF-2 坑(伊藤ほか, 1986)については出水の経緯が不明である。さらに濁沢の硫気孔にたまった降水を主体とすると思われる試料水(濁沢の降水)の溶存硫酸イオンの分析結果はその濃度がきわめて低く、起源が降水に含まれるものか、硫気孔より噴出する硫化水素ガスであるのか区別できない。そのため本報告では分析結果を示すに止めた。

ただ SN-1 坑の様な場合には、今後は野田ほか(1985b)が行っている泥水の化学成分の連続観測を同位体組成についても行う必要があると思われる。

3.1 水試料の水素・酸素同位体組成

第2図に水試料の水素同位体組成 (δD) と酸素同位体組成 ($\delta^{18}O$) の関係を示す。この図から両者には $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + \alpha$ で示される相関があることがわかる。また湯ノ沢(又口小屋)付近の温泉水では、ほかの温泉・坑井水と比較して δD の割には $\delta^{18}O$ が若干ではあるが大きいこと、H-15 坑より得られた坑井水は、 $\delta D \cdot \delta^{18}O$ 両方ともほかの地点のものより著しく小さいこともわかる。

CRAIG (1961)は、世界各地の降水の水素・酸素同位体組成が $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$ で示される関係にあることを発見した。この関係式は一般に meteoric water line と呼ばれている。日本の降水については、SAKAI and MATSUBAYA (1974)が $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 17$ という関係にあることを示した。本報告では、小和瀬川の河川水と濁沢の降水との2つの分析結果に注目し、 $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 19$ の meteoric water line を記した(第2図)。



第2図 試料水の $\delta^{18}\text{O}$, δD 相関. 実線は濁沢の降水と小和瀬川の分析結果より引いた meteoric water line, 破線は本地域の降水・河川水の分布の境界.

Fig. 2 Correlation between $\delta^{18}\text{O}$ and δD of sample waters. Solid line represents "meteoric water line" of this area deduced from two samples of Nigorisawa meteoric and Kowase river water. Broken line show the composition range of meteoric and river waters of this area summarized on the basis of published data.

この直線の切片の部分は、地域物有の気候条件により変化するもので、DANSGAARD (1964)はこの部分を d-parameter と呼び、 $d = \delta\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$ で定義した。仙岩地域の降水・河川水の δD ・ $\delta^{18}\text{O}$ は、松葉谷ほか(1975)、安藤ほか(1978)、松葉谷ほか(1983)、早稲田・中井(1983)及び松葉谷ほか(1985)に報告されており、その d-parameter は14~25である。これは、この地域の降水の δD , $\delta^{18}\text{O}$ の値が $\delta\text{D} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 14$ と $\delta\text{D} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 25$ の2本の直線で境される部分に分布していることを示している。今回得られた水試料の δD , $\delta^{18}\text{O}$ のほとんどはこの地域の降水・河川水の δD , $\delta^{18}\text{O}$ の分布範囲に含まれていることから、この地域の大部分の温泉・坑井水は同位体的には降水・河川水と同じものであると考えられる。

その中で湯ノ沢(又口小屋)温泉の $\delta^{18}\text{O}$ は、ほかの温泉・坑井水に比べ δD の割には若干大きな値である。

CRAIG (1963)は、Steamboat Springsなどで得られる温泉水がその地域の降水に比べて著しく ^{18}O -richになる現象を発見し、これは高温での water-rock interaction によるとした。本地域周辺でも松葉谷ほか(1985)が、松川・葛根田の地熱井や網張元湯から得られる熱水について3~7‰に及ぶ oxygen isotope shift を報告している。

また日下部ほか(1977)は、九重山付近の温泉などで得られる試料がその地域の降水に比べて D , ^{18}O

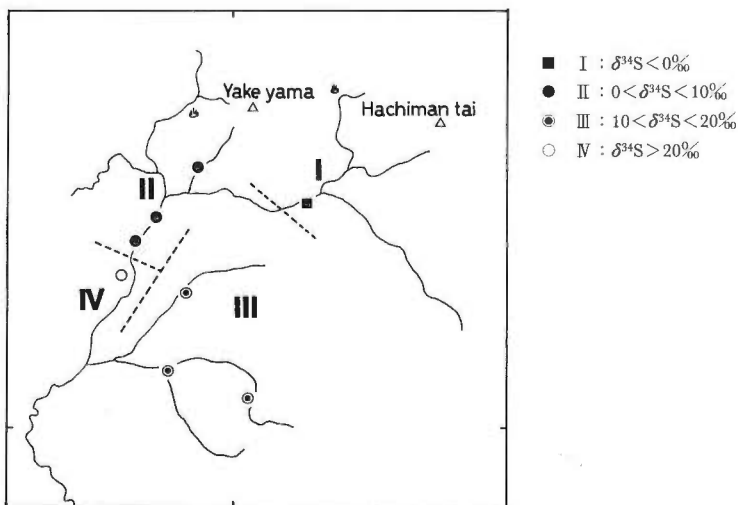
共に著しく rich になる現象を示し、これは火山内部での熱水の蒸発と凝縮の繰り返しによるものとした。本地域周辺でも松葉谷ほか(1983)が、玉川温泉・後生掛温泉の温泉水について、 δD で10%、 $\delta^{18}O$ で4%程の変化を報告している。湯ノ沢(又口小屋)温泉で観測される $\delta^{18}O$ の shift はそれらに比べるとごくわずかなものであるが、上記のどちらかの現象を示している可能性がある。

さてH-15 坑の坑井水はほかの温泉・坑井水などに比べて著しく小さい δD 、 $\delta^{18}O$ を示す。H-15 坑の坑井水の起源は河床堆積物中を流れる地下水であると思われる(NEDO, 1983)が、付近を流れる小和瀬川の河川水と比べると、 δD で13.6%、 $\delta^{18}O$ で1.3%の違いがある。地下水の δD 、 $\delta^{18}O$ は途中で混合が起こらない限り涵養源の降水の δD 、 $\delta^{18}O$ を保持すると考えられる(GAT, 1971)ので、両者の $\delta D \cdot \delta^{18}O$ の違いは、両者の主な集水域の降水の δD 、 $\delta^{18}O$ の違いを反映していると考えられる。

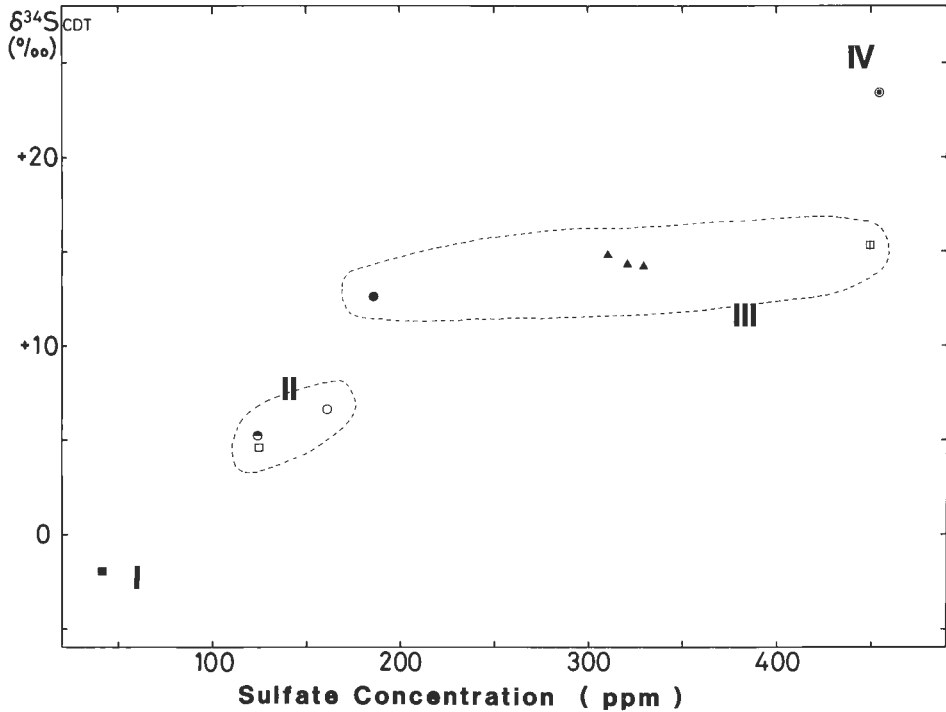
早稲田・中井(1983)は、東北地方の地表水(主に河川水)の $\delta D \cdot \delta^{18}O$ が、その採取地点の高度と負の相関にあることを示した。その割合は δD 、 $\delta^{18}O$ についてそれぞれ $-2\%/100\text{ m}$ 、 $-0.25\%/100\text{ m}$ であると見積った。この現象は降水の高度効果と呼ばれている。今H-15 坑の坑井水と小和瀬川の河川水の δD 、 $\delta^{18}O$ の違いがすべてこの降水の高度効果によっていると仮定すると、両者の主な集水域の高度差は δD の違いからは680 m、 $\delta^{18}O$ からは520 m の差であることになる。実際にはH-15 坑は標高670 m に位置しており、後背の高標高の山地とは最高でも約550 m(H-15 坑付近の最高峰は大白森の1,215 mである)の差があるにすぎない。ここから、H-15 坑の坑井水の δD 、 $\delta^{18}O$ が小和瀬川の河川水に比べて著しく小さい原因がすべて主な集水域の高度差にのみよっていると必ずしも言えない。ただこの様な現象は湯瀬温泉(松葉谷ほか, 1983)でも観測されているので今後詳細な調査を行う必要がある。

3.2 試料水中の溶存硫酸イオンの硫黄同位体組成

第3図に本地域における試料水中の溶存硫酸イオン(sulfate)の硫黄同位体組成($\delta^{34}S$)の分布を示す。本地域全体では、sulfate の $\delta^{34}S$ は $-2.0 \sim +23.4\%$ という比較的広い範囲に分布する。しかし第3図に示す様に、sulfate の $\delta^{34}S$ の分布には地域的なまとまりが見える。今sulfate の $\delta^{34}S$ を以下の4群に分ける。(I) 焼山南東、湯ノ沢(又口小屋)温泉、 $\delta^{34}S = -2\%$ 、(II) 焼山南西麓から新鳩ノ湯にかけての温泉・坑井、 $\delta^{34}S = +4.6 \sim +6.6\%$ 、(III) 小和瀬川・湯ノ又沢流域の温泉・坑井、 $\delta^{34}S = +12.6 \sim +15.3\%$ 、(IV) H-16 坑、 $\delta^{34}S = +23.4\%$ 。



第3図 試料水中の溶存硫酸イオンの $\delta^{34}S$ の本地域での分布。
Fig. 3 Distribution of $\delta^{34}S$ values of dissolved sulfate ion in sample waters in the Sengan geothermal area.



- 湯ノ沢 Yunosawa spring
- 鳩ノ湯 Hatonoyu spring
- H-14 坑 H-14 well
- H-10 坑 H-10 well
- H-15 坑 H-15 well
- ▲ SN-4 坑 SN-4 well
- ▢ 蛇ノ湯 Hebinoyu spring
- H-16 坑 H-16 well

第4図 試料水中の溶存硫酸イオンの濃度とその $\delta^{34}\text{S}$ の相関。I~IV の分類は第3図を参考。
 Fig. 4 Correlation between concentration and $\delta^{34}\text{S}$ values of dissolved sulfate ion in sample waters. Symbols of I to IV refer to Figure 3.

また第4図に試料水中の sulfate の濃度(野田ほか, 1985a)とその $\delta^{34}\text{S}$ の関係を示す。sulfate の濃度は 50~450 ppm に、その $\delta^{34}\text{S}$ は -2.0~+23.4‰ に、おおむね正の相関を持って分布している。このなかで、上記の(III)のグループでは濃度に関係なく $\delta^{34}\text{S}$ が +12~+15‰ でほぼ一定である様に見える。

さて(I)湯ノ沢(又口小屋)温泉の sulfate の $\delta^{34}\text{S}$ は、ほかの(II)~(IV)と比べて著しく小さな値である。試料水の $\delta\text{D} \cdot \delta^{18}\text{O}$ の結果は、湯ノ沢温泉では若干の $\delta^{18}\text{O}$ の shift を示しており、ほかの(II)~(IV)とは同位体的に性格の異った温泉水であると考えられる。

湯ノ沢温泉は後生掛温泉から湯田又沢と続く地熱地帯(加瀬田, 1961; 地質調査所, 1976; 岩崎ほか, 1977; 高島ほか, 1978)の南縁にあたり、さらに焼山をはさんで西側には玉川温泉が存在する。

このうち後生掛温泉及び玉川温泉については硫黄同位体のデータがすでに公表されている。松葉谷ほか(1975)によれば、後生掛温泉の sulfate の $\delta^{34}\text{S}$ の値は -1.3~+3.5‰ である。MATSUBAYA *et al.* (1973) は玉川温泉の sulfate の $\delta^{34}\text{S}$ を報告したが、大噴では +28.4‰ であるのに対し、善助温泉では +1.1‰ であった。KIYOSU and KURAHASHI (1983) は、玉川温泉の温泉水中の sulfate と噴気中の硫化水素ガス (H_2S) の $\delta^{34}\text{S}$ を報告した。それによると前者が +30‰ 前後の値であるのに対し、後者は -2.0~-1.3‰

という小さい値であった。このことから、焼山周辺では火山ガス中の H_2S の $\delta^{34}\text{S}$ 値は -2% くらいであり、 H_2S が酸化してできる sulfate の寄与が大きい温泉ではその $\delta^{34}\text{S}$ が小さく推定される。湯ノ沢温泉でも同様なことが推定され、温泉水の形成に火山ガス成分が寄与していることが示唆される。

さて(Ⅳ) H-16 坑の坑井水中の sulfate の $\delta^{34}\text{S}$ は $+23.4\%$ という本地域では一番大きな値である。この値は黒鉱鉱床中の硫酸塩鉱物の $\delta^{34}\text{S}$ ($+21\sim+24\%$) として典型的な値 (SAKAI *et al.*, 1970) で、H-16 坑の坑井水が主に第三系の阿仁合層より湧水している (NEDO, 1984) ことから、坑井水中の sulfate は第三紀層中の硫酸塩鉱物に由来することが考えられる。

また(Ⅲ)小和瀬川、湯ノ又沢流域の温泉・坑井水中の sulfate の $\delta^{34}\text{S}$ は、第4図に示した様に濃度にあまり関係なく $+12\sim+15\%$ の範囲に分布している。同様の値は山本(1981)によってもこの地域の東側にあたる葛根田の滝の上温泉の温泉水中の sulfate について報告されている ($\delta^{34}\text{S}=+16\sim+17\%$)。中嶋・佐々木(1985)によれば、黒鉱層準の第三紀層の火山岩、火山砕屑岩中の硫黄化合物(ほとんど Pyrite)の $\delta^{34}\text{S}$ は $-5\sim+20\%$ である。また UEDA and SAKAI(1984)によれば、秋田駒ヶ岳周辺の第四紀火山岩中の硫黄化合物の $\delta^{34}\text{S}$ は $0\sim+10\%$ である。(Ⅲ)の地域の岩石は第三紀～第四紀の溶結凝灰岩ないし火山岩であり(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)、これらの岩石も上記の様な $\delta^{34}\text{S}$ を持っていると思われる。ここから(Ⅲ)の地域に分布する温泉・坑井水中の sulfate は、この様な岩石中の硫酸塩鉱物及び硫化鉱物が溶出できていると考えられる。

さて(Ⅱ)焼山南西麓から新鳩ノ湯にかけての温泉・坑井水中の sulfate の $\delta^{34}\text{S}$ と濃度の分布は、第4図に示す様に(Ⅰ)のタイプと(Ⅲ)及び(Ⅳ)のタイプの温泉・坑井水の間位置している。また第3図に示す様に地理的にも(Ⅱ)の分布地域は(Ⅰ)のタイプと(Ⅲ)及び(Ⅳ)のタイプの温泉・坑井の分布地域の中間的位置にある。ここから、(Ⅱ)の地域の温泉・坑井水は、(Ⅰ)のタイプの火山ガス成分の寄与を受けて形成された熱水あるいは地下水と(Ⅲ)及び(Ⅳ)のタイプの岩石に含まれる硫黄化合物の溶出により形成された熱水あるいは地下水との混合、あるいは火山ガス成分と岩石に含まれる硫黄化合物の両方の寄与を受けて形成されていると推定される。

4. 結 論

仙岩地域の水試料の水素・酸素及び溶存硫酸イオンの硫黄の同位体組成の測定結果から以下のことが結論される。

- ① 大部分の温泉・坑井水は同位体的には降水及び河川水と同じものである。
- ② 湯ノ沢(又口小屋)温泉は火山ガス成分の寄与をうけて形成されている。
- ③ 温泉・坑井水中の溶存硫酸イオンの起源として、(i)火山ガス成分の付加、(ii)岩石中の硫黄化合物の溶出、(iii)(i)と(ii)の両方の影響の3つが考えられる。

文 献

- 安藤直行・池田喜代治・後藤準次・茂野 博・松尾禎士(1978) 岩手県滝の上地熱地域における同位体地質研究。昭和50年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書、地質調査所、p. 127-138。
- 地質調査所(1976) 全国地熱基礎調査報告書、no. 23、八幡平南部、184p。
- CRAIG, H. (1961) Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, vol. 133, p. 1702-1703。
- (1963) The Isotopic Geochemistry of Water and Carbon in Geothermal Areas, in TONGIORGI, E., ed, *Nuclear geology on geothermal areas*, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, p. 17-53。
- DANSGAARD, W. (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, vol. 26, p. 436-468。
- EPSTEIN, S. and MAYEDA, T. (1953) Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 4, p. 213-224。

- GAT, J. R. (1971) Comments on the Stable Isotope Method in Regional Groundwater Investigations. *Water Resour. Research*, vol. 7, p. 980-993.
- 伊藤久男・菊地恒夫・竹野直人・小川克郎(1986) 水圧破壊法による地殻応力測定. 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, 地質調査所, p. 78-90.
- 岩崎文嗣・松岡清幸・小室昭一(1977) 秋田焼山およびその周辺地域における天然水の化学成分とその導電率との関係. 秋田大学鉱山学部地下資源研究施設報告, no. 44, p. 27-37.
- 加瀬田英男(1961) 小和瀬発電所建設工事に於ける高熱隧道. 発電水力, no. 52, p. 51-57.
- KIYOSU, Y. and KURAHASHI, M. (1983) Origin of sulfur species in acid sulfate-chloride thermal waters, northeastern Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 47, p. 1237-1245.
- 日下部実・蔦木泰宏・吉田 稔(1977) 本邦火山ガス凝縮水の水素および酸素同位体比. 地球化学, vol. 11, p. 14-23.
- 松葉谷治・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. Jour.*, vol. 7, p. 123-151.
- 松葉谷治・越中 浩・小室昭一(1983) 秋田県の温泉の同位体地球化学的調査報告. 秋田大学鉱山学部地下資源研究施設報告, no. 48, p. 11-24.
- ・竹中照雄・吉田 裕・越中 浩(1985) 八幡平南部の地熱水の水素および酸素同位体比について. 秋田大学鉱山学部地下資源研究施設報告, no. 50, p. 19-25.
- 中嶋輝允・佐々木昭(1985) 黒雲母岩の硫黄同位体比および黄鉄鉱/磁鉄鉱比の分布と鉱化帯. 鉱山地質, vol. 35, p. 273-287.
- NEDO: 新エネルギー総合開発機構(1983) 昭和57年度地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域 200 m 級坑井調査報告書, 要約.
- (1984) 昭和57年度地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域 400 m 級坑井調査報告書, 要約.
- 野田徹郎・竹野直人・阿部喜久男・金原啓司(1984) 仙岩地域化学検層調査. 昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, その I 仙岩地域, 地質調査所, p. 7-130.
- ・———・———(1985a) 仙岩地域化学検層. 昭和59年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, 地質調査所, p. 7-112.
- ・阿部喜久男・茂野 博(1985b) 豊肥地熱地域の化学的研究—坑井による地熱流体の化学的研究—. 地調報告, no. 264, p. 245-281.
- SAKAI, H., OSAKI, S. and TSUKAGISHI, M. (1970) Sulfur and oxygen isotopic geochemistry of sulfate in the black ore deposits of Japan. *Geochemical J.*, vol. 4, p. 27-39.
- SAKAI, H. and MATSUBAYA, O. (1974) Isotopic Geochemistry of the Thermal Waters of Japan and its Bearing on the Kuroko Ore Solutions. *Economic Geology*, vol. 69, p. 974-991.
- 酒井 均・松葉谷治(1976) 安定同位体比の測定法, 日本化学会編, 新実験化学講座, 宇宙地球化学, 丸善, 東京, p. 471-510.
- 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および同説明書. 特殊地質図(21-2), 地質調査所, 23p.
- 高島 勲・瀧本 決・窪田康宏・林 育浩・西村 進(1978) 秋田県鹿角市大沼地熱地帯の熱水変質帯. 地調報告, no. 259, p. 281-310.
- UEDA, A. and SAKAI, H. (1984) Sulfur isotope study of Quaternary volcanic rocks from the Japanese Islands Arc. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 48, p. 1837-1848.
- 早稻田周・中井信之(1983) 中部日本・東北日本における天然水の同位体組成. 地球化学, vol. 17, p.

83-91.

山本典保(1981) 大沼, 滝の上地熱地帯における変質鉱物の同位体比について. 名古屋大学大学院理学研究科修士論文.

柳沢文孝・三好 正・上田 晃・酒井 均(1983) イオウ同位体比分析法の比較検討と同位体比標準物質の検討. 岡山大学温泉研究所報告, no. 53, p. 77-84.

坑井水化学調査から推定される仙岩地域の熱水系

野田徹郎*・阿部喜久男**・竹野直人*・高橋正明*

Hydrothermal systems in the Sengan area estimated from the hydro-geochemical measurements of wells

By

Tetsuro NODA*, Kikuo ABE**, Naoto TAKENO*
and Masaaki TAKAHASHI*

Abstract: Well geochemical investigation was carried out in the Sengan area. Lifting of well water and its analysis are very important to clarify the nature of geothermal fluids in the geothermal area. The recommended method to obtain the essential fluid from geothermal wells is to lift water successively for more than six days with monitoring of water quality. The technique of lifting water from layer by layer which certifies the nature of fluid has been established.

An excellent analytical equipment which is Inductively Coupled Plasma emission spectrometer (ICP) of multi-element simultaneously analyzing type has been introduced for the geochemical investigation. The source waters have been estimated from the result of source water mixing analysis for the analytical data of water from well, hot spring, mineral spring, river, lake and swamp in the area. Three geothermal source waters with a high temperature are as follows; source A of acidic Cl > SO₄, supplied with volcanic gas, source B (>300°C) of low salinity, high SiO₂ and high B/Cl ratio, related to pre-Tertiary sedimentary rocks and source C (≈200°C) of mid. Cl, high B/Cl ratio and oxygen shifted, below connected with the source B aquifer. Difference in chemical composition between sources B and C originates the reserving period at the B source aquifer not long enough to attain the rock-water chemical equilibrium besides that of SiO₂ dissolution. Promising zone for high temperature geothermal fluid is 1,500 to 2,500 m depth beneath the E-W extending area from northern slope of Mt. Yake to Fukenoyu hot spring.

1. ま え が き

坑井化学調査(化学検層)は、坑井から得られる地下深部の物質を直接手にとる確実な調査である点
が、他の手法にない長所として見逃すことができない。地下の地熱資源の有無、地熱流体のタイプや化
学的性状、貯留温度などが、化学検層の適用の結果知られることが期待される。化学検層の中で熱水の
性質や流動を探索する目的で最も中心となる技法は、坑内水の採取とその分析結果の解析である。本稿は、
昭和57—60年度にかけて、仙岩地域で実施された坑井化学調査のうちの、水化学に関する部分について
まとめたものである。

2. 化学検層の概念

地熱井における検層とは、“試錐孔や掘削井において、物理的あるいは化学的諸量を利用し、地質状

* 地殻熱部 ** 技術部

* Geothermal Research Department

** Geochemistry and Technical Services Department

第1表 化学検層における作業内容、解析方法と期待される成果。
Table 1 Content of chemical well-logging, method of analysis and expected result.

試料	作業	解析手法	期待される成果
坑内水	<ul style="list-style-type: none"> 採水器等による深度別採水 安定水質の出現までの徹底的な連続汲み上げと連続採水 地熱関連成分分析 多種微量成分分析 	<ul style="list-style-type: none"> 坑内水構成混合水系の割り出し 化学温度計の適用 	<ul style="list-style-type: none"> 地熱貯留層深度・広がり の推定 賦存熱水・蒸気系の化学的性質と温度についての知見
コア	<ul style="list-style-type: none"> コアの採取・分析前処理 深度別多種微量成分分析 	<ul style="list-style-type: none"> コア中成分と坑内水中成分の濃度比較 コア内における化学成分の濃集・離脱パターンの把握 	<ul style="list-style-type: none"> 地熱流体の生成状態（熱水・蒸気系の区別、温度、pH）や熱水の流動方向についての知見
坑内ガス	<ul style="list-style-type: none"> CO₂連続測定 坑内ガス多成分分析 気体水銀連続測定 	<ul style="list-style-type: none"> 坑内ガス性質の把握 ガス化学温度計の適用 坑井相互、及び地表とのガス、気体水銀量の比較 坑内気体水銀濃度変動の把握 	<ul style="list-style-type: none"> 熱水・蒸気系の区別 腐食性の判定 地熱流体のポテンシャル、広がり、資源としての安定性についての知見

況、坑井性状などを解明するために連続的に深度と対比して行う測定をいう”と定義されている(地熱エネルギー基準用語集委員会, 1982)。検層は原理的に、坑井内の物理的性状や物理現象を観測・測定する物理検層と、化学成分等を測定する化学検層に大別される。

化学検層における各試料形態毎の作業、解析方法、期待される成果は、第1表のようにまとめられる。

化学検層は、地熱地域に組織的に掘削された坑井を利用し、多項目にわたり総合的に調査し、坑井付近の地質状況、地熱賦存状況、坑井性状などを解明するための有効な手段である。坑井からは、liquid, solid, gas の三態の試料が得られ、それぞれについて化学分析が施される。

liquidは坑井内の滞留水であり、そこには、その地域の熱水や蒸気系の影響が及んでいる。何らかの方法でこの坑内水を採水し、その化学分析値の解析により坑内水を構成する混合水系を判別し、熱水・蒸気の性質を知りその寄与を見積もる。推定される周囲や更に深部の熱水の化学組成から、種々の化学温度計(TRUEDELLE, 1975; 野田, 1980)の適用により、深部における高温熱水層の分布を知ることができる。

solidは掘削時に得られたコアである。地熱環境下では岩石と熱水とは、互いに接しながら反応し、お互いの組成を規制している。この水—岩石反応において最も特徴的な挙動を示すのは、微量成分である。熱水中の微量成分濃度と対比、コア中の微量成分の濃集と溶脱の程度、コア中の濃度と熱水中の濃度との比較を行うことにより、地熱流体の生成条件、熱水の流動方向と広がりについての知見を得ることができる(例えば、BAMFORDほか, 1980; EWERSほか, 1977; 三村, 1984)。

gasとしては裸孔部を通じて坑内に流入してくる各種ガス及び揮発性の気体水銀がある。測定された各種気体の相互比は化学温度計として使える見解が出されており(D'AMORE, 1980)、また揮発性水銀の多寡は地下の地熱アクティビティを反映している。具体的には坑井の恒常的な気体水銀発散量を知ることが重要である。

以上のように、坑井より得られる物質(坑内水、坑井ガス、コアなど)を化学分析し、分析結果を解析するが、これと諸物理検層の結果と対比し検討することにより、総合的な坑井評価が可能になる。音波、密度、中性子検層などにより推定される亀裂、破砕部に実際に地熱流体が存在するかどうか、坑内水、ガスの分析により確認される。坑内水、ガスは坑井周囲及び稍深部からのものであるから、これらをもとにした化学温度計は、温度検層の範囲を超えて、さらに深部の温度予測に適用される。各物理検層は現時点の坑井特性を把握するものであるが、コア中の成分分布は、当該地域の熱履歴の集積であ

るため、これを検討することにより、現時点に至る地熱活動の推移についての知見が得られる。

本稿では、これらの調査項目のうち、熱水系の化学的特性や化学データの解析から熱水流動状況を明らかにする上で最も直接的な手段となる坑内水に限って議論を行う。調査項目のうち、コアに関する部分は、本報告書中の別稿(竹野, 1987)で、またガスに関する部分についても同じく別稿(野田, 1987)で詳細に述べられる。

3. 仙岩地域における坑井化学調査の展開

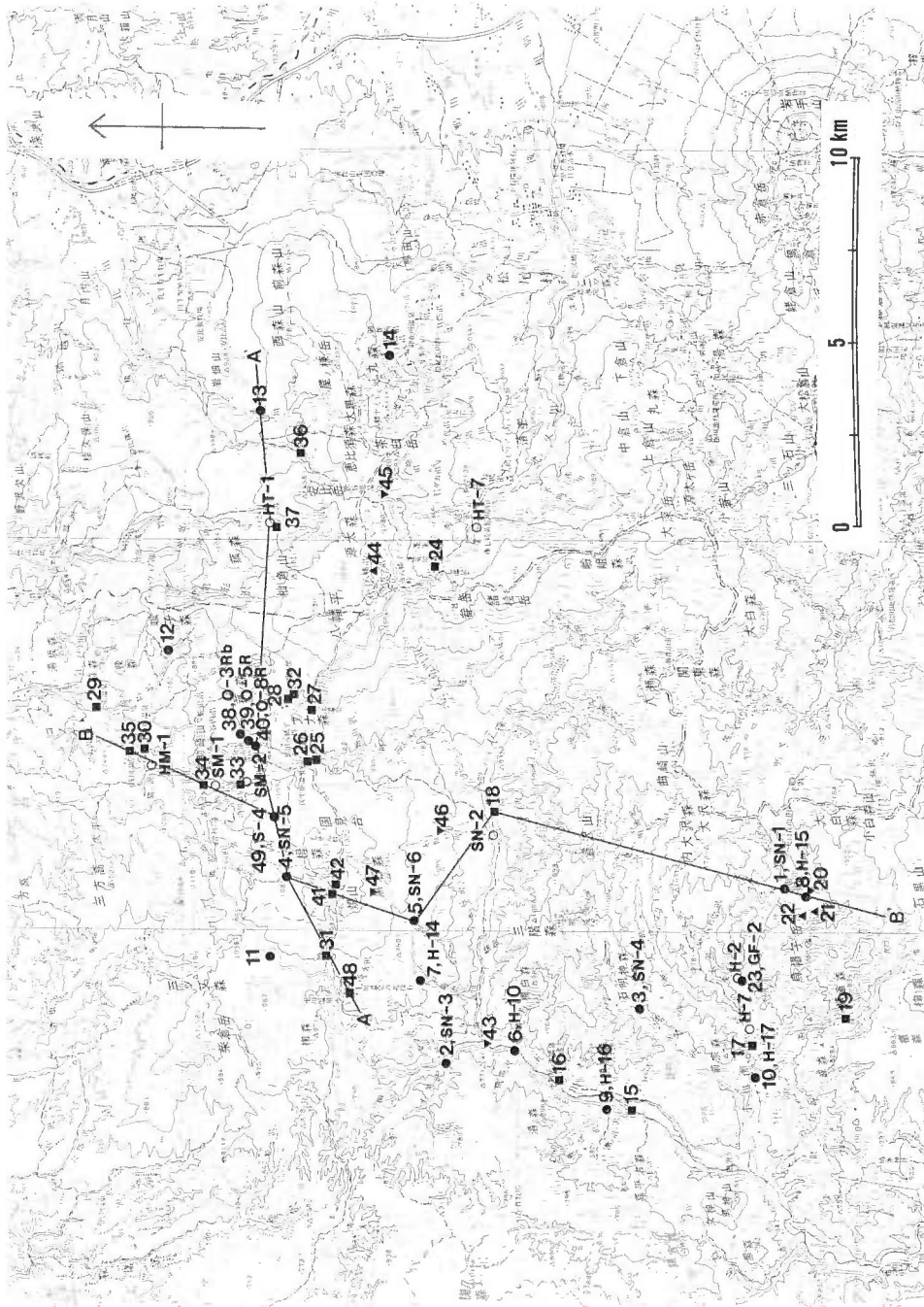
仙岩地域における坑井化学調査の年度毎の内容を第2表に掲げる。昭和55年度から開始された仙岩地域の調査の中では、比較的遅く、57年度から化学検層という項目名で坑井化学調査が開始された。第1図に化学調査を行った坑井の位置を他の水試料採取点の位置と共に示す。57年度は、H-14をテスト坑として調査手法の検討を行い、坑井調査用の分析機器としてプラズマ発光分光分析装置、第二精工舎製JY48Pを購入・整備し翌年以降の本格的調査に備えた。58年度は、熱流量調査坑のうち、残置されていた200 m級のH-10, 14, 15及び年度中に掘り上がった400 m級のH-16, 17, 更に初めての2,000 m深部試錐SN-1において、坑内水を採取し、分析するなどの調査を行った。このときは、ただ坑内に浸入してくる水を一括して採取する全層採水であった。59年度は、1,500 m級SN-3, 4坑において、地層ごとの貯留水の性質を知る目的で、パッカーを使用した層別採水を実施した。60年度は、59年度までに開発した技術をNEDOに移転し、1,500 m級SN-5, 6坑, 200 m級H-18, 19, 20, 21坑において坑井化学調査が実施され、採水された坑内水試料の提供を受けて分析・解析を実施した。引き続き61年度には、800 m級H-22坑, 62年度には、3,000 m級坑井において同種調査の実施が予定されている。

4. 坑内水汲み上げ作業

化学検層の意義の大きさにもかかわらず、従来化学検層としては、いわゆるマッドロギングが時おり試みられる程度であった。総合的な化学検層が今まであまり試みられなかった大きな理由は、汎用される泥水を用いた掘削技術が化学検層にそぐわないためである。通常用いられる泥水は粘土(ベントナイト等)を基材としており、これに苛性ソーダ等が添加されている。このため調製泥水は粘土からの溶分に更にNaイオン等が加わり、非常に電解質に富むものとなる。このため、地熱に関連する流体(熱水、蒸気加熱水、地下水等)が存在し坑内に侵入しても、どのような組成のものが、どの程度混入したかを判別することが、極めて困難になる。水自体も微細な粘土粒子が懸濁しているので、分析のため液相のみを分離することが困難である。又、含粘土泥水自体がアルカリ性であるのと、更にアルカリを添加しているため、液性はpH 9-11の強アルカリ性となっている。地熱系ガスの主構成ガスである炭酸ガス

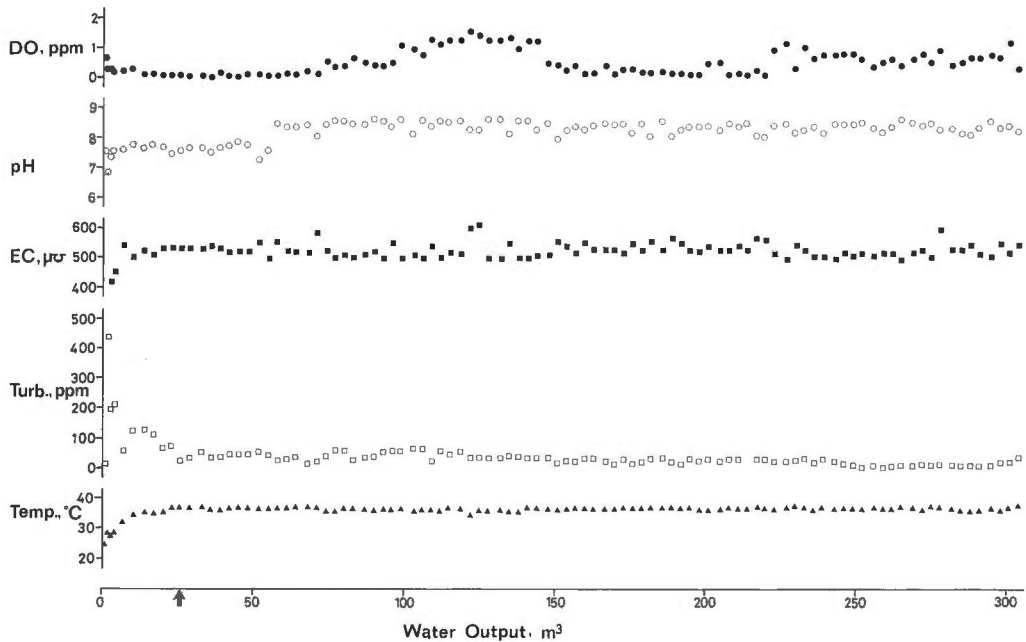
第2表 坑井化学調査の年次展開。
Table 2 Annual development of the well geochemical investigation.

57年度	58年度	59年度	60年度	61年度	62年度
				熱水流動解析	
	化学検層手法開発		坑井化学調査 中間まとめ	追加坑井調査	3,000m坑井調査 総合解析
手法検討・ 現地テスト	坑内水全層 化学検層	坑内水各層 化学検層	(NEDOに 技術移転)		
調査坑井 H-14	SN-1 H-10, 14, 15, 16, 17	SN-3, 4	SN-5, 6 H-18, 19, 20, 21	H-22	SN-X (3,000m)



第1図 仙岩地域における水試料採取位置(坑井、温泉、地表水)。
 黒丸：坑井、白丸：水試料を採取しなかった坑井、四角：温泉・鉱泉、上向き三角：湖沼、下向き三角：河川、A-A、B-B：第8図の断面の位置を示すライン。

Fig. 1 Location map of water sampling points in the Sengan area. Solid circle: well, open circle: well where water sample was not taken, square: hot spring and mineral spring, upward triangle: lake and swamp, downward triangle: river. A-A and B-B' lines indicate the location of cross-section in Fig. 8-1, 2.



第2図 H-10坑における坑内水汲み上げの時のモニタリング値の変動。
 DO: 溶存酸素, EC: 電気伝導度, Turb.: 濁度, 矢印: 水質がほぼ安定したと思われるポイント。
 Fig. 2 Monitoring of the lifted water quality at the H-10 well. DO: Dissolved Oxygen, EC: Electro-Conductivity, Turb.: Turbidity, arrow: point where water quality has been almost stable.

や硫化水素は酸性ガスであるため泥水に吸収されてしまい、地熱系ガスを本来の組成のまま得ることができない。又、コア試料に粘土が付着したり、アルカリ性水とコア中鉱物の二次的反応の可能性もあるため、コア試料の評価を誤る危険性もある。このように掘削に際しての泥水の使用は、化学検層の実施にあたり、汚染のない各種試料が得られないという点で致命的な障害となるものである。

泥水掘りに代わる掘削技術として清水掘りが考えられる。泥水の代わりに清水を用い、坑井内の汚れを少なくしようとするものである。清水掘りの実施例として、Yellowstone (WHITE ほか, 1975) などが知られている。57—58年度に調査を行った化学検層用の坑井として泥水の使用による掘削が望ましくないことから、清水掘りが行われることになった。しかし、掘削するうちに途中の崩壊が激しくなり、掘進は頓挫してしまった。予定進度 200 m の完掘が第一目標とされたため、やむなくセメントの投入による坑壁の確保、泥水使用による坑内掘屑の汲み上げが行われた。このような工法が実施された場合、坑内の汚れを除去するため、掘了後、清水による洗浄がしばしば行われるが、不十分な場合が多く、うまく洗えても最終的に坑内には清水が残ることになる。従って、坑井本来の水質を知るには、それが出現するまで坑内から水を汲み上げる作業が不可欠となる。

ところで、掘削時に使用する泥水の種類、濃度、逸泥量は掘削条件によってまちまちであるが並大抵の量ではないし、坑井によっては注水試験が行われ、河川水など異質の水が大量に注入される場合もある。掘削終了からの時間経過をみると、地層水の供給が豊富な場合は泥水と置換して地層水が得やすい状況が生まれるが、逆に地層水の補給が微弱な場合は、泥水が拡散し汚染水域が坑井周辺に広がって、なかなか本来の地層水が得にくくなる。結局、地層水を得るには、地層水組成を変質させる泥水その他の影響がなくなるまで、徹底して坑内水を汲み上げるしかないということになる。これを確認するために汲み上げと並行して地層水と泥水を識別できる指標となる幾つかの項目についてモニタリングしながら作業を進めることとした。モニタリングの項目は現場での測定 of 容易さを加味して、豊肥地域の地層水汲み上げ(野田ほか, 1984)におけるのと同じ項目である pH, 電気伝導度, 濁度, 溶存酸素量及び温

第3表 仙岸地域における坑内水汲み上げの総括。not yet は試験期間内に水質が安定化しなかったことを、already は試験前の自噴により既に安定化していたことを示す。
 Table 3 Summary of the lifted water quality at the wells in the Sengan area. 'not yet': water quality has not become stable yet during lifting. 'already': water quality has already become stable by self-discharging before lifting.

坑井名	標高 海拔 m	掘削深度 m	実施時期	水位 m	坑底温度 ℃	坑井容量 m ³	汲上げ方式	平均流量 l/min	総汲上げ量 m ³	水質安定に要 した汲上げ量 m ³	水質安定に 要した日数 日	水 質
SN-1	551	2,002	58. 8. 17~9. 19	-134.3	137.0	11.6	ペーラー スワビンダ）併用	18	156	not yet	(34)*	Na-SO ₄ ·HCO ₃
SN-3	490	1,500	59. 6. 20~7. 26	- 5.0	147.8	10.6	エアーフト ペーラー	1.2	11.7	not yet	(37)	Na-Cl
SN-4	485	1,500	59. 7. 15~8. 5	- 38.0	137.0	11.2	エアーフト	68	387	5.9	1	dil Na-SO ₄ ·Cl
SN-5	1,040	1,700.5	60. 11. 14~11. 20	- 37.5	278.1	11.3	自噴 スワビンダ）併用	21	127	101	6	Na-Cl·HCO ₃
SN-6	891	1,500	60. 9. 25~10. 2	-288.6	231.0	10.4	スワビンダ	4.1	45	not yet	(8)	Na-HCO ₃ ·Cl·SO ₄
H-10	440	251.2	58. 9. 9~9. 12	- 11.7	74.6	4.6	水中ポンプ	73	304	26	1	dil Na-SO ₄ ·Cl
H-14	820	200	58. 9. 14~9. 24	- 21.9	28.5	0.91	ペーラー エアーフト）併用	13	20.6	not yet	(11)	dil Ca·Mg-SO ₄ ·HCO ₃
H-15	670	250	58. 9. 27~9. 29	0	23.3	4.2	自噴	17	52.8	7.7	1	dil Na-SO ₄ ·HCO ₃
H-16	405	401	58. 10. 12~11. 11	0	50.1	0.81	自噴	33	1,460	already	0	Na-SO ₄ ·HCO ₃
H-17	403	403.7	58. 10. 27~11. 1	0	49.1	0.82	エアーフト	1.3	9.3	4.5	3	Na-HCO ₃ ·Cl
H-18	935	400.5	60. 10. 21~10. 30	- 33.0	38.2	1.2	エアーフト	31	344	116	4	dil Ca·Na·Mg-SO ₄ ·HCO ₃
H-19	735	402	60. 12. 8~12. 18	- 0.3	89.2	1.2	エアーフト	0.51	7.7	3.8	6	dil Na-HCO ₃ ·SO ₄
H-20	1,000	400.7	60. 11. 6~11. 14	-118.0	69.1	1.2	エアーフト	35	416	77	2	dil Ca·Mg-SO ₄ ·HCO ₃
H-21	1,005	401.5	60. 10. 25~11. 4	- 16.5	63.5	1.2	エアーフト	27	375	105	3	Ca·Na-SO ₄

* () はその日数を超過してもまだ水質が安定していないことを示す。

第4表 SN-4 坑における層別汲み上げの分析結果。
 Table 4 Result of chemical analysis for the lifted waters from different layer at the SN-4 well.

番号	ストレーナー位置 m	採水日時 年/月/日、時刻	水温 ℃	濁度 ppm	電気伝導度 μS/cm	pH	溶存酸素 ppm	RpH	Na mg/l	K mg/l	Li mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Cl mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	SiO ₂ mg/l	B mg/l
SN-4-1	1,037~1,080	59/7/21, 12:00	73.6	2.5	1,100	8.39	4.41	8.30	196	6.9	0.24	30.2	0.0	91.6	310	39.0	105	1.51
SN-4-2	1,108~1,141	57/7/26, 14:00	74.6	5.0	1,100	8.53	4.47	8.42	200	7.0	0.24	31.1	0.0	91.1	316	39.0	106	1.52
SN-4-3	1,218~1,272	59/7/30, 8:00	76.6	4.0	1,110	8.40	3.03	8.47	199	7.1	0.25	32.0	0.0	102	321	37.0	107	1.55
SN-4-4	1,289~1,310	59/8/ 2, 8:00	76.0	2.5	1,060	8.49	2.15	8.28	202	7.3	0.25	32.3	0.0	95.5	327	35.0	109	1.57
SN-4-5	1,398~1,467	59/8/ 5, 8:00	76.6	3.0	1,100	8.45	3.61	7.64	203	7.3	0.25	33.2	0.0	91.8	330	33.0	108	1.58

度とした。更に汲み上げ量も測定し、上記モニタリング項目の値が、汲み上げ量に対して安定した値を示すをもって坑内が地層水で置換されたと判断することにした。

一例として、H-10 坑について、各項目の値がどのように変動したかを第 2 図に示す。H-10 坑では、昭和58年 9 月 9 日から12日までの 4 日間、水中ポンプによる連続汲み上げが行われた。汲み上げ量は最終的に 345 m³ に達した。pH は当初の8.80が一旦低下したものの再び上昇し、最終的には8.6強で落ち着くように思われる。電気伝導度は、汲み上げ開始時には 250 μS/cm であったのが急激に高まり、汲み上げ量 26 m³ 以降では 500 μS/cm 程度に落ち着きほぼ一定となった。電気伝導度は、溶存する成分濃度と相関するものであり、スタート時に低濃度であったものが高濃度で安定したと解釈されるが、同時に採水した試料の分析値は、このことを裏書きするものであった。濁度は泥水成分のため初期は非常に濁っており、測定限界(500 ppm)以上であるが、次第に低下し、汲み上げ量 26 m³ 以降は、ほぼ一定となる。本来、地下深所の滞留水は還元環境にあるため無酸素に近い状態にあるので、汲み上げ水の酸素含量は地表近い所の水がどの程度混入しているかを知り、それをもとに地層水かどうかを判定する尺度となる。ただし、エアリフトのような汲み上げ法では、溶存酸素の測定値は参考値に留まる。水中ポンプを用いた H-10 では汲み上げ量 20 m³ で 2 ppm 以下の低値となり、地層水の出現が知られた。水温も汲み上げ開始時の低温から立ち上がり、汲み上げ量 10 m³ 以降は、ほぼ35°Cを超えて安定した。以上のモニタリング結果から H-10 は、ほぼ汲み上げ量 26 m³ 以降、地層水が安定して出現したと判断される。

坑井毎の坑内水汲み上げ試験の総括表を第 3 表に示す。どの程度汲み上げると安定した水質が出現するかは、坑井の状況によってまちまちであるが、H-16、SN-4を除き、坑井容量の1.8-9.7倍の汲み上げを要している。水質が安定化した坑井についてのみ言えば、全てが自噴井か機械動力による汲み上げによるものであり、連続的な汲み上げ開始から 6 日以内に本来の水質が現れている。他方、6 日間で安定化しなかったものについては、際限がないように思われる。エアリフトやポンプアップによりなるべく大量の坑内水を汲み上げる努力をした場合、6 日という日数は掘削後の泥水の影響がなくなる一つのメドであるように思われる。

5. 坑内水層別汲み上げ作業

これまで述べた坑内水採取方法は、坑井内に浸出してくる地層水を一挙に地表に汲み出すものであった。一般には、坑内に水を供給する層は単一ではなく、いくつかの層からの水の混合したものを我々は得ていることになる。混合試料であっても、後述の分析データの数値解析によって、混合している水の組成や深度、温度を推定することができるが、実際に各層からどのような水がもたらされているかを確認するには、層別採水によらなければならない。以下に、仙岩地域において層別採水を実施した坑井のうち SN-4 坑の例を述べる。

層別採水において層を区切るには、バッカーを用いる。用いたバッカーは、バッカーエレメントがシリコンゴム製の R.T.T.S バッカーである。SN-4 坑では、1,037-1,070, 1,108-1,141, 1,218-1,272, 1,289-1,310, 1,398-1,467 m の 5 ケ所にストレーナーが敷設されている。バッカーをストレーナー深度を挟む上下に組み込んだ試錐用ロッドを坑底まで降し、ロッドの荷重をバッカーにかけ、バッカーを膨らませケーシングと密着させた。目的の層の貯留水は上、下段バッカー間にセットされた孔明管を通じ揚水される。層別汲み上げ作業に先立ち、坑内水汲み上げ作業を昼夜連続で 3 日間行った後、第 1 段ストレーナー部より順に層別汲み上げ作業を行った。水質モニタリングは坑内水汲み上げ作業と同様に 5 成分について実施した。

層別汲み上げ作業の結果得られた各層の最終汲み上げ水の分析結果を第 4 表に示す。各層汲み上げの揚水流量は、いずれも 100 l/min 近く、透水性のよいことが判明した。濁度は各層とも 2.5-5.0 ppm の範囲にあり、ほとんど清澄であった。水温は第 1 層73.6°C、第 2 層74.6°C、第 3 層以深のストレーナー部では76°C強であった。pH と電気伝導度の各層毎の変動はほとんどなく一定であった。また、化学組

成は下層ほどやや濃くなる傾向がみられるものの、汲み上げに伴う大きな変動はなく、また各層毎の水質もすべて同程度のあまり濃くないNa-SO₄・Cl型であった。以上のことは、SN-4のストレーナー付近が透水性のよい、よく似た貯留条件であることを想像させるが、一方管外で縦方向の水の流通がある可能性を否定できない。パッカーを用いた層別採水は、手法としては確立されたが、むしろケーシングやストレーナーの設置などの坑井の仕上げ条件によっては坑壁の隔離がうまくいかない場合がありうる。理想的には、坑井を掘削しながら逸水層などの地層水を供給する可能性のある層に遭遇するたびに揚水を行うことが、検層本来の趣旨にも合致する。

6. 化学検層用分析機器としてのプラズマ発光分光分析装置(ICP)

プラズマ発光分光分析装置(以下ICP)は、20種以上の化学成分を、ppbオーダーの低濃度まで極めて迅速に定量することのできる分析装置である。

化学検層で得られる坑内水試料は、地表調査では十分予測し得ない地下深部に賦存するその地域固有の熱水系の水質を形成する成分の組合せを有する可能性がある。また、地熱流体の形成に伴って、岩石と水の間を移動するその地熱系特有の成分(特に微量成分)の動きを体系的に追跡究明することが、熱水系の形成や流動を解析する上で極めて重要である。このように未知濃度の未知成分を含む多数の試料を分析することが、化学検層において基本的に重要であるが、そのための装置としてICPは適している。

ICPの基本構成は試料導入部、高周波発生部、プラズマトーチ、分光器、測光部、データ処理部に分かれる。作動原理の概要は次のようである。試料はネブライザーによって霧状とされプラズマ内に導入される。高周波により誘導形成されたアルゴンプラズマ炎は試料中の各原子を励起状態とする。励起光は分光器で分光され、分析元素の特定スペクトルは多元素同時に光電子増倍管で測定され、データ処理装置で濃度表示される。各機種を比較検討の結果、第二精工舎製JY48P多元素同時分析型プラズマ発光分光装置を購入した。仕様として、地熱関連22成分が同時に測定できるようにした。本装置による測定成分、測定波長、検出限界値は第5表のようである。

第5表 化学検層用分析装置としてのICPの測定元素と検出限界。No. 1~21以外の元素はNo. 22のスクランニング型モノクロメーターで測定される。

Table 5 Measurable elements and detection limits of ICP as the equipment for chemical well-logging. Element except No. 1 to 21 is measured with No. 22 scanning type monochrometer.

No.	元素	波長 (nm)	検出限界 (mg/l)
1	P	177.5	0.050
2	S	180.7	0.030
3	As	193.7	0.050
4	Sb	206.8	0.025
5	B	208.9	0.007
6	Zn	213.8	0.0015
7	Pb	220.3	0.040
8	Bi	223.0	0.030
9	Ba	233.5	0.0035
10	Si	251.6	0.012
11	Mn	257.6	0.001
12	Fe	259.9	0.004
13	Mg	279.5	0.0001
14	Al	308.2	0.040
15	Cu	324.7	0.0035
16	Ti	334.9	0.0025
17	Ca	393.3	0.00015
18	Sr	407.7	0.00035
19	Na	589.6	0.04
20	Li	670.8	0.01
21	K	766.5	0.4
22	50 cm	モノクロメーター	

地熱化学でよく扱う標準的な試料として、大分県八丁原地熱発電所の熱水と、同じ水を蒸留水で正確に100倍に希釈したものを試料として分析機能のチェックを行った。希釈水の分析は、河川水等の成分濃度の薄い水が分析可能かのチェックと希釈倍率どおりの定量結果が得られるかのチェックを兼ねており、主要成分や量的に多い成分について行った。結果は第6表のようであり、ほぼ満足する値と言える。これによると、食塩型熱水について直接噴霧により測定可能な成分は、Al, As, B, Ba, Ca, Fe, K, Li, Mg, Mn, Na, P, S, Si, Srである。低濃度の天然水についても、主要成分であるNa, K, Ca, Mg, S, Siの測定に関しては問題がない。

坑内水の実際の分析に際しては、次の諸点に留意した。汲み上げた坑内水は水質的には安定しているも、残存する粘土等による汚濁が見られる場合が多い。この懸濁物はICP分析の誤差となるので、濾紙と遠沈操作を

第6表 ICP分析機能チェックのための標準試料分析結果。
Table 6 Analytical result for the standard sample to certify the analytical ability of ICP.

試料	Al	As	B	Ba	Bi	Ca	Cu	Fe	K	Li	Mg	Mn	Na	P	Pb	S	Sb	Si	Sr	Ti	Zn
八丁原総合熱水 (直接分析)	0.173	4.36	43.5	0.23	ND	35.5	ND	0.145	283	14.3	0.80	0.624	1,778	0.32	0.16	35.3	0.13	387	1.2	ND	ND
	1.2	0.33	0.26	0.19		0.20		0.50	0.25	0.51	0.08	0.12	1.47	1.4	7.6	0.31	16	0.77	0.11		
同100倍希釈水									2.97	0.12	0.0085	0.006	18.2			0.43	3.44				
						0.38			1.2	0.80	0.59	0.96	1.4			1.34		1.96			
八丁原総合熱水 (常法による分析)						33.8	0.00	0.18	287		0.63	0.50	1,750		0.10	35.3		351			0.00

測定条件 装置 JY48P ICP 発光分光分析装置

高周波出力 1.2 kW
トーチ 石英トーチ
プラズマガス 16 l/min
ネブライザー圧 30 psi
測光高さ ワークコイル上13 mm

積分時間 10秒
反射波出力 5 W以下
ネブライザー グラスコセンソントリック
補助ガス 0.2 l/min
ネブライザーガス 0.5 l/min
測定回数 5回

併用して除いたものを試料とした。ICPでは、演算部として組み込まれたコンピュータで、分析成分の組み合わせと濃度計算の処方を一括したテーブルファイルを作成し、濃度を算出するようになっている。ICPはダイナミックレンジが広く相互干渉も少ないので、今回の試料程度の濃度に対しては、特に希釈等の操作の必要はなく、また検量線も二点検量法で十分である。しかし、Na高濃度の試料ではKとLiがNaの干渉を受けるので、Naの干渉を受ける条件の標準液群に対しては、干渉効果を補正するテーブルファイルを作成し測定を行った。

測定条件は第6表に示すように、高周波出力1.2 kW、石英トーチを使用し、測定位置はワークコイル上13 mmとした。ネブライザーはグラスコセンソントリック、プラズマガス16 l/min、ネブライザーガス0.5 l/min、補正ガス0.2 l/min、ネブライザー圧30 psi、積分時間10秒で5回の繰り返し測定を実施した。

検討の結果、低濃度のLi及びKについては、分析精度に問題があることが判明した。そこで、LiとKがおよそ1 ppm以下の低濃度の試料については原子吸光法で定量した。また、ICPでは分析不可能なClについては、高濃度ではモル法、低濃度では吸光度法を使い分け、HCO₃は中和滴定法で定量した。分析結果は第7-2表に示した。

7. 坑内水の分析結果

SN-1

坑内水は透明ではあるが褐色を呈しており、汲み上げは必ずしも十分ではないと思われるが、水質的には安定している。水質はNa-SO₄・HCO₃型であり水温も22.6℃と低い。Ca+Mg法による化学温度は98℃で坑底温度124.1℃より低く、地層の透水性の小さいことを反映して汲み上げ流量も小さいことから、蒸気加熱型・伝導加熱型だと考えられる。

SN-3

SN-3では揚水量が不十分であった。これはもともとこの坑井が透水性に乏しいため

ある。しかし、ペーラーを用いて汲み上げた水については、深度約1,200 mより下位でNa, Ca, Mgの増加とB, SO₄の減少が特徴的に示され、地層中からの水の供給があることをうかがわせる。Clは1,950 mg/lと、No. 48 玉川温泉大噴に次いで高濃度である。陽イオンではNaが卓越することから、通常のNaCl型熱水かと思われるが、後述する起源地水混合解析からは、上部阿仁合層中に包蔵された化石海水が主な起源だと推察される。

SN-4

1,500 m級坑井中、SN-4は最も大量に揚水可能であった。水質は薄いNa-SO₄型であり、ストレーナー位置と逸水箇所の対比から、このタイプの水は玉川溶結凝灰岩層中に胚胎すると考えられる。玉川溶結凝灰岩はむしろ緻密で透水性の悪い地層であるが、割れ目の発達する部分にはこのような熱水が存在する。しかし、低濃度でClの乏しい水質であることから、本質的なNaCl型熱水ではない。

SN-5

SN-5では当初僅かながら蒸気の噴出が見られた。しかし、調査の結果これは比較的浅層部分からのガスの吹き込みによる白噴現象であり、坑井深部からの噴騰ではないことが判明した。水質はCl濃度223 mg/lのNa-Cl・HCO₃型であり、後述の起源地水混合解析でも明らかのように、深部の熱水の寄与が考えられる。1,500 m級坑井のうち深部の熱水が寄与するのは、焼山北方のこのSN-5に限られる。

SN-6

SN-6のCl濃度は228 mg/lとSN-5とほぼ等しい。SN-5との違いはSO₄が211 mg/l、HCO₃が674 mg/lとそれぞれSN-5の2倍近いことである。HCO₃がClより多く、SO₄も比較的多いことは、深部の熱水はClに富み浅部の熱水ほどHCO₃やSO₄に富むという一般的な現象と照らし合わせるとSN-6の坑内水は比較的浅部の熱水の寄与が大きいことを示している。

H-10

汲み上げ坑内水の温度が38.0°C、坑底温度も74.6°Cで250 mの浅さにもかかわらず目立って地熱異常が出現した坑井である。水質は薄いNa-SO₄・Cl型で蒸気加熱型であるが、一部Cl型の傾向も見られ、深部掘削ではCl型熱水が得られるかもしれない。

H-14

他に比べると成分濃度が低く、陽イオンも低温型のCa・MgがNaより多いことなど地熱の影響は顕著でない。地理的には焼山方向からの熱の供給が考えられるが、透水性の高い溶岩を通じての地表水の侵入の効果があるにしても、付近に活発な地熱活動の存在する可能性は低い。

H-15

H-15はバルブ開放と同時に自噴した。その流量は最初は54 l/分であったが次第に減少し最終的には9.5 l/分まで落ちた。pHが9.07と弱アルカリ性である点はやや異常である。Clは少なくSO₄が卓越するのは、低温であることから蒸気成分中の硫黄化合物が直接貢献したのではなく、古い地熱活動の所産としての変質鉱物中の硫酸塩が寄与している可能性が高い。

H-16

自噴井で、25.5°Cの水温を有し僅かに硫化水素臭を帯びている。流路にはその酸化による硫黄華の沈積が見られる。Na-SO₄・HCO₃型で、H-10、新鳩ノ湯温泉水、雑魚沢温泉水の性状や分析値との類似性から、新鳩ノ湯温泉を中心とし、玉川に沿って南北に伸びる熱水貯留層があることが判明した。陰イオンでSO₄やHCO₃が卓越することから熱の供給は蒸気によるところが大きい。

H-17

H-17の水質はNa-HCO₃・Cl型である。Cl濃度は178 mg/lであり、この地域で初めて観測された比較的高い濃度である。NaClの水質は典型的な熱水のそれであるため、H-17の位置する蛇ノ湯を中心とする地域の深部には熱水型貯留層の存在が想像される。

H-18

成分濃度が薄くCa>Naであり、陰イオンではSO₄が最も多い。組成はH-14とよく似ており焼山を南北にはさんで同質の水があることは興味深い。H-14と同じく焼山の溶岩を通して浸透した地表水

が主な起源と考えられる。

H-19

薄いNa-HCO₃・SO₄型である。水温は高くないが、SiO₂は108 mg/lと比較的高い。恐らく、熱水貯留層からのCO₂及びH₂Sの酸化したSO₄の寄与があると思われる。

H-20

焼山周辺のH-14, H-18とよく似た薄いCa・Na-SO₄・HCO₃型の組成である。焼山とは地理的に離れるが、H-14, H-18と同じく新期の溶岩中を浸透流下した水が主体だと考えられる。

H-21

SO₄濃度が1,420 mg/lと極めて高いCa・Na-SO₄型であり、水温も83.0°Cと高い。近くには旧松尾鉱山があるなど、付近一帯に硫黄鉱床の形成が見られ、これが泉質に反映していると考えられる。

以上のように坑内水汲み上げによって知られた坑内水の水質は、坑井毎にかなり異なっている。その水質データの解析は坑井位置周辺の地熱状況を知る上で極めて重要なものである。強調すべき点は、坑井内から噴出を見ない場合でも、坑内水汲み上げの実施により地熱情報が得られることである。温泉の分布しない地域での坑井における坑内水汲み上げ調査は、水化学データの空白域を埋めるものであり、特に意義が大きい。

8. 分析結果に基づく混合起源水解析

各坑井での汲み上げ作業の結果、完全に満足とはいかないまでも濁りの少ない水質の安定した水を得ることができた。これらはその坑井のストレナー部及び裸孔部より流入する地層水だと考えられる。各坑井の最終スポットサンプリング試水と調査地域内の地熱徴候地の熱水、温泉、鉱泉及び河川水、湖沼水(第7-1表, 第1図)について分析値をまとめた第7-2表をもとにこの地域の熱水系について考察を試みる。

このような分析データについては、成分的特徴を明らかにするための基礎的作業として、三角ダイアグラム、キーダイアグラム、ヘキサダイアグラム等に基づく考察が行われる。これらは、試水のタイプの分類を通じて、広域的な熱水系の二次元分布を解釈するのに有効であり、別稿(茂野ほか, 本報告)で採用されている。本稿では重複を避け、各ダイアグラムの作成は行わず、平面的分布に深度方向の分布を考慮した熱水系解析を行う。

坑内水汲み上げによって得られた地層水や温泉水の化学組成は第一次近似として異なった組成のいくつかの起源水がある割合で混合したものと考えられることができる。起源水の数、起源水の組成、起源水の混合率は得られた試料の分析値に対する数値解析によって求めることができる。

地熱地帯には、いろいろな化学組成の温泉が分布している。多様な温泉の泉質は、いくつかの起源となる水の混合したものとして説明されることが多い。この水系の混合に関し、これまでの定性的な説明を脱し、計算機を使い起源水の組成と混合比を求める方法が鶴見(1981)によって提唱された。この鶴見の方法に改良を加えると共に、計算処理と表示が対話形式で行えるプログラムソフトの開発を行った。

鶴見の方法は次のように要約される。

- ① 混合により生成したと予想される各試水の化学組成を当量分率で表わす。
- ② 当量分率を見比べて最大値や最小値の集中する試料を抽出し、それをもって起源水の数と計算の初期値とする。

③ 起源水が3つの場合、各試料について次の(i)(ii)の式を立てる。

$$(i) \quad D(N, M) = I(N) \times A(M) + J(N) \times B(M) + K(N) \times C(M)$$

ここで、D(N, M) : 試水Nの成分Mの当量分率, A(M), B(M), C(M) : 3起源水の推定される成分Mの当量分率 I(N), J(N), K(N) : 試水Nを構成するA, B, Cの混合比率であり、

$$(ii) \quad I(N) + J(N) + K(N) = 1$$

を満足する。

第7-1表 仙岩地域で採取した熱水、温泉、鉱泉、河川水、湧水。

Table 7-1 List of water samples from wells, hot springs, mineral springs, rivers and swamps in the Sengan area.

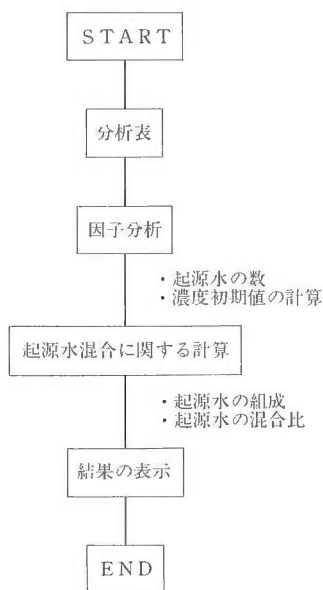
試料名	標高 海拔 m	採水年月日 年/月/日	水位 m	流量 l/min	水温 °C	pH	濁度 吸光度
① SN-1 坑内水	440	83/ 9/19	-11.7	18	22.6	7.67	0.783
② SN-3 坑内水	490	84/ 7/ 2	-5.0	1.2	84.8	6.91	0.035
③ SN-4 坑内水	485	84/ 8/ 5	-38.0	68	77.2	8.35	0.008
④ SN-5 坑内水	1,040	85/11/23	-37.5	21	72	7.3	—
⑤ SN-6 坑内水	891	85/10/ 7	-288.6	4.1	58	6.6	—
⑥ H-10坑内水	440	83/ 9/12	-11.7	73	38.0	7.43	0.003
⑦ H-14坑内水	820	83/ 9/24	-21.9	13	16.7	8.06	0.013
⑧ H-15湧水	670	83/ 9/29	0	17	14.0	9.07	0.005
⑨ H-16湧水	405	83/11/11	0	33	25.5	8.33	0.014
⑩ H-17坑内水	403	83/11/11	0	1.3	15.4	8.85	0.048
⑪ H-18坑内水	935	85/10/30	-33.0	31	22.0	7.7	—
⑫ H-19坑内水	735	85/12/18	-0.3	0.51	17.5	7.8	—
⑬ H-20坑内水	1,000	85/11/14	-118	35	21.0	7.8	—
⑭ H-21坑内水	1,005	85/11/ 4	-16.5	27	33.0	7.7	—
⑮ 雑魚沢湧泉	395	84/ 7/10	0	(10)	低温	7.87	—
⑯ 鳩ノ湯温泉	420	84/ 7/11	0	194	58.3	8.42	—
⑰ 蛇ノ湯温泉	420	84/ 7/11	0	(10)	40.2	7.4	—
⑱ 湯ノ沢温泉	580	84/ 7/12	0	(1,000)	71.0	7.41	—
⑲ 濁沢湧泉	690	84/ 7/31	0	(1)	低温	3.55	—
⑳ 小和瀬川河川水	665	84/ 9/28	0	—	低温	7.07	—
㉑ フナ沼湖沼水	710	84/ 9/28	0	—	低温	7.47	—
㉒ ザッコ沼湖沼水	730	84/ 9/28	0	—	低温	7.25	—
㉓ GF-2 湧水	485	84/12/11	0	約1	19.0	10.05	—
㉔ 藤七温泉	1,390	80/ 9/ 2	0	280	90.1	2.75	—
㉕ 後生掛中坊主地獄	1,000	80/ 9/ 3	0	(10,000)	96.5	1.98	—
㉖ 後生掛紺屋地獄	1,000	80/ 9/ 3	0	(10,000)	94.4	1.75	—
㉗ 大深温泉	1,130	80/ 9/ 3	0	—	51.0	6.00	—
㉘ 蒸ノ湯温泉-1	1,110	80/ 9/ 3	0	35	94.6	1.95	—
㉙ 志張温泉	480	80/ 9/ 5	0	29	47.2	8.48	—
㉚ トロコ温泉	600	80/ 9/ 5	0	—	65.8	6.58	—
㉛ 叫沢温泉水	930	80/ 9/ 6	0	(1,000)	90.7	1.97	—
㉜ 蒸ノ湯温泉-2	1,100	80/ 9/ 7	0	35	96.9	4.23	—
㉝ 澄川温泉	840	80/ 9/ 7	0	99	76.0	2.08	—
㉞ 赤川温泉	700	80/ 9/ 7	0	306	42.7	2.85	—
㉟ 銭川温泉	520	81/ 9/14	0	32	91.1	8.35	—
㊱ 安比温泉	1,140	81/ 9/ 5	0	225	47.3	4.4	—
㊲ 草ノ湯温泉	1,120	81/ 9/ 5	0	—	34.3	3.58	—
㊳ O-3Rb 熱水	960	81/ 9/ 7	—	7	96.6	7.75	—
㊴ O-5R 熱水	960	81/ 9/ 7	—	5	96.6	7.7	—
㊵ O-8R 熱水	960	81/ 9/ 7	—	11	96.2	7.75	—
㊶ 焼山温泉水-1	1,270	81/ 9/ 7	0	—	83.3	2.10	—
㊷ 焼山温泉水-2	1,270	81/ 9/ 7	0	—	32.0	2.30	—
㊸ 玉川河川水	350	81/ 9/ 8	0	—	14.3	3.37	—
㊹ 八幡沼湖沼水	1,570	81/ 9/12	0	—	12.8	3.6	—
㊺ 北ノ又川河川水	1,430	81/ 9/12	0	—	8.0	5.7	—
㊻ 石仮戸沢河川水	800	85/ 9/27	0	—	10.8	3.15	—
㊼ 赤沢河川水	1,090	85/ 9/27	0	—	15.5	2.8	—
㊽ 玉川温泉大噴	750	85/ 9/29	0	9,000	boiling	—	—
㊾ S-4 熱水	1,107	85 AVR	-280	1,300	boiling	7.8	—

第7-2表 仙岩地域の水試料の分析値と起原水混合解析により得られた同試料の計算値。
Table 7-2 Analytical chemical composition of water samples and calculated chemical composition obtained by the source water mixing analysis.

試料名	分 析 値										計 算 値									
	Na mg/l	K mg/l	Li mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Cl mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	SiO ₂ mg/l	B mg/l	Na mg/l	K mg/l	Li mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Cl mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	SiO ₂ mg/l	B mg/l
① SN-1坑内水	293	8.4	0.26	24.6	1.9	52.7	319	347	96	1.12	273	10.7	0.25	26.8	2.84	142	362	338	101	2.10
② SN-3坑内水	1,190	62.1	0.25	213	11.1	1,950	269	95.3	29.3	1.53	1,100	57.9	0.24	196	12.1	1,790	343	87.4	61.4	5.17
③ SN-4坑内水	203	7.3	0.25	33.2	0.0	91.8	330	33	108	1.58	183	11.5	0.22	33.6	1.81	172	379	75.4	92.7	2.07
④ SN-5坑内水	375	23.9	0.46	10.7	0.9	223	129	358	403	5.73	342	27.2	0.44	33.1	2.10	234	222	337	365	10.2
⑤ SN-6坑内水	488	47.1	1.69	75	3.2	228	211	674	397	8.65	488	44.4	1.61	74.0	3.64	237	215	637	400	8.63
⑥ H-10坑内水	97.7	2.2	0.13	22.3	0.7	41.1	161	34	59	0.97	82.9	5.45	0.12	22.7	1.19	70.6	194	41.9	49.1	1.14
⑦ H-14坑内水	15.6	4.3	0.01	44.9	14.7	7.05	124	107	83	0.09	55.5	4.35	0.02	44.8	13.9	43.7	241	98.0	95.9	2.53
⑧ H-15湧水	152	1.2	0.03	3.1	0.4	8.68	186	170	29	0.06	141	3.38	0.03	12.1	1.33	79.6	238	167	36.7	0.99
⑨ H-16湧水	341	1.3	0.03	3.5	1.2	17.7	455	328	30	0.17	295	9.47	0.05	35.3	17.4	191	542	305	70.2	3.04
⑩ H-17坑内水	341	4.9	0.03	4	0.9	178	3.7	659	52	2.24	335	5.05	0.03	13.4	1.93	173	58.1	638	54.7	3.13
⑪ H-18坑内水	31.3	3.6	0.01	45.8	15.3	32.9	120	83	44.2	1	42.6	2.76	0.01	43.6	14.6	36.5	243	26.5	65.6	1.28
⑫ H-19坑内水	183	2	0.01	3.2	1.3	4.3	139	240	108	1.15	167	5.68	0.02	11.3	2.21	77.2	201	236	102	3.28
⑬ H-20坑内水	21.4	3.6	0	48	17.7	0.4	185	82	76.3	0.13	44.5	3.46	0.01	47.2	17.0	20.6	267	77.3	87.7	1.85
⑭ H-21坑内水	195	13.4	0.01	462	19.2	55.8	1,420	19	38.4	2.47	184	15.3	0.03	432	18.5	105	1,340	30.7	63.5	3.47
⑮ 雑魚沢湧泉	400	1.15	0.01	1.5	0.25	33.3	10.5	1,040	14.5	0.17	429	1.51	0.03	7.47	1.51	84.8	56.9	977	44.7	2.86
⑯ 鳩ノ湯温泉	130	4.06	0.22	22.5	1.13	73	125	177	75.2	0.94	120	6.73	0.21	22.1	1.35	69.1	139	179	70.3	0.99
⑰ 蛇ノ湯温泉	80	1.75	0.02	125	0.15	14.9	450	30.5	43.7	0.11	67.4	4.85	0.02	122	2.73	31.9	481	33.3	40.7	1.37
⑱ 湯ノ沢温泉	62.6	3.78	0.15	11.1	0.22	63	41.7	37.4	53.6	3.16	60.7	5.14	0.14	11.2	0.86	59.9	56.4	48.2	48.5	3.22
⑲ 濁沢湧水	4.44	0.94	0.00	4.38	1.08	4.25	44.5	0	10.9	0.00	8.37	0.43	0.00	5.05	1.14	7.72	46.6	0.52	15.5	0.10
⑳ 小和瀬川河川水	2.2	0.5	0	3.8	1.2	3.00	8.7	10	16	0.01	6.48	0.42	0.00	4.52	1.22	6.20	11.7	10.1	17.7	0.35
㉑ フナ沼湖沼水	2.9	0.5	0	4.5	1.1	3.46	2.9	19	16	0.02	10.8	0.55	0.00	5.05	1.11	11.5	14.0	19.7	19.3	0.48
㉒ サッコ沼湖沼水	2.5	0.3	0	3.6	0.9	3.42	2.7	14	12	0.01	8.00	0.29	0.00	4.33	0.88	8.34	9.18	14.1	13.7	0.25
㉓ GF-2湧水	3.63	0.04	0.02	67.5	0.81	6.38	58.6	105	19	0.00	64.5	1.04	0.02	6.03	0.98	19.7	76.5	105	21.0	0.23
㉔ 藤七温泉	2.5	0.81	0.00	7.88	4.55	0.0	152	0.0	36.8	0.0	4.72	0.77	0.00	8.13	4.53	2.16	155	1.80	38.7	0.45
㉕ 後生掛中坊主地獄	16.0	3.55	0.01	51.0	77.5	0.88	1,430	0.0	350	2.94	27.1	8.08	0.03	55.2	69.7	25.2	1,310	25.4	322	3.26
㉖ 後生掛結屋地獄	3.0	2.0	0.00	4.0	4.2	4.45	1,700	0.0	275	36.8	1.01	10.5	0.11	17.1	4.35	104	1,540	40.6	255	32.1
㉗ 大深温泉	2.88	0.31	0.00	5.31	1.8	3.55	5.68	10.7	17.1	0.0	7.10	0.44	0.00	5.44	1.78	6.23	19.0	11.3	18.4	0.33
㉘ 蒸ノ湯温泉-1	7.75	6.38	0.00	9.13	5.0	3.55	754	0.0	210	0.43	26.7	6.57	0.01	9.83	4.93	19.8	735	12.4	215	5.50

第7-2表 (つづき)
Table 7-2 (continue)

試料名	分 析 値										計 算 値									
	Na mg/l	K mg/l	Li mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Cl mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	SiO ₂ mg/l	B mg/l	Na mg/l	K mg/l	Li mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Cl mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	SiO ₂ mg/l	B mg/l
㉔ 志張温泉	113	4.0	0.00	6.0	0.45	74.5	47.5	123	39.2	13.0	123	5.27	8.33	0.58	79.4	54.4	140	52.2	12.5	
㉕ トロコ温泉	21.3	2.0	0.01	6.0	1.75	27.5	15.0	27.5	22.9	7.39	30.5	2.19	6.74	1.79	33.7	33.0	33.3	30.7	7.14	
㉖ 叫沢温泉	25.0	8.5	0.00	49.0	32.5	76.2	1,610	0.0	195	0.16	52.3	5.73	49.3	31.7	88.5	1,550	13.0	226	1.98	
㉗ 蒸ノ湯温泉-2	60.0	23.8	0.00	100	14.0	41.7	500	12.2	178	0.21	122	14.7	99.6	13.6	129	459	25.2	281	9.82	
㉘ 澄川温泉	4.15	3.0	0.00	12.3	18.5	5.32	250	0.0	357	0.05	33.9	9.41	14.9	17.5	46.8	1,200	18.5	322	7.46	
㉙ 赤川温泉	11.9	1.88	0.00	12.0	7.25	7.09	218	0.0	49.8	0.80	15.7	1.70	12.4	7.30	15.0	220	3.26	55.2	0.91	
㉚ 綾川温泉	250	19.0	0.29	10.0	0.08	257	120	97.6	113	59.1	246	18.8	16.9	0.83	272	147	95.7	116	58.1	
㉛ 安比温泉	39.0	4.0	0.00	270	3.50	5.85	768	6.1	24.2	0.0	63.0	7.13	0.01	259	35.1	759	17.5	25.1	2.24	
㉜ 草ノ湯温泉	11.3	4.5	0.00	14.8	3.13	3.55	78.9	0.0	25.2	0.0	25.7	2.38	0.01	16.4	3.29	27.2	2.90	42.8	1.09	
㉝ O-3Rb 熱水	390	39.0	0.73	16.0	0.00	519	179	71.7	366	156	365	43.1	14.5	0.83	503	213	76.9	338	154	
㉞ O-5R 熱水	415	52.0	0.83	13.5	0.05	569	187	68.7	367	161	420	47.0	19.8	0.98	546	205	96.9	367	153	
㉟ O-8R 熱水	445	56.5	0.80	10.0	0.00	596	208	74.8	428	188	442	51.9	14.4	0.49	584	216	68.1	431	182	
㊱ 焼山温泉水-1	7.5	8.0	0.00	5.5	6.75	1.77	1,740	0.0	250	0.0	37.0	5.31	6.61	6.55	19.9	1,680	11.4	267	4.16	
㊲ 焼山温泉水-2	5.0	5.0	0.00	5.0	3.35	0.35	1,180	0.0	87.5	0.0	28.0	0.95	0.01	6.74	17.0	1,160	1.13	114	0.73	
㊳ 玉川河川水	5.31	1.19	0.00	8.25	2.00	34.6	33.6	0.0	19.0	0.32	7.39	1.05	0.00	8.46	2.02	35.3	1.17	21.7	0.61	
㊴ 八幡沼湖沼水	0.75	0.06	0.00	0.0	0.09	1.77	0.58	3.05	13.6	0.0	4.06	0.29	0.00	3.78	3.29	12.8	4.48	15.1	0.28	
㊵ 北ノ又川河川水	2.75	0.25	0.04	1.5	0.84	1.77	2.47	15.3	2.5	0.0	14.3	1.28	0.04	5.55	0.94	13.1	15.9	20.1	0.75	
㊶ 石匠戸沢河川水	3.3	1.5	0.00	4.0	1.8	2.0	91.6	0	58.5	0.01	7.93	2.00	0.00	4.81	1.85	96.9	2.71	60.8	1.71	
㊷ 赤沢河川水	2.4	0.8	0.00	2.2	0.8	1.9	141	0	33.5	0.00	5.87	0.74	0.00	3.88	0.79	147	0.70	36.3	0.62	
㊸ 玉川温泉大噴	41.4	32.9	0.02	100	30.6	2,400	1,500	0	270	23.7	47.2	32.8	0.03	100	29.4	2,300	1,440	265	23.0	
㊹ S-4 熱水	264	53.7	—	0.13	2.05	314.5	108.5	86.1	933.7	133	277	53.4	0.36	5.89	2.47	358	131	875	123	



第3図 起源水混合解析のフローチャート。
Fig. 3 Flow chart of the source water mixing analysis.

5. 成分の重要度(主要成分, 保存成分等)に応じて, 重みを容易に変えられるようにした。
6. (F)の等式についても, (I)式に対し重みを可変として, 最小自乗解が得られるようにした。
7. 以上の計算処理が全て対話形式で行えるようにした。

以上のプログラムによる解析のフローチャートを第3図に示す。

解析を施した試料は, 秋田県側では小和瀬川, 玉川沿い及び焼山北麓, 岩手県側では八幡平周辺を中心として分布している。これらの地域は仙岩地域の地熱微候地の主要部分をカバーしており, 解析結果は仙岩の主要な地熱系を説明するものと考えられることができる。解析の結果, 仙岩地域では10種の起源水を考えると各試料水の化学組成をうまく説明できることがわかった。即ち, 推定された起源水の化学組成は, 火山周辺に発達する各種の熱水系の組成として納得できるものであり, また起源水の化学組成に混合率を乗じて得た計算上の組成は実際の組成とよい一致を示している(第7-2表)。推定された起源水の化学組成は第8表にまとめられている。第8表では, 貯留温度が高い方から順に並べてある。

第8表 起源水混合分析により求められた起源水の化学組成。
Table 8 Chemical composition of the source waters estimated by the source water mixing analysis.

Source	Na mg/l	K mg/l	Li mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Cl mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	SiO ₂ mg/l	B mg/l	T _{chem} °C
A	0	35.3	0.02	107	30.9	2,610	1,430	19.9	277	26.1	v. high
B	113	63.7	0	0	1.38	169	0	54.7	1,490	60.9	282-374
C	447	50.8	0.81	7.98	0	630	252	19.1	322	214	216
D	513	48.2	1.83	61.3	3.41	217	156	674	443	0	155
E	1,500	70.1	0.29	211	7.99	1,820	0	47.6	0	0	151
F	26.1	0	0	0	3.04	0	2,280	0	208	0	(100)
G	119	12.5	0.01	505	9.40	0	1,460	29.7	23.7	3.39	41
H	27.4	10.8	0.04	73.8	92.2	33.7	978	33.9	360	4.36	39
I	464	0	0.02	0	0.46	0	0	1,060	35.6	2.18	low
J	1.64	0	0	3.73	0.33	0	0	0	7.82	0	low

④ まず(i)に②による初期値を与え, 最小自乗的に満足する I(N), J(N), 及び K(N)の暫定値を求め, 次にこれを既知として, (i)と同じく最小自乗的に満足する A(M), B(M), C(M)を求める計算を繰返し, 成分分率についての観測値と計算値の偏差が最小になったときに計算を打切る。

改良を加えたのは次の点である。

1. ①の当量分率を絶対濃度で計算と結果の表示ができるようにした。
2. 成分を対等に取扱うための標準化が一括して行えるようにした。
3. ②の抽出には主観の入る余地があるので, 客観性を与えるために因子分析法を導入した。即ち, 独立したいくつかのグループの集合である母集団からグループをより分ける適法としてパリティックス法を用いた。因子分析で得られる各因子負荷量は, 一定の変換により初期値となるように工夫した。
4. 起源水となる可能性の高い水系(代表的熱水, 海水, 希釈水など)の値が, 必要に応じ容易に起源水として採用できるようにした。

起水源 A は、焼山の活動と関係の深い火山ガスの吹き込みによって生成された熱水と考えてよい。イオンのチャージバランスから考えて pH 1 弱の強酸性の熱水であり、 $Cl > SO_4 \gg HCO_3$ であることから火山性の特徴である塩酸性であることが知られる。陽イオンでは、Na, K, Li のアルカリ金属より、Ca, Mg のアルカリ土類金属の含有量が高い。SiO₂ もかなり溶存しており、B/Cl モル比は、0.033 と新期火山岩中のそれに相対する値である。

起水源 B はこの地域特有の熱水らしく、化学温度が Ca+Mg 法で 282°C と高い割には SiO₂ を除く各成分の濃度が低い。特徴的なのは B/Cl 比で 1.18 と高い値を示し、この地域の深部に想定される海成の堆積層を含む先第三系の基盤岩との関連が密接であることがうかがわれる。

起水源 C は化学温度 (Ca+Mg 法) 216°C の NaCl 型中性熱水である。B/Cl 比は、起水源 B に匹敵し 1.11 とかなり高いのが特徴である。後述するように起水源 B と起水源 C は、この地域の基盤岩まで達する深部循環水系の経路上にあり、起水源 B の浅部に胚胎するのが起水源 C だと考えられる。

起水源 D は陽イオンとして Na, 陰イオンとして HCO₃, Cl, SO₄ の順に多い、化学温度 155°C (Ca+Mg 法) の中性熱水であるが、その生成機構は起水源 B, C とは異なり、新期火山岩類あるいはそのやや下部に賦存すると考えられる。

起水源 E は第三系の中では特に阿仁合層に胚胎する化学温度 151°C の熱水と推定される。中性 NaCl 型で塩濃度は比較的高く、NaCl の起源は化石海水である可能性が高い。化石海水ではしばしば SO₄ が還元され取り除かれる現象が見られるが、ここでもそれが当てはまる。

起水源 F は噴気地内で噴気ガスの吹き込みにより生じる硫酸酸性型の沸騰点に近い温度を有する水と考えられる。

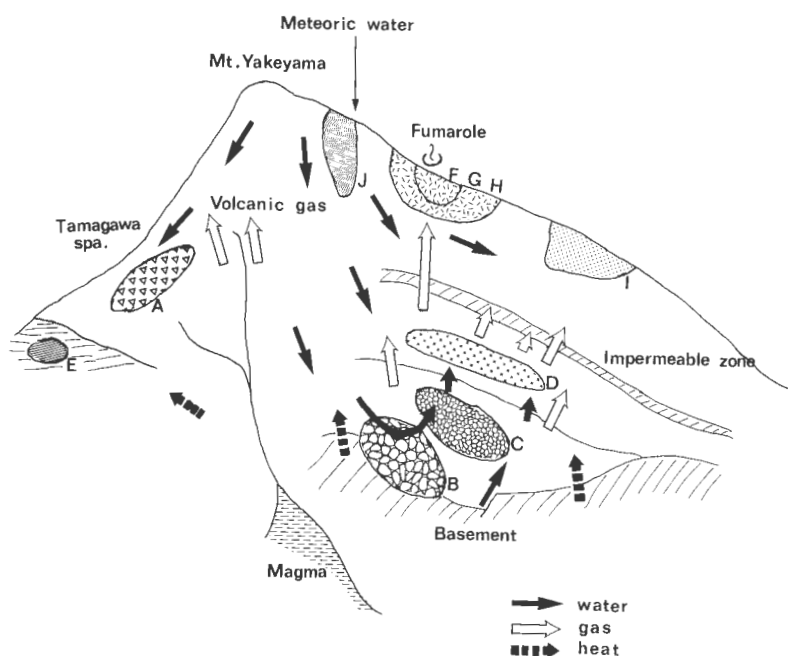
起水源 G 及び H は浅層の変質帯で生じる低温水であろう。接触する変質帯の構成鉱物の違いにより、G は Ca-SO₄ に富み、H は Mg · Ca-SO₄ に富む。H は更に、SiO₂ の含量も大きい。

起水源 I は、深部の熱水層から CO₂ の供給を受け生じた浅部の低温水と解釈でき、Na-HCO₃ 型の泉質を有する。

起水源 J は、降水あるいは、地熱の影響のない浅層の地下水に相当し、各成分の濃度が極めて低い。

9. 仙岩地域における各起水源の分布

以上のような 10 種類の起水源の仙岩地域の地熱系での生成環境と相互の関係を表す概念図を第 4 図に示す。第 4 図では模式的に焼山を中心に据えた断面図に各起水源水系を配している。この付近の地熱帯の熱源としては焼山を形成した安山岩質マグマが重要である。マグマからの火山性ガスの吹き込みを受けて生じた高温の塩酸性熱水 (起水源 A) は玉川温泉 (試料 No. 48) に出現している。この地域の熱水の大きな特徴は、堆積岩・変成岩から成ると考えられる先第三系の基盤岩類と関連する熱水系の存在である。いわゆる花輪地溝帯に位置するこの地域は、重力解析 (駒澤, 1987) から明らかのように重力基盤の陥没がみられ、陥没時に形成される断裂構造を通じた熱水の上昇 (起水源 B) が存在すると考えられる。起水源 B の熱水系の上部には、起水源 B と関連の深い起水源 C よりなる熱水系が存在する。起水源 B と起水源 C には注目すべき化学組成上の違いがある。起水源 B (No. 49 に多い) は基本的には NaCl 型であるが、塩濃度は SiO₂ を除けば低い。起水源 C (No. 38-40 に代表される) は典型的な NaCl 型である。化学温度は起水源 B は Ca+Mg 法から 282°C、SiO₂ 法から 374°C、起水源 C は Ca+Mg 法から 216°C と算出される。また B/Cl モル比についてみれば、起水源 B は 1.18、起水源 C は 1.11 とほぼ等しい。第 5 図の各試料の B 濃度と Cl 濃度の関係図に表わしたように、堆積岩・変成岩に関連する水の B/Cl は、0.1 以上の値をとるが、起水源 B, C はいずれもこの範囲に入る。このことから起水源 B, C は、堆積岩・変成岩からなる基盤岩中に胚胎するかあるいは基盤岩を経て上昇し、上部に重なる火山岩類中に胚胎すると予想される。通常の熱水では、高温であるほど含有成分濃度が高いのが一般的である。この点、SiO₂ 濃度を除けば、起水源 B が起水源 C より高温であるにもかかわらず低濃度であることについては一考を要する。ここでは、その解釈として次のように考えた。同位体化学に基づく考察か



第4図 仙岩地域の起源水の生成環境。

A: 火山性酸性熱水, B: 深部の熱水, C: 比較的深部の熱水, D: 中深部の熱水, E: 新第三紀層(阿仁台層)中の化石海水, F: 噴気地型の酸性水, G: Ca-SO₄型の変質鉱物に関連した浅層水, H: Mg·Ca-SO₄, SiO₂型の変質鉱物に関連した浅層水, I: CO₂を供給された浅層水, J: 降水又は通常の浅層地下水, 矢印: 水の流れ, 白スキの矢印: ガスをふくむ水蒸気の流れ, 破線付きの矢印: 伝導熱の流れ。

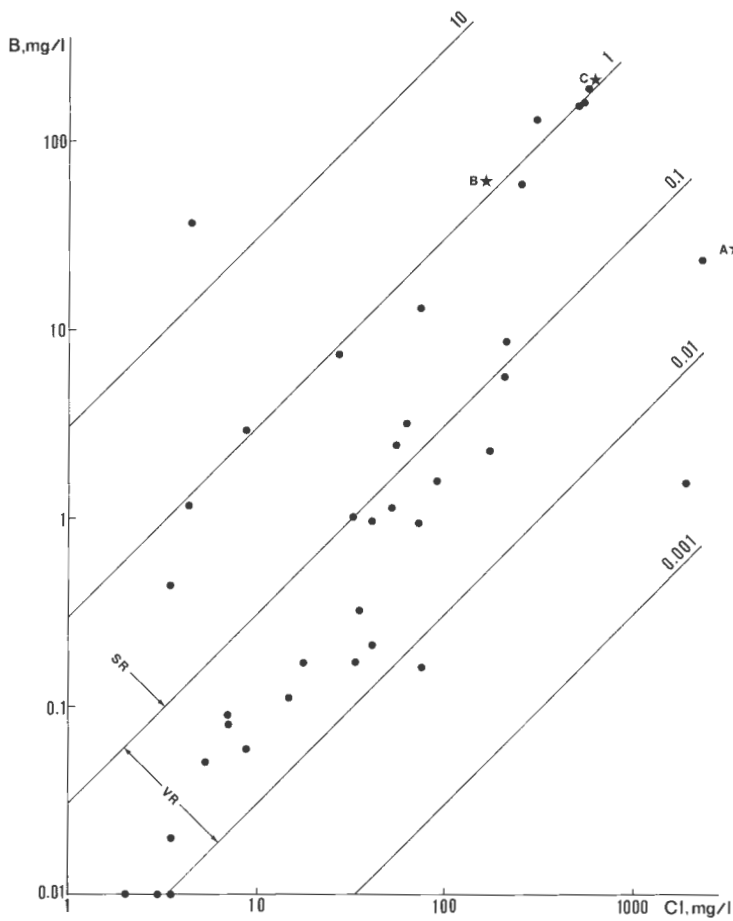
Fig. 4 Genetic cross section showing formation mechanism of the source water in the Sengan area.

A: volcanic acidic thermal water, B: deeper thermal water, C: rather deep thermal water, D: mid-deep hot water, E: fossil sea water in Neogene Aniai Formation, F: fumarolic acidic water, G: Shallow water through alteration zone I (Ca-SO₄), H: shallow water through alteration zone II (Mg·Ca-SO₄, SiO₂), I: CO₂ supplied shallow water, J: meteoric or normal ground water. Solid arrow: flow of water, open arrow: flow of steam with gas, arrow with dashed line: flow of conductive heat.

ら、一般的には熱水は降水が浸透したものが地下で加熱されたものとされている (WHITE, 1968)。つまり第6図の矢印で示すように浸透、熱水化、上昇のサイクルをたどっていると考えられる。地下に浸透した降水は加熱されると同時に主として岩石との相互反応により、成分を得ている。成分の中では、SiO₂は比較的速くその温度での溶解平衡に達するが、他の成分はSiO₂より遅れて平衡濃度となる。一般的には最も平衡化の速度の遅いのは同位体である。つまり、浸透した降水が加熱されて熱水に化す際に得る性状・成分を順に挙げると

温度 > SiO₂ > 他の成分 > 同位体
 数時間 数日 数カ月 数年……およその平衡化時間(広渡・藤野, 1986; TRUESDELL, 1984)

と考えられる。熱水貯留層は第6図のサイクルでまとまった量が長時間滞留している場合に相当するが、B, Cがそのような貯留層であり、しかもBでの滞留時間がそれほど長くはないとしてみよう。Bでは温度、SiO₂に対しては飽和に達するが、その他の成分や同位体に対しては飽和していない状況が考えられる。Cでは、滞留時間が十分に長く他の成分温度も増加するであろう。深部にあるにもかかわらず比較的低温である例は、IcelandのLaugarnes (PÁLMASSON ほか, 1983)、八丁原(島田ほか, 1986)などに見られ、同じ生成機構によると考えられる。同位体の分析データは必ずしも十分ではないが、深部の堆積岩・変成岩と関連すると考えられる起源水Bの割合の大きいNo. 49のδ¹⁸O値は火山岩類に胚胎す



第5図 B濃度とCl濃度の関係図。

黒丸；仙岩地域の水試料，星印；高温の起源水，直線に付した数字；B/Cl(モル比)，VR；火山岩中の水のB/Clの分布範囲，SR；堆積岩中の水B/Clの分布範囲。

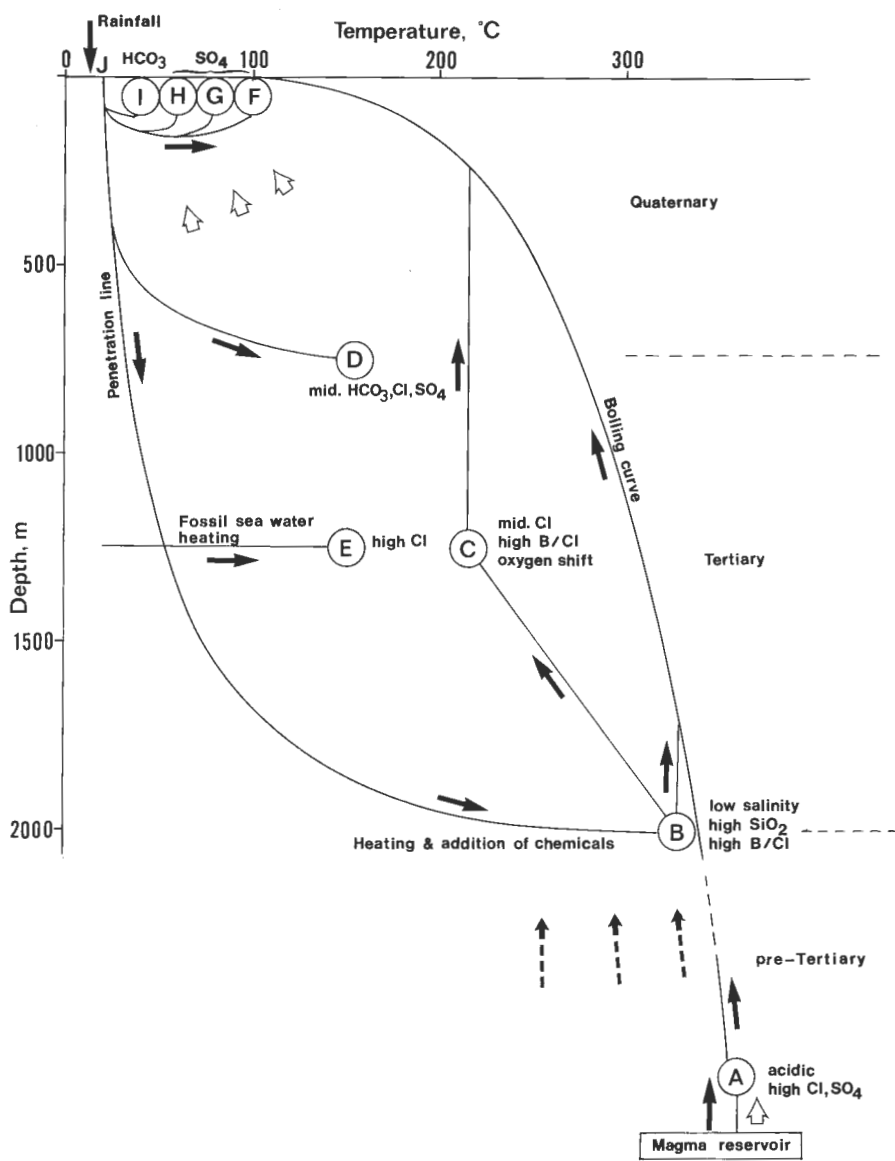
Fig. 5 Relationship between B and Cl concentration. Solid circle: water sample in the Sengan area, star: source water of high temperature, number attached to the slope line: B/Cl molar ratio, VR: distribution range of B/Cl in water in volcanic rocks, SR: distribution range of B/Cl in water in sedimentary rocks.

ると考えられる起源水Cが大部分を占める大沼発電井水の $\delta^{18}\text{O}$ 値(SAKAI, 1977)よりも約1%小さい。これは、高温での平衡ほど $\delta^{18}\text{O}$ 値は十側にシフトすることに反するし、また変成岩の $\delta^{18}\text{O}$ 値は火山岩の $\delta^{18}\text{O}$ 値より一般に大きいこと(松葉谷, 1985)とも反する。これを説明するには前述のように起源水Bの貯留層内滞留時間が短かく、同位体平衡に達していないとするのが最も妥当である。

起源水B, Cの貯留層の上部には起源水Dが貯留されている。起源水Dは $\text{Na}\cdot\text{HCO}_3\cdot\text{Cl}\cdot\text{SO}_4$ 型、化学温度 151°C の熱水であるが、Bに乏しいなど起源水B, Cとは異質のものである(第6図)。

焼山南方の第三紀阿仁合層中には、特殊なNaCl型の熱水(起源水E)が存在する。代表例はNo. 2である。阿仁合層には海成層が含まれその塩分が起源水Eの水質に大きく寄与していると考えられる。阿仁合層は非常に緻密な岩質であり割れ目の発達も乏しいので、起源水Eの貯留量は多くない。

起源水F, G, Hは表層近くの噴気地帯や酸性変質帯に関連するものである。起源水Fは硫酸酸性で噴気と共存する温泉である。浅層水が変質帯を通過する時、変質鉱物の種類に応じた可溶性成分が水にもたらされるが、 $\text{Ca}\cdot\text{SO}_4$ 型である起源水Gは石膏を含むような変質帯、 $\text{Mg}\cdot\text{Ca}\cdot\text{SO}_4$ 型であり SiO_2



Water migration scheme on geothermal system in the Sengan area

第6図 地熱系における水の循環。

丸で囲んだアルファベット：起源水の形成のステージ、欠印：水の流れ、破線付きの矢印：伝導熱の流れ、白スキの矢印：ガスを含む水蒸気の流れ、右の破線は大まかな地層区分を示す。

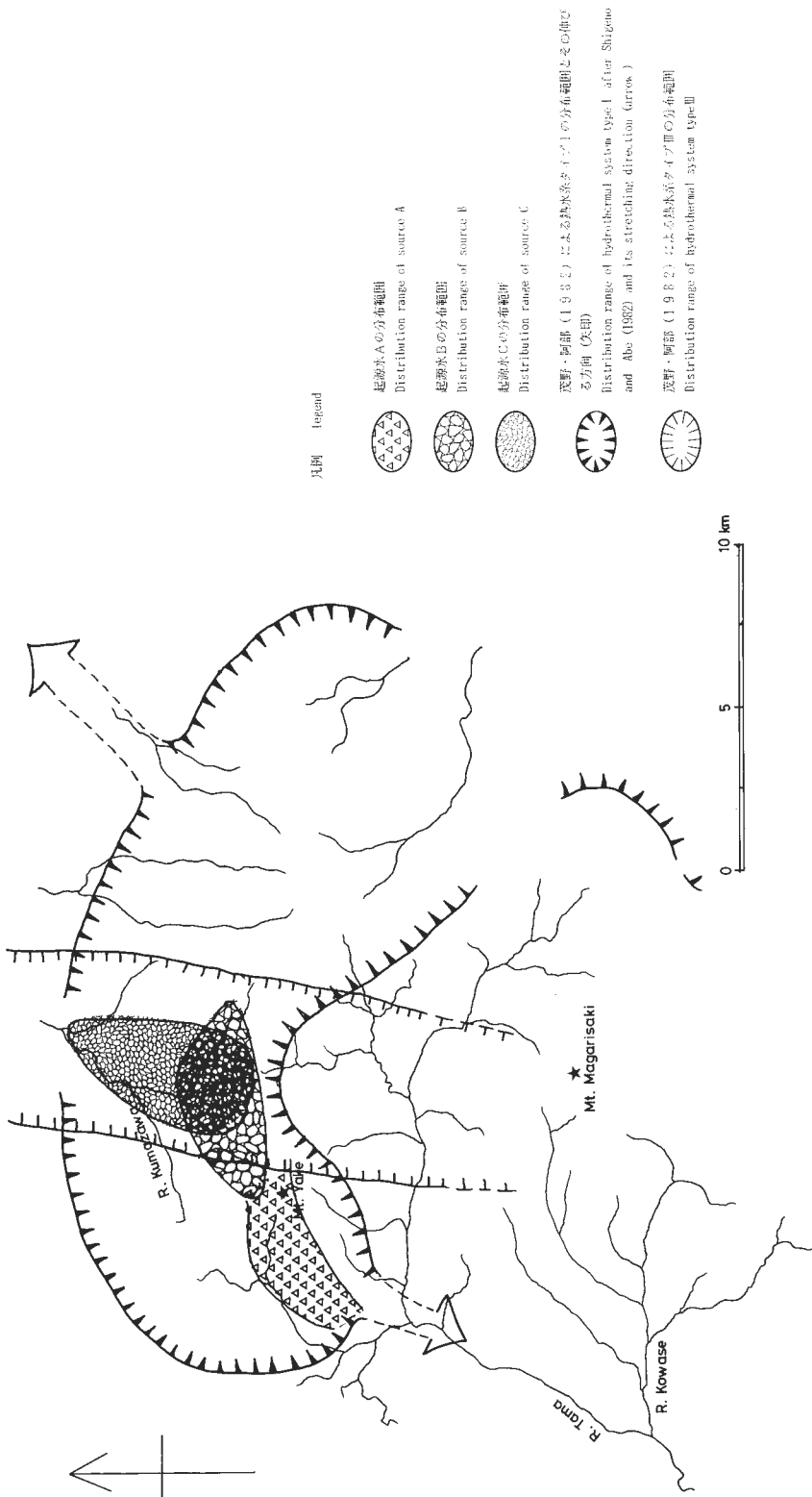
Fig. 6 Water circulation scheme in the Sengan geothermal system. Alphabet within a circle: formation stage of source water. Solid arrow: flow of water, solid arrow with dashed line: flow of conductive heat, open arrow: flow of steam with gas. Dashed line in the right hand indicates rough division of geological age.

を含む起源水 H は石膏以外に Mg を含むような鉱物と可溶性の SiO₂ 鉱物を含むような変質帯をそれぞれ経たものと解される。噴気をもたらした酸性変質帯を形成させた H₂S 等を含む蒸気は、深部の熱水系である起源水 B, C や、やや浅層の D、あるいは火山性ガス吹き込み型熱水の起源水 A から発生したもので、途中のセルフシーリング層などを経て熱水と分別し上昇して地表に達したものである。

第9表 各試料における起原水の混合率。

Table 9 Mixing ratio of the source water in each sample water.

	A %	B %	C %	D %	E %	F %	G %	H %	I %	J %
① SN-1 坑内水	0	0	0.7	12.0	6.1	13.9	0.8	1.3	23.9	41.2
② SN-3 坑内水	18.9	0	0	1.5	71.2	0	4.8	0	3.6	0
③ SN-4 坑内水	0	0.5	0.8	10.5	7.9	14.8	1.6	0	0	63.9
④ SN-5 坑内水	0	16.2	0	22.3	8.7	8.2	0	0	16.4	28.2
⑤ SN-6 坑内水	1.0	0	3.8	86.3	0	0	3.9	0	5.0	0
⑥ H-10坑内水	0	0	0.5	5.9	3.0	6.8	1.9	0.1	0	81.9
⑦ H-14坑内水	1.3	2.0	0	0.8	0	0	6.0	13.7	8.0	68.2
⑧ H-15湧水	0	0	0.3	0.5	4.2	10.2	0	0.4	15.2	69.2
⑨ H-16湧水	0	0	1.1	0	10.1	22.9	0	1.7	28.2	36.1
⑩ H-17坑内水	4.0	1.3	0	0.6	3.6	0	0	0	59.5	31.0
⑪ H-18坑内水	1.2	0	0	0.1	0	0	5.7	14.6	6.5	71.9
⑫ H-19坑内水	0	4.5	0	0	3.8	8.2	0	1.4	21.8	60.3
⑬ H-20坑内水	0.5	1.0	0	0	0	0	6.2	17.3	6.5	68.5
⑭ H-21坑内水	0	0	0.1	0	5.5	1.7	81.6	11.2	0	0
⑮ 雑魚沢湧水	3.2	0	0	0.6	0	0	0.7	0	91.7	3.8
⑯ 鳩ノ湯温泉	1.1	0	0.2	11.3	0.8	3.4	1.9	0	9.6	71.8
⑰ 蛇ノ湯温泉	0	0.9	0	0.6	1.6	6.4	22.9	0	2.0	65.6
⑱ 湯ノ沢温泉	0.6	0.1	1.4	7.0	1.1	1.4	0.1	0	0	88.4
⑲ 濁沢湧水	0	0.1	0	0	0.4	1.7	0	0.8	0	97.0
⑳ 小和瀬川河川水	0.2	0.4	0	0	0	0	0	0.9	0.9	97.6
㉑ フナ沼湖沼水	0.4	0.5	0	0	0	0	0.1	0.7	1.8	96.5
㉒ ザッコ沼湖沼水	0.3	0.2	0	0	0	0	0	0.5	1.3	97.7
㉓ GF-2 湧水	0	0	0	0.6	1.0	3.1	0	0.5	9.5	85.4
㉔ 藤七温泉	0	0.4	0	0	0	4.7	0.3	4.4	0	90.2
㉕ 後生掛中坊主地獄	0	0	0	0	0	25.2	0	74.8	0	0
㉖ 後生掛紺屋地獄	0.4	4.6	13.5	0	0	63.2	2.7	2.1	3.2	10.3
㉗ 大深温泉	0.2	0.3	0	0	0	0	0.1	1.5	1.0	96.9
㉘ 蒸ノ湯温泉-1	0	8.7	0	0.9	0.1	30.0	0.8	3.9	0	55.7
㉙ 志張温泉	0	1.4	5.3	0	2.4	1.8	0	0	12.9	76.2
㉚ トロコ温泉	0.5	0.4	3.1	0	0	0	0.3	1.4	3.0	91.3
㉛ 叫沢温泉水	1.8	0	0	0	1.7	50.9	4.0	31.5	0	10.2
㉜ 蒸ノ湯温泉-2	0	11.4	0	0.9	5.4	5.1	15.2	12.2	0	49.8
㉝ 澄川温泉	0.8	10.7	0	1.0	0	44.7	0	16.9	0	25.8
㉞ 赤川温泉	0	0.6	0.1	0	0.6	6.2	0.5	7.3	0	84.8
㉟ 銭川温泉	0	0.3	27.0	2.5	5.3	3.3	0	0	6.7	54.9
㊱ 安比温泉	1.3	0.3	0	0.3	0	0	50.7	0	0	47.4
㊲ 草ノ湯温泉	0	1.5	0	0	1.3	1.2	1.6	2.9	0	91.6
㊳ O-3Rb 熱水	1.3	4.9	70.2	7.7	0.1	0	0.4	0	0.8	14.6
㊴ O-5R 熱水	0.8	5.9	69.6	11.7	2.8	0	0	0	0	9.2
㊵ O-8R 熱水	0	9.5	82.1	5.6	2.1	0	0	0	0.8	0
㊶ 焼山温泉水-1	0	6.5	0	0.9	0.3	71.6	0.3	4.5	0	15.9
㊷ 焼山温泉水-2	0	0	0.3	0	0.8	49.7	0.4	1.7	0	47.1
㊸ 玉川河川水	1.1	0.4	0	0	0.3	0	0.4	1.4	0	96.4
㊹ 八幡沼湖沼水	0.1	0.4	0	0	0	0.5	0	0	0.4	98.6
㊺ 北ノ又川河川水	0.3	0	0.3	2.0	0	0	0	0.5	0.2	96.8
㊻ 石飯戸沢河川水	0	2.7	0	0.1	0.1	3.6	0	1.5	0	92.1
㊼ 赤沢河川水	0	1.0	0	0	0.1	6.3	0	0.3	0	92.3
㊽ 玉川温泉大噴	86.2	0	0.2	0	2.9	8.2	0	2.5	0	0
㊾ S-4 熱水	0	48.7	43.6	0	0	0	0.2	1.9	5.6	0



第7図 高温起湧水の平面分布。
Fig. 7 Areal distribution of the source water along the A—A' line in Fig. 1.

起源地 I は、起源地 F, G, H と同じく、地下の熱水系から供給されたガスが成分として関与する水系であるが、地熱活動の縁辺部に位置することから、ガスの主体は CO_2 であり、水質は Na-HCO_3 型である。

以上 A-I までの各起源地は地域毎の水理条件に支配されて混合し、降水の浸透水である起源地 J により希釈されて、各試料水に見られる水質を形成している。

A-J までの起源地が各試料でどのような割合で混合しているかは、先の起源地混合解析で求められ、起源地の組成と掛け合わせることで各試料における計算上の組成を得ることができる。第 9 表には、各試料での起源地の混合率を、第 7 表には、各試料の分析値と、起源地混合計算で得られた計算上の組成を示す。第 7 表の実測値と計算値に大きな開きがないことは、起源地混合計算が適切であったことを示している。

高温の起源地 A-C の混合率の平面的な分布を第 7 図に示す。同図には茂野・阿部(1982)の熱水系化学解析において区分された有望高温熱水賦存地域 I, III を併せて示した。今回の解析は、結果的には茂野らによる有望地域の絞り込みと貯留熱水の温度、化学組成、賦存深度を推定したことになる。











茂野らによる第 I タイプは火山性噴気活動を含む新第三系及び第四系火山岩質岩石中の熱水卓越系及び蒸気卓越系であるのに対し、起源地 A は火山性噴気の吹き込みによって生じた熱水である。起源地 A の存在範囲は、その各試料における混合率を手掛かりにすると、No. 48, 玉川温泉を中心とした No. 2, SW-3 の方向にも及んでいるが、火山性噴気の性格をもつ No. 31 の叫沢及び No. 41, 42 の焼山温泉の深部にも存在する可能性がある。

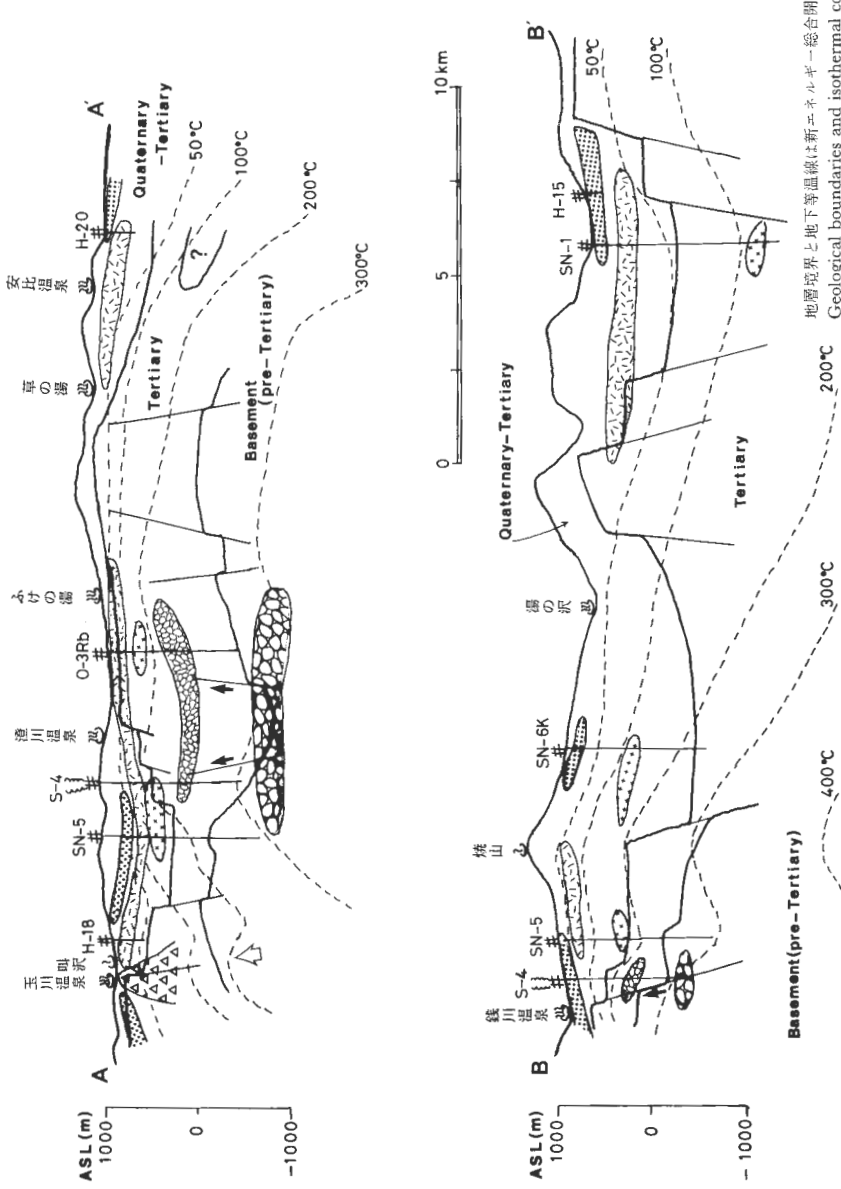
茂野らによる第 III タイプは、花輪地溝帯の先第三系の堆積岩類中に賦存する熱水卓越系である。第 III タイプに相当する起源地は B と C の 2 種である。起源地 B は No. 49, S-4 を中心とし東は No. 28, 32, 蒸ノ湯温泉、西は SN-5 と東西に長く分布し、No. 39, 40, 大沼発電井, No. 33, 澄川温泉でやや北方に張り出している。ただし西部の起源地 A との関係は明らかでない。起源地 C の混合率の最も高いのは No. 38-40 の大沼発電井であり、No. 35, 銭川温泉, No. 29, 志張温泉と北方に薄まりながら伸びている。南限は後生掛温泉の一部、No. 26 である。

次に熱水系の垂直分布を表わす概念図(第8-1, 2 図)について説明する。概念図は、これまでの坑井調査によって知られた温度分布、地質層序、逸水ゾーンの分布(新エネルギー総合開発機構, 1986)に、分析データ解析により得られた起源地混合率をマッチさせて作成した。第8-1図の断面では SN-5 から蒸ノ湯にかけての深度 1,500-2,500 m の先第三系基盤内又は境界部には 300°C 以上の起源地 B が存在し、その上部の深度 1,000-1,500 m に賦存する 200°C をやや超える起源地 C に透水性断層系を通じ熱水を供給するモデルが示されている。浅部には 150°C 前後の起源地 D からなる熱水系が点在するが、深部の熱水系から水蒸気や H_2S の供給を受け生成した起源地 F, G, H や CO_2 の吹き込んだ起源地 I が分布している。玉川温泉は局所的に火山ガスの吹き込みを受け生成した起源地 A が主体を成す。東部の草ノ湯から安比温泉にかけては、蒸気吹き込み型の水系が地表近くに存在し、深部には蒸気を供給した熱水系が存在する可能性があるが明らかでない。第8-2図の断面モデルからは、深部を起源とする起源地 B, C の存在範囲が焼山の北方に限られることが読み取れる。やや低温の熱水系である起源地 D は焼山の南方 SN-6K 付近まで広がり、遠くは更に南方 SN-1 の深部にも局在する。深部からの蒸気吹き込みによる起源地 F, G, H, I は焼山周辺及び南部の SN-1 周辺にも存在する。南部では深部の熱水貯留が限られていることから、過去の地熱活動により生成した変質帯中を通過し成分を得た水が浅層に分布すると考えられる。

第 6 図の平面図、第8-1図、第8-2図の断面図に基づけば、深部に 300°C 以上の高温地熱貯留層の期待されるターゲットとしては、第 7 図の起源地 B の存在する範囲の深度 1,500-2,500 m の部分が挙げられよう。

凡例 legend

-  起源地Aの分布範囲
Distribution range of source A
-  起源地Bの分布範囲
Distribution range of source B
-  起源地Cの分布範囲
Distribution range of source C
-  起源地Dの分布範囲
Distribution range of source D
-  起源地E, G, Hの分布範囲
Distribution range of source E, G, H
-  起源地Iの分布範囲
Distribution range of source I
-  不詳
Uncertain source
-  熱水の流れ
Flow of thermal water
-  カスを伴う水蒸気の流れ
Steam with volcanic gas
-  坑井、垂線は掘削深度
Well location with a drilled depth of a vertical line



第8-1図(上) 起源水の垂直分布を示す概念図(A-A'断面)。

Fig. 8-1 (upper) Schematic cross section showing vertical distribution of the source water along the A-A' line.

第8-2図(下) 起源水の垂直分布を示す概念図(B-B'断面)。

Fig. 8-2 (lower) Schematic cross section showing vertical distribution of the source water along the B-B' line.

10. ま と め

仙岩地域において新エネルギー総合開発機構が掘削した坑井を利用して、坑井化学調査を実施した。坑井化学調査の中で坑内水汲み上げと得られた水試料(地層水)の分析はその地域の地熱流体の性質を解明する上で非常に重要である。掘削泥水等の影響のない本来の地層水を採取するためには、坑井状態にもよるが水質モニタリングを行いながら坑内水を6週間以上連続的に汲み上げる必要がある。また、地層毎に胚胎する地層水を掘削後ケーシング挿入状態でパッカーを利用することによって行い、良好な結果を得たが、理想的には掘削の進行に併せて行う必要がある。

坑井化学調査のための分析機器としては、多元素同時分析型のプラズマ発光分光分析装置(ICP)が能率の点で優れている。坑内水の他、熱水、温泉、鉱泉、河川水、湖沼水の分析データに起源水混合解析を施した結果、仙岩地域には10種類の起源水の存在が推定された。高温の熱水系としては火山ガス吹込み型のA、先第三系堆積岩と関連する300°C以上のB、Bと連結する上部貯留熱水で200°C強のCがある。BとCの化学組成上の違いは、B段階の滞留時間がSiO₂以外の化学平衡に関して十分なほど長くないことに起因すると説明される。高温熱水系Bの賦存の見込まれるのは、焼山北麓から蒸ノ湯にかけての東西に伸びた区域内の深度1,500-2,500 mの部分である。

謝辞

本研究を進めるにあたり地殻熱部長谷紘和氏、同金原啓司氏には研究の方向づけに関しお世話いただいた。現東北工業技術試験所角清愛氏は、地殻熱部に在任中、坑井化学調査の道を開かれた方であった。新エネルギー総合開発機構地熱調査部、同秋田事務所の諸氏には現地調査、試料の提供に関して多大なご協力をいただいた。三菱金属株式会社からは、澄川地区のS-4坑熱水の化学分析データの教示を受けた。同データは、今回の解析上、特に重要なものであった。以上の方々に謝意を表する。

文 献

- BAMFORD, R. W., CHRISTENSEN, O. D. and CAPUANO, R. W. (1980) Multielement Geochemistry of Solid Materials in Geothermal Systems and its Applications. Part 1: The Hot Water System at the Roosevelt Hot Springs KGRA, Utah. Technical Report of Earth Science Laboratory, University of Utah, Research Institute, p. 1-168.
- 地熱エネルギー基準用語集委員会(1982) 新エネルギー技術用語集—地熱編—。p. 21.
- D'AMORE, F. and PANICHI, C. (1980) Evaluation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 44, p. 549-556.
- EWERS, G. R. and KEAYS, R. R. (1977) Volatile and Precious Metal Zoning in the Broadlands Geothermal Field, New Zealand. *Econ. Geol.*, vol. 72, p. 1337-1354.
- 広渡和緒・藤野敏雄(1986) 地熱熱水系における熱水・岩石反応。九電研究期報, vol. 63, p. 1-23.
- 駒澤正夫(1987) 仙岩地熱地域の重力解析。地調報告, no. 266, p. 399-423.
- 松葉谷治(1985) 地熱水の同位体地球化学1。地熱エネルギー, vol. 10, p. 112-126.
- 三村高久(1987) 地化学探査法—多元素地化学検層を中心に—。地熱エネルギー, vol. 9, p. 486-491.
- 野田徹郎(1980) 化学的地熱探査のための電卓プログラミング。温研紀要, vol. 32, p. 97-115.
- ・阿部喜久男・茂野 博(1985) 豊肥地熱地域の化学的研究—坑井による地熱流体の化学的研究—。地調報告, no. 264, p. 245-281.
- (1987) 仙岩地域における坑井ガス調査。地調報告, no. 266, p. 321-342.
- PÁLMASON, G., STEFÁNSSON, V., THÓRHALLSSON, S. and THORSTEINSSON, T. (1983) Geothermal Field Developments in Iceland. *Proceedings on Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford*,

California, 1983, p. 1-15.

- SAKAI, H. (1977) Sulfate-water Isotope Thermometry Applied to Geothermal Systems. *Geothermics*, vol. 5, p. 67-74.
- 茂野 博・阿部喜久男(1982) 仙岩地域における熱水系の化学調査研究. 昭和56年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, その I 仙岩地域, p. 245-266.
- (1987) 温泉・噴気の化学に基づく仙岩地域地熱水系の概念的モデル. 地調報告, no. 266, p. 251-283.
- 島田寛一・広渡和緒(1986) 八丁原地熱地帯の熱水系について. 講演要旨, 日本地熱学会誌, vol. 8, p. 165.
- 新エネルギー総合開発機構(1986) 昭和60年度地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域地下予測資料作成(要約).
- 竹野直人・野田徹郎(1987) 仙岩地熱地域における地熱調査井岩芯の変質—変質鉱物及び全岩化学組成の変動—. 地調報告, no. 266, p. 223-249.
- TRUESDELL, A. H. (1975) Geochemical techniques in summary of section III. Proceedings of 2nd U. N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco. 1975, P. Iiii-Ixxix.
- (1984) Chapter 10, Stable isotopes in hydrothermal systems. *Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems, Reviews in economic geology*, vol. 1, p. 129-142.
- 鶴見 実(1981) 有珠山周辺の温泉水の起源. 温泉工学会誌, vol. 16, p. 1-6
- WHITE, D. E. (1968) Hydrology, Activity, and Heat Flow of the Steamboat Springs Thermal System, Washoe County, Nevada. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 458-C, 109p.
- , FOURNIER R. O., L. J. P. MUFFLER and TRUESDELL A. H. (1975) Physical Results of Research Drilling in Thermal Areas of Yellowstone National Park, Wyoming. *U.S.G.S. Professional Paper* 892, 70p.

仙岩地域における坑井ガス調査

野田徹郎*・阿部喜久男**

Well gas measurements in the Sengan area

By

Tetsuro NODA* and Kikuo ABE**

Abstract: The measurements of well gases, one of the important steps of chemical well logging were carried out in the Sengan area. Regional gas measurement prior to the well logging was done at the Tamagawa and the Goshogake hot spring areas, which brought some evidences for high geothermal activity in the surroundings of Mt. Yake such as the higher concentration of volatile mercury and the geothermally related gas composition. Above all, the gas geothermometer gave the highest temperature of 300°C at the Konya-jigoku, in the Goshogake hot spring area. In the cases of the shortage of lifting water prior to the continuous gas measurement, the well side measurement had a problem of lacking valuable data to be obtained, nevertheless the H-10 well in which the temperature rose at the shallowest depth among the all wells observed had the slightly higher concentration of mercury than that of the ordinary atmospheric air. Furthermore, the ultimately high concentration of volatile mercury was observed at the HT-2 well in the east Hachimantai area known as the very active geothermal field. It is concluded that the measurements of well gases will provide much information about the geothermal activities.

1. ま え が き

坑井ガス調査は坑井化学調査の重要な一分野である。ガスは水よりも孔隙に対する透過性に富むため、水化学には現われない遠隔部や深部の地熱情報をもたらす可能性がある。このガスの性質上の特徴は、地熱探査手法としての各種の土壌ガス調査(野田, 1985)や水銀法調査(野田, 1983)としていかされている。坑井においてもマッドロギングの一環として、循環泥水中の遊離ガスをモニタリングする手法が試みられることがある。近年は、ガス組成から地下における平衡温度を算出する化学温度計も開発されており(D'AMORE and PANICHI, 1980; NEHRING and D'AMORE, 1984)。ガス調査が地熱活動の絶対的な尺度となる見通しもついてきた。しかし、ガスの反応性や吸収・吸着性といった特性は、地熱系ガスの直接的な地表への出現を妨げている側面もあり注意せねばならない。地熱地域に掘削される調査井は浅層の有機質層を貫き、地下深部のガスをより直接的に捉える機会である。コンタミネーションや組成変化に注意しつつ解析を行い、同時に行われる水化学やコアの化学解析と総合的に考察することにより地熱情報をもっと確実なものとなることが期待される。

本稿では、仙岩地区の坑井において実施した、CO₂、気体水銀の連続観測の結果、同じく坑井から採取したガス試料の分析結果、坑井調査に先立って周辺地熱微候地で実施したガス調査の結果と、地熱的見地からのこれらの結果の解釈について述べる。

* 地殻熱部 ** 技術部

* Geothermal Research Department

** Geochemistry and Technical Services Department

2. 坑内ガス測定機器

現地での坑井ガス測定機器として、CO₂メーター、野外用携帯型水銀分析計、気中水銀自動測定装置の3点を購入した。それぞれの機器の概要を以下に述べる。

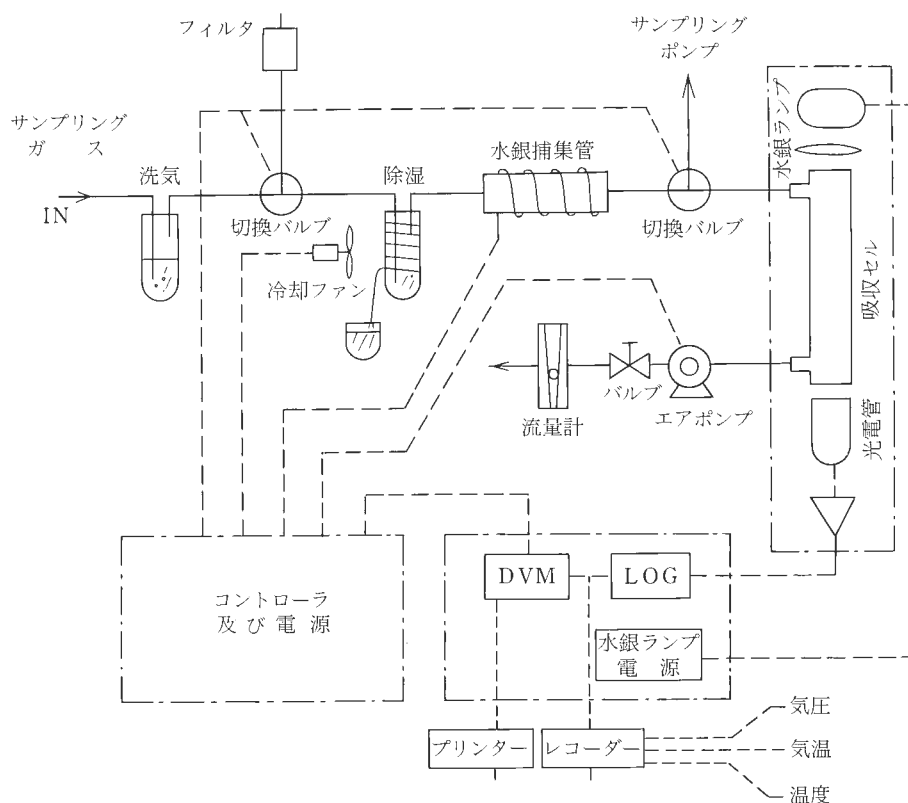
2.1 CO₂メーター

坑井深部からのガス採取を行うには、坑井上部にバッカーを施し、当初存在した大気分を排出の後、深部ガス相当分を採取する。大気残存の有無は排出ガス中のCO₂を連続測定し、その値が定常化することにより判断される。又、CO₂は地熱地域における活動インディケーターであり同時に得られる坑井ガス固有のCO₂値をもって、地熱活動の活発さの程度を知ることができる。

購入したのは柴田化学製CO₂メーターである。本装置は非分散赤外測光方式によるポータブルタイプであり、各坑井を移動し、CO₂連続測定を行うことができる。測定濃度範囲は0-2,000/5,000 ppmのダブルレンジである。

2.2 野外用携帯型水銀分析計

日本インスツルメンツ製マーキュリスニフファーPM-1を購入した。地熱井からは、地下深部の



第1図 携帯型水銀測定装置PM-1のブロックダイアグラム。
Fig. 1 Block diagram of the PM-1 portable mercury analyzer.

地熱アクティビティの程度に応じて、揮発性の気体水銀が上昇している。従って坑井内の気体水銀量の多寡は深部の地熱活動の重要な化学的インディケータである。本装置は、化学的性質の多様な地熱井ガスに対応するように、特に開発されたものであり、金・アマルガム捕集による水銀の精製、浄水スクラビングと冷却除湿機構の併用による多湿多ガス試料中の水銀測定に特に適している。又、この種の装置としては比較的軽量で直流電源使用可能のため、地熱地域の多数の坑井を移動観測でき、深部の地熱活動の水平分布を知る有力な手段とすることができる。

本装置のブロックダイアグラムを第1図に示す。吸引されたガスは左上方より入り、スクラパー、除湿装置を経由し、金・アマルガム水銀捕集部で精製された後、吸収セルに入る。微小水銀放電管からのビームの吸光度は光電管で検知され、増幅されて水銀濃度に変換される。

2.3 気中水銀自動測定装置

日本インスツルメンツ製マーキュリーMXを購入した。深部地熱活動の化学的なインディケータである気中水銀量を連続分析することにより、地熱流体の性質や安定供給性を間接的に知ることができる。そのためには、連続的に極微量の気中水銀を測定する装置が必要である。本装置は浄化空気キャリアー方式を採用しており、経路、吸収セルの汚染がなく、電子冷却方式による除湿機構のため、無人運転による長期間の連続高精度測定に適している。

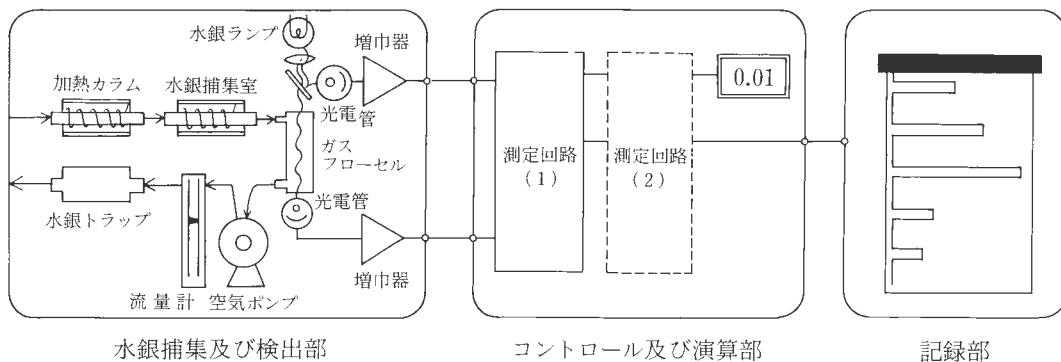
本装置の概要は、第2図のようである。坑井から一定流量で一定時間吸引されたガスは、水銀捕集剤で捕集され、次に加熱されて原子状水銀を遊離する。原子状水銀は冷原子吸光法により測定される。一定の冷却時間後、同じ過程を繰り返すことにより、試料ガス中の水銀量の自動連続分析を行う。

3. 広域観測作業

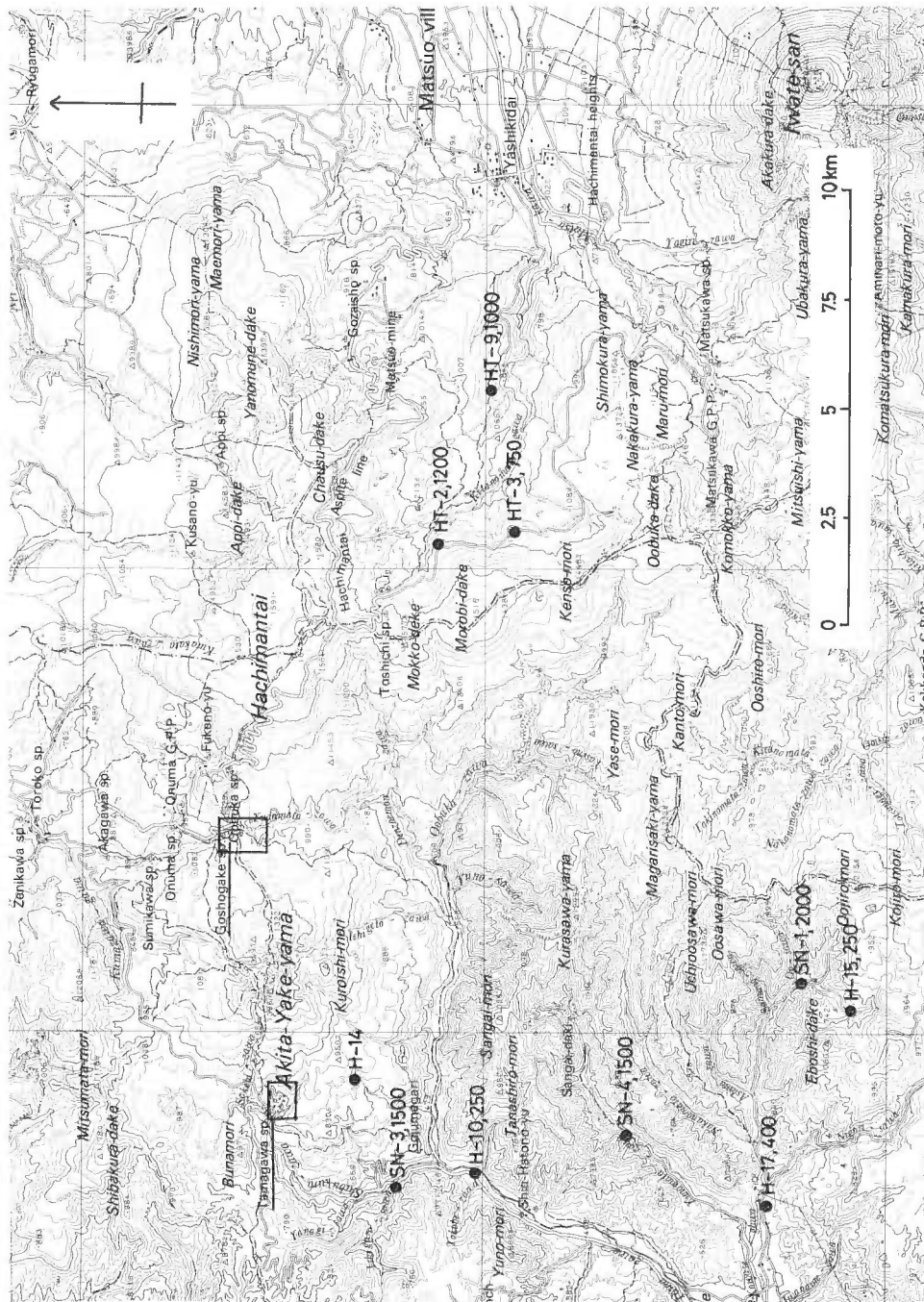
特定の坑井において坑井ガス調査を含む集中的な化学検層を行うのに先立って、周辺地域の既存坑井や地熱微候地において化学検層に係る測定項目について観測し、バックグラウンド値や地熱活動の概況を把握しておくことが重要である。仙岩地域には数多くの調査井が掘削されているが、観測が可能な坑井はそれほど多くない。坑井ガス調査を含む集中化学検層を行ったH-10, 14, 15, SN-1, 3, 4坑以外に、何らかの坑井ガス調査を行うことのできた坑井は、H-17坑及び地熱開発促進調査で東八幡平地域に掘削されたHT-3, -8, -9坑であった。この他、代表的な地熱微候地として、自然噴気地である後生掛温泉・玉川温泉においても観測を行った。これらの坑井、微候地の位置はまとめて第3図に示す。

3.1 後生掛温泉・玉川温泉における地熱系ガス調査

後生掛温泉・玉川温泉は焼山を取り巻く地熱地帯の中でも、最も活発な活動を示す自然微候地域の一

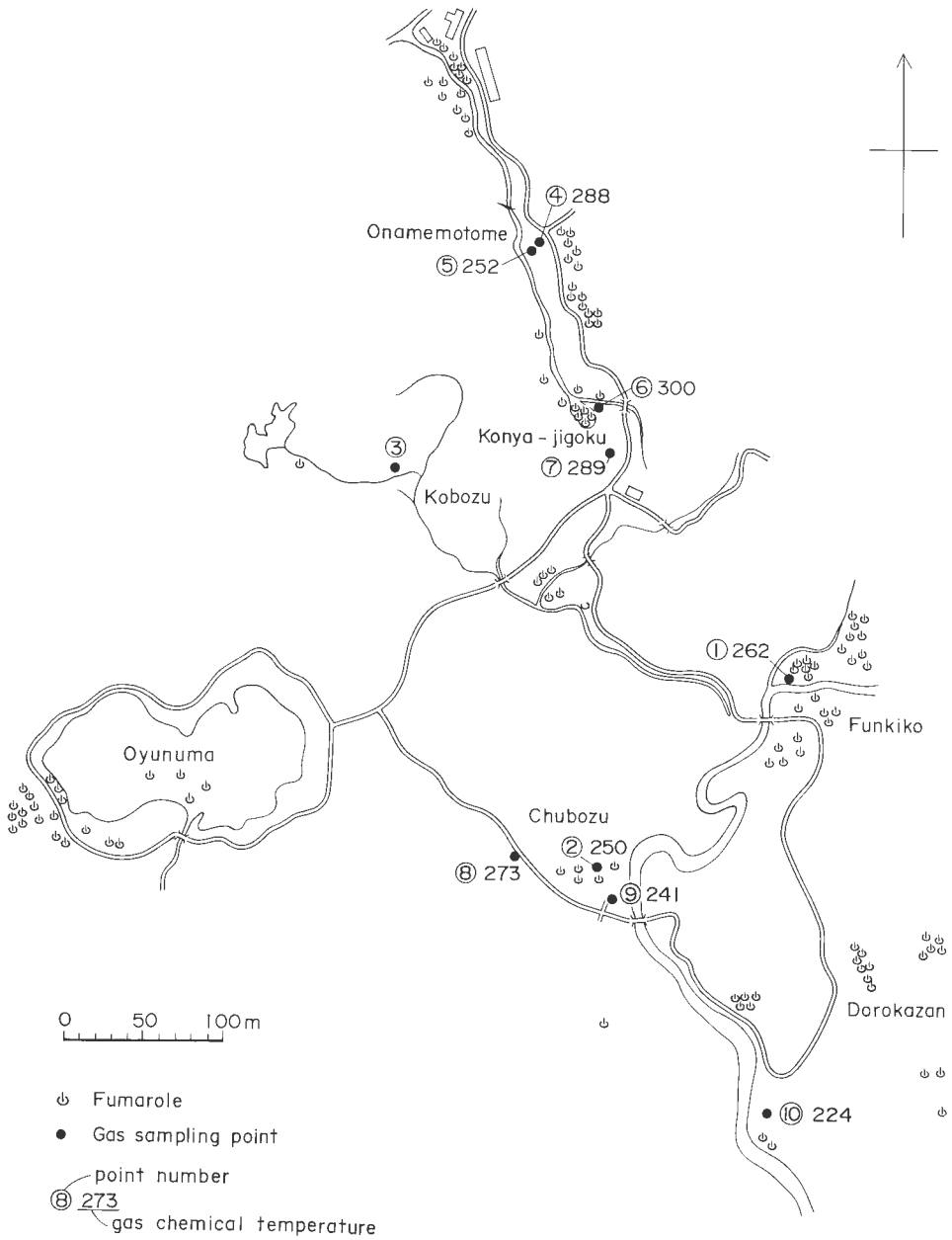


第2図 自動連続水銀測定装置MXのブロックダイアグラム。
Fig. 2 Block diagram of the MX automatic mercury analyzer.



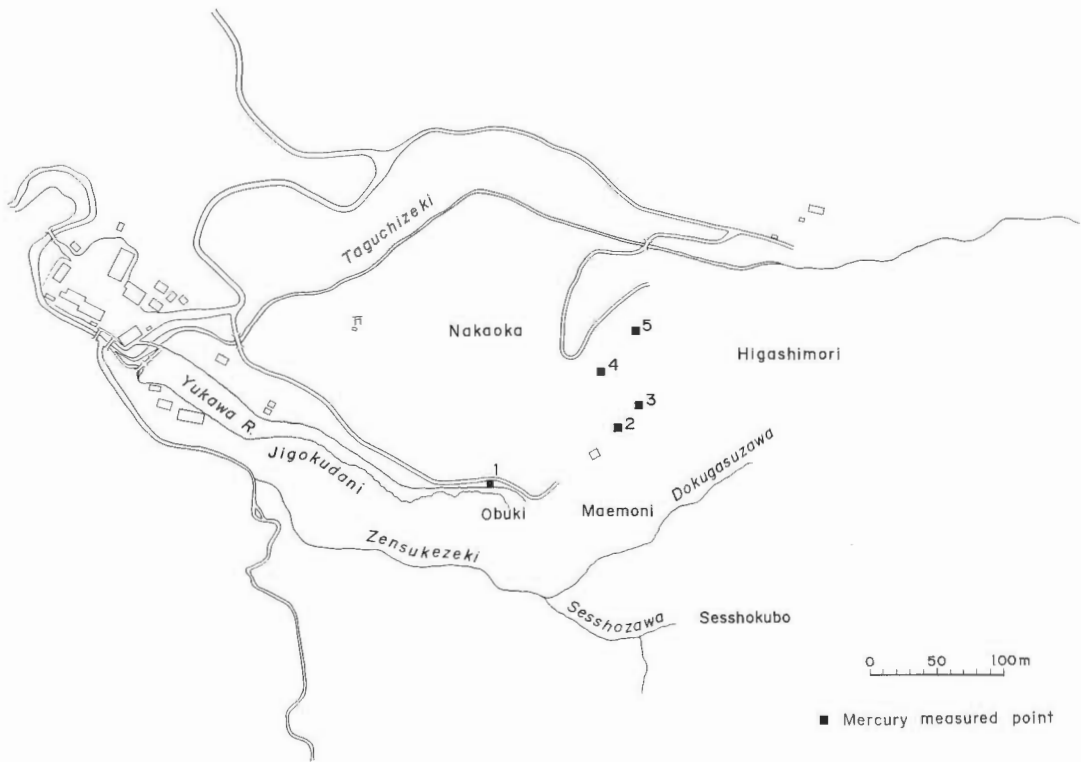
第3図 調査を行った坑井と温泉地。

Fig. 3 Location map of observed wells and hot spring areas.



第4図 後生掛温泉における試料採取点。
Fig. 4 Map of the Goshogake hot spring area showing sampling points.

つである。活動の主なものは、噴気と蒸気加熱型の温泉であるが、噴出流体の性状と活動の程度、地形条件や変質帯の発達具合の違いによって、その噴出の形態は様々であり、微候地毎に地獄などの名前が付けられている。噴気・温泉は変質帯の中に局部的に存在し、高地温域がこれらの微候を取り巻いている(中村・安藤, 1954)。地熱微候地の広がりや規模と、微候の活発さから考えて、後生掛温泉・玉川温泉地下深部には、非常に高温の地熱貯留層の存在が予想される。仙岩地域坑井の化学検層の一環とし



第5図 玉川温泉における試料採取点.
Fig. 5 Map of the Tamagawa hot spring area showing sampling points.

第1表 後生掛温泉周辺大気中の気体水銀濃度(1982年).

Table 1 Concentration of volatile mercury in the atmospheric air at the Goshogake hot spring area in 1982.

Date		Oct 25. '82	Oct 29. '82	Oct 31. '82	Mean value for each location
Weather		Snowy	Cloudy	Fine	
Atmospheric temperature (°C)		2.0	9.8	16.7	
Location	Oname motome	2	22	31* (40, 35, 25, 25)	18
	Konya-jigoku	14	24	47* (60, 49, 33)	25
	Funkiko	12	20	21* (20, 21, 23)	18
	Dorokazan	24	26	31* (32, 29)	27
	Chubozu	14	17* (14, 20)	23	18
	Oyunuma	18	26	31* (27, 35)	25
	Kobozu	22	27* (22, 24, 34)	33* (32, 38, 28)	27
Mean value for each measuring day		15	23	30	

Unit; ng/m³. Mercury concentrations of the atmospheric air at other locations on Oct 29. '82 were; parking area of the Goshogake hot spring 22, bus stop of the Goshogake hot spring 20, bus stop of the Onuma hot spring 36, *; mean value of several measurements, (); individual value of each measurement.

第2表 玉川温泉及び後生掛温泉周辺大気中の気体水銀濃度(1983年).

Table 2 Concentration of volatile mercury in the atmospheric air at the Tamagawa and the Goshogake hot spring areas in 1983.

The Tamagawa hot spring area, Oct 16. '83						
No.	Location	Mercury weight (ng)	Flow rate (l/min)	Suction period	Suction volume (l)	Mercury concentration (ng/m ³)
1	20 m apart from Ogama	0.14	0.4	10:20-10:30	4.0	35
		0.09	0.4	10:35-10:45	4.0	22.5
		0.08	0.4	10:50-11:00	4.0	20
2	Near many small fumaroles	0.12	0.4	11:05-11:15	4.0	30
		0.10	0.4	11:20-11:30	4.0	25
		0.09	0.4	11:38-11:48	4.0	22.5
3	Near No. 2	0.28	0.4	13:15-13:25	4.0	70
		0.14	0.4	13:28-13:38	4.0	35
		0.16	0.4	13:44-13:54	4.0	40
4	Near another fumaroles but with no effect from fumaroles	0.03	0.4	13:58-14:08	4.0	7.5
		0.07	0.4	14:12-14:22	4.0	17.5
		0.07	0.4	14:25-14:35	4.0	17.5
5	Side of water discharging hole	0.14	0.4	14:39-14:49	4.0	35
		0.07	0.4	14:53-15:03	4.0	17.5
		0.15	0.4	15:08-15:18	4.0	37
The Goshogake hot spring area, Oct 17. '83						
No.	Location	Mercury weight (ng)	Flow rate (l/min)	Suction period	Suction volume (l)	Mercury concentration (ng/m ³)
1	Onamemotome	0.08	0.4	10:32-10:42	4.0	20
		0.07	0.4	10:46-10:56	4.0	17.5
2	Funkiko	0.08	0.4	11:03-11:13	4.0	20
		0.06	0.4	11:17-11:27	4.0	15
3	Dorokazan	0.06	0.4	11:32-11:42	4.0	15
		0.06	0.4	11:47-11:57	4.0	15
4	Chubozu	0.11	0.4	12:05-12:15	4.0	27.5
		0.11	0.4	12:20-12:30	4.0	27.5
5	Kobozu	0.07	0.4	12:40-12:50	4.0	17.5
		0.06	0.4	12:55-13:05	4.0	15

て、仙岩地域における最も活発な徴候地の一つである後生掛温泉・玉川温泉において、地熱系ガスの測定を行い、化学検層のための比較データとした。

自然噴気地帯からは、地熱活動の活発さに応じて、地下からの気体水銀が放出されている(野田, 1983)。後生掛温泉では、57, 58の両年度、玉川温泉では58年度に野外用携帯型水銀分析計を用いて、大気中の気体水銀を測定した。測定地点を第4, 5図に、測定値を第1, 2表に示す。57年度の後生掛温泉においては、気体水銀濃度は0.002-0.047 ng/lの間のまちまちな値をとり、同一地点であっても、測定日によって濃度が大きく変わる。しかし、測定日が同一で測定時間が近接していれば、それ程大きい濃度変動はないようである。測定日によって水銀濃度が大きく異なる要因として、気象条件の違いによる影響が大きいと思われる。測定を行った計3日は近接した日でありながら気象の急変期にあたり、天候・気温とも各日毎に大きく異なった。即ち、25日は雪模様で寒く気温2.0°C、29日は曇天で9.8°C、31日は快晴で暖かく16.7°Cであった。測定7地点の平均水銀濃度は、日を迫る毎に高くなり、31日は25日

第3表 後生掛温泉の噴気ガス分析表.

Table 3 Analytical results of fumarolic gases at the Goshogake hot spring area.

Sample No.	Location	Temp (°C)	Steam gas ratio		Gas composition in %					Rgas composition in %				
			Steam %	Gas %	H ₂ S	CO ₂	SO ₂	O ₂	R	N ₂	Ar	CH ₄	H ₂	He (ppm)
No. 1	Funkiko	97.0	99.84	0.16	19.75	73.07	0.00	0.00	7.18	58.31	0.847	0.95	37.15	26.13
No. 2	Chubozu (A)	97.2	99.80	0.20	21.14	70.66	0.00	0.57	7.63	52.72	0.816	1.89	41.19	32.12
No. 9	Chubozu (B)	94.0	96.66	3.34	21.98	68.11	0.00	0.00	9.91	77.61	1.150	1.36	20.93	39.53
No. 8	Chubozu (C)	96.5	99.84	0.16	20.02	67.06	0.00	0.00	12.92	38.05	0.573	1.67	58.00	29.62
No. 3	Kobozu	85.0	99.47	0.53	25.66	69.04	0.00	0.50	4.80	—	—	—	—	—
No. 4	Onamemotome (A)	96.2	99.91	0.09	22.49	64.11	0.00	0.00	13.40	29.38	0.513	0.99	66.99	18.85
No. 5	Onamemotome (B)		99.87	0.13	21.62	68.98	0.00	0.00	9.40	65.20	0.935	1.40	33.37	29.41
No. 6	Konya-jigoku (A)	92.3	99.81	0.19	11.49	63.71	0.00	0.00	18.80	22.94	0.388	0.62	73.36	10.23
No. 7	Konya-jigoku (B)		99.81	0.19	21.03	65.90	0.00	0.00	13.07	34.00	0.547	0.79	69.14	14.61
No. 10	Dorokazan	97.2	99.68	0.32	24.08	67.41	0.00	0.00	8.51	45.95	0.587	21.47	29.34	43.50

	Estimated temperature (°C)*	Gas ratio			
		CH ₄ /H ₂	CH ₄ /CO ₂	He/Ar	N ₂ /Ar
No. 1	262	2.6 × 10 ⁻²	0.9 × 10 ⁻³	3.1 × 10 ⁻³	68.8
No. 2	250	4.6	2.0	3.9	64.6
No. 9	241	6.5	2.0	2.4	67.5
No. 8	273	2.9	3.2	5.2	66.4
No. 3					
No. 4	288	1.5	2.1	3.7	57.3
No. 5	252	4.2	1.9	3.1	69.7
No. 6	300	8.4	1.8	2.6	59.1
No. 7	289	1.1	1.6	2.7	62.2
No. 10	224	73.2	2.7	7.4	78.3

Gas ratio of the atmospheric air; CH₄/H₂ 4.4, CH₄/CO₂ 7.3 × 10⁻³, He/Ar 0.6 × 10⁻³, N₂/Ar 85.2

*Gas chemical thermometry after D'Amore and Panichi (1980)

の2倍である。気温と水銀濃度の関係は直線的であり、1°Cにつきおよそ1 ng/m³の濃度変化が見られる。各地点別の水銀濃度は日によって多少のばらつきはあるものの、各測定日の値をならしてみると、地点間の相違は大きくなく18-27 ng/m³の狭い範囲に入っている。地熱微候地から少し離れた地点での水銀濃度もこの範囲に入っており、後生掛温泉から大沼温泉にかけての広い地域の大气がほぼ様な気体水銀濃度を有することが分かる。喜田村ほか(1976)によると、わが国の非都市部の大气中水銀濃度は5 ng/m³を超えないとされているので、後生掛温泉周辺での値はこれより若干高く、やはり地熱微候地を後背に控えることによるものと思われる。

58年度では、玉川温泉、後生掛温泉両噴気地ともその地表大气に一般大气に比べ数倍のオーダーの水銀を含んでいる。全般的に見て玉川の方が後生掛よりいくらか水銀濃度が高いのは玉川の方が地熱活動が活発なことによるかもしれない。

後生掛は測定点間の差が少ないのに比して玉川は測定点毎の濃度差が大きく、最高は70 ng/m³であった。両地域とも測定点毎の複数回の測定値は変動が少ない。携帯型水銀測定装置により噴気地のような多湿、多ガスの厳しい条件下で気中水銀濃度が測れたのは一つの収穫であった。

後生掛温泉にある多数の噴気孔から10点を選び、噴気孔ガスを採取し、ガス分析を行った。分析結果は第3表に示す。ガス組成から求められる化学平衡温度は、この地域の南から北に向かって高くなっており、最も高温なのは紺屋地獄の300°Cで、このあたりが後生掛温泉の地熱活動の中心地域だと目され

第4表 東八幡平地域調査井気体水銀濃度。

Table 4 Concentration of volatile mercury in well gases in the Higashi-Hachimantai area.

坑井名	測定期日	坑内気体水銀濃度	備 考
HT-2	Oct 28, '82	928→3.640 ng/l (8回連続測定で収束)	ガス噴出(硫化水素臭) ガス温6.3~6.7°C
HT-3	Oct 28, '82	<0.005 ng/l (5回連続測定)	
HT-9	Oct 23, '82	0.01→0.005 ng/l (5回連続測定で収束)	

使用機器 日本インスツルメンツ社製 マーキュリスニフファー PM-1
 気体吸引量 0.1l/min×0.5min(高濃度時) ~0.5l/min×10min(低濃度時)

る。地熱的に意味のあるとされるガス組成比(野田, 1985)は、全体として大気と非常に異なることが示される。以上の調査から、仙岩地域の最も地熱活動の盛んな地域の気体水銀濃度のおよそのオーダーと、地中からもたらされる噴気孔ガスのガス組成が知られた。

3.2 東八幡平地域坑井における気体水銀調査

東八幡平地域では、地熱開発促進調査として調査井が掘削されている。中には坑底温度200°C以上と伝えられる有望な坑井もある。昭和57年末の時点で使用可能であった3本の坑井、HT-2, HT-3, HT-9において携帯用水銀測定装置を用い、坑井内の気体水銀を測定した。測定坑井位置は第3図に、測定結果は第4表にまとめられている。

坑井内には、最初大気が大気に混入しているので、大気の影響が無くなるまで排気を行った。大気の逆入を防ぐため坑口にゴム製のバツカーを施し、連続的に坑内気体を吸引した。大気の影響が無くなったとの判定は、吸引した気体水銀が一定の安定した濃度に収束するのを見届け、収束値をもって坑井ガスの本来の気体水銀濃度とした。

HT-2井は、硫化水素系のガスが噴出しており、気中水銀も極めて高濃度で、この付近の地下での優勢な地熱活動がしのばれる。HT-3, -9井も温度検層結果(通商産業省, 1983a)によれば、若干の水銀の発散が期待されるが、測定結果は極めて低濃度であった。掘削終了後の残留泥水が、水銀の発散を妨げているものと思われる。

4. 坑内 CO₂ ガス・気体水銀連続測定・坑内ガス採取作業

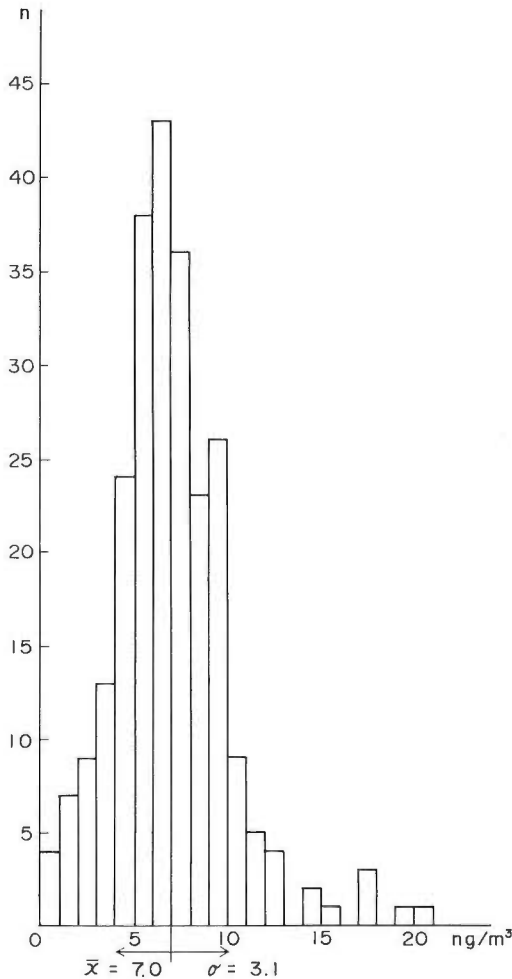
坑内ガス測定はH-10, 14, 15, SN-1, 3, 4の6坑井について実施した。このうちH-14においては、57年度の子備観測、58年度の本観測の2年度にわたって実施した。また、H-10, 15, SN-1は58年度、SN-3, 4は59年度に実施した。

4.1 57年度 H-14 坑における坑井ガス観測

4.1.1 気体水銀連続測定

H-14における気体水銀の測定は10月30日に開始し、11月6日に終了した。気体水銀連続測定装置を使つての初めての野外での測定ということで、不測の障害などにより、完全に満足できるデータとは言えないが、一応の結果を得た。H-14坑内にゴム製のバツカーをかませ外気と遮断し、バツカー中央に通したパイプにテフロン管をつなぎ、坑内気体を取り出した。バツカーは、風船式のゴム製で弾力に富んでおり、チューブ等をはさみ込んでも気密性は失われない。坑内空気は2方に分け、一つは水銀測定装置に、もう一方はCO₂メーターに導入した。坑内気体は、0.5 l/minで20分間吸引し、焼き出し、測定というサイクルを繰り返した。装置には、野外の連続測定ということで、自動洗気液交換機構を装着したが、H-14からのガス吸引を続けるうちに坑内が陰圧となつたり、洗気液が凍結したりでうまく作

$\Sigma n = 249$



第6図 H-14井坑内ガス中水銀濃度の頻度分布。

Fig. 6 Frequency diagram of volatile mercury concentration in the H-14 well gas.

が、水銀濃度は初日に最も低く、2日目以降変動はあるものの6-7 ng/m³で落ち着くように思われる。この値は、後生掛温泉で観測された値よりかなり小さい。当初、化学検層を行うにあたり、実施が容易でしかも、検層技術の適用性を確認できるような、若干の地熱徴候の出現する坑井での実施を望んだ。ところが、H-14は、低水位のため坑内水の汲み上げによる坑内の十分な洗浄が実施できず、坑内温度も30°C以下と期待に反して低いものであった(通商産業省, 1983b)。坑内気体水銀濃度が低い値で落ち着くのは、温度検層結果と対比すればもっともだと思えるが、汚れた坑内水に水銀がトラップされているとも考えられる。

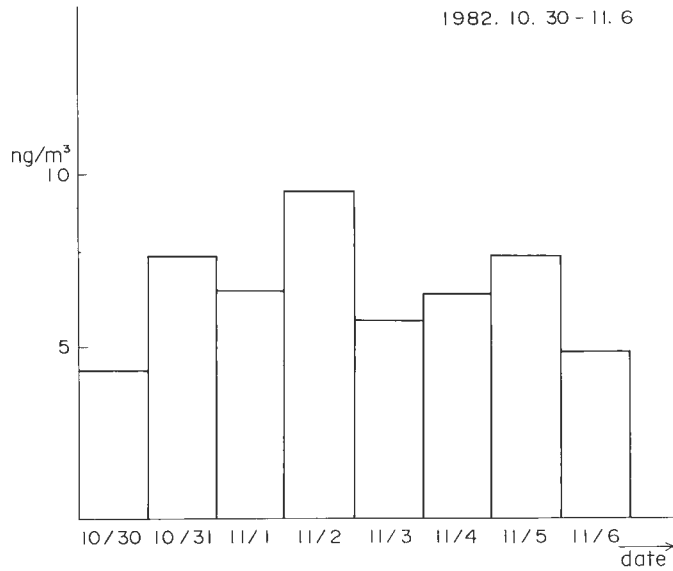
4.1.2 坑井内ガス観測

坑内気体の一部は、分岐してCO₂メーターに導かれ、CO₂濃度を連続観測した。CO₂濃度は、測定開始後すぐに大気レベル(300 ppm強)から低下し、約10 ppmに落ち着いた(第8図)。通常、土壌ガス中のCO₂濃度は大気中濃度よりも高く地熱地帯では、地熱系ガスの主成分がCO₂であることもあ

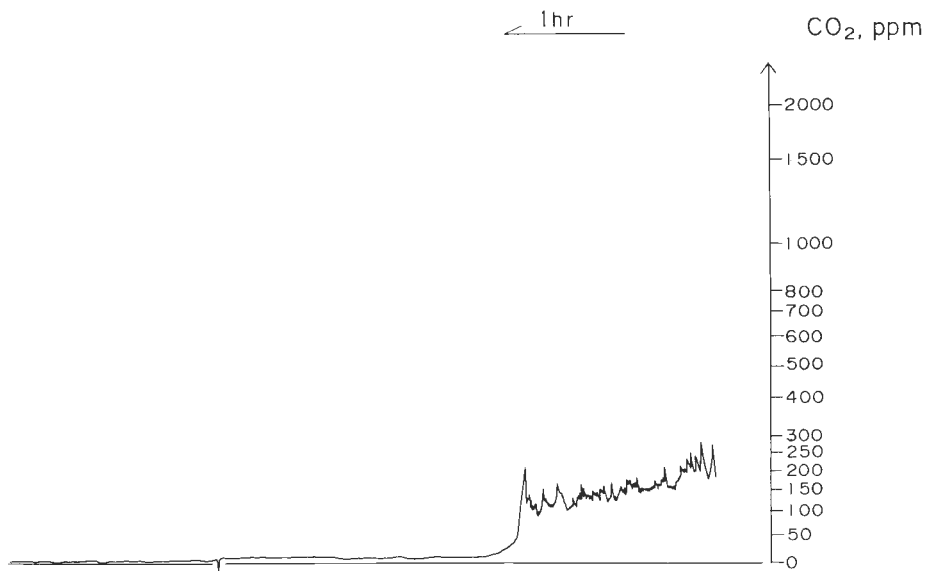
動しなくなったので、測定の後半は、交換機構を切り離して測定した。その他、坑壁とバッカーの間を通して温度・湿度・圧力センサーを坑口から1 m以下まで垂下させ、信号をマッチングボックスを経由して、マルチチャンネルレコーダーに水銀測定値、吸引気体流量値と並行して記録した。坑内気圧は、測定を開始すると気体吸引のため徐々に下がり最低0.92気圧まで落ちた。湿度は、逆に、徐々に上がり間もなく飽和状態となった。坑内温度は8°C前後ではほぼ安定した。

今回の野外での測定での一つのトラブルは、水銀計の出力に電気的な変動によるエラーが加わったことであった。電気的な変動を起こした原因としては、機器を設置した観測テント内の温度変化と、電源とした発電機から供給される電力の電圧変動がある。時折のチェックにより、電気的な変動によるオフセット値を原データから引き去ることにより、かなり値は補正されたが幾分、エラーも含まれたままである。第6図には、全測定値の頻度分布を示しているが、平均値7.0 ng/m³、標準偏差3.1 ng/m³と、かなり集中した分布を示すものの、平均値から離れた突発的な値も存在し、完全には誤差を取り除ききれていないようである。

従って、今回の測定では、個々の測定値毎の変動を追うことはせず、大きく経日的にどのような変動を示すかを探った。第7図には、各日の水銀濃度の平均値がどのように変わるかが示されている



第7図 H-14 井坑内ガス中水銀濃度の経日変動.
 Fig. 7 Variation of volatile mercury concentration in the H-14 well gas with day elapsed.



第8図 H-14 井坑内ガス中 CO₂ の連続測定結果.
 Fig. 8 Result of continuous measurement of CO₂ in the H-14 well gas.

て一層高い。それなのに低濃度であるのは、やはり、坑内の汚れが影響していると考えざるをえない。CO₂ は酸性ガスでアルカリ性の残存泥水には特に吸収されやすいからである。

連続観測後に採取した坑内ガスの分析値と組成比を第5表に示す。O₂ が相当含まれることから、坑内には大気がかなり残存しているものと思われる。しかし、H₂ や CH₄ が大気に比べはるかに多く、CH₄/H₂, He/Ar, N₂/Ar の値が第5表に示す大気の数値と異なっている。この原因を明らかにする上から

も、今後の化学検層においては、第1段階の残存泥水の汲み上げが重要であると言える。

4.2 58年度坑内 CO₂ ガス・気体水銀連続測定・坑内ガス採取作業

4.2.1 測定方法

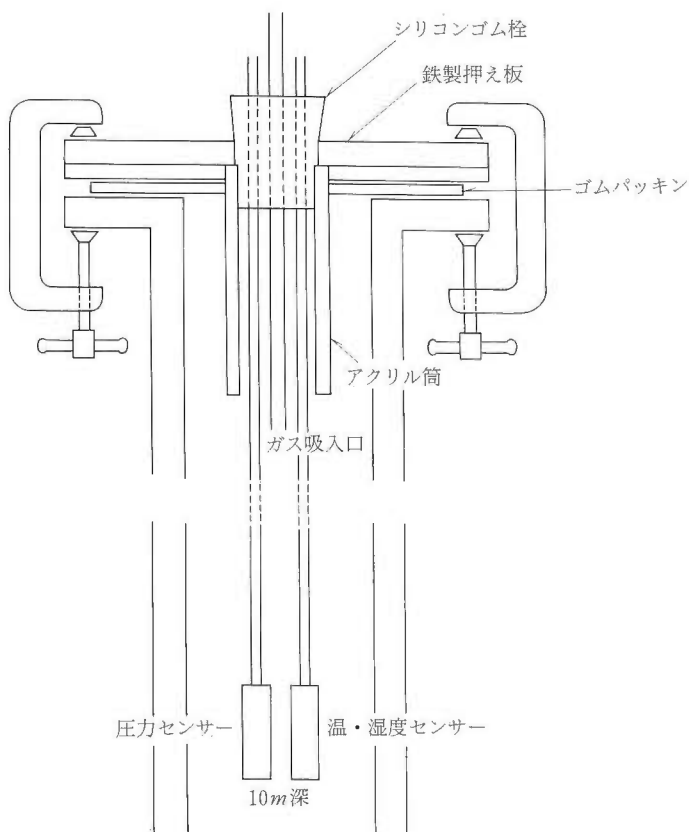
坑内ガス測定はSN-1, H-10, H-14の3坑井と自噴井のH-15の合計4坑井について実施した。

各坑井におけるガス測定及びガス分析用試料の採取に先立ち、坑底からのガスが変質せずに導出されるのを妨げる、残存泥水の排除を目的として坑内水の汲み上げ作業を実施した(野田ほか, 1987)。SN-1ではベラーとスワビングの両手段により汲み上げたが、日程内で完全には清澄にならなかった。H-10では水中ポンプで汲み上げを行った。汲み上げ水のモニタリング結果から、H-10では地層水が安定して出現したと判断される。H-14では最初ベラーでのちエアリフトで汲み上げを行った。エアリフト実施後は実施前に比べると飛躍的に清澄となった。しかし水質からみるとまだ本来の地層水は出現していないようである。H-15は自噴井であった。坑内水はかなり早期に清澄になった。

坑内ガス吸引方法は各坑井の坑口状況に合わせ次の方法で行った。SN-1(第9図)ではフランジ上面

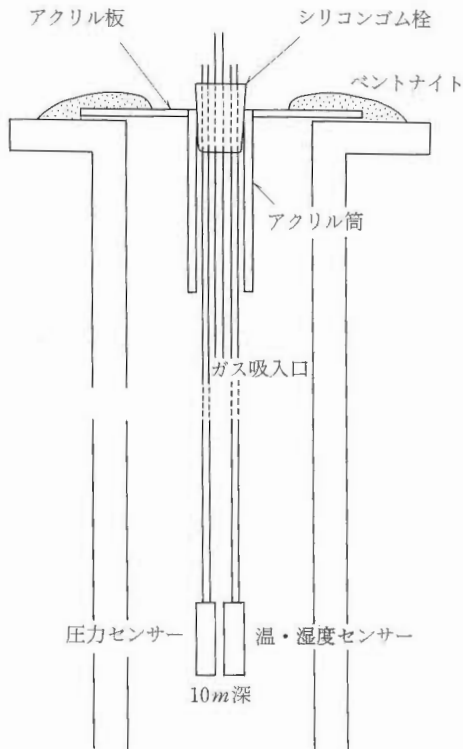
第5表 H-14坑内ガス分析表(1982年).
Table 5 Analytical results of the H-14 well gas in 1982.

Gas composition	N ₂	O ₂	Ar	CH ₄	H ₂	CO ₂	He	Gas ratio	CH ₄ /H ₂	CH ₄ /CO ₂	He/Ar	N ₂ /Ar
	83.24%	14.68%	1.022%	0.10%	0.075%	10 ppm	6.70 ppm		1.3	100	6.6×10 ⁻⁴	81.4

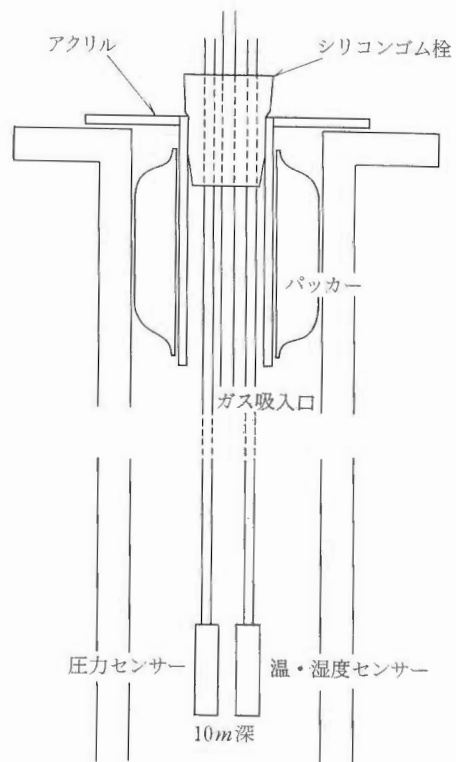


第9図 SN-1井坑内ガス観測用坑口設備.

Fig. 9 Setting of apparatus for the well gas measurement at the SN-1 well-head.



第10図 H-10 井坑内ガス観測用坑口設備.
Fig. 10 Setting of apparatus for the well gas measurement at the H-10 well-head.



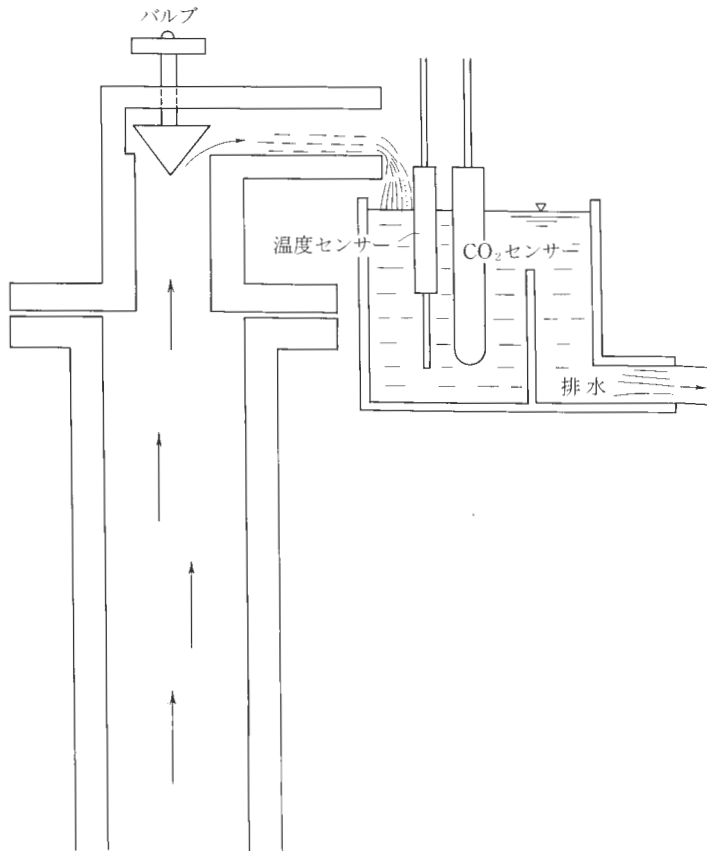
第11図 H-14 井坑内ガス測定用坑口設備.
Fig. 11 Setting of apparatus for the well gas measurement at the H-14 well-head.

にやすりをかけ鏡面にした上にゴムパッキン，その上にアクリル筒を接着したアクリル円板を置き，さらに鉄板を乗せ万力で固定した。アクリル筒にはシリコンゴム栓がねじ込んであり，ゴム栓の3つの穴には，ガスサンプリング用アクリル管，圧力センサーケーブル，温湿度センサーケーブルが通してある。H-10(第10図)ではSN-1で用いたシリコンゴム栓付アクリル板をフランジの上に置き，図の様にベントナイトでシーリングした。H-14(第11図)ではSN-1，H-10で用いたシリコンゴム栓付きアクリル板の筒と坑井内壁の間をパッカーで密閉した。H-15(第12図)では湧出口脇に設けた溜弁に試料水を流入させ測定した。

坑内ガス中CO₂濃度測定(第13図)はCO₂計の内部ポンプの吸引能力が低いいため，水銀測定装置の出口ガスを導き測定した。ただしH-14坑では坑内ガスの供給が十分で圧力も下がらず途中から三方ロックを三方とも開放状態にして水銀測定装置と並列にサンプリングを行い測定した。H-15(第12図)では溜弁内に湧水を流入させプローブを浸し測定した。

坑内ガス中水銀濃度は，坑内ガスの連続吸引を行った場合，坑内からのガスの供給が少ないため圧力が下がり吸引が出来なくなり，またシーリングが不完全となり，リークが起きる等の問題が生じたため，一定時間吸引後ポンプを止め圧力の回復を待って測定した。ただしH-14では坑内ガスの供給が十分なため連続測定した。

また吸引流量と吸引時間はSN-1で0.30-0.38 l/分，40分，H-10で0.28-0.48 l/分，20分，H-14で0.48-0.53 l/分，40分である。自噴井であるH-15では最初の1時間は10分毎に，その後は30分毎の定時に試料水500 mlをインピッチャーに分取，10%SnCl₂液を加え発生した水銀蒸気を水銀連続測定装



第12図 H-15 井坑内ガス測定用坑口設備.
Fig. 12 Setting of apparatus for the well gas measurement at the H-15 well-head.

置に導き測定した。

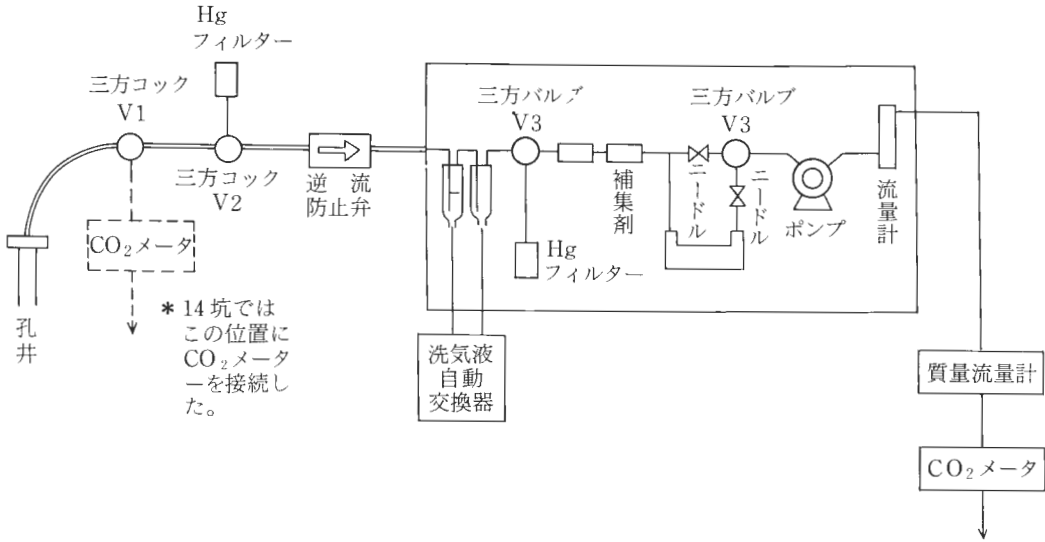
分析用坑内ガス採取はSN-1, H-10, H-14, H-17の4坑井について実施した。坑内CO₂ガス・気体水銀連続測定が完了後ガス採取管に各坑井から2試料(H-17は1試料)を採取した。

4.2.2 測定結果

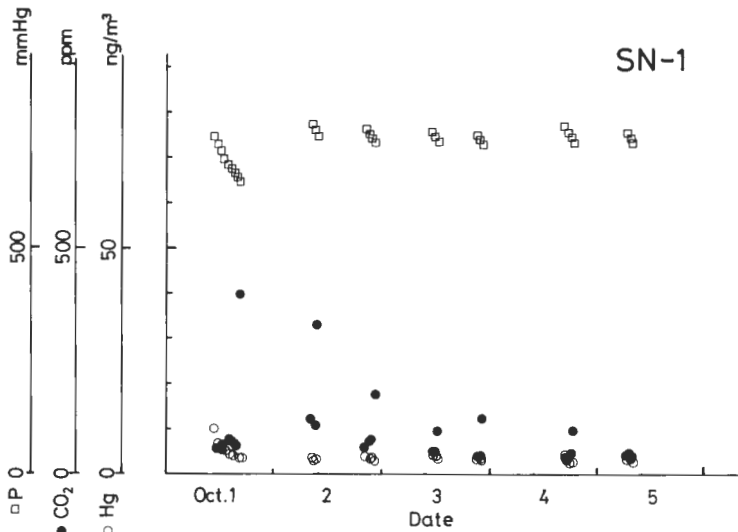
4.2.2.1 SN-1 坑井(第14図参照)

連続測定に先立つ坑内水汲み上げが諸般の事情により十分でない状態で測定に入ったため、必ずしも満足なデータではないと思われる。また限られた期間内の測定であったため、坑井の有する本来の安定したガス濃度に到達したかどうかという点でもいくらか割引いて評価しなければならない。CO₂濃度は各日のはじめは40-120 ppmと大気より低い濃度レベルのものがその日のおわりには最高400 ppmをはじめとして濃くなる傾向がある。

CO₂高濃度期は圧力はむしろ低い時に合致しており、高濃度のCO₂は漏れによる大気の混入に起因するものではなく、坑井内からの供給ガスがCO₂を多く含むからだと思われる。従って、観測を完全連続で行えばCO₂濃度は更に上昇する可能性がある。水銀濃度は最初が10.2 ng/m³と最高値で、後は漸減し3 ng/m³強で安定化したように見える。最初の高濃度は揮発性に富む気体水銀の初期分布が坑井内上部に偏っていたためだと推察される。同じ現象はH-10坑、H-15坑においても観察される。3 ng/



第13図 坑内ガス測定における自動連続水銀測定装置とCO₂測定装置の配置。
Fig. 13 Arrangement diagram of the automatic mercury analyzer and the CO₂ analyzer for the well gas measurement.

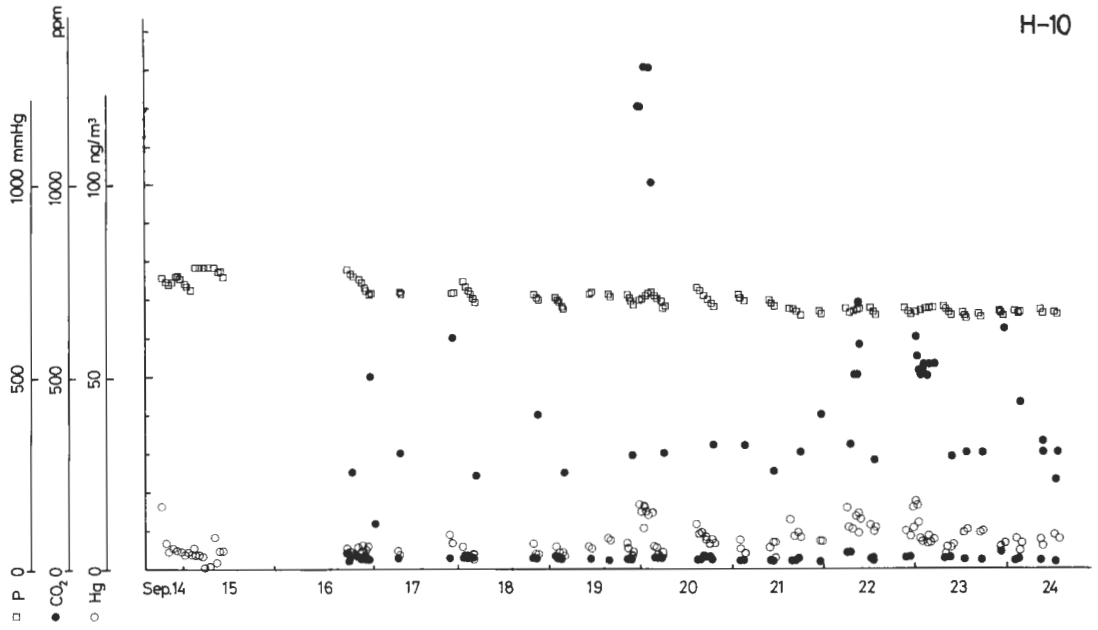


第14図 SN-1 井坑内ガス測定結果。
Fig. 14 Result of the SN-1 well gas measurement.

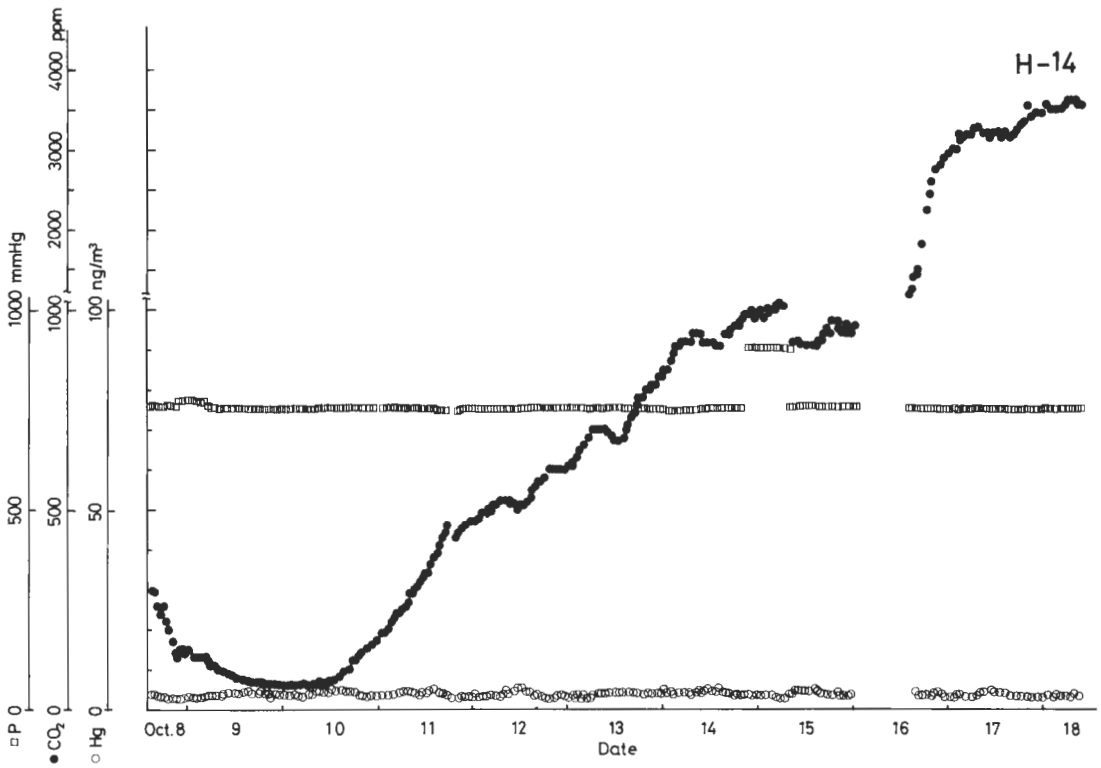
m³という水銀濃度は一般大気中の濃度に比べても高いものではないが、SN-1 坑の坑底温度が124°Cであることを考えると望ましい観測条件下では(十分坑内水を汲み上げた後、完全連続測定が可能であれば)もっと高い濃度になると予想される。湿度は観測期間を通じて100%である。これは坑内温度が地表気温より高く、坑内水の蒸発水蒸気が坑口近くで冷やされて露点に達するためで同じ現象は今回観測した他の坑井においても同様に観測された。

4.2.2.2 H-10 坑井(第15図参照)

汲み上坑内水の温度が最高38°C、坑底温度も74.6°C(通商産業省, 1983b)と250 mの浅井戸の割に目



第15図 H-10 井坑内ガス測定結果.
Fig. 15 Result of the H-10 well gas measurement.



第16図 H-14 井坑内ガス測定結果.
Fig. 16 Result of the H-14 well gas measurement.

立って地熱異常が出現した坑井だと言える。CO₂濃度は20-40 ppmがベースラインで時々10倍程度の突発的に高い濃度となる。室内ガスの漏れこみによる高濃度を除外すると数時間おきに高濃度になっている。これは減圧に触発された坑井内水からのCO₂の発泡に相当するものかもしれない。気中水銀濃度は一旦3 ng/m³前後に減少したが、漸増し最終的には7 ng/m³前後で安定したように見える。この濃度は一般大気中の水銀濃度よりやや高い。湿度はSN-1坑などと同じく終始100%である。

4.2.2.3 H-14 坑井(第16図参照)

CO₂ガス濃度は当初大気と同じレベルであったものが次第に低下し、観測2日目から3日目にかけては60 ppmにまで下った。以後次第に回復し、やがて大気レベルを超え、最終的には3,500 ppmを超え、更に増加傾向にある。圧力変化は他の坑井のように600 mmHg台に低下することなくほぼ750 mmHg強の同一水準を保っていることから、H-14坑は坑底からの気体の供給が豊富で、それにCO₂がかなり含まれていると考えられる。水銀濃度は非常に安定しており、一般大気レベルよりやや低い3-5 ng/m³がこの坑井本来の濃度だと推測される。

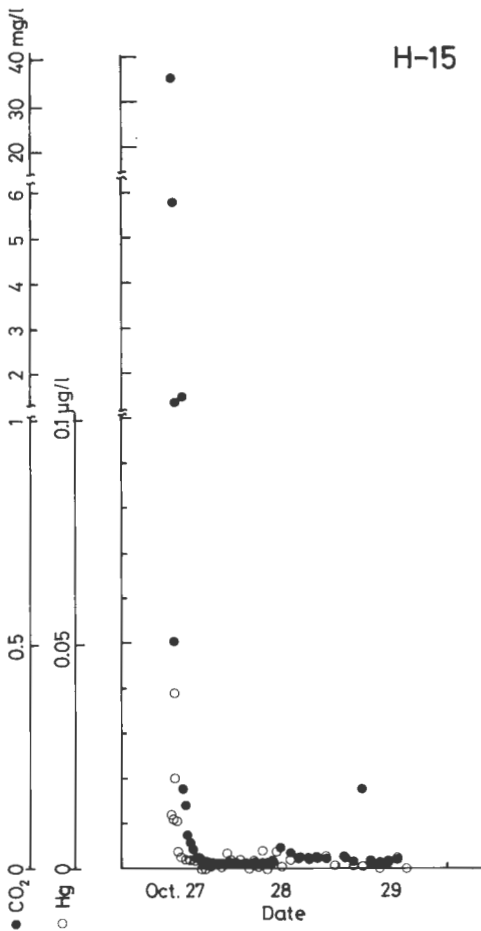
57年度の結果と比較すると、水銀濃度は6-7 ng/m³であったものが58年度は3-5 ng/m³であった。やはりH-14は坑内温度が低温であることに見合って、坑井近傍には地熱活動が活発でないかと察せられる。これに対しCO₂濃度は大きく異なり57年度10 ppmであったものが58年度は3,500 ppmを超える高濃度となった。これはやはり、57年度はCO₂が残存泥水に吸収されていたためであろう。その他の

ガスの組成比については57年度のCO₂の低濃度異常、58年度のエアリフト作業による空気の吹き込みに起因する空気関連成分の増加などの効果を考慮すると大差ないと考えてよい。CO₂がやや高濃度であることは坑井水混合解析(野田ほか、1987)において、H-14の混合起源水にNa-HCO₃型の水が含まれることと調和的である。

4.2.2.4 H-15 坑井(第17図参照)

H-15坑は他の坑井と違い自噴井であったため、坑井内気体を直接観測試料とすることができなかった。そこで水銀については湧水を定時(最初は10分毎、後次第に間隔をあげて最終的には2時間毎)に採取し、還元気化法により液中の水銀濃度を測定した。バルブ開放後30分程で水銀濃度は0.056 μg/lと最高値に達し、後は速やかに減少して検出限界前後の値となった。SN-1坑やH-10坑で観察された気相中上層への水銀の濃集と類似の現象が坑内水中にも存在し、浅層水に水銀が濃く分配しているようである。

CO₂については、液中の遊離炭酸を電極法により測定した。CO₂電極は市販されて間もない新製品であるが、連続測定用とするにはまだ改良の要がありそうで、電極表面の感応劣化、応答の遅さなど不満な点が多い。ただ今回の測定でも湧水のpH 9.5に対応する低いCO₂濃度であることは確認できた。



第17図 H-15 井坑内ガス測定結果。

Fig. 17 Result of the H-15 well gas measurement.

4.2.2.5 H-17 坑井

連続測定は行わなかったが、H-17ではガス分析用の試料を採取した。H-17は当初自噴状態であったので、その間に付随してきたガスを採取し、ガスクロマトグラフにより分析した。

4.2.3 坑井ガスの分析結果と考察

採取した坑内ガスの分析値と組成比を第6表に示す。長時間の排気にもかかわらず、O₂が相当含まれることから、坑内には大気がかなり残存しているものと思われる。しかし、CO₂やHeが大気に比べはるかに多いことや、CH₄/H₂、CH₄/CO₂、He/Ar、N₂/Arといった値が大気の数値と異なるものがあることから、坑底から供給されるガスは、大気とは組成の異なるものであることは明らかである。中でも、CO₂やHeが高濃度であることは地熱系ガスの特徴と言える。H-14坑は57、58年度と2年続いてガス分析が行われたが、57年度と比べると58年度はCH₄、H₂が大きく減り、逆にCO₂、Heは大きく増えている。57年度のガス採取は残存泥水の汲み上げを行わないものであったため、残泥水中有機質の分解ガスを含み、坑底からの地層ガスが吸収されていたものと思われる。このことから、坑井を利用した地層ガスの採取には坑内水の事前の汲み上げが必須であることが分かる、試料にはかなり大気が混在するため、分析結果の解釈には困難な点が多い。しかしながらH-17坑のCO₂、CH₄の高濃度が注目に値する。このことは、H-17坑で仙岩地域唯一のNaCl型水が得られることと考え併せると興味深い。

4.3 59年度坑井ガス水銀測定

4.3.1 SN-3(第18図参照)

坑内水銀測定は次の方法で行った。アクリル円板にアクリル筒を接着したものにガスサンプル用アクリル管が通る穴を開けたシリコンゴム栓を取り付け、アクリル筒と坑井内壁の間をパッカーで密閉した(第19、20図参照)。坑内ガス吸収に先立ち大気水銀濃度、大気CO₂濃度を測定した。当初、測定は10分毎とし、その後、20分毎とした。吸引時間はいずれも10分間とした。測定時間は連続8時間を限度とし気中水銀量が安定するまでとした。

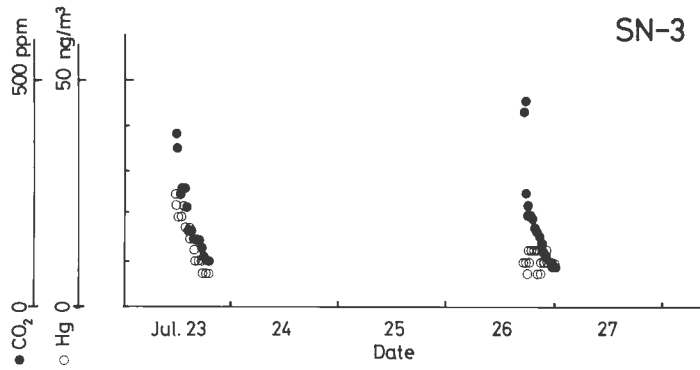
本坑井は泥水汲み上作業終了後、雨水の混入があった為、第1回目の水銀量測定後、3日間再び坑内水汲み上げを行った後第2回目の測定を行った。第1回目の測定では当初水銀濃度が25.0 ng/m³と最高値を示し、後は漸減し7.5 ng/m³で安定した。この傾向は前年度の測定でも見られ最初の高濃度は揮発性に富む気体水銀の分布が坑井内上部に偏っていたためだと考えられる。CO₂濃度は当初350 ppmとほぼ大気レベルであったものが漸減し、100 ppmで安定した。第2回目の測定では吸引開始当初の気体水銀の偏りは存在せず、12.5-7.5 ng/m³で変動後10 ng/m³で安定した。CO₂濃度は第1回目の測定と同様で、当初大気レベルであったものが漸減し、90-100 ppmで安定した。

第6表 坑内ガス分析表(1983年).
Table 6 Analytical results of well gases in 1983.

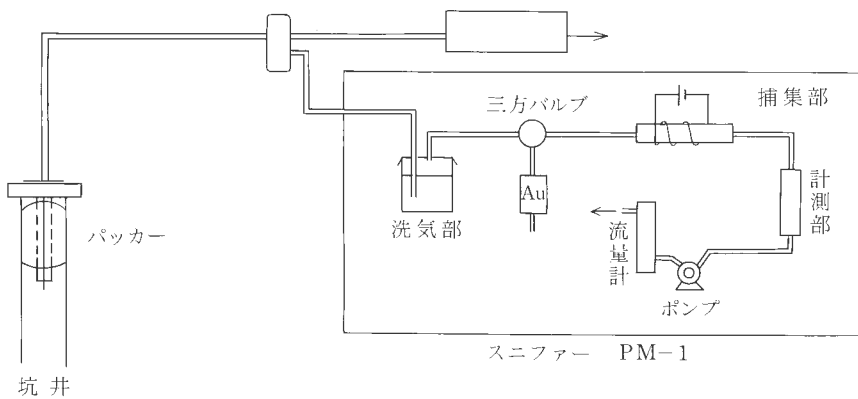
Sample No.	Well	Date	Time	H ₂ (ppm)	He (ppm)	CH ₄ (ppm)	N ₂ (%)	O ₂ (%)	Ne (ppm)	Ar (%)	CO ₂ (ppm)	CH ₄ /H ₂	CH ₄ /CO ₂	He/Ar	N ₂ /Ar
1	H-10	Sep 24. '83	14°-55'	1.02	15.0	1.73	72.9	19.1	17.3	2.31	1,300	1.7	1.3	6.5	31.6
2			15°-05'	1.16	13.9	1.77	60.8	16.2	15.2	4.99	737	1.5	2.4	2.8	12.2
3	SN-1	Nov 5. '83	8°-20'	n.d.	12.5	1.77	61.2	16.4	13.6	4.62	985	—	1.8	2.7	13.2
4			8°-30'	0.91	12.9	1.73	60.6	16.2	13.2	4.72	767	1.9	2.3	2.7	12.8
5	H-17	Oct 12. '83	14°-00'	1.25	28.1 ^{*1}	3.54	65.4	20.6		1.06	2,410	2.8	1.5	—	61.7
6	H-14	Oct 18. '83	10°-00'	1.54	17.1	1.70	65.3	17.5	17.9	3.91	582	1.1	2.9	4.4	16.7
7			10°-10'	1.14	18.6	1.73	65.5	17.6	16.9	3.80	697	1.5	2.5	4.9	17.2
8	Atmospheric air ^{*2}	Feb 16. '84	17°-00'	n.d.	4.53	1.78	73.5	19.6	15.9	2.23	330	—	5.4	2.0	33.0

*1 Impossible to separate Ne and He, so total is presented as He.

*2 Sample was taken from the out of the window at GSJ.



第18図 SN-3 井坑内ガス測定結果。
Fig. 18 Result of the SN-3 well gas measurement.

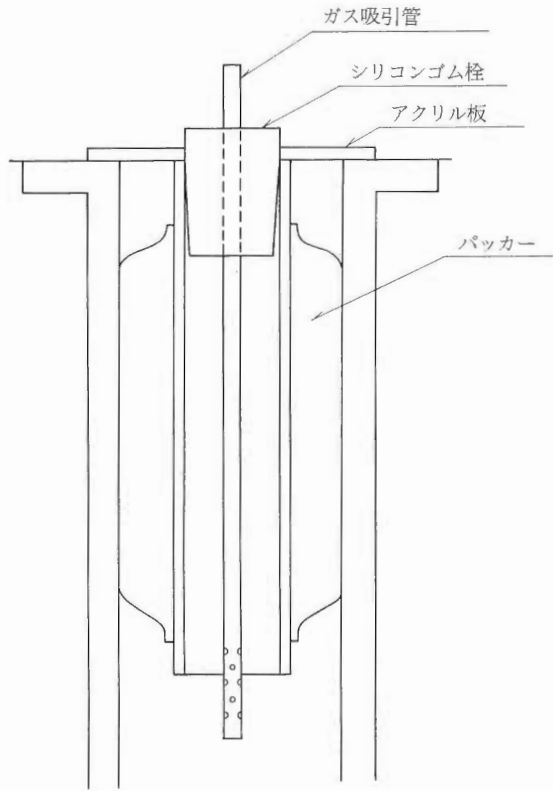


第19図 携帯型水銀測定装置の配置。
Fig. 19 Arrangement diagram of the portable mercury analyzer.

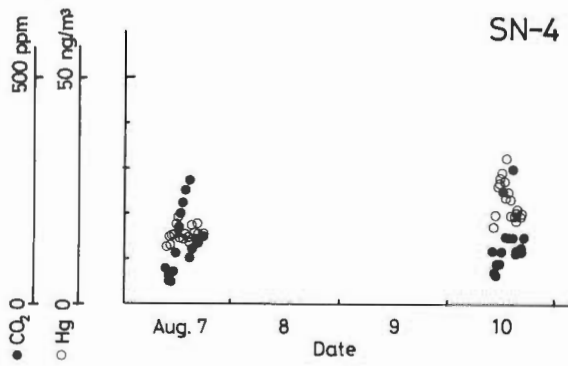
4.3.2 SN-4(第21図参照)

坑内ガス吸引のための設備はSN-3と同様である。測定は大気水銀濃度、大気CO₂濃度測定後、坑内ガスをまず10分毎に測定し、その後20分毎とした。吸引時間は当初10分間であったが、しだいに坑内ガスの供給不足により吸引が困難となったので延長し、15分間、さらに20分間とした。測定は、汲み上げ作業終了後の8月7日と8月10日の2回行った。第1回目の測定では、SN-3の様な水銀の高濃度分布はなく、12.5-19.2 ng/m³の間で変動し、15.4 ng/m³で安定した。CO₂濃度は当初80 ppmから50 ppmまで減少しその後増加したが再び漸減し130-150 ppmで安定した。第2回目の測定では坑内ガスの供給が少なく、約100 lの坑内ガスを吸引した時点でパッカーが破れ測定を中断した。この状態を2回繰返し最終的に320.3 lを吸引した。

水銀濃度は17.5 ng/m³より最高値32.5 ng/m³まで変動し、19.3-21.2 ng/m³で安定した。CO₂濃度は当初60 ppmまで漸減したがその後120-150 ppmで安定した。



第20図 SN-4 井坑内ガス測定用坑口設備.
 Fig. 20 Setting of apparatus for the well gas measurement at the SN-4 well-head.



第21図 SN-4 井坑内ガス測定結果.
 Fig. 21 Result of the SN-4 well gas measurement.

5. ま と め

坑内ガス測定機器として CO₂ メーター、野外用携帯型水銀分析計、気中水銀自動測定装置を購入し現地でのガス分析を行うとともに、坑井から採取したガスをガスクロマトグラフにより分析した。

広域観測作業においては、後生掛・玉川両温泉において大気中の気体水銀分析を、後生掛温泉の噴気地においては噴気ガスの採取を行った。両温泉の大気中の気体水銀濃度は非地熱地域の数倍であり、玉川(58年平均値 29 ng/m³)の方が後生掛(同 19 ng/m³)よりいくらか濃度が高い。これは地熱活動の活発さと水銀濃度の相関関係を示すものと考えられる。玉川では同一地点の測定のばらつきは小さいが地点間の差は大きい。これに対し後生掛では地点間の差も小さく、また噴気地から離れた地表微候のない地域にも、非地熱地域の数倍の濃度が広がっていることが分かる。気温の変化と大気中の水銀濃度は密接な関係があり、1°Cの上昇に対しおよそ 1 ng/m³の濃度上昇が見られる。その他、東八幡平の HT-2 では 3,640 ng/l もの高濃度の水銀が検出され地下の地熱活動が活発なことがうかがわれたが、HT-3、-9 両井では残存泥水の影響のため水銀の発散は微弱であった。

後生掛の噴気ガスの、地熱的に意味のあるとされる CH₄/H₂、CH₄/CO₂、He/Ar、N₂/Ar などのガス組成比は大気と非常に異なる。またガス化学温度は紺屋地獄で 300°C と算出された。

集中観測作業としての坑内ガスの連続吸引観測は坑内水の汲み上げ後、バクカーを施して大気と遮断し、各ガス濃度が一定になるまで続けた。坑内水汲み上げが十分でない坑井では、泥水がガス組成を変質させるために得られたデータは完全に満足できるものではない。また汲み上げがエアリフトによった場合も、大気の吹き込みの効果が無視できない。しかしながら CO₂ や He が大気に比べはるかに多いものや、ガス組成比が大気の数値と異なるものが見られる。中でも CO₂ や He が高濃度であることは地熱系ガスの特徴といえる。

CO₂ ガスは SN-1 と H-14 では測定の終りほど高濃度になる傾向がある。H-10 では突発的な高濃度が観測された。H-15 では自噴水中の溶存 CO₂ を電極で測定したが、まだ連続測定用としては改良の余地がありそうである。水銀については、連続測定の初期に高濃度となる例が SN-1、H-10、-15 で見られた。これは揮発性に富む気体水銀の分布が、坑井内上部に偏っていたためだと推察される。気体水銀の安定濃度の比較では、H-10 が約 7 ng/m³ と最も高かった。

坑井ガス調査による仙岩地域の地熱活動の評価としては次のことがいえる。広域観測においては、玉川・後生掛両温泉地の高い気体水銀濃度や地熱活動に特徴的な噴気ガス組成から、両温泉の位置する焼山周辺が優勢な地熱地帯であることが認識された。このうち後生掛温泉においては、ガス化学温度計の適用により紺屋地獄で 300°C が得られ、地下が極めて高温であることが知られた。集中観測では、ガスの連続測定に先立つ坑内水の汲み上げが不足だと十分なデータが得られない点で問題を残すが、観測坑井中、最も浅い部分で温度上昇が見られた H-10 では、水銀濃度が通常大気より僅かに高い結果を得た。更に、地熱活動の活発な地域である東八幡平の HT-2 では、極めて高い濃度の気体水銀が観測され、坑井ガス調査の有効性が確認された。

謝辞

地殻熱部 長谷紘和氏、同金原啓司氏には本研究の全般にわたりお世話いただいた。新エネルギー総合開発機構地熱調査部、同秋田事務所の諸氏には現地調査に関して多大な御協力をいただいた。以上の方々に謝意を表する。

文 献

D'AMORE, F. and PANICHI, C. (1980) Evaluation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas geothermometer. *Geochim, Cosmochim, Acta*, vol. 44, p. 549-556.

- 喜田村正次ほか(1976) 4. 地圏, 水圏および気圏中の水銀の分布. 水銀, 講談社, 東京, p. 97-141.
- 中村久由・安藤 武(1954) 秋田県後生掛地熱地帯調査報告, 地調月報, vol. 5, p. 443-448.
- NEHRING, N. L. and D'AMORE, F. (1984) Gas Chemistry and Thermometry of the Cerro Prieto Field. *Geothermics*, vol. 13, p. 75-89.
- 野田徹郎(1983) 地熱探査シリーズ No. 13, 水銀を指標とする化学的地熱探査. 地熱エネルギー, vol. 8, no. 3, p. 41-56.
- (1985) 地熱探査シリーズ No. 16, 土壌ガス法による地熱探査. 地熱エネルギー, vol. 10, no. 1, p. 24-37.
- ・阿部喜久男・竹野直人・高橋正明(1987) 坑井水化学調査から推定される仙岩地域の熱水系. 地調報告, no. 266, p. 295-319.
- 通商産業省(1983a) 地熱開発促進調査報告書, No. 1 八幡平東部地域, 130p.
- (1983b) 昭和57年度地熱探査技術等検証調査. 仙岩地域 200 m 級坑井調査報告書, 253p.

秋田県仙岩地熱地域西部の水文地質 —とくに浅部地下水の流動—

黒田和男*・菅野敏夫**・尾崎次男***

Hydrogeology of the western region of Sengan geothermal area, especially on shallow groundwater flow

By

Kazuo KURODA*, Toshio KANNO** and Tsugio OZAKI***

Abstract: For the purpose of studying shallow groundwater flow system of the mountainous region including geothermal area, the author carried out hydrogeological measurements and their analysis in the upper reaches of the Tama-gawa River basin, Akita Prefecture, situated in the western region of the Sengan geothermal area.

The area (about 340 km²) was subdivided into 254 small watershed, and field measurements were carried out at the mouth of each subdivided watershed in August, 1980 and August-September, 1981. The items of field measurements were discharge (m³/s), temperature, electric conductivity and pH of stream water.

Day-after-day field measurements were carried out at 10 sites throughout the period of field measurements, for the separation of base flow discharge. Moreover, chemical analysis of stream water was performed at selected 29 sites.

Results obtained were considered to correspond between 275-days value and 355-days value. Therefore, daily height of runoff (mm/day) calculated from the field measurements were considered to indicate effective porosity or permeability of rock units distributed in the watershed.

Daily height of runoff were compared with rock units distributed in each small watershed. The units were

- 1) Late Quaternary sediments
- 2) Younger volcanic rocks (YV)
- 3) Tamagawa welded tuffs: dacitic-andesitic (TKS) and rhyolitic (TK)
- 4) Hatonoyu tuff (TH)
- 5) Pliocene Upper Miocene Miyata formation (TS)
- 6) Neogene intrusive rocks (DR)
- 7) Middle Miocene dacitic-andesitic pyroclastic rocks (TV)
- 8) Middle Miocene mudstone (TM)
- 9) Early Miocene "green tuff" (TG)
- 10) Granite (G)

and permeability of each rock unit was evaluated from the daily height of runoff.

As the result of study, local flow systems of groundwater was estimated and shown on the hydrogeological profile.

* 環境地質部

** 元環境地質部(昭和61年8月在職中に死去)

*** 元環境地質部

* Environmental Geology Department

** *** Former member of Environmental Geology Department

1. はじめに

仙岩地熱地域西部に属する秋田県仙北郡田沢湖町の玉川流域上流部における山地地下水流動系の研究の一環として、桧木内川流域の一部を含む面積約340 km²の地域を、254の小流域に分割して測定点を設け、各測定点で流量・水温・pH・電気伝導率の瞬間値を測定した。

本研究の目的が、地質区分別の基底流出の実態から、山地地下水の動態をさぐることにあるため、可能な限り基底流出に近い状態での測定値を求める必要がある。基底流出とは、長期間無降水状態が続いてもなおかつ維持される流出であって、本邦では一般に湧水流量が、ほぼ基底流出状態にあるとされている。本邦における湧水期は通常2月であって、この時期に現地調査を実施するのが最も適当である。しかし、本調査地域は奥羽脊梁山地のほぼ中央部で、豪雪の中を山深く溪谷に分け入って流量等を測定するのは、著しい危険負担を伴って、事実上不可能である。したがって、本研究では、現場調査時期を、本地域で最も降水量が少なく、気象が安定する8月上旬に選び、昭和55年度は、7月28日から8月6日、昭和56年度は8月2日から8月11日まで、各測定点における現場測定を実施したほか、代表的な10測定点については、現場測定期間中、1日1回の測定を継続実施した。

測定の結果からいえば、昭和55年度の現場測定は、測定期間直前まで梅雨末期特有の降雨が続いており、昭和56年度の現場測定では、測定期間後半の8月6日以降、断続的な局地性豪雨に見舞われて流況が安定せず、再び天候及び流況が回復した9月17日から22日に再度の現場測定を実施した。

上記の測定項目に加えて、地質を代表する29測定点を選び、溶存イオン成分の分析を実施し、とくに電気伝導度やpHを支配する溶存イオン量と地質との関係を検討した。

これらの測定結果を総合して、一種の流況曲線を描くことが出来、全調査地域を包含する基底流出状態に近い流量等を求めることが出来た。ちなみに、測定された流量は、ほぼ低水流量から湧水流量に相当する値である。

研究対象地域の地質は、仙岩地熱地域地質図(仙岩地熱地域地質図編集グループ、1985)を参照して、次のように区分した。〔 〕は本稿で用いる地質の略記号)。

- 1) 後期第四紀堆積物(段丘堆積物・崖錐堆積物等)
- 2) 新期火山岩類〔YV〕
- 3) 玉川溶結凝灰岩類(デイサイト—安山岩質〔TKS〕及び流紋岩質〔TK〕に細分)
- 4) 鳩ノ湯凝灰岩層〔TH〕(葛根田川層を含む)
- 5) 宮田層〔TS〕
- 6) 新第三紀貫入岩〔DR〕
- 7) 新第三紀中期デイサイト—安山岩火砕岩〔TV〕
- 8) 新第三紀中期泥質岩〔TM〕
- 9) 新第三紀前期緑色凝灰岩〔TG〕
- 10) 花崗岩〔G〕

研究対象地域内に設定された254の小流域には、大部分が上記の地質区分のうちの1つの地質だけが露出しており、多くても3種類の地質区分が露出する状態であった。

各小流域別の流量は、流出高・区間流出高に換算され、pH・電気伝導率・溶存イオン成分量とともに、各小流域の地質と対比され、最終的に、地質区分別の流出高・区間流出高・pH・電気伝導率それぞれの度数分布、最頻値等が求められた。

結果として、このように求められた地質区分別の流出高・pH・電気伝導率・溶存イオン成分量比は、それぞれ異なった数値が出ており、これは、岩盤中の地下水の流動を支配している空隙の性質の違いを表現しているものと考えた。ちなみに、一般に粒状物質から構成される未固結堆積物では、地下水の流動を支配する空隙率を有効空隙率と称しているが、本調査の結果として出された数値は、この有効空隙率に相当するものである。

上記の数値をもとに、仙岩地熱地帯西部の本研究対象地域の地質構造を、水文地質構造に読みかえ、山地地下水の流動形態を描くことによって、玉川溶結凝灰岩類が広く発達する小和瀬川流域では、鳩ノ湯凝灰岩と玉川溶結凝灰岩が、同地域に存在すると考えられている環状陥没構造の内部を埋めて広く発達し、地下深部に賦存していると想定される地熱現象に対して帽岩の役割を果しているかどうかを考察した。

本研究は、昭和55年度に本稿の執筆者である尾崎によって始められ、昭和56年度は、尾崎・菅野によって続けられた。測定結果とその解析の一部は、すでにサンシャイン計画研究開発成果中間報告書の中に記載されている(尾崎, 1981, 尾崎・菅野, 1982)が、今回の報告は、中間報告書の内容をさらに検討、考察を加えた結果である。

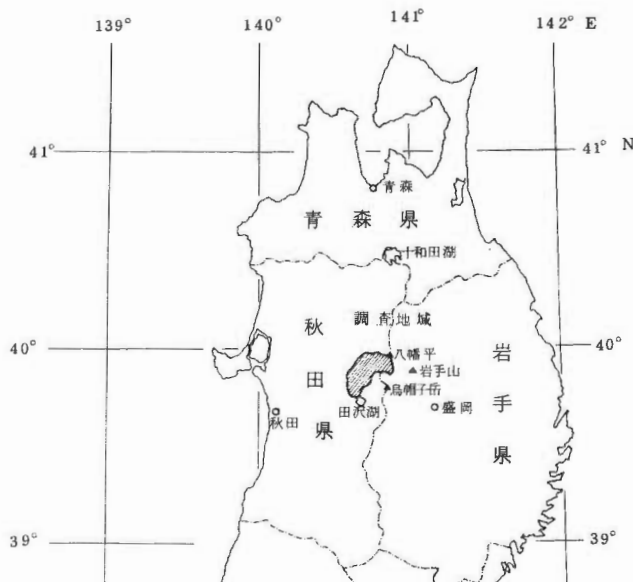
本研究報告の執筆は、当初、菅野敏夫によって進められていたが、昭和61年8月1日に逝去した。その遺稿をうけて、黒田和男が執筆を完了したものである。ここに故菅野敏夫主任研究官の霊に本稿を捧げ、哀悼の意を表する。

2. 地形・地質の概要

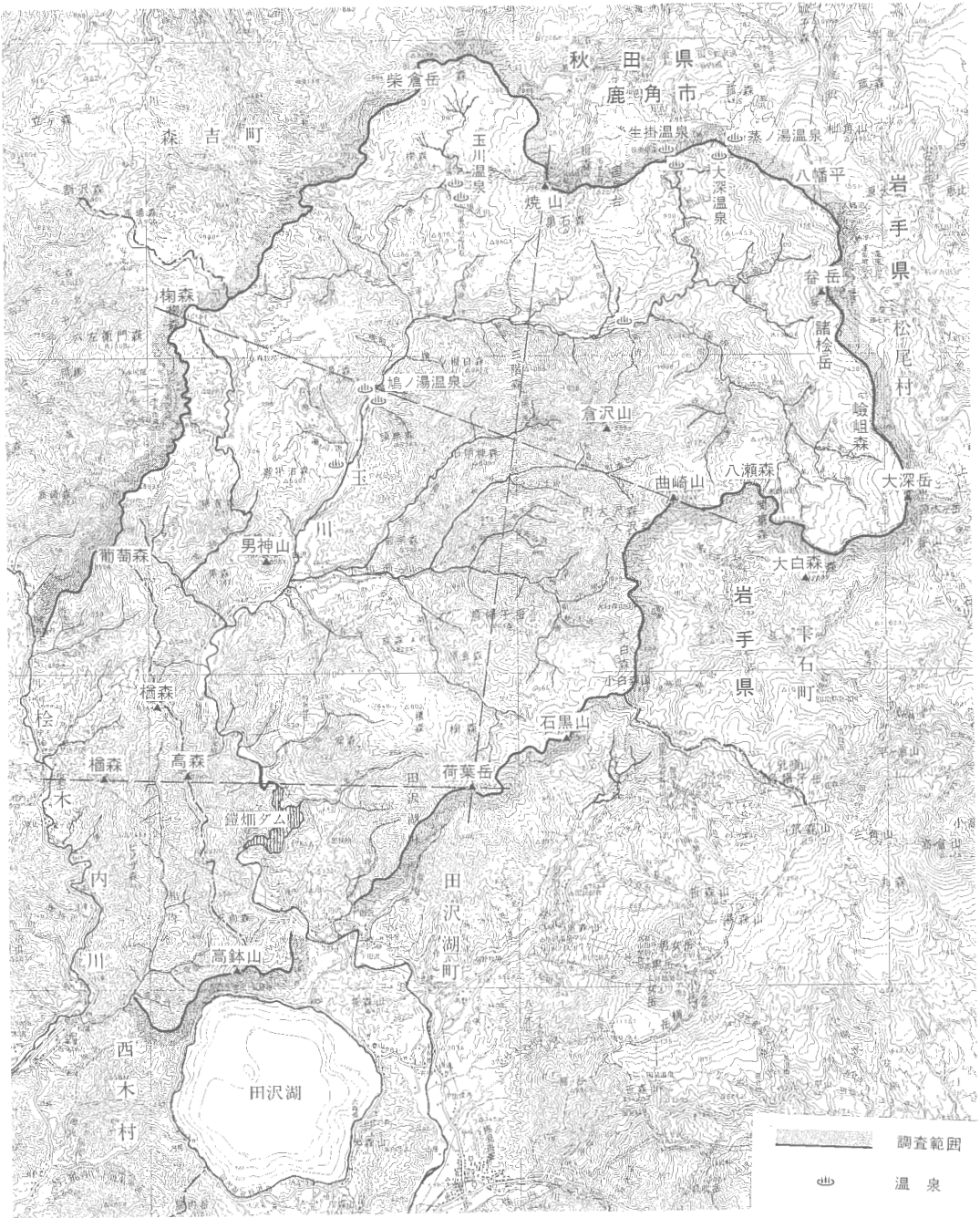
調査地域は、秋田・岩手両県の県境をなす八幡平火山群に源を発して脊梁山脈沿いに南流し、雄物川に合流する玉川の最上流域を包含し、一部に玉川流域の西に隣接する鈴木内川の流域を含む。行政上は、秋田県仙北郡田沢湖町の北半部及び西木村の一部が含まれる(第1図, 第2図)。

玉川源流部の海拔標高は1,500 mに達し、これから玉川は深い渓谷を作りながら焼山火山南麓部を西流し、玉川温泉の水を合わせて酸性河川となって南に向きを変え、鎧畑ダムを通過し、田沢湖の東を迂回して角館盆地へと流れていく。

調査地域の北縁は、柴倉岳から焼山、ブナ森、八幡平を連ねる火山体であって、秋田県北部一帯を包含する米代川流域の一部、小阿仁川及び熊沢川の源流域である。地域の東縁は、八幡平から大深岳、八瀬森、曲崎山、大白森、石黒山、荷葉岳と連なる火山体を主とする稜線であって、北上川流域の支流である松川及び葛根田川の源流域である。また、地域の西縁は、柴倉岳から掬森、葡萄森を結ぶ海拔



第1図 調査地域位置図
Fig. 1 Index map of the studied area



第2図 調査地域概要図
 Fig. 2 General map of the studied area

800-1,000 m の比較的低い稜線が、玉川流域と桧木内川流域の境界をなしている。

流域内のおもな河川としては、上流側から大深沢、湯田又沢、澁黒沢、小和瀬川、中又沢、湯ノ又沢、湯淵沢などがあり、桧木内川流域には相内沢などの小支流がある。

調査地域の地質は、東北地方の脊梁山地を構成する新第三系と、これを被覆する玉川溶結凝灰岩類、これらの上の第四紀火山岩類及びこれらの基盤をなす先新第三紀の諸岩石・地層である(第3図)。地表に露出する岩石・地層は、仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)によって、先新第三紀の花崗岩類、これを不整合に被覆する中新世の海底火山噴出物を主とする地層(玉川層)、これにひきつづき堆積した非火山性の泥質岩を主とする地層(小沢層、上部阿仁合層)、デイサイト-安山岩火砕岩(小沢層、尻高層、上部阿仁合層)、デイサイト溶岩(小沢層)、粘土岩、シルト岩を主とする地層(尻高層上部)、が地域の主として南部を占めて分布する。桧木内川流域の一部には、鮮新世の湖成堆積物(宮田層)がある。

調査地域の北半部を占めて露出する岩石・地層は、玉川溶結凝灰岩類である。仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)によれば、本調査地域の玉川溶結凝灰岩類は、流紋岩溶結凝灰岩(TK₁₋₄)、デイサイト溶結凝灰岩(TKS)に区分されている。また、玉川沿いには、これらの下位に流紋岩凝灰岩及び流紋岩溶結凝灰岩を主とする鳩ノ湯凝灰岩類、小和瀬川源流部から葛根田川流域に軽石凝灰岩・凝灰質砂岩を主とする葛根田川層が分布している。

新期火山岩類は、上に述べた岩石・地層を被覆し、火山体を構成している。秋田焼山、八幡平、荷葉岳がおもな第四紀火山体であるが、八瀬森、曲崎山も新期火山岩類からなる独立した火山体である。

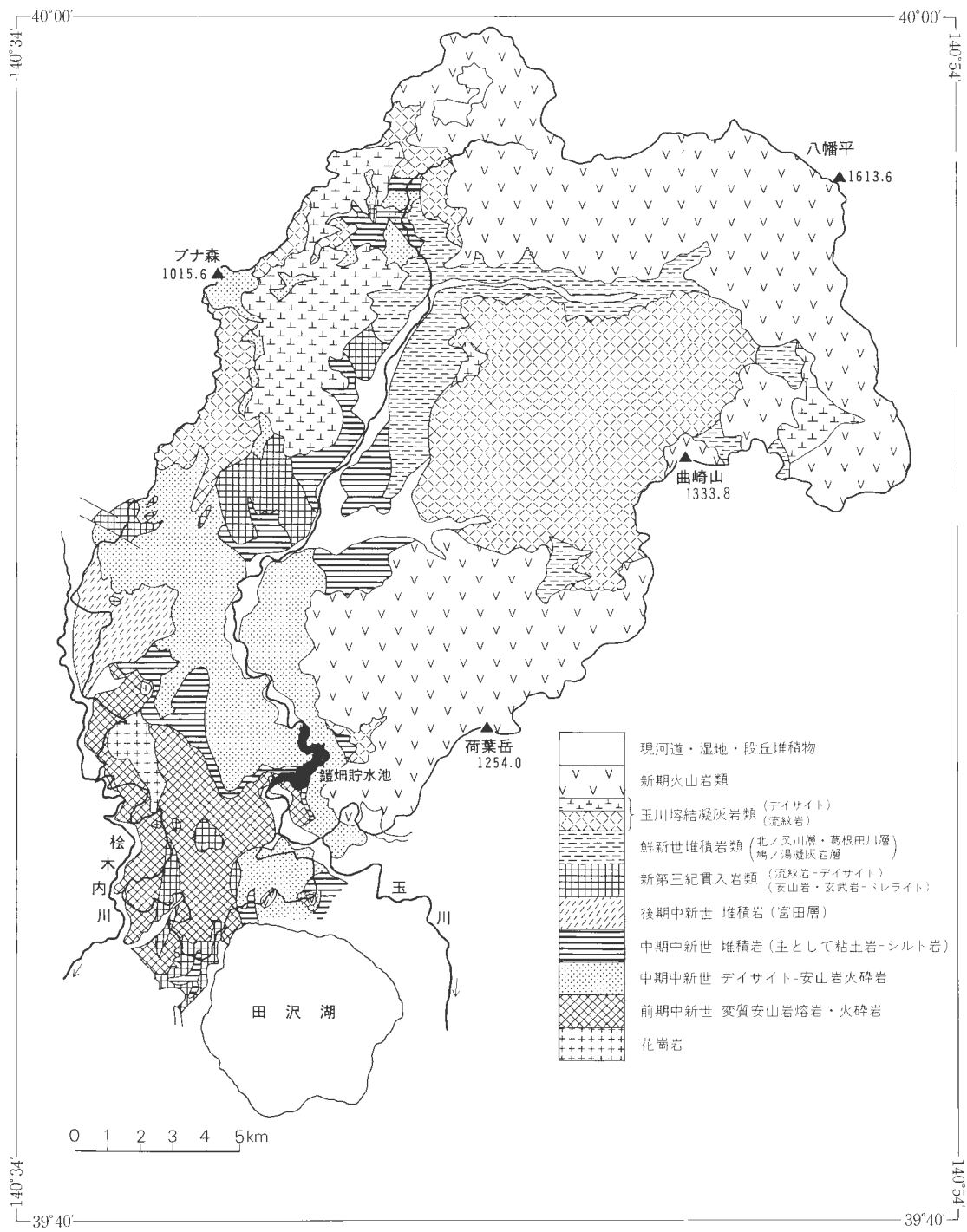
地形は、これらの地質構成と密接に関連している。玉川溶結凝灰岩が露出しているところは、倉沢山、三階森を代表とする比較的低い稜線の高さが揃って、山頂平坦面の残された山体と、急傾斜の谷壁をもつ深い溪谷が形成されている。玉川をへだてた柴倉岳から駒森、葡萄森にかけても、玉川溶結凝灰岩類(TKS)からなる台地が展開し、台地の表面の水系模様は著しく複雑になると共に、台地の縁辺部は急傾斜地となり、周辺部には地すべり地形が認められる。

地域南西部の、新第三紀緑色凝灰岩からなる地帯は、海拔800-600 m の、低い山腹傾斜の急な山地が展開している。その中であって、流紋岩-デイサイトの貫入岩類から構成されている男神山・女神山、黒森、猿倉森や湯ノ森が独立峰をなしている。

第1表 研究対象地域地質系統表
Table 1 Summary of geological sequences of the studied area

地質時代		地質系統		おもな岩相(記号)	
第四紀	完新世	現河道・湿原・段丘堆積物等			
		新期火山岩類		焼山火山噴出物・八幡平火山噴出物・荷葉岳火山噴出物(YV)	
	更新世	玉川溶結凝灰岩類		デイサイト溶結凝灰岩 (TKS)	
				流紋岩溶結凝灰岩 (TK)	
新第三紀	鮮新世	鮮新世堆積岩類	貫入岩類	凝灰岩・凝灰質砂岩及びシルト岩【北ノ又川層】 軽石凝灰岩及び溶結凝灰岩(砂岩及びシルト岩を伴う)【葛根田川層】 (TH)	貫入岩類 (DR)
				流紋岩凝灰岩及び溶結凝灰岩(砂岩及びシルト岩を伴う)【鳩ノ湯凝灰岩類】	
		宮田層		シルト岩・砂岩・礫岩及び凝灰岩【宮田層】 (TS)	
		鑑畑層・山津田層		デイサイト-安山岩火砕岩【松葉層】 【尻高層】 【阿仁合層】	粘土岩・シルト岩及び凝灰岩【阿仁合層】
		松葉層・阿仁合層・尻高層		デイサイト-安山岩火砕岩【小沢層】	粘土岩及びシルト岩【小沢層】
		小沢層		デイサイト溶岩【小沢層】 (TV)	(砂岩・礫岩及び凝灰岩を伴う) (TM)
		玉川層 生保内層		変質安山岩及び火砕岩【玉川層】 (TG)	
古第三紀					
先第三紀			花崗岩類 (G)		

括弧内の記号は、本稿で用いる地質区分の記号



第3図 調査地域地質概要図

Fig. 3 Geological sketch map of the studied area simplified and modified after 1: 100,000
Geological map of Sengan geothermal area

3. 地熱微候の概要

調査地域の地熱微候として直接観察できるのは、玉川温泉及びその周辺部、焼山火山と八幡平火山の境界付近に位置する蒸の湯温泉とその周辺部が主なものである。仙台地熱地域地質図説明書に、調査地域内の温泉・噴気地として記載されているものは、仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)によれば、

- 1) 湯田又沢噴気地
- 2) 湯田又沢下流 又口小屋付近の温泉
- 3) 湯の沢温泉
- 4) 鳩の湯温泉
- 5) 雑魚沢温泉
- 6) 蛇の湯温泉

であって、地熱微候には乏しい地域とされている(第2図参照)。

本研究開始当時は、焼山火山、八幡平火山、荷藤岳火山にかこまれた玉川及び小和瀬川流域において、水系模様の解析等から環状地形構造の存在が認められ、これを確認するための試錐調査が実施された。試錐調査の結果、この環状構造は、玉川溶結凝灰岩類の環状陥没構造であることが確かめられると共に、西縁及び一部の北縁の位置がほぼ確定し、鳩の湯凝灰岩層は、陥没カルデラ壁の内側斜面に形成された崖錐性礫岩ないしは泥質角礫岩であること、玉川溶結凝灰岩の最下部ないしは縁辺相に相当することが判明した(金原・松永, 1985)。その後の研究で、カルデラ縁辺部は地熱流体の通路としての役割を果たしているらしい事、鳩ノ湯や又口小屋付近の温泉は、焼山火山を熱源とする熱水の、側方流動によって流出する温泉であるらしい事が報告されている(金原, 1985, 金原・松永, 1985)。

4. 調査の方法と測定結果

すでに本稿の冒頭に述べたように、本研究の目的が山地地下水の動態をさぐることにあるため、可能な限り基底流出に近い状態における流量を求め、その数値をもって岩盤の有効空隙率の指標とする必要がある。

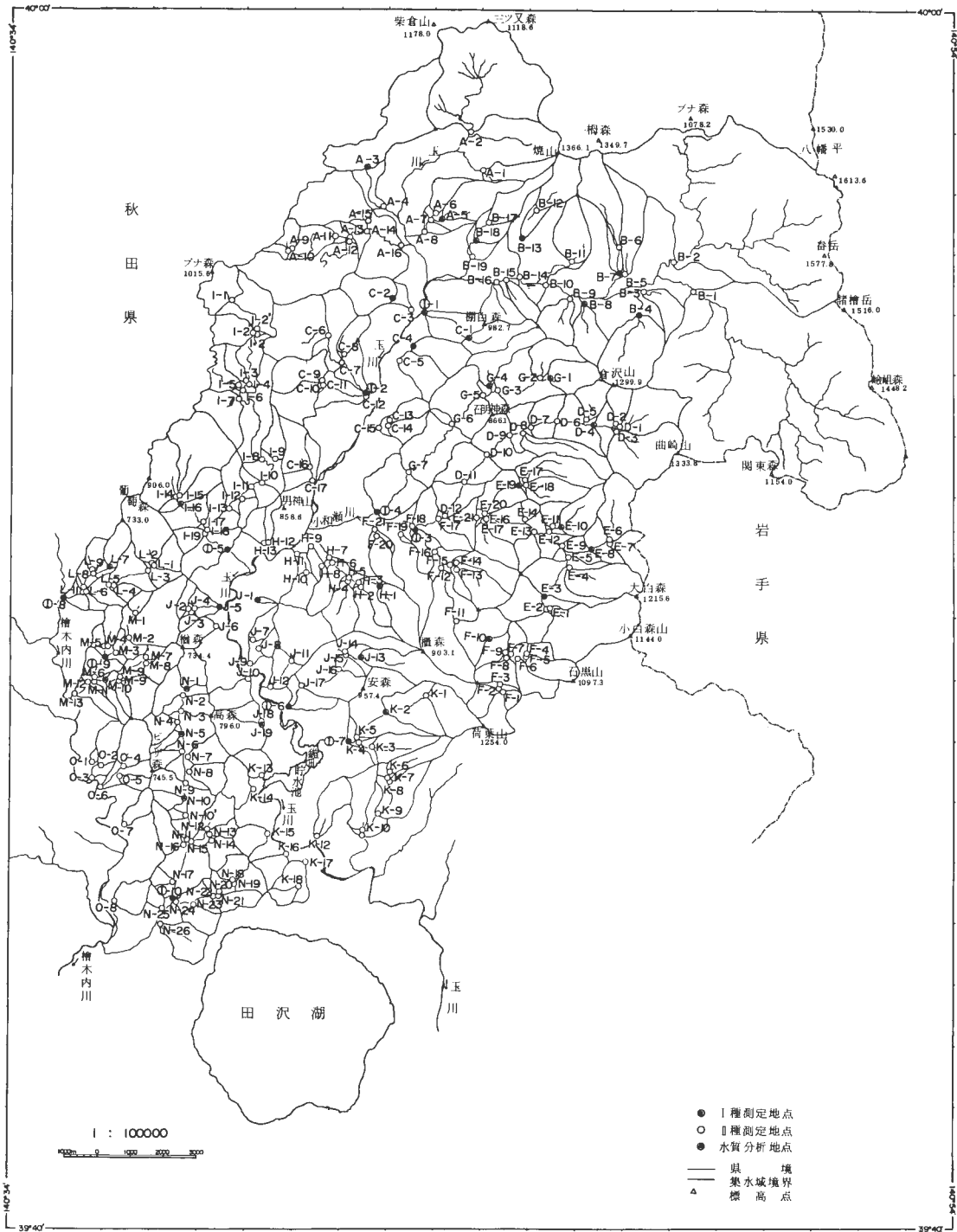
しかし、本研究地域のような山岳地帯では、流況は降水や融雪の影響を受けて時々刻々変化しているため、基底流出に近い状態における流量をどのようにして求めるかが、調査の要領となっている。

基底流出状態における流量値は、対象とする流域の出口に流量観測設備を設置し、数年以上にわたる流量観測を行って雨量(降水量)―流量曲線を作り、その結果から、長期間無降水状態にあってもなおかつ維持される最小の流量として、経験的に求めなければならない。しかも、本研究の場合には、流域を小単位に分割して、各小流域の出口すべてに流量観測設備を設けて、連続自記観測を行わねばならない。しかし、この方法では、莫大な設備投資と長い期間が必要である。これに代わる方法として、筆者らは次に述べる方法を採用した。

本研究の目的は、基底流出の状態における流量と地質との対比を行なうことにある。研究対象地域は、先達川合流点よりも上流側の玉川流域全域と、桧木内川流域の一部である。これを、地質分布と作業上の便利さを堪案して、第4図に示すように254地点の測定点を選び出した。各々の測定点には、測定点に対応する地形的流域、換言すれば集水域が存在する。

本調査を実施するに当たって最も障害を及ぼす要因は、降水による影響である。この影響を避けるために一般に行われている方法は、渇水期に野外測定を行なうことである。本邦における渇水期は、2月であるが、本研究地域では、豪雪の中を各測定点に分け入り、河道を掘り出して流量を測定しなければならない、事実上不可能である。そこで、本研究地域における最近10カ年の気象庁資料等から、現地調査期間を、天候の最も安定する7月下旬から8月上旬に選んだ。

各測定点における測定は、出来れば全測定地点で時刻を定めて瞬間値を測定し、これを降雨状況に合



第4図 調査地域測定地点位置図(流域区分図)

Fig. 4 Locality and number of measurement sites, and subdivision of watershed

わけて数回繰り返すのが理想的である。しかし、本研究対象地域のように254地点の測定点すべてにこのような調査を行なうことは、経費の都合等から著しく困難である。したがって、出来るだけ短時間に全地域の流量等を測定すると共に、地形・地質状況を代表し、しかも交通の便利さ等も考慮して10地点を選び、現地調査期間中、毎日1回の流量、水温、電気伝導率の測定を行った。

昭和55年度の測定(第1回)は、7月26日から8月6日にわたって、定点10地点の測定を継続したほか、244地点を順次調査して、その測定値の詳細はすでに報告した(尾崎, 1981)。

昭和56年度の測定(第2回)は、7月16日、17日の予察調査を経て、8月2日から11日にわたって、前回と同様の内容で実施した。しかし、8月8日以降局地的な降雨があって流量が増加する等の影響が現われたので、定点だけを残して現地測定を中止した。8月23日には台風23号が通過し、日降水量が100 mm以上となったので流況の回復を待ち、10地点の定点測定値が8月初旬の値となった9月19日から22日にかけて、再測定を実施した。これら昭和56年度の諸測定値の詳細は、すでに報告した(尾崎・菅野, 1982)ので、ここでは省略する。

調査地域内には、国土地理院発行の地形図にも図示されているとおり、玉川流域の小和瀬川 F-17 地点下流に秋田県営小和瀬発電所、鍮畑貯水池東岸に秋田県営小沢発電所がある。それらの発電所用水路は、玉川本流の最上流に当る B-1、B-2 の下流で取水し、途中の G-3 の上流と中ノ又沢 D-6 から取水された水量を合わせて小和瀬発電所まで通じ、小和瀬発電所の放水は、さらに H-7 や H-11 で河川水を取水した後に、小沢沢上流付近を経て小沢発電所へ流下している。このため、これらの取水口においては、可能な限り取水量を測定し、それぞれの測定地点の流量を合算した。

同様に、灌漑用水路で取水されている地点についてもそれぞれ取水量を測定し、下流側測定地点の流量に加えた。

第2表は、254地点の測定点について、昭和56年度の測定値、昭和55年度の測定値及び地質をまとめたものである。流量は、測定時における瞬間値を比流量($\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$)及び日流出高(mm/day)で表示したほか、1つの水系に測定点が複数点存在する場合には、測定点の直上流側に隣接する測定点の流量を差引いた値から、区間流出高(mm/day)として表示した。

pH及び電気伝導率($\mu\text{S}/\text{cm}$, 25°C に換算)は、各測定点における値を記した。この場合、区間別の pH及び電気伝導率の算出は困難であり、各測定点における上流側全流域の影響が表現されている。

5. 測定結果の解析

本研究の実施に当たって最初から考慮が払われたのは、254に分割した各小流域の状況は、それぞれ降雨の影響を受けて常に変化しており、この変化に短期間の現場測定で対応して、基底流出状態に近似した値を求めなければならない事である。そのために、現場測定期間を最も降雨が少なく流況が安定する7月下旬から8月上旬に設定したほか、10カ所の測定点については、現場測定期間中に1日1回の測定を繰返し、流量、電気伝導率、pHが雨の影響を受けてどのように変化するかを見出して解析の参考とすることにした。

各測定点における測定値は、尾崎(1981)、尾崎・菅野(1982)に記載されているので本稿は省略し、検討の結果を以下に述べる。

第5図は、本調査地域内の雨量観測地点(第6図参照)における日雨量観測値をグラフで示したものである。参考として、玉川流域に隣接する雨量観測地点の雨量観測値と、玉川本流が奥羽脊梁山地を出て角館盆地に流入した場所にある長野流量観測所の日流量観測値を、河川協会発行の建設省雨量年表(日本河川協会, 1983a, 1984a)及び流量年表(日本河川協会, 1983b, 1984b)から抜粋して図示した。ちなみに、長野流量観測所は、本研究対象地域を包含する流量観測所のうちでは、最も上流側に所在する観測所である(第1図参照)。

第7図は、①-1から①-10の各測定点(第4図では第1種測定点として図示)における流量瞬間値を、日流出高に換算したグラフである。昭和55年度の現場測定期間は、たまたま前日の下松木内観測所にお

第2表 測定結果一覽表 (地質記号は第1表、分析値は第3表による)
Table 2 Results of field measurements

測点番号	流域面積 km ²	測定月日	比流量 m ³ /s/km ²	流出高 mm/d	区間集水面積 km ²	区間流出高 mm/d	pH	電気伝導率 μs/cm	測定月日	流出高 mm/day	区間流出高 mm/day	電気伝導率 μs/cm	溶存成分 分析値	地質
A-1	1.23	56. 8. 4	0.0593	5.1	(1.23	5.1)	7.30	58	55. 7. 29	5.2	(5.2)	61		YV
2	8.40	"	0.0593	5.1	(8.40	5.1)	7.10	83	"	8.1	(8.1)	45		YV
3	4.39	"	0.0036	0.3	(4.39	0.3)	7.20	39	55. 8. 3	2.3	(2.3)	33	有	TKS\YV
4	5.11	"	0.0456	3.9	0.72	26.0	7.20	39	55. 8. 1	5.5	25.2	35		TV\TKS
5	1.70	"	0.0947	8.2	(1.70	8.2)	7.20	66	55. 7. 30	7.2	(7.2)	56	有	TK\YV
6	0.81	"	0.0210	1.8	(0.81	1.8)	7.00	48	"	20.2	(20.2)	62		TK\YV
7	2.99	"	0.0589	5.1	0.48	-0.4	7.20	64	"	5.4	-26.1	60		TK
8	3.22	"	0.0789	6.8	0.23	29.3	7.20	60	"	6.4	19.2	61		TH
9	0.43	"	0.0209	1.8	(0.43	1.8)	7.85	52	55. 7. 29	19.5	(19.5)	27		TK
10	0.18	"	0.0111	1.0	(0.18	1.0)	7.00	35	"	8.6	(8.6)	27		TK
11	1.56	"	0.0096	0.8	0.95	0.4	7.05	36	"	13.5	11.6	25		TK
12	3.99	"	0.0130	1.1	(3.99	1.1)	7.20	40	"	7.1	(7.1)	34		YV\TKS
13	5.86	"	0.0259	2.2	0.31	23.7	7.30	48	"	7.5	-16.7	33		TM
14	6.23	"	0.0291	2.5	0.37	6.8	7.30	42	55. 8. 2	3.8	-54.2	40		TM
15	2.90	"	0.0186	1.6	(2.90	1.6)	7.30	51	"	2.9	(2.9)	42		TM
16	11.35	"	0.0256	2.2	2.22	2.2	7.30	51	"	2.9	0.4	43		TV
B-1	33.62	56. 9. 21	0.0482	4.2	(33.62	4.2)	7.25	51	55. 7. 30	4.9	(4.9)	48		TK\YV
2	25.25	"	0.0372	3.2	(25.25	3.2)	7.05	93	"	4.0	(4.0)	87		TK\YV
3	0.92	"	0.0054	0.5	(0.92	0.5)	7.30	28	"	3.3	(3.3)	28		TK
4	3.17	"	0.0170	1.5	(3.17	1.5)	7.20	38	"	2.5	(2.5)	30	有	TK
5	2.08	56. 9. 20	0.0707	6.1	(2.08	6.1)	4.70	89	55. 7. 31	7.6	(7.6)	96		YV
6	1.95	"	0.0144	1.2	(1.95	1.2)	4.60	171	"	1.8	(1.8)	218		YV
7	2.40	"	0.0404	3.5	0.45	13.2	3.60	201	"	1.8	1.7	225	有	YV
8	1.25	"	0.0096	0.8	(1.25	0.8)	7.10	32	"	1.9	(1.9)	34	有	TK
9	1.16	56. 9. 22	0.0078	0.7	(1.16	0.7)	6.90	38	"	2.0	(2.0)	29		TK
10	79.38	"	0.0397	3.4	9.53	2.5	6.60	101	55. 8. 1	7.2	2.8	97		YV
11	1.45	56. 9. 19	0.0462	4.0	(1.45	4.0)	7.00	39	55. 7. 31	7.2	(7.2)	39		YV
12	1.43	"	0.0350	3.0	(1.43	3.0)	3.20	416	55. 8. 1	3.4	(3.4)	308		YV

第2表 (つづき)
Table 2 (continued)

測点番号	流域面積 km ²	測定月日	比流量 m ³ /s/km ²	流出高 mm/d	区間集水面積 km ²	区間流出高 mm/d	pH	電気伝導率 μs/cm	測定月日	流出高 mm/day	区間流出高 mm/day	電気伝導率 μs/cm	密存成分 分析値	地質
B-13	2.42	56. 9. 19	0.0326	2.8	0.99	2.5	3.40	293	55. 8. 1	2.9	2.1	286	有	YV
14	85.88	56. 9. 22	0.0414	3.6	2.63	8.4	6.30	89	"	4.0	0.2	90		TK
15	0.61	"	0.0279	2.4	(0.61)	2.4	6.90	41	"	2.8	(2.8)	38		TK
16	1.05	"	0.0314	2.7	(1.05)	2.7	7.05	40	"	3.5	(3.5)	39		TK
17	1.17	56. 8. 8	0.0530	4.6	(1.17)	4.6	5.40	56	55. 8. 2	7.3	(7.3)	49		YV
18	2.04	"	0.0407	3.5	0.87	2.1	6.30	48	"	4.2	0.1	46	有	YV
19	2.41	"	0.0556	4.8	0.37	11.9	6.70	49	"	3.3	-1.9	46		TK\YV
①-1	2.51	56. 9. 22	0.0271	2.3	1.47	0.4	7.20	38	55. 7. 30	3.2	3.0	38		TH
C-1	1.04	"	0.0596	5.2	(1.04)	5.2	7.30	36	"	3.9	(3.9)	36	有	TK
2	1.28	"	0.0406	3.5	(1.28)	3.5	7.40	37	55. 7. 31	4.5	(4.5)	38	有	TH\TKS
3	1.56	"	0.0276	2.4	0.28	-2.8	7.45	41	"	4.2	0.6	38		TK
4	1.21	56. 8. 8	0.0248	2.1	(1.21)	2.1	7.15	42	55. 8. 1	3.2	(1.2)	40	有	TH
5	1.20	"	0.0092	0.8	(1.20)	0.8	7.10	46	"	1.1	(1.1)	36		TH
6	3.05	"	0.0115	1.0	3.05	1.0	7.40	48	55. 7. 30	2.0	2.0	43		TKS
7	4.54	"	0.0176	1.5	1.49	2.6	7.40	48	55. 7. 29	4.5	9.7	42		TM\TKS
8	0.85	"	0.0318	2.7	(0.85)	2.7	7.40	40	55. 7. 30	5.2	(5.2)	35		DR
①-2	6.06	"	0.0158	1.4	1.67	-1.4	7.30	48	"	4.3	1.4	42		DR+TM
9	1.55	"	0.0477	4.1	(1.55)	4.1	7.30	48	55. 8. 1	11.1	(11.1)	45		TKS
10	1.18	"	0.0610	4.3	(1.18)	4.3	7.40	47	"	0.0	(0.0)	45		TKS
11	2.85	"	0.0439	3.8	0.12	-15.1	7.40	47	"	8.1	48.2	45		TM\TKS
12	9.91	"	0.0238	2.1	1.00	1.3	7.30	47	"	4.5	0.8	44		TM
13	0.54	56. 9. 22	0.0185	1.6	(0.54)	1.6	7.20	49	55. 8. 3	3.0	(3.0)	38		TH
14	0.47	"	0.0191	1.7	(0.47)	1.7	7.10	39	"	2.2	(2.2)	37		TH
15	1.31	"	0.0160	1.4	0.30	0.6	7.00	39	"	1.7	-1.1	38		TH\TK
16	1.01	56. 8. 8	0.0386	3.3	(1.01)	3.3	7.40	69	55. 8. 1	5.3	(5.3)	64		TM\TKS
17	1.86	"	0.0323	2.8	0.85	2.1	7.40	67	"	5.3	4.5	63		TM
D-1	1.98	56. 9. 21	0.0384	3.3	(1.98)	3.3	7.10	47	55. 7. 31	4.1	(4.1)	45		TK
2	0.60	"	0.0133	1.2	(0.60)	1.2	7.20	37	"	3.2	(3.2)	32		TK

第2表 (つづき)
Table 2 (continued)

測点番号	流域面積 km ²	測定月日	比流量 m ³ /s/km ²	流出高 mm/d	区間集水面積 km ²	区間流出高 mm/d	pH	電気伝導率 μs/cm	測定月日	流出高 mm/day	区間流出高 mm/day	電気伝導率 μs/cm	溶存成分 分析値	地質
D-3	2.86	56. 9. 21	0.0266	2.3	(2.86	2.3)	7.20	37	55. 7. 31	5.0	(5.0)	36		TK
4	6.06	"	0.0300	2.6	0.62	3.1	7.20	41	"	4.2	2.0	38	有	TK
5	0.84	"	0.0369	3.2	(0.84	3.2)	7.20	45	"	4.7	(4.7)	42		TK
6	8.24	"	0.0303	2.6	1.34	2.4	7.20	45	55. 8. 1	4.1	3.1	41		TK
7	9.35	"	0.0275	2.4	1.11	0.5	7.20	46	"	3.8	1.4	43		TK
8	1.41	"	0.0298	0.6	(1.41	0.6)	7.20	33	"	3.4	(3.4)	33		TK
9	11.45	"	0.0284	2.5	0.69	3.3	7.15	43	"	3.7	3.8	40		TK
10	13.07	"	0.0282	2.4	1.62	2.3	7.15	42	"	3.3	0.5	40		TK
11	14.80	"	0.0211	1.8	1.73	-2.8	7.20	42	"	3.3	3.3	41		TK
12	15.86	"	0.0226	2.0	1.06	3.7	7.20	43	"	6.0	6.0	39		TK
E-1	3.81	56. 9. 21	0.0680	5.9	(3.81	5.9)	7.50	45	55. 8. 1	5.0	(5.0)	42		YV
2	0.63	"	0.0635	5.5	(0.63	5.5)	6.60	44	"	4.9	(4.9)	35		YV
3	5.76	"	0.0450	3.9	1.32	-2.6	7.00	46	"	5.6	7.4	44	有	YV
4	2.00	"	0.0345	3.0	(2.00	3.0)	6.80	41	"	5.2	(5.2)	43		TK YV
5	9.54	"	0.0566	4.9	1.78	10.3	6.60	43	"	4.7	1.5	45		TK
6	1.60	"	0.0275	2.4	(1.60	2.4)	6.65	45	"	3.1	(3.1)	43		TK
7	0.86	"	0.0267	2.3	(0.86	2.3)	6.80	37	"	4.9	(4.9)	37		TK YV
8	3.22	"	0.0211	1.8	0.76	0.1	7.00	42	"	4.2	5.5	42	有	TK
9	13.53	"	0.0361	3.1	0.77	-13.4	6.90	45	"	4.6	4.4	44		KA
10	1.25	"	0.0208	1.8	(1.25	1.8)	7.00	43	55. 8. 2	2.6	(2.6)	46		TK
11	0.42	"	0.0238	2.1	(0.42	2.1)	7.05	43	"	1.0	(1.0)	42		TK
12	1.81	"	0.0171	1.5	0.14	-3.1	7.00	45	"	2.6	7.4	45		KA
13	0.61	"	0.0295	2.5	(0.61	2.5)	7.00	42	"	2.5	(2.5)	41		TK YV
14	0.26	"	0.0077	0.7	(0.26	0.7)	7.00	41	"	1.0	(1.0)	41		TK
15	0.98	"	0.0306	2.6	(0.98	2.6)	6.90	66	"	3.7	(3.7)	65		TK YV
16	18.14	"	0.0321	2.8	1.93	1.9	7.05	45	"	3.3	-4.1	44		TK
17	1.66	56. 9. 20	0.0289	2.5	(1.66	2.5)	6.40	35	55. 7. 30	4.4	(4.4)	35		TK
18	1.14	"	0.0281	2.4	(1.14	2.4)	6.50	39	"	3.3	(3.3)	39		TK

第2表 (つづき)
Table 2 (continued)

測点番号	流域面積 km ²	測定月日	比流量 m ³ /s/km ²	流出高 mm/d	区間集水面積 km ²	区間流出高 mm/d	pH	電気伝導率 μs/cm	測定月日	流出高 mm/day	区間流出高 mm/day	電気伝導率 μs/cm	溶存成分 分析値	地質
E-19	2.89	56. 9. 20	0. 0315	2. 7	0. 09	10. 6	7. 00	36	55. 7. 30	4. 2	14. 4	36	有	TK
20	4. 13	"	0. 0254	2. 2	1. 24	1. 0	6. 60	40	55. 8. 2	2. 5	-1. 5	39		TK
21	23. 38	56. 9. 22	0. 0402	3. 5	0. 13	148. 2	7. 20	45	"	2. 8	-65. 1	44		TK
F-1	0. 98	56. 8. 9	0. 0378	3. 3	(0. 98	3. 3)	4. 40	69	55. 7. 30	5. 8	(5. 8)	62		YV
2	0. 65	"	0. 0431	3. 7	(0. 65	3. 7)	4. 00	106	"	5. 7	(5. 7)	92		YV
3	1. 79	"	0. 0330	2. 9	0. 16	-3. 2	4. 20	86	"	5. 3	0. 0	78		YV
4	0. 45	56. 8. 8	0. 0356	3. 1	(0. 45	3. 1)	6. 70	30	"	5. 4	(5. 4)	29		YV
5	0. 88	"	0. 0545	4. 7	(0. 88	4. 7)	7. 00	31	"	5. 9	(5. 9)	31		YV
6	0. 75	"	0. 0360	3. 1	(0. 75	3. 1)	6. 90	33	55. 7. 29	7. 0	(7. 0)	30		YV
7	2. 24	"	0. 0393	3. 4	0. 16	-1. 6	7. 00	32	"	6. 5	10. 8	29		YV
8	2. 55	"	0. 0537	4. 6	0. 76	8. 9	6. 90	81	"	8. 3	15. 6	68		YV
9	4. 86	"	0. 0444	3. 8	0. 07	-11. 1	5. 10	48	"	8. 3	64. 2	39		YV
10	5. 81	"	0. 0549	4. 7	0. 95	9. 4	5. 20	45	"	7. 2	1. 6	33	有	YV
11	7. 49	56. 8. 4	0. 0378	3. 3	1. 68	-1. 9	6. 80	40	"	6. 7	4. 9	38		YV
12	10. 42	"	0. 0646	5. 6	2. 93	11. 5	7. 00	41	"	6. 9	7. 6	39		YV
13	1. 41	"	0. 0348	3. 0	(1. 41	3. 0)	7. 15	33	"	4. 2	(4. 2)	31		YV
14	1. 06	"	0. 0717	6. 2	(1. 06	6. 2)	7. 20	50	"	5. 2	(5. 2)	46		YV
15	2. 60	"	0. 0481	4. 1	0. 13	0. 0	7. 20	48	"	4. 8	6. 6	42		YV
16	13. 57	"	0. 0623	5. 4	0. 55	7. 5	7. 20	43	"	6. 5	64	39		YV
①-3	14. 28	56. 8. 8	0. 0578	5. 0	0. 71	-42. 3	7. 30	43	"	5. 3	-21. 7	73		YV
17	40. 14	56. 9. 22	0. 0280	2. 4	0. 90	-17. 0	7. 20	46	55. 8. 2	2. 8	-8. 8	45		TK
18	55. 05	"	0. 0296	2. 6	0. 63	1. 1	7. 20	46	55. 8. 4	2. 9	-18. 0	40		TM\YV
19	0. 03	"	1. 7333	149. 8	(0. 03	149. 8)	7. 25	40	55. 8. 1	3. 0	(3. 0)	40		TM
20	0. 84	"	0. 0345	3. 0	(0. 84	3. 0)	7. 20	41	"	2. 4	(2. 4)	38		TM
21	1. 08	"	0. 0278	2. 4	0. 24	0. 4	7. 25	52	"	2. 7	(2. 7)	33	有	TK
G-1	1. 07	56. 9. 19	0. 0187	1. 6	(1. 07	1. 6)	7. 00	35	55. 8. 2	1. 9	(1. 9)	34		TK
2	1. 07	"	0. 0243	2. 1	(1. 07	2. 1)	7. 00	36	"	2. 7	(2. 7)	34		TK

第2表 (つづき)
Table 2 (continued)

測点番号	流域面積 km ²	測定月日	比流量 m ³ /s/km ²	流出高 mm/d	区間集水面積 km ²	区間流出高 mm/d	pH	電気伝導率 μs/cm	測定月日	流出高 mm/day	区間流出高 mm/day	電気伝導率 μs/cm	溶存成分 分析値	地質
G-3	3.44	56. 9. 19	0.0250	2.2	1.30	2.7	6.70	58	55. 8. 2	2.3	2.1	49		TK
4	1.30	"	0.0208	1.8	(1.30	1.8)	6.90	42	"	2.2	(2.2)	43	有	TK
5	5.87	"	0.0239	2.1	1.13	2.1	6.80	46	"	1.5	-1.5	46		TK
6	8.51	"	0.0221	1.9	2.64	1.6	6.80	45	"	1.7	2.2	43		TK
7	10.78	"	0.0227	2.0	2.27	2.2	6.90	45	"	1.5	0.8	46		TK
①-4	13.15	"	0.0154	1.3	2.37	0.9	nd	nd	"	1.5	3.5	45		TM\TK
H-1	2.16	56. 8. 7	0.0412	3.6	(2.16	3.6)	7.30	39	55. 8. 1	4.7	(4.7)	37	有	YV
2	0.17	"	0.0412	3.6	(0.17	3.6)	7.30	38	55. 8. 2	7.1	(7.1)	36		YV
3	3.29	"	0.0343	3.0	0.96	1.5	7.35	39	"	5.3	6.3	37		TM\YV
4	1.25	"	0.0384	3.3	(1.25	3.3)	7.35	45	"	4.9	(6.9)	38		TM\YV
5	4.70	"	0.0317	2.7	0.16	-6.5	7.35	41	"	4.1	-25.9	37		TM
6	5.12	"	0.0396	3.4	0.42	11.1	7.40	42	"	4.8	12.3	38		TM
7	5.21	"	0.0520	4.5	0.09	65.3	7.20	65	"	5.8	60.5	86		TM
8	0.63	"	0.0206	1.8	(0.63	1.8)	7.30	58	"	4.7	(4.7)	55		TM\YV
9	0.93	"	0.0204	1.8	0.30	1.7	7.35	55	"	3.0	0.0	54		TM
10	0.33	"	0.0242	2.1	(0.33	2.1)	7.25	61	"	10.0	(10.0)	53		TV
11	0.86	"	0.0244	2.1	0.53	2.1	7.20	116	"	3.4	2.1	100		TV
12	0.36	"	0.0056	0.5	(0.36	0.5)	7.40	70	"	1.2	(1.2)	66		TM
13	0.50	"	0.0180	1.6	(0.50	1.6)	7.40	64	"	4.0	(4.0)	60		TV
I-1	1.28	56. 8. 8	0.0266	2.3	(1.28	2.3)	7.30	40	55. 7. 31	4.2	(4.2)	34		TV
2	3.80	"	0.0168	1.5	2.52	-0.2	7.20	38	"	5.4	11.1	34		TV\TK
3	0.42	"	0.0190	1.6	(0.42	1.6)	7.50	41	"	5.8	(5.8)	30		TV\TK
4	4.73	"	0.0137	1.2	0.93	0.1	7.60	38	55. 7. 29	5.2	2.0	32		TKS
5	0.78	"	0.0154	1.3	(0.78	1.3)	7.50	33	"	6.5	(6.5)	24		TK
6	6.20	"	0.0148	1.3	0.27	2.2	7.40	40	55. 7. 31	5.0	3.8	31		TV\TK
7	1.33	"	0.0053	0.5	(1.33	0.5)	7.40	45	"	2.5	(2.5)	31		TV\TK
8	9.33	"	0.0245	2.1	1.80	6.2	7.10	45	55. 8. 1	5.6	9.9	44		TV\TK

第2表 (つづき)
Table 2 (continued)

測点番号	流域面積 km ²	測定月日	比流量 m ³ /s/km ²	流出高 mm/d	区間集水面積 km ²	区間流出高 mm/d	pH	電気伝導率 μs/cm	測定月日	流出高 mm/day	区間流出高 mm/day	電気伝導率 μs/cm	溶存成分 分析値	地質
I-9	0.63	56. 8. 8	0.0143	1.2	(0.63	1.2)	7.15	76	55. 8. 1	3.2	(3.2)	39		DR
10	0.28	56. 9. 21	0.0143	1.2	(0.28	1.2)	7.25	73	"	4.9	(4.9)	50		DR
11	11.29	56. 8. 8	0.0236	2.0	1.05	2.1	7.25	49	"	4.3	-6.6	70		DR
12	0.33	"	0.0121	1.0	(0.33	1.0)	7.20	71	"	3.4	(3.4)	42		DR
13	12.83	"	0.0213	1.8	1.21	0.1	7.30	49	"	5.1	13.0	63		DR
14	1.96	"	0.0179	1.5	(1.96	1.5)	7.40	51	55. 8. 2	2.4	(2.4)	48		TV\JK
15	2.61	"	0.0421	3.6	(2.61	3.6)	7.40	37	"	4.9	(4.9)	36		TV\JK
16	5.31	"	0.0284	2.5	0.74	0.7	7.35	37	"	3.2	-0.6	38		TV\JK
17	6.40	"	0.0273	2.4	1.09	1.9	7.30	51	"	3.9	7.2	52		TV
18	20.14	"	0.0248	2.1	0.91	4.8	7.30	52	"	3.9	-13.0	52		TV
19	0.51	"	0.0235	2.0	(0.51	2.0)	7.20	57	55. 8. 1	3.9	(3.9)	48		TV
①-5	22.58	"	0.0234	2.0	1.93	0.8	7.10	55	55. 7. 31	5.0	3.0	47		TV
J-1	0.06	56. 8. 7	0.0000	0.0	(0.06	0.0)			55. 7. 31	8.6	(8.6)	74		TV
2	0.37	"	0.0108	0.9	(0.37	0.9)	7.30	187	"	3.7	(3.7)	92		TV
3	0.20	"	0.0250	2.2	(0.20	2.2)	7.35	105	"	6.0	(6.0)	79		TV
4	0.63	"	0.0111	1.0	0.06	-2.9	7.40	133	"	4.4	2.9	88		TV
5	1.12	"	0.0143	1.2	0.49	1.6	7.20	102	"	2.9	0.9	70		TV
6	0.67	"	0.0209	1.8	(0.67	1.8)	7.50	50	"	5.7	(5.7)	57		TV
7	0.48	"	0.0104	0.9	(0.48	0.9)	7.20	56	55. 8. 3	1.8	(1.8)	52		TV
8	0.24	"	0.0004	0.0	(0.24	0.0)	7.30	60	"	0.1	(0.1)	62		TV
9	1.00	"	0.0090	0.8	0.28	1.2	7.45	61	55. 8. 2	2.7	6.5	53		TV
10	0.80	"	0.0138	1.2	(0.80	1.2)	7.55	67	"	2.8	(2.8)	52		TV
11	2.33	"	0.0155	1.3	(2.33	1.3)	7.50	65	"	2.3	(2.3)	59		TV
12	2.95	"	0.0108	0.9	0.62	-0.6	7.45	66	"	2.3	2.4	61		TV
13	2.01	"	0.0313	0.7	(2.01	0.7)	7.50	27	55. 8. 3	4.4	(4.4)	28		YV
14	1.07	"	0.0131	1.1	(1.07	1.1)	7.30	26	"	2.9	(2.9)	28		YV
15	3.45	"	0.0299	2.6	0.37	6.1	7.20	29	"	4.0	4.7	28		YV
16	3.84	"	0.0273	2.4	0.39	0.4	7.20	31	55. 8. 2	3.8	2.9	32		YV

第2表 (つづき)
Table 2 (continued)

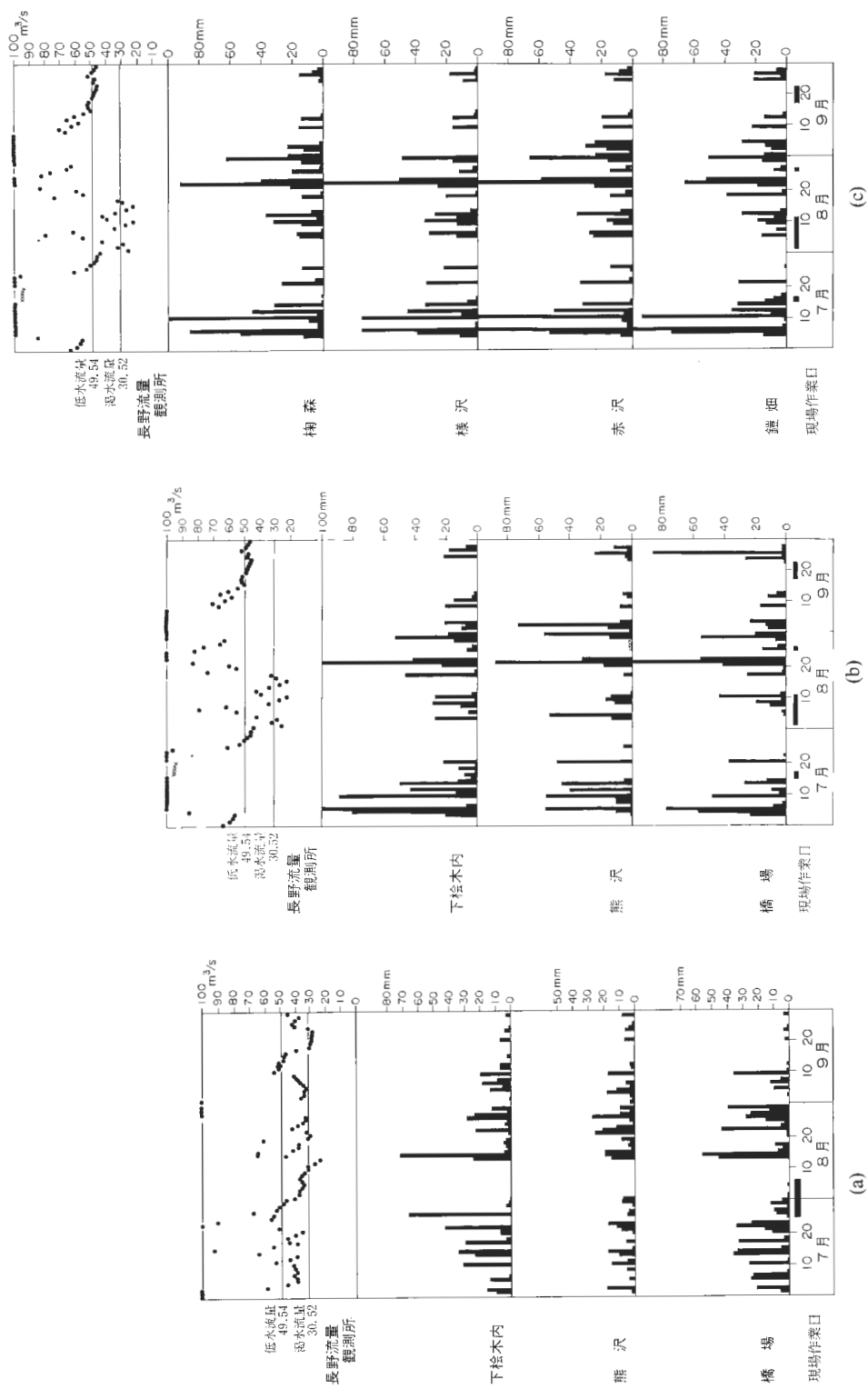
測点番号	流域面積 km ²	測定月日	比流量 m ³ /s/km ²	流出高 mm/d	区間集水面積 km ²	区間流出高 mm/d	pH	電気伝導率 μs/cm	測定月日	流出高 mm/day	区間流出高 mm/day	電気伝導率 μs/cm	谷床成分 分析値	地質
J-17	5.64	56. 8. 7	0.0255	2.2	(1.80)	1.9)	7.25	37	55. 8. 3	3.9	(4.2)	34		YV
①- 6	6.58	"	0.0286	2.5	0.94	4.0	7.30	40	"	3.7	3.2	37		TV
18	0.42	"	0.0000	0.0	(0.42)	0.0)			"	0.0	0.0			TV
19	1.41	"	0.0106	0.9	(1.41)	0.9)	7.20	62	55. 7. 31	4.4	(4.4)	59	有	TV
K- 1	1.51	56. 8. 7	0.0848	7.3	(1.51)	7.3)	7.40	47	55. 7. 29	9.8	(9.8)	43		YV
2	3.11	"	0.0453	3.9	1.60	0.7	7.40	46	"	7.8	5.8	44		YV
3	1.12	56. 9. 22	0.1196	10.3	(1.12)	10.3)	7.30	47	"	12.6	(12.6)	47		YV
4	1.40	56. 8. 7	0.1336	11.5	0.28	16.4	7.40	47	"	12.3	11.1	47		TK\YV
5	5.67	"	0.0422	3.6	2.56	3.3	7.40	46	"	5.2	2.2	43		TK\YV
①- 7	7.32	"	0.0524	4.5	0.25	-14.5	7.40	46	"	6.4	0.0	45		TK
6	0.86	"	0.0093	0.8	(0.86)	0.8)	7.40	44	"	1.4	(1.4)	38		YV
7	1.01	"	0.0228	2.0	0.15	8.6	7.40	43	"	2.0	5.2	40		YV
8	0.53	"	0.0075	0.7	(0.53)	0.7)	7.40	37	"	5.2	(5.2)	40		YV
9	2.56	"	0.0441	3.8	1.02	7.3	7.40	46	"	5.5	9.1	45		YV
10	1.14	"	0.0342	3.0	(1.14)	3.0)	7.35	50	"	4.2	(4.2)	46		TK\YV
11	4.30	"	0.0393	3.4	0.60	2.4	7.45	48	"	5.0	4.6	46		TK
12	1.12	"	0.0384	3.3	(1.12)	3.3)	7.40	53	55. 7. 30	3.1	(3.1)	54		TV\YV
13	0.59	"	0.0271	2.3	(0.59)	2.3)	7.45	72	"	5.1	(5.1)	61		TV
14	0.92	"	0.0370	3.2	(0.92)	3.2)	7.60	74	"	6.2	(6.2)	64		TG\TV
15	0.58	"	0.0259	2.2	(0.58)	2.2)	7.50	81	"	6.7	(6.7)	72		TG
16	0.61	"	0.0246	2.1	(0.61)	2.1)	7.35	50	"	6.1	(6.1)	43		TV
17	1.10	"	0.0118	1.0	0.79	0.7	7.00	56	"	2.7	2.5	48		TV
18	0.31	"	0.0226	2.0	(0.31)	2.0)	7.15	53	"	3.3	(3.3)	43		TV
L- 1	0.59	56. 8. 4	0.1356	11.7	(0.59)	11.7)	7.20	57	55. 7. 29	28.1	(28.1)	50		TV
2	1.94	"	0.0015	0.1	(1.94)	0.1)	6.80	98	"	0.5	(0.5)	64		TV
3	2.96	"	0.0243	2.1	0.43	-2.2	7.15	59	"	0.4	-2.8	50		TV
4	0.30	"	0.0100	0.9	(0.30)	0.9)	7.20	52	"	16.7	(16.7)	67		TV

第2表 (つづき)
Table 2 (continued)

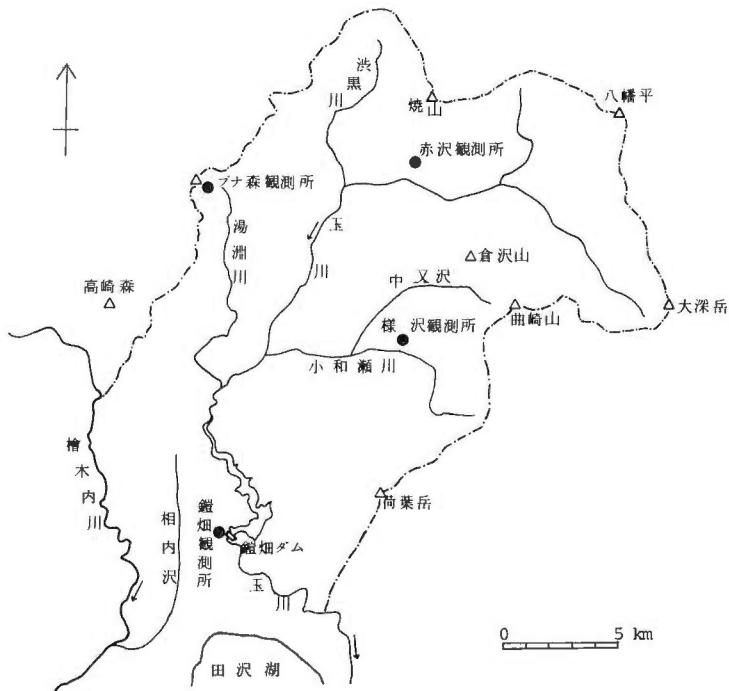
測点番号	流域面積 km ²	測定月日	比流量 m ³ /s/km ²	流出高 mm/d	区間集水面積 km ²	区間流出高 mm/d	pH	電気伝導率 μs/cm	測定月日	流出高 mm/day	区間流出高 mm/day	電気伝導率 μs/cm	溶存成分 分析値	地質
L-5	4.38	56.8.4	0.0192	1.7	1.12	0.7	7.30	62	55.7.29	4.1	-2.9	53		TV
6	4.99	"	0.0220	1.9	0.61	3.7	7.30	62	"	9.8	9.8	53		TS
7	0.68	56.8.6	0.0176	1.5	(0.68)	1.5)	7.40	78	"	6.1	(6.1)	65	有	TV
8	0.88	"	0.0136	1.2	0.20	0.0	7.05	81	"	4.1	-2.6	71		TV
9	0.47	"	0.0170	1.5	(0.47)	1.5)	7.20	89	"	3.9	(3.9)	63		TV
10	1.65	"	0.0170	1.5	0.30	2.3	7.10	74	"	3.9	3.2	65		TS
11	6.91	56.8.4	0.0158	1.4	0.27	-9.3	7.40	65	"	4.4	-1.0	55		TS
①-8	7.29	"	0.0170	1.5	0.38	6.8	7.35	67	"	3.8	-4.5	58		TS
M-1	0.30	56.8.6	0.0233	2.0	(0.30)	2.0)	7.25	84	55.7.30	3.2	(3.2)	72		TS
2	2.82	"	0.0213	1.8	2.52	1.8	7.30	61	"	5.6	5.9	51		TS
3	3.30	"	0.0273	2.4	0.48	5.4	7.40	65	55.7.29	7.6	19.4	59		TS
4	0.45	"	0.0733	6.3	(0.45)	6.3)	7.20	45	"	6.0	(6.0)	41		TS
5	0.25	"	0.0520	4.5	(0.25)	4.5)	7.15	43	"	4.1	(4.1)	38		TS
①-9	4.36	"	0.0273	2.4	0.36	-4.1	7.40	63	55.7.30	6.2	1.4	59		TS
6	4.88	"	0.0412	3.6	0.52	13.6	7.30	64	"	6.4	3.7	58		TS
7	0.20	"	0.0300	2.6	(0.20)	2.6)	7.40	69	"	10.8	(10.8)	58		TM\TV
8	0.77	"	0.0390	3.4	(0.77)	3.4)	7.40	61	"	7.1	(7.1)	58		TM
9	1.40	"	0.0293	2.5	0.43	1.0	7.50	60	"	7.8	7.8	55		TM
10	2.82	"	0.0365	3.2	1.42	1.1	7.60	57	"	7.3	0.3	54	有	TV
11	3.26	"	0.0285	2.5	0.44	-2.0	7.60	61	"	6.6	2.5	57		TS\TV
12	8.34	"	0.0303	2.6	0.20	-33.7	7.60	64	"	5.6	-32.8	57		TS
13	8.94	"	0.0350	3.0	0.60	8.6	7.30	37	"	6.8	24.0	93		TS\TG
N-1	0.82	56.8.6	0.0268	2.3	(0.82)	2.3)	7.25	47	55.7.30	6.1	(6.1)	44	有	TM\TV
2	1.79	"	0.0257	2.2	0.97	2.1	7.50	52	"	8.5	10.5	45		TM
3	2.57	"	0.0342	3.0	0.78	4.7	7.60	57	"	6.9	3.3	51		TM
4	0.61	"	0.0459	4.0	(0.61)	4.0)	7.60	57	"	7.8	(7.8)	54		TM
5	0.27	"	0.0222	1.9	(0.27)	1.9)	7.40	58	"	6.7	(6.7)	50	有	TG

第2表 (つづき)
Table 2 (continued)

測点番号	流域面積 km ²	測定月日	比流量 m ³ /s/km ²	流出高 mm/d	区間集水面積 km ²	区間流出高 mm/d	pH	電気伝導率 μs/cm	測定月日	流出高 mm/day	区間流出高 mm/day	電気伝導率 μs/cm	溶存成分 分析値	地質
N-6	0.40	56. 8. 6	0.0125	1.1	(0.40)	1.1	8.50	74	55. 7. 30	5.4	(5.4)	61		TM\TV
7	0.71	"	0.0268	2.3	(0.71)	2.3	7.90	77	"	4.4	(4.4)	65		TM\IV
8	0.70	"	0.0286	2.5	(0.70)	2.5	7.80	83	"	7.0	(7.0)	72		TM\TV
9	7.05	"	0.0284	2.5	1.79	1.6	7.85	66	"	7.3	9.6	57		TG
10	0.17	"	0.1118	9.7	(0.17)	9.7	7.60	63	"	41.7	(41.7)	55	有	TG
11	9.21	"	0.0276	2.4	1.99	1.5	7.60	68	55. 7. 31	6.9	1.9	59		TG
12	0.74	"	0.0324	2.8	(0.74)	2.8	7.60	85	"	5.1	(5.1)	77		TG
13	0.33	"	0.0182	1.6	(0.33)	1.6	7.65	76	"	5.0	(5.0)	70		TG
14	0.72	"	0.0361	3.1	(0.72)	3.1	7.60	75	"	4.7	(4.7)	68		TG
15	2.00	"	0.0240	2.1	0.21	-3.3	7.60	76	"	7.9	32.9	69		G
16	0.81	"	0.0358	3.1	(0.81)	3.1	7.35	90	"	5.9	(5.9)	79		TG
17	0.25	"	0.0080	0.7	(0.25)	0.7	7.50	67	55. 7. 30	4.8	(4.8)	54		TG
①-10	14.07	"	0.0240	2.1	1.80	0.2	7.40	75	"	6.6	-12.1	64		TG
18	0.51	"	0.0020	0.2	(0.51)	0.2	6.90	90	55. 7. 31	1.7	(1.7)	67		TV
19	0.60	"	0.0017	0.1	(0.60)	0.1	6.70	79	"	2.2	(2.2)	54		TV
20	1.24	"	0.0073	0.6	0.13	4.7	7.10	89	"	4.0	21.9	62		DG
21	0.61	"	0.0049	0.4	(0.61)	0.4	7.30	68	"	4.3	(4.3)	56		TV
22	2.22	"	0.0113	1.0	0.37	3.0	7.05	82	"	4.2	4.7	63		TG
23	0.59	"	0.0119	1.0	(0.59)	1.0	7.60	85	"	3.7	(3.7)	68		TG
24	3.50	"	0.0117	1.0	0.69	1.1	7.60	83	"	3.9	3.4	65		TG
25	0.26	"	0.0077	0.7	(0.26)	0.7	7.65	65	"	2.7	(2.7)	47		TG
26	1.21	"	0.0074	0.6	(1.21)	0.6	7.40	63	"	2.8	(2.8)	50		TG
O-1	0.06	56. 8. 6	0.0333	2.9	(0.06)	2.9	7.50	44	55. 7. 30	30.2	(30.2)	41		TG
2	0.74	"	0.0527	4.6	(0.74)	4.6	7.50	54	55. 7. 29	7.4	(7.4)	52		G
3	1.08	"	0.0398	3.4	0.28	0.3	7.55	54	"	3.8	-11.4	52		TG
4	1.15	"	0.0461	4.0	(1.15)	4.0	7.50	62	55. 7. 31	6.6	(6.6)	58		G
5	0.32	"	0.0344	3.0	(0.32)	3.0	7.60	66	"	7.0	(7.0)	61		G
6	2.05	"	0.0298	2.6	0.58	0.4	7.60	62	"	6.0	4.3	58		TG
7	0.53	"	0.0170	1.5	(0.53)	1.5	8.40	139	"	2.9	(2.9)	69		TG
8	0.75	"	0.0120	1.0	(0.75)	1.0	7.60	54	"	3.9	(3.9)	49		TG



第 5 図 調査期間日雨量観測値
Fig. 5 Daily precipitation of the period of study, especially the period of field measurements



第 6 図 調査地域内気象観測地点位置図

Fig. 6 Location of meteorological observation sites in the studied area

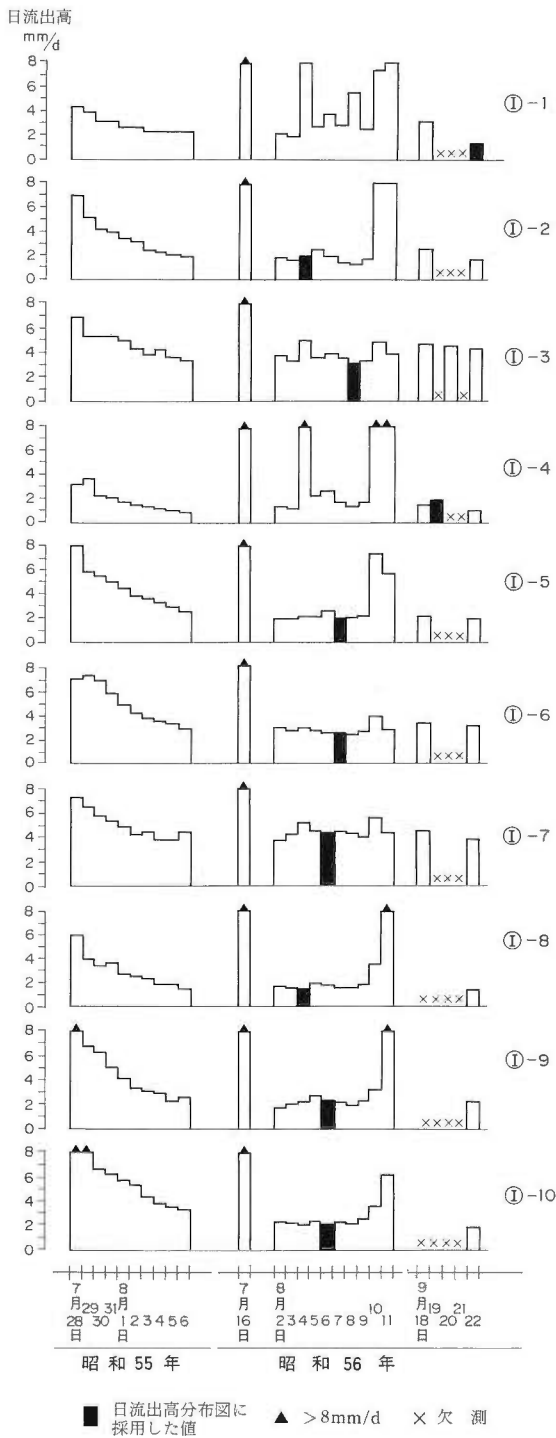
ける 68 mm の日降水量を始めとして、期間直前まで長期間続いた降雨があり、7月28日の測定開始日には相当の流量が測定されたが、その後は降雨もごく僅かで、各測定点における流量はしだいに減少していった。

昭和56年度の現場測定期間では、8月5日頃からしばしば20 mm 前後の降雨に見舞われ、その影響が流量測定値に現れている状況が示されている。その中で、第7図中に黒い棒グラフで図示した日付は、昭和56年度の現地測定で、その測定点近傍の小流域における現地測定が実施された日付であり、日流出高は第2表に記載されると共に、後述の各図面に記された測定値である。

第5図に示した長野流量観測所の日平均流量をみると、昭和55年度の現場測定期間後半は、低水流量から渇水流量に向かって急速に流量が低下しており、昭和56年度は、8月上旬には著しく乱れているが9月20日前後は、低水流量が維持されている。当流量観測所は、研究対象地域から遠く離れているうえに、2カ所のダムで調節され、さらに農業用水等に取水された後の流量であることを考えると、必ずしも研究対象地域の各小流域の流況と比較するのは妥当でないかも知れない。しかし、他に比較するデータが無いのであえて比較すると、昭和56年度の測定値は、低水流量から渇水流量にわたる中間の測定値であることが判明する。

第8図は、日流出高と測定時の流水の電気伝導率との関係が、現場測定期間中に時間の推移にしたがってどのように変化するかを、各測定点別に示したグラフである。昭和55年度に、長い降雨直後の流量が多い時期から始まる電気伝導率の値は、流量が低減するにしたがって少しずつ変化している。昭和56年度の測定値を昭和55年度に重ねてみると、日流出高と電気伝導率の関係がさらに強調されており、概して日流出高が小さくなると電気伝導率が大きくなる傾向にある。

第9図は、日流出高と pH の関係を、上と同様に図示したグラフである。この場合には、電気伝導率ほど流量が小さくなっても pH 値の変動は大きくない。



第7図 定点における日流出高換算流量の推移
 Fig. 7 Daily fluctuation of discharge at each day-after-day measurement sites, changed into daily height of runoff

以上の検討結果を総合すると、第2表に示す昭和56年度の各測定点別日流出高は、地質との比較のために使用する「長期間の無降水状態でもなおかつ維持される流量」に近似する湧水流出高を若干上廻っているが、低水流出高よりは小さい値であり、次章以下において考察する数値としては妥当であることを確認した。

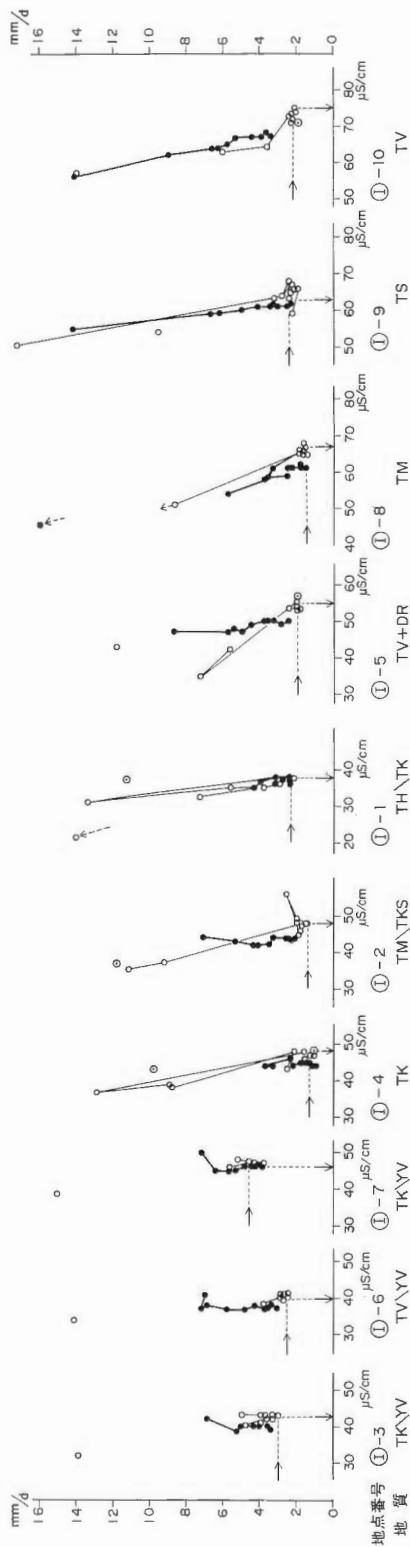
6. 地質と各測定値との比較検討

第3図は、測定結果を地質との関係で解析検討するに当って適用した地質区分と岩種の対応を示したものである。この地質区分では、表層部に発達する第四紀後期の段丘堆積物、崖錐堆積物等のうち、現在の玉川沿いの谷底平野を構成している堆積物は一括し、山間部に分布する崖錐堆積物や旧地すべり堆積物は省略した。

第10図は、研究対象地域内の各測定点における流出高の値を図示したものである。各測定点の流出高は、その上流側流域内すべての地質・地形の影響が総合化された結果であるため、本図の表現法では図示が困難である。したがって、流出高を地紋で表現するに当っては、直上流側区分流域内だけの地紋図示に留めた。

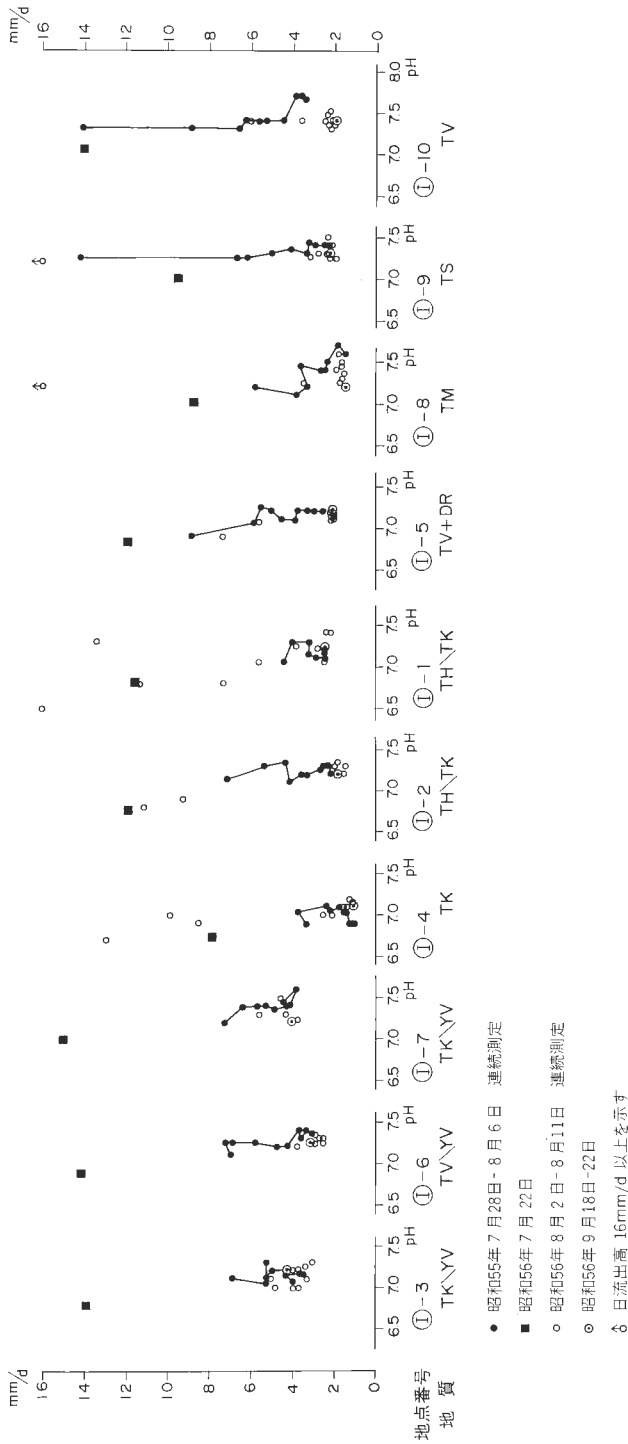
第11図は、流出高と地質との関係を、各測定点ごとに度数分布として示したものである。新期火山岩については、比較的集中した度数分布を示しているが、その他の地質では測定値のバラツキが大きく、玉川溶結凝灰岩類では、極大の度数が2カ所に、新第三紀泥質岩でも、極大の度数が2つにわたっている。

第12図は、区間流出高の分布を示したものである。この図では、区間流出高がマイナスになる測定点と、



- 昭55年7月28日-8月6日
- 昭56年7月22日
- 昭56年8月2日-8月11日
- 昭56年9月18日-9月22日
- 矢印は、第2巻、第10回、第13図に採用した値である。

第8図 定点における日流出高と電気伝導率の関係
 Fig. 8 Relations between daily height of runoff and specific electric conductivity of stream water,
 at each day-after-day measurement sites



第9図 定点における日流出高とpHの関係
 Fig. 9 Relations between daily height of runoff and pH of stream water at each day-after-day measurement sites

区間流出高が過大となる測定点が識別される。

この中で、著しく過大となる測定点について、地質との関係をもと

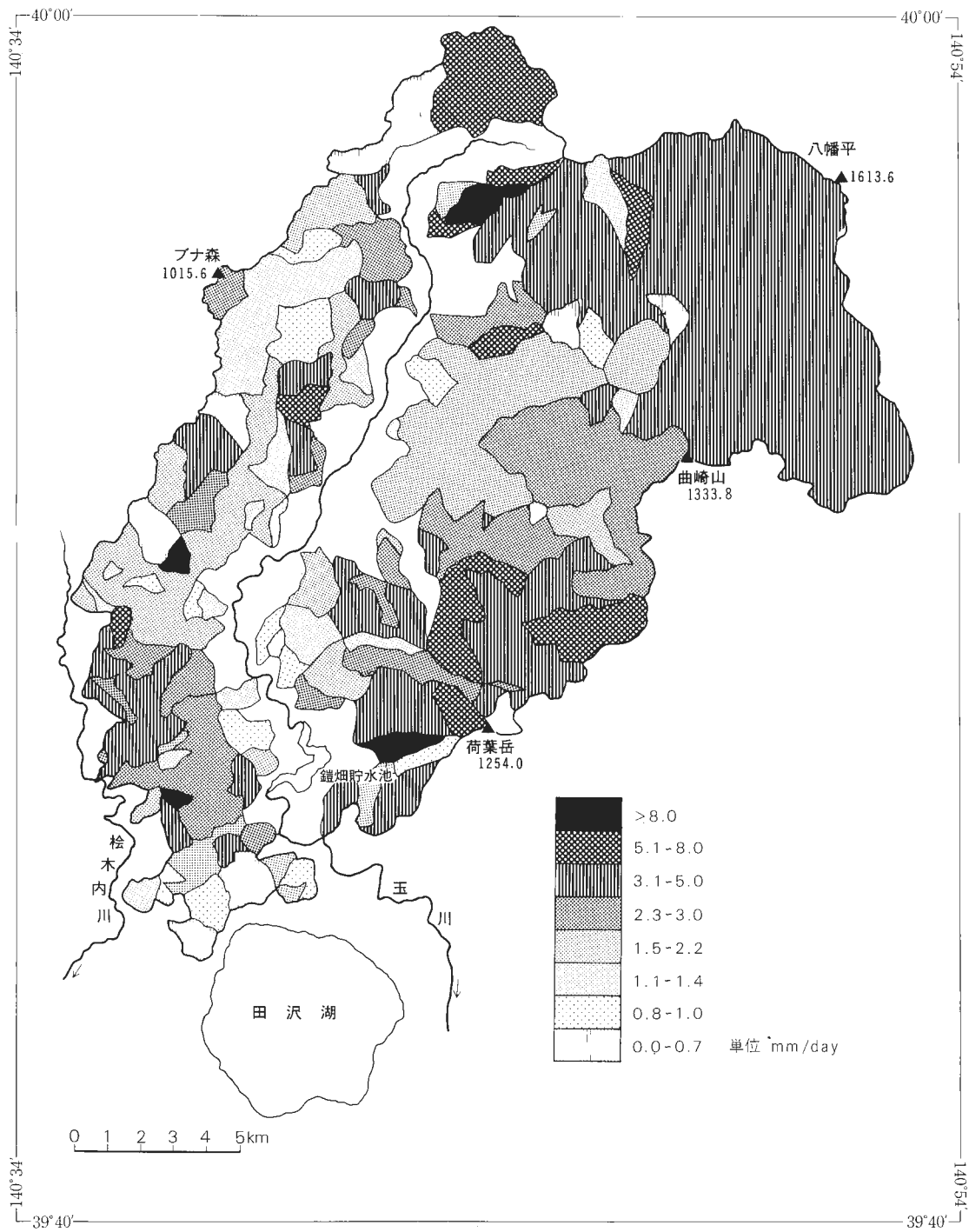
1) 上流側に新期火山岩からなる山体があり、測定点が新期火山岩に覆われる透水性の低い岩体中にある時、新期火山岩の基底付近の地下水が地表に湧出するためにその影響が現れる(A-5, B-7, B-19, F-12, K-3, K-4等)。

2) 上流側に玉川溶結凝灰岩が台地をなして露出しており、測定点はその下位の新第三紀泥質岩の中にあつて、難透水性の新第三紀泥質岩に支えられて玉川溶結凝灰岩類の基底付近を流動している地下水が、地表に湧出している(A-4, A-12, A-13, E-1, E-2, I-8等)。

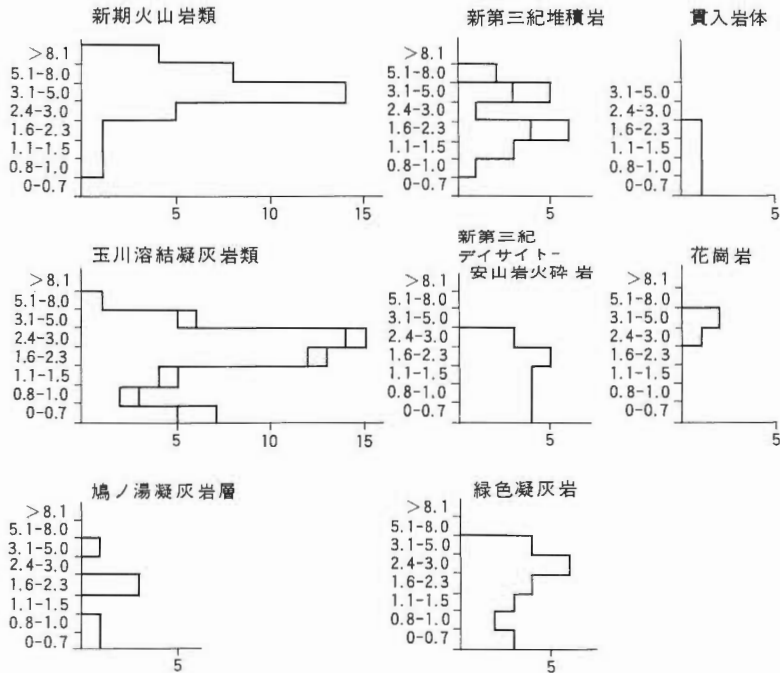
3) 新期火山岩類の下位に新第三紀層が伏在し、又は僅かに露出している所に、新期火山岩類の基底付近を流動している地下水が地表に湧出している

4) 山地と谷底平野との接触部付近で、段丘堆積物中に伏没していた地下水が地表に湧出している。

同様に、区間流出高がマイナスになる測定点の位置をみると、区間流出高が著しく過大になる測定点に隣接している場合が多い(例えば荷葉岳北側斜面、大白森西方等)。



第10図 測点別日流出高分布図
 Fig. 10 Distribution map of daily height of runoff



第11図 地質別日流出高度数分布図
Fig. 11 Frequency distribution of daily height of runoff, grouping in rock units

また、研究対象地域南西部は、扇状地、崖錐、段丘が発達し、その堆積物中に測定点があって、測定値には、表流水の伏没量が差引かれているものと考えられ、これが、地質別日流出高に、マイナス側のパラツキをもたらしていると考えられる。

第13図は、電気伝導率の分布を示したものである。これを第3図と比較してみると、第三紀層地帯の電気伝導率が大きく、玉川溶結凝灰岩地帯は小さいことがわかる。

第14図は、各地質別に、電気伝導率の度数分布と中央値を示したものである

新期火山岩地帯には、電気伝導率が大きい数字を示す流域がある。この流域には、温泉の湧出が知られている。また新第三紀層中にも、電気伝導率の大きい流域があるが、ここはかつて鉱山が存在していたところであり、旧坑からの流水の存在が想定される。

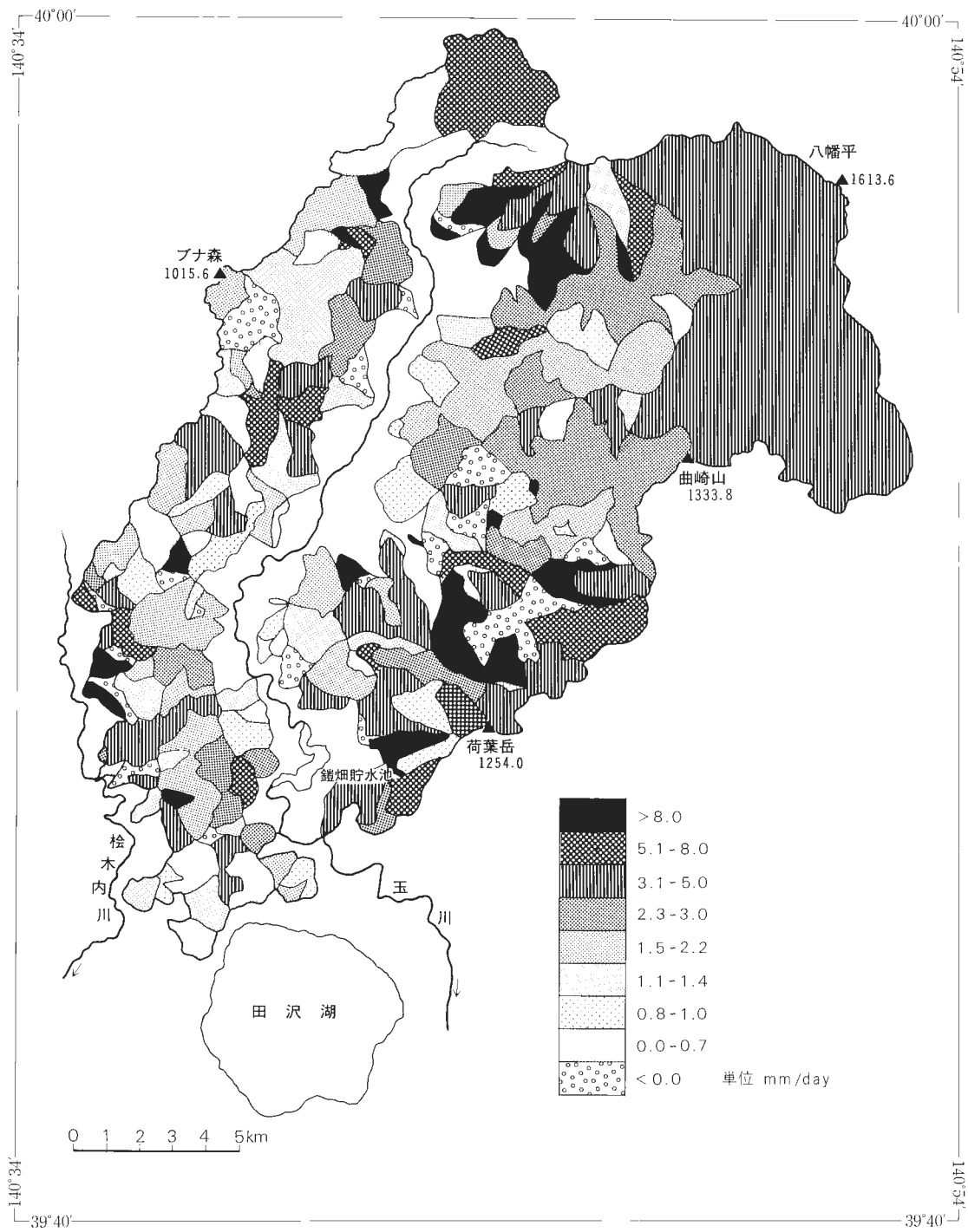
第15図は、pHの分布を示したものである。全地域を通じて、pHが7.0以上の弱アルカリ性を示す流域が大部分を占めているが、一般に第三紀層地帯のpHが、玉川溶結凝灰岩類が露出する流域よりも大きい。

流水のpHが酸性を示す特異な流域は、電気伝導率の大きい流域と一致しており、ここは酸性の温泉水の湧出あるいは旧坑の存在する流域である。

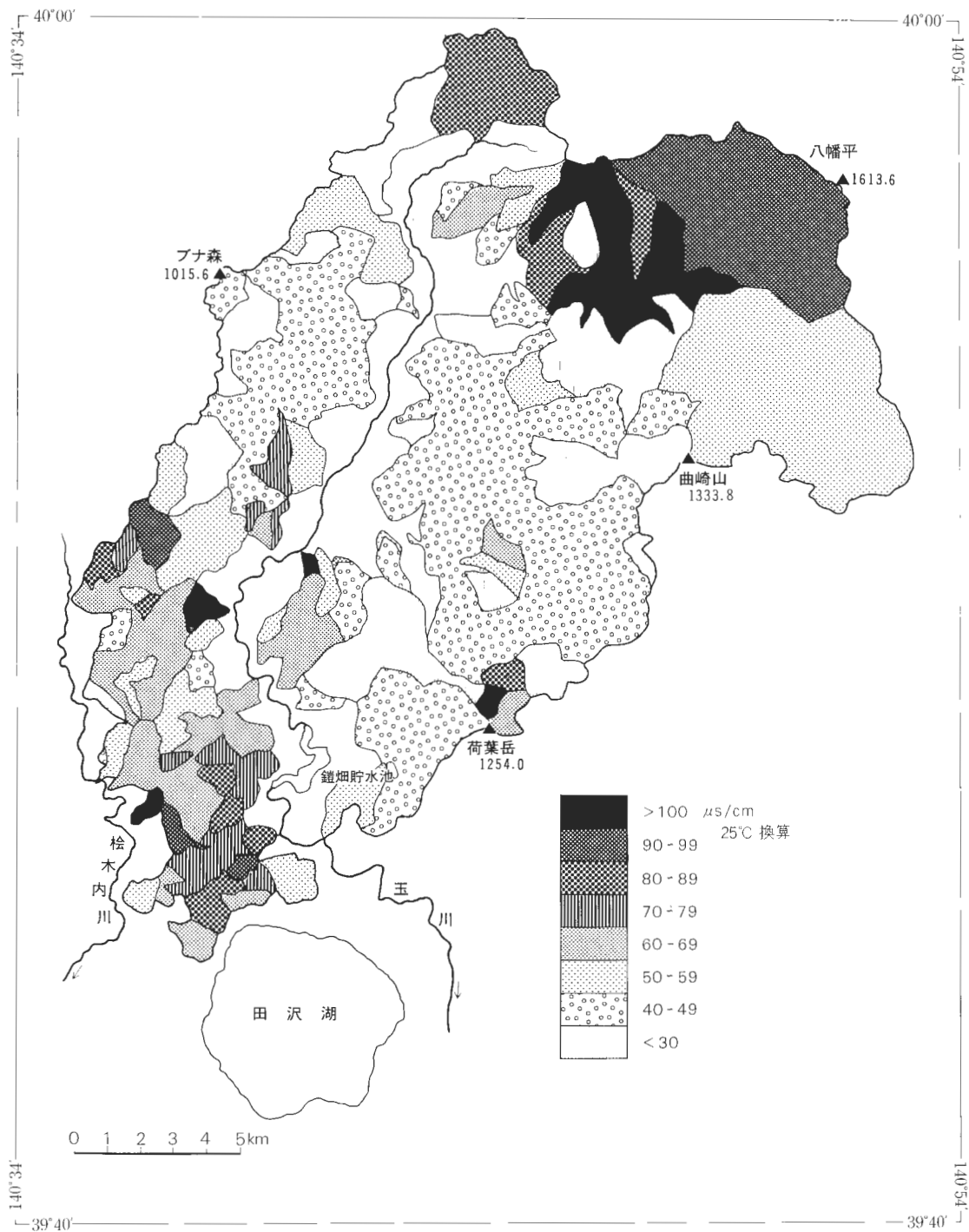
7. 化学分析値の考察

化学分析は、29の測定地点を選んで実施した。その結果を第3表に、またヘキサダイアグラムにして第16図に示す。昭和56年度の分析値・流量と、昭和55年度の分析値・流量とを比較してみると、昭和56年度は流量が小さく、溶存成分量が多くて、前章で述べた流出高が小さくなると電気伝導率が大きくなるという関係と一致し、分析値は、流水中に地下水流出成分が多いと推定される。

測定点背後流域の地質は、新期火山岩類(YV)、玉川溶結凝灰岩類(TK及びTKS)、新第三紀デイサ

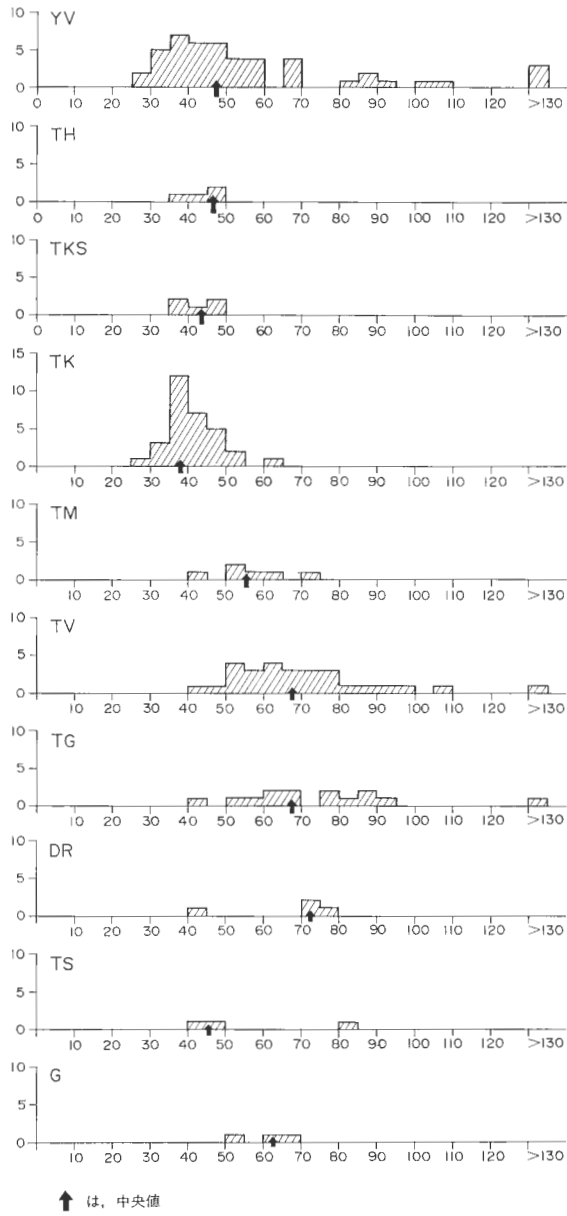


第12図 区間別日流出高分布図
 Fig. 12 Distribution map of daily height of runoff from small watershed



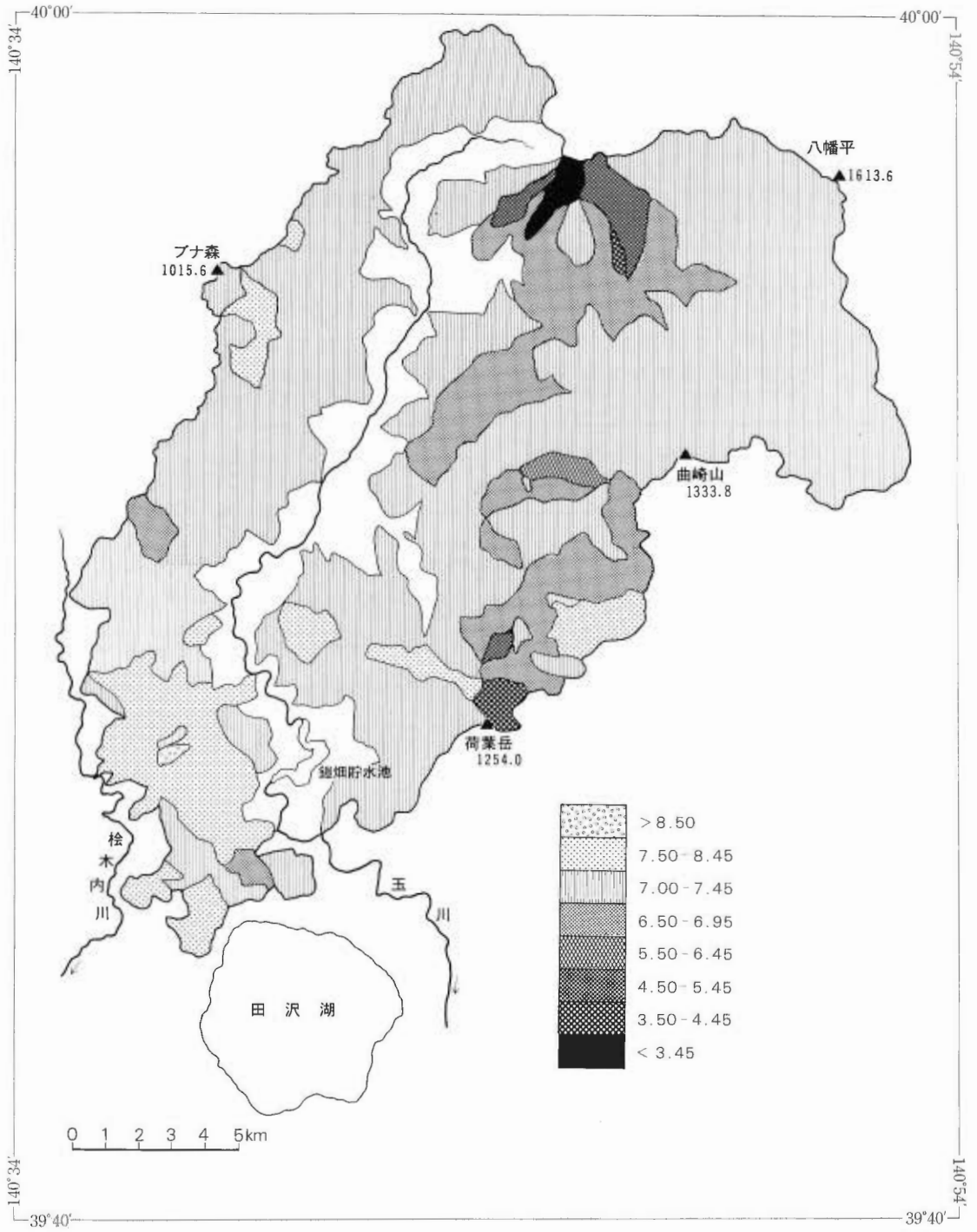
第13図 流水の電気伝導率分布図

Fig. 13 Distribution map of specific electric conductivity of stream water at each measurement sites



第14図 地質別電気伝導率分布図

Fig. 14 Frequency distribution of specific electric conductivity, grouping in rock units.



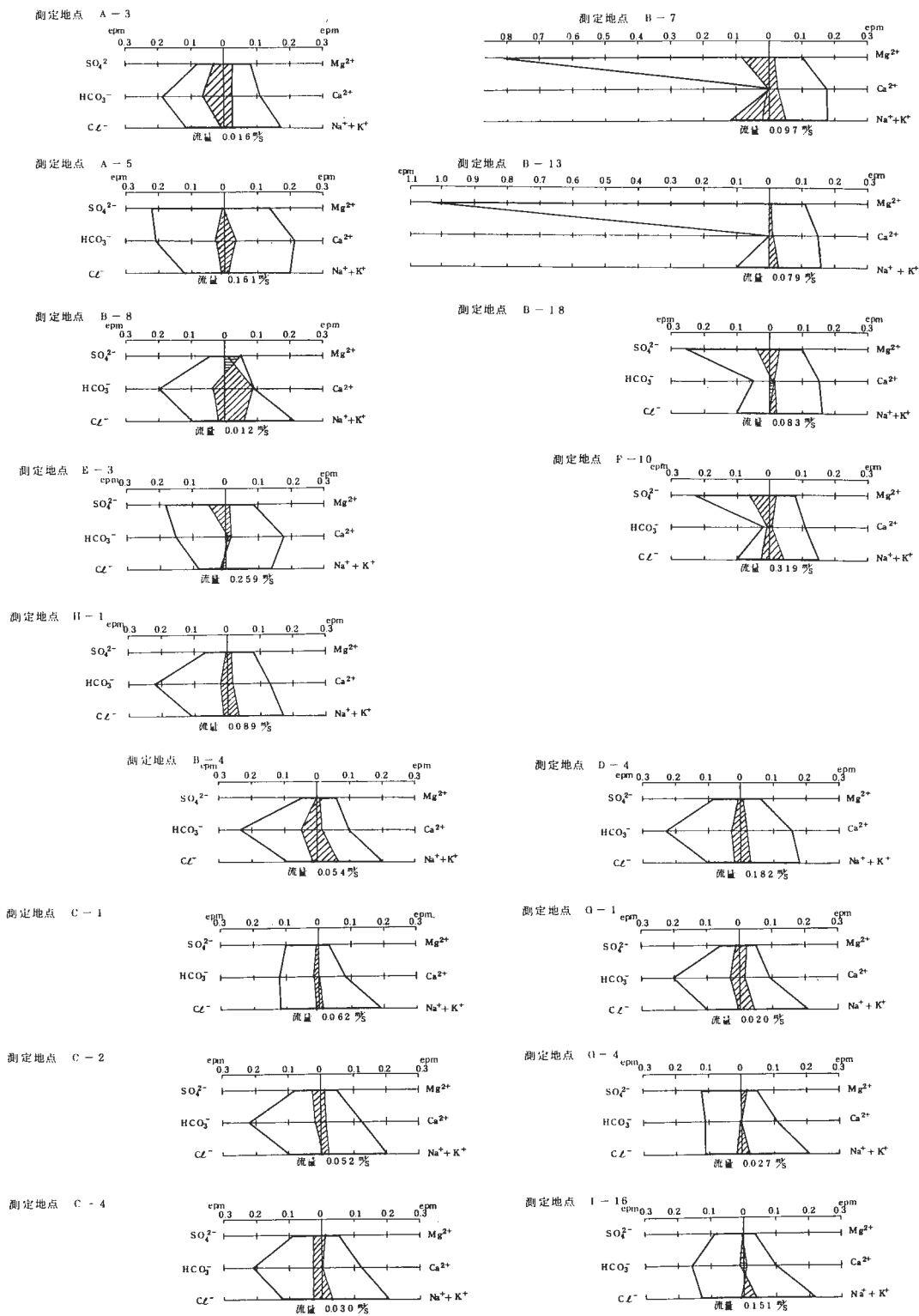
第15図 流水のpH分布図
 Fig. 15 Distribution map of pH of stream water

第3表 主要溶存分析値一覽表 (地質記号は第1表と同じ)
Table 3 Results of chemical analysis

測点番号	採水年月日	水温 °C	流量 m ³ /s	電気伝導率 μS/cm	pH	HCO ₃ ⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	SiO ₂ mg/l	地質
A-3	55. 8. 3	15.3	0.116	33	7.00	7.8	4.0	2.5	3.1	0.48	1.50	0.57	9.8	TKS \ YV
	56. 8. 4	12.6	0.016	39	7.20	11.4	4.3	3.7	3.7	0.43	2.20	0.94	10.4	
A-5	55. 7. 30	12.0	0.142	56	7.30	10.8	3.8	10.5	3.6	1.00	3.65	1.55	22.0	TK \ YV
	56. 8. 4	12.0	0.161	66	7.20	12.6	4.1	10.6	3.9	1.05	4.20	1.75	24.6	
B-4	55. 7. 30	19.0	0.093	30	7.30	10.8	2.9	2.3	2.9	0.36	1.50	0.57	12.2	TK
	56. 9. 21	13.7	0.054	38	7.20	15.9	3.2	1.9	4.3	0.45	1.97	0.76	15.2	
B-7	55. 7. 31	12.2	0.049	225	3.45	—	3.6	35.7	2.6	0.76	2.93	0.94	26.4	YV
	56. 9. 20	11.8	0.097	201	3.60	—	4.1	39.1	3.4	1.15	3.68	1.26	36.2	
B-8	55. 7. 31	17.2	0.028	34	6.80	10.0	2.9	4.4	3.2	0.44	2.03	0.49	14.4	TK
	56. 9. 20	14.6	0.012	32	7.10	12.2	3.6	1.8	4.5	0.47	1.80	0.60	17.4	
B-13	55. 8. 1	11.9	0.081	286	3.30	—	3.5	49.5	2.6	0.60	2.84	1.23	30.0	YV
	56. 9. 19	9.9	0.079	293	3.40	—	3.7	51.8	3.2	0.84	3.00	1.28	30.0	
B-18	55. 8. 2	10.4	0.100	46	6.50	3.6	3.5	10.5	2.7	0.55	2.84	0.86	18.6	YV
	56. 8. 8	11.0	0.083	48	6.30	3.0	3.6	12.5	3.2	0.77	3.08	1.20	19.6	
C-1	55. 7. 30	15.8	0.047	36	7.25	6.6	3.8	4.8	3.6	0.80	1.63	0.37	13.4	TK
	56. 9. 22	12.2	0.062	36	7.30	7.2	4.1	5.0	4.0	0.88	1.64	0.34	12.8	
C-2	55. 7. 31	12.1	0.073	38	7.15	12.0	3.4	2.6	3.6	0.62	2.24	0.52	18.0	TK \ TKS
	56. 9. 22	11.9	0.052	37	7.40	13.2	3.6	3.7	4.2	0.75	2.40	0.56	20.4	
C-4	55. 8. 1	15.1	0.045	40	7.10	11.8	3.5	2.8	3.8	0.55	2.32	0.44	13.5	TK
	56. 8. 8	16.6	0.030	42	7.15	12.8	4.1	3.7	4.4	0.65	2.48	0.58	14.8	
D-4	55. 7. 31	14.3	0.295	38	7.25	12.4	2.8	3.5	3.1	0.40	2.76	0.62	11.7	TK
	56. 9. 21	12.4	0.182	41	7.20	14.1	3.6	3.7	4.2	0.58	3.20	0.76	12.6	
E-3	55. 8. 1	10.8	0.371	44	7.20	10.0	2.9	6.3	3.1	0.45	3.25	0.86	14.2	YV
	56. 9. 21	10.0	0.259	46	7.00	9.0	2.8	8.7	3.0	0.50	3.52	1.10	15.4	
E-8	55. 8. 1	15.2	0.155	42	7.20	10.6	3.4	5.7	3.1	0.48	3.05	0.59	9.4	TK
	56. 9. 21	13.0	0.068	42	7.00	10.2	3.2	6.2	3.5	0.47	3.20	0.54	9.8	
E-10	55. 8. 2	19.4	0.037	46	6.95	9.2	3.6	6.6	3.3	0.55	3.25	0.62	10.4	TK
	56. 9. 21	13.9	0.026	43	7.00	8.4	3.7	5.6	3.8	0.53	2.80	0.70	10.6	
E-19	55. 7. 30	16.6	0.142	36	7.35	8.6	3.4	5.3	2.8	0.70	2.36	0.42	9.8	TK
	56. 9. 20	12.7	0.091	36	7.00	8.7	3.5	3.7	3.2	0.71	2.20	0.49	9.6	

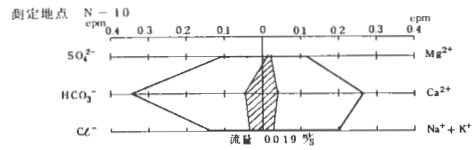
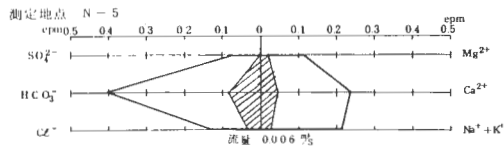
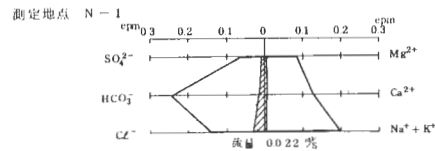
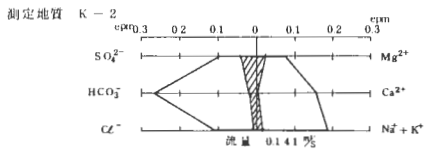
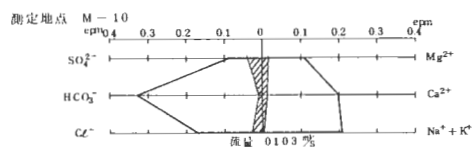
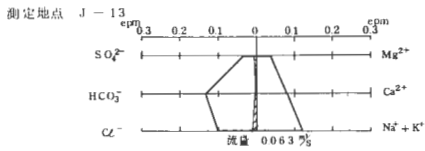
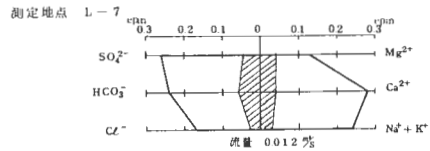
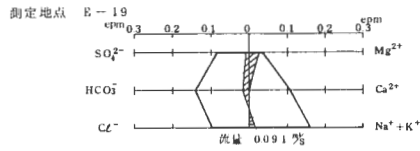
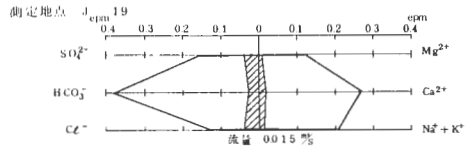
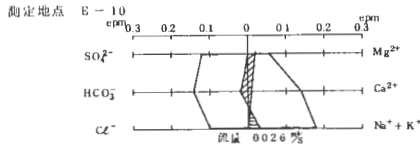
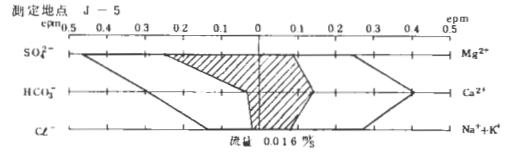
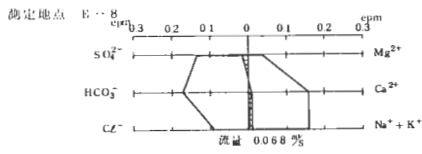
第3表 (つづき)
Table 3 (continued)

測点番号	採水年月日	水温 °C	流量 m ³ /s	電気伝導率 μS/cm	pH	HCO ₃ ⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	SiO ₂ mg/l	地質
F-10	55. 7. 29	13.1	0.485	33	5.80	1.2	2.8	8.3	2.3	0.36	2.03	0.64	13.8	YV
	56. 8. 8	15.0	0.319	45	5.20	1.0	3.4	11.2	2.9	0.70	2.20	0.96	17.0	
G-1	55. 8. 2	15.5	0.034	33	7.35	11.0	3.4	2.3	3.6	0.44	1.54	0.37	9.6	TK
	56. 9. 19	12.7	0.020	35	7.00	12.3	3.7	2.5	4.6	0.49	1.80	0.56	16.8	
G-4	55. 8. 2	15.5	0.033	43	7.10	6.8	3.6	6.6	3.8	0.64	2.24	0.57	9.4	TK
	56. 9. 19	12.2	0.027	42	6.90	6.6	3.8	5.6	4.3	0.66	2.24	0.58	15.4	
H-1	55. 8. 1	12.8	0.118	37	7.10	12.0	3.4	2.8	3.0	0.50	2.24	0.79	8.3	YV
	56. 8. 7	12.9	0.089	39	7.30	13.2	3.9	3.1	3.5	0.62	2.68	0.94	16.0	
I-16	55. 8. 2	15.3	0.198	38	7.20	10.1	4.1	3.9	3.8	0.58	2.15	0.54	11.7	TV\TK
	56. 8. 8	13.5	0.151	37	7.35	10.0	4.5	3.8	4.5	0.74	2.00	0.54	13.6	
J-5	55. 7. 31	14.5	0.037	70	7.10	16.6	3.9	10.7	4.2	0.50	5.49	1.77	7.0	TV
	56. 8. 7	16.9	0.016	102	7.20	18.2	5.1	22.5	5.8	0.66	8.10	3.04	6.1	
J-13	55. 8. 3	12.8	0.102	28	7.10	7.8	3.3	1.4	2.5	0.32	1.54	0.47	8.5	YV
	56. 8. 7	13.1	0.063	27	7.50	7.7	3.6	1.5	2.6	0.37	1.60	0.50	8.0	
J-19	55. 7. 31	13.0	0.071	59	7.20	22.0	3.3	5.2	4.1	0.25	5.08	1.36	11.2	TV
	56. 8. 7	13.9	0.015	62	7.20	24.0	4.7	6.2	4.6	0.32	5.32	1.51	11.2	
K-2	55. 7. 29	14.0	0.280	44	7.10	15.0	3.6	2.9	3.6	0.52	3.25	0.62	18.1	YV
	56. 8. 7	14.1	0.141	46	7.40	16.5	3.8	4.3	3.9	0.60	3.20	0.92	20.6	
L-7	55. 7. 29	15.2	0.048	65	7.20	11.2	4.8	10.5	4.5	0.40	4.88	1.11	9.2	TV
	56. 8. 6	16.2	0.012	78	7.40	14.7	5.9	12.5	5.4	0.52	5.60	1.58	10.7	
M-10	55. 7. 30	15.3	0.237	54	7.50	19.8	4.8	2.6	4.5	0.44	3.86	1.11	10.4	TV
	56. 8. 6	15.5	0.103	57	7.60	20.0	5.9	3.8	4.9	0.54	4.00	1.34	10.0	
N-1	55. 7. 30	13.0	0.058	44	7.45	14.4	3.8	2.6	3.9	0.64	2.44	0.99	9.5	TM\TV
	56. 8. 6	14.7	0.022	47	7.25	15.0	5.0	3.1	4.2	0.79	2.60	1.09	9.5	
N-5	55. 7. 30	15.6	0.021	50	7.45	19.7	3.4	3.1	4.0	0.34	3.74	1.11	9.5	TG
	56. 8. 6	16.1	0.006	58	7.40	24.8	4.6	3.1	4.5	0.41	4.80	1.34	9.2	
N-10	55. 7. 30	14.4	0.082	55	7.30	18.0	3.4	5.5	3.6	0.24	4.67	1.06	8.0	TG
	55. 8. 6	15.2	0.019	63	7.60	21.0	4.7	5.0	4.3	0.34	5.30	1.48	8.7	



第16図 主要溶存成分へキサダイアグラム

Fig. 16 Hexadiagram showing principal ion solutants dissolved in stream water.



第16図 (つづき)
Fig. 16 (continued)

第4表 地質別主要溶存成分の平均値
Table 4 Average of solutants, grouping in geological units

地質	pH	HCO ₃ ⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	SiO ₂ mg/l	摘要 (代表的溶存成分)
YV	6.21	7.4	3.7	16.5	3.3	0.70	2.94	1.09	19.8	Ca-SO ₄
YV(除変質帯)	7.27	11.7	3.8	5.3	3.4	0.60	2.90	1.03	15.8	Ca-HCO ₃
TK 及 TKS	7.11	11.0	3.7	3.9	4.1	0.62	2.31	0.58	14.1	Na-HCO ₃
TV	7.33	18.4	5.3	9.6	5.0	0.57	5.12	1.71	9.5	Ca-HCO ₃ Mg-SO ₄
TG	7.50	22.9	4.7	4.1	4.4	0.38	5.05	1.41	9.0	Ca-HCO ₃ Mg-SO ₄

イトー安山岩火砕岩(TV), 新第三紀緑色凝灰岩(TG)である。各々の地質について、昭和56年度の分析値を単純平均した結果を第4表に示す。また、新期火山岩類中には変質帯が発達し、酸性の温泉水が湧出してその影響が、pH、電気伝導率及び各溶存成分に現れている(B-7, B-13, B-18, F-10)。したがって、全流域についての単純平均値と、酸性の温度水の影響が認められる流域を除いた平均値の2通りを示した。

溶存成分中、本研究地域内でバラツキの少ないのはCl⁻である。Cl⁻がもたらされる要因としては、地下から湧出する温泉水、人為作用(生活廃水)でもたらされるもの、特殊な岩層例えば蒸発岩からもたらされるもの、風送塩からもたらされるもの等があるが、本研究対象地域が人跡稀な山岳地帯であること、蒸発岩の存在を考慮しなければならない堆積岩の露出に乏しいこと、温泉微候に乏しくて、温泉水の分析値は、10²オーダーのCl⁻濃度であってこれが地域全体に平均に及ぶことは認められないことを考えると、Cl⁻はもっぱら降水中の風送塩によってもたらされることを否定する理由はない。HCO₃⁻は、その分析法からpH 4.8以下の表流水には分析されないため、新期火山岩類中の流水の全分析値の平均では、HCO₃⁻が小さくなっている。

各地質区分について、変質帯を伴わない新期火山岩類を基準に溶存成分の特徴を述べると、次のようである。

- 1) 変質帯を伴う新期火山岩類: SO₄²⁻ が著しく増加し、HCO₃⁻ が減少している。また SiO₂ が多く、K⁺ の僅かな増加がある。
- 2) 玉川溶結凝灰岩類: Na⁺ が多く、Ca²⁺、Mg²⁺ が少ない。
- 3) 新第三紀デイサイトー安山岩質火砕岩: K⁺ を除いて全般的に溶存成分が多い。その増加は、Ca²⁺ + Mg²⁺ が HCO₃⁻ + SO₄²⁻ の増加に対応する。
- 4) 新第三紀緑色凝灰岩類: Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻ の著しい増加と K⁺、SiO₂ の減少がある。

玉川溶結凝灰岩類地帯の表流水が、新期火山岩地帯の表流水に比較して Ca²⁺、Mg²⁺ に乏しいのは、岩石中のアルカリ金属成分の溶出と関係があるものと見られる。また、変質帯を伴う新期火山岩類地帯の表流水は、変質帯を伴わない新期火山岩類地帯に比較して K⁺、SiO₂、SO₄²⁻ が増加している。

第16図に斜線で示した部分は、昭和55年度の分析値と昭和56年度の分析値であって、逆にいえば、流量が減少したために変化した溶存成分量を示している。

8. まとめ—研究地域の地下水流出について

本研究地域の大部分は、最高所に新しい火山体をもつ山岳地帯であって、南西に行くにしたがって低くになり、南西隅では、谷底平野が発達した中に山腹斜面が急角度をなして平野に接するという低山性の山地となっている。

Tóth (1963)の地下水流動モデルに適用してみると、起伏量が大きく局地下水流がよく発達している条件にある。したがって、測定された流出高、電気伝導率、pH、主要溶存成分分析値などは、段丘堆積物、崖錐堆積物や旧地すべり堆積物の影響を差引いても、すべて局地下水流に対応する測定値であ

る。

他方、一般の山岳地帯では、巨視的にみた岩盤のゆるみ領域は、ほぼ切谷面と地表面との間にある。岩盤のゆるみの状況は、岩石の成因に由来する潜在的な不連続面が強調されたものであるとすると、長期間無降水状態にあってもなおかつ維持される流出高として算定された前章までの流出高と岩種がよく対応しているという結果は、ほぼ妥当であるとみてよい。

次に Tóth (1963) が、地下水流動モデル解析の結果から、溶存成分量の多い、換言すれば電気伝導率の大きい水は、流速がおそい所か、岩石と水との接触面積が大きい条件下にあるとした結果を、本研究地域に適用してみる。本研究地域については、特別な水温の異常は認められないので、岩石と水との反応を促進させるような温度の影響は無視される。しかし、岩種別の溶存成分量の違いが強調されて、研究の結果から地下水の流速の違いによる溶存成分の違いは認められなかった。

岩種別の流出高の大小から、岩盤中の空隙の性質は下記のように判断される。

1) 新期火山岩類は、多孔質で空隙が多く、地下水の保有機能が高い。したがって、安定した流況が示されている。しかも、本地域は冬季の積雪深も大きく、これが B-1、B-2 流域のように、流出高の大きい流域が形成されている。

2) 玉川溶結凝灰岩類は、新期火山岩類よりも地下水の保有機能が劣り、したがって緻密であることは、基底流出状態の流出高が小さいことから判断される。また、新第三紀泥質岩よりも空隙に富んでおり、地下水を保有していることは、その下位に新第三紀泥質岩が分布する A-4、A-13、A-14 地点等で地下水の湧出による流出高の著しい増加によって判断される。

降雨直後の河川流量が多い時期から、降雨が終って河川流量がしだいに減少している過程にあっても、流水の電気伝導率がほとんど変化しないのは、岩石の性質として地下水中に溶存成分を供給する能力に乏しいのか、空隙を流動する地下水の流速が早いために、岩石と水との相互接触による溶出が生じないかの何れかの理由が推定される。しかし、現在のデータでは、山体中の巨視的にみた地下水面の位置や、地下水の流速を測定したデータがないので、上記の理由を説明することが出来ない。

3) 新第三紀の半固結砂礫層を主体とする宮田層が露出する地域では、流出高が大きく、電気伝導率も小さい。したがって空隙が多く、地下水流速も早いことが推定される。

4) 新第三紀泥質岩は、野外で観察される限りでは緻密で透水性が低い。しかし、本調査のデータでは、C-17、N-4 と例外的に流出高の大きいところがある。その理由は明らかでない。

5) 新第三紀中新世中期の、デイサイト—安山岩火砕岩地帯では、電気伝導率が相対的に大きい、流出高は小さく、岩質は緻密な方である。

6) 新第三紀中新世前期の緑色凝灰岩地帯は、流出高が上記のデイサイト—安山岩火砕岩地帯よりも若干大きい。これは、岩盤内に発達する潜在的な割れ目系統が、地表に露出して強調された結果であると推定される。

7) 花崗岩地帯についての測定例は 3 例しかないが、流出高は大きく電気伝導率も大きい。これは、一般の花崗岩地帯の特徴と一致する。

本研究の当初には、熱水系モデルの想定に当って、小和瀬川流域に認められる環状陥没構造地域内で、地表下千数百メートルの深さに及んでいる玉川溶結凝灰岩類の果す役割が問題となっていた。今回の研究結果から、局地地下水流動系は、巨視的にみて、岩盤のゆるみ領域内で岩種別に特徴をもつ割れ目系統が顕在化して形成された空隙に支配されていることが推定されるに到った。しかし、巨視的にみた岩盤のゆるみ領域にかからない地下深部で、潜在的に存在する割れ目系統の特徴が、熱水系モデルの構築に当って、熱水の包蔵体あるいは通路としてどのように関与しているかの課題について、充分な解答を与えるには到らなかった。

今後は、深いボーリング等によって、深部地下水の流動を支配する割れ目系統を確認することが必要である。

文 献

- 金原啓司(1985) 仙岩広域地熱地域の地熱系モデルの概要, 日本地熱学会会誌, 7, 189-200.
- ・松永栄勇(1985) 仙岩西部地域の地熱系モデル, 日本地熱学会会誌, 7, 243-260.
- 建設省河川局編(1981) 流量年表(昭和55年), (社)日本河川協会, p. 90.
- (1981) 雨量年表(昭和55年), (社)日本河川協会, p. 52, 58, 67.
- (1982) 流量年表(昭和56年), (社)日本河川協会, p. 52, 58, 67.
- (1982) 雨量年表(昭和56年), (社)日本河川協会, p. 90.
- 尾崎次男(1981) 仙岩地域西部の水理・水文調査研究(昭和55年度), 昭和55年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱調査技術等検証調査, その I 仙岩地域, p. 175-222.
- ・菅野敏夫(1982) 仙岩地域西部の水理・水文調査研究(昭和56年度), 昭和56年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱調査技術等検証調査, その I, 仙岩地域, p. 299-386.
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985) 10万分の1 仙岩地熱地域地質図及説明書, 特殊地質図(21-2), 地質調査所
- 寺田 孚・岡 行俊・黒田和男・西田米治・中野弘二・片桐牧雄(1980) 坑道閉そくに伴う坑水量の変化の予測(第3報) —休廃止鉱山の鉱害防止技術に関する研究(6)—, 日本鉱業会誌96, 863-870
- TÓTH, J. (1963) A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basin, *J.G.R.*, 68, 4795-4812

岩手県葛根田・松川地熱地帯の水文地質

菅野敏夫*・黒田和男**

Hydrogeology of the Kakkonda and the Matsukawa geothermal fields, Iwate prefecture

By

Toshio KANNO* and Kazuo KURODA**

Abstract: For the purpose of studying shallow groundwater flow system of the mountainland including geothermal areas, the authors carried out hydrogeological field measurements and their analysis in the Kakkonda-gawa and the Matsukawa river basins. The items are discharge (m^3/s), temperature, electric conductivity, etc. of stream water, in September (1st investigation) and October (2nd investigation), 1975. The river basins were subdivided into small watershed, and the measurements were carried out at the mouth of each subdivided watersheds. The period of the first investigation was made after long period of scarce rainfall, so results obtained are seems to correspond with 355-days value, which are considered as base flow and stream water is recharged mainly groundwater flow. Therefore, specific discharge ($\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$) indicates the differences between macroscopic effective porosity or permeability of rock units distributed in the watershed. The second investigation was carried out after fairly large rainfall of one week before, so the results were correspond with sum of surficial recharge and intermediate flow. The Comparison between two results of measurements is well related to differences of hydrogeologic characteristics among the following rock units, namely: Younger volcanic rocks, Matsukawa andesite, Pliocene Kakkondagawa formation and other Miocene formations distributed in the area.

As results, the author illustrated local flow pattern of groundwater under condition of existence of geothermal system, and it is clarified that groundwater, recharged by precipitation, is obstructed on the boundaries between very permeable younger volcanic rocks and underlying less permeable Kakkondagawa formation or partly altered Matsukawa andesite, which may act as 'cap rocks of local geothermal system' in the Kakkondagawa and the Matsukawa geothermal areas. Only slight amount of groundwater infiltrate into deeper Tertiary formations, combined with geothermal flow system, and the rests return back to surface water from the lowest portion of the studied area.

1. はじめに

一般に地熱地帯における地下水循環の形態は、地下深部の熱源によって加熱された地下水が温泉現象として湧出し、それを補給するために、降水によって涵養される水が地下深部に侵入していると考えられている。

地下水の湧出に関しては、温泉露頭や温泉井、あるいは地熱坑井等の湧出口が直接に観察され、水温・湧出量・溶存成分などを実測することが出来る。しかし、降水が地下へ浸透する過程に関しては、直

* 元環境地質部(昭和61年8月、在職中に死去)

** 環境地質部

* Former member of Environmental Geology Department

** Environmental Geology Department

接これを観察し、測定することが著しく困難である。

筆者らは、岩手県下の松川地熱地帯と葛根田地熱地帯を対象に、昭和50年度に降水の補給状態を探る目的の調査を試みた。その方法とは、鉱山地帯で坑内水の起源を探り、またはトンネル工事によって地表に発生する湧水の範囲を推定するために用いられている、調査地域を小単位の流域に分割して、それぞれの流域の流出状態を求め、相互に比較して異状値が認められる流域の分布から、地下への浸透状況を探る方法である。その結果、興味ある事実が判明したので、ここに報告する。

本稿を草するに当り、日本重化学工業(株)の中村久由地熱副本部長を始め、盛岡事業所の関係各位に多大の援助をうけた。ここに厚い謝意を表する。

なお、本稿の著者である菅野敏夫は、昭和61年8月、原稿の完成を待たずに逝去したが、その草稿を引きついで、黒田和男がとりまとめを完了した。したがって、本稿における研究の発想は故菅野敏夫であるとともに、本稿に関する責任は黒田にあることを付記し、あわせて故人の御冥福をお祈り申上げる。

2. 研究の目的

わが国の山岳地帯では、降水が地表に到達すると、一部分は蒸発散によって大気中に戻り、一部分は直ちに地表を流下して河川水となる。残りの部分は、地中に浸透し、表土や岩盤中を重力にしたがって下方に移動して地下水面に到達し、ここから狭義の地下水となって、岩盤の透水性にしたがって側方に移動し、山腹や谷底からしみ出して、河川水となる。

さらに地下深部に侵入した水は、水頭勾配にしたがって徐々に岩盤中を移動する。この過程で、たまたま温度を得た地下水は上昇流に転じ、遂には再び地表に来て、ここで湧出することになる。天然の湧出地点は温泉露頭であり、温泉井や地熱坑井は、地中で高温地下水を捕えて地表に導き出し、各種の熱源やエネルギー源として利用する場所である。

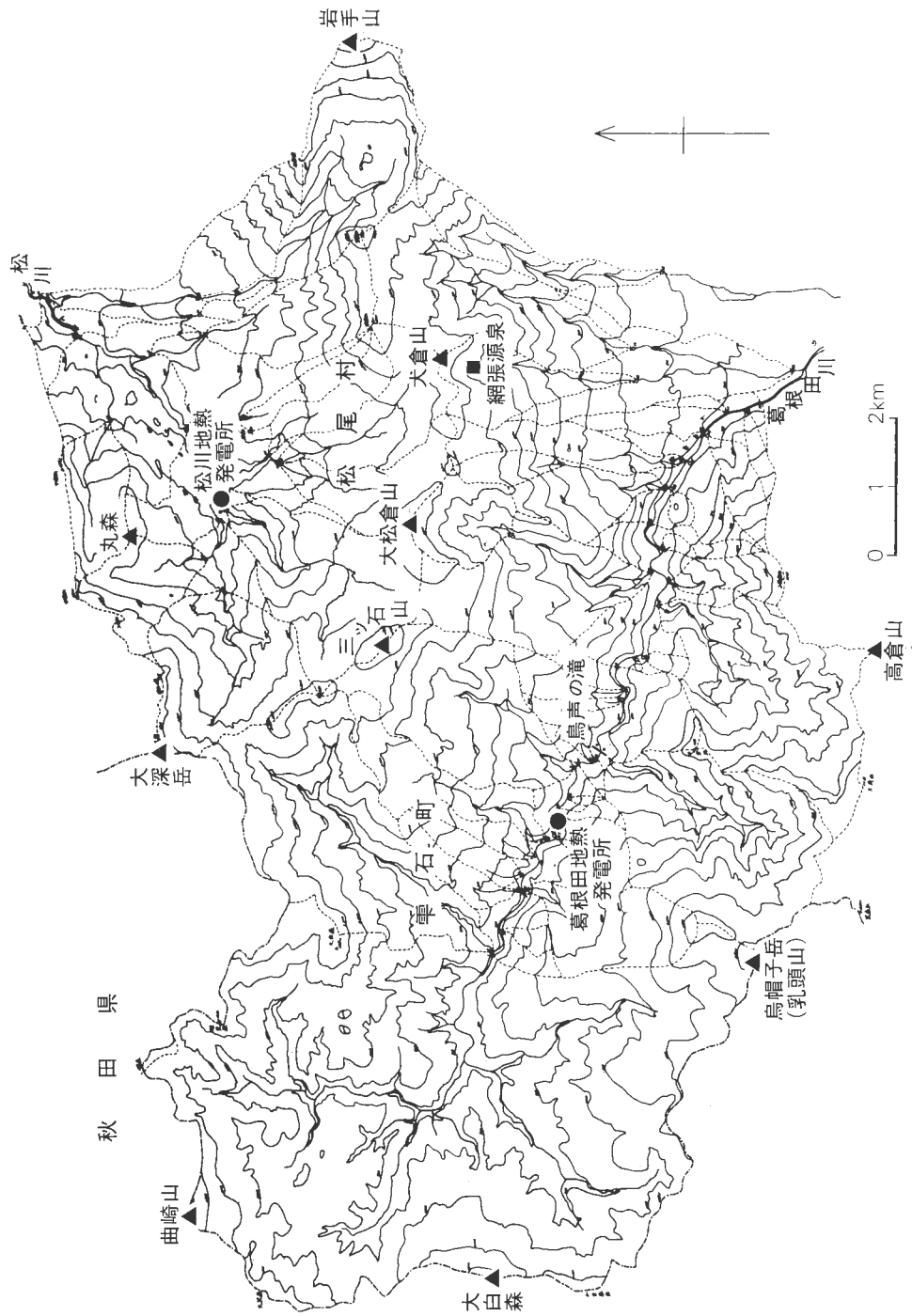
筆者が研究対象地域とした岩手県松川流域には、昭和41年に運転を開始した松川地熱発電所があり、葛根田川流域では、葛根田地熱発電所が、基礎調査を終了して、昭和53年の運転開始を目標に、建設工事が進められていた。両地熱発電所は、約7kmの距離があるが、地熱採取の状況は異なっている。すなわち、松川地熱発電所は蒸気卓越型であって、坑井からは天然蒸気だけが生産され、これが直接にタービンを回転させるエネルギー源となっているのに対して、葛根田地熱発電所は熱水卓越型であり、生産井から熱水まじりの飽和蒸気が産出されて気水分離され、蒸気はエネルギー源となり、熱水は還元井を通して地下に環流される条件になっていた。

この両者の違いは、地下深部から供給される熱量と、降水が涵養され地中に浸透し、地中を循環する量や速さとの相対的な違いによるものであり、松川地熱地帯では相対的に涵養の度合が小さく、葛根田地熱地帯では涵養の度合が相対的に大きいとの予想を立てた。そのような違いを、水文地質構造と浅部地下水の流動形態からとらえようとしたのが、この研究の目的である。

3. 地形・地質の概要

調査地域は、岩手県北西部の秋田県に隣接する山地で、行政上は、岩手郡松尾村と雫石町に属する。地域は、北上川の支流である松川及び葛根田川の源流を包含し、西側は、秋田県との県境をなして大深岳・曲崎山・大白森・烏帽子岳(乳頭山)を結ぶ海拔標高1,400-1,500mの稜線が連らなっている。また、地域の中央部をほぼ東西に、海拔標高1,400-1,500mの稜線が、大深岳から三ツ石山・大松倉山・犬倉山と続き、海拔約1,700mの岩手山に達して、北側の松川流域と、南側の葛根田川流域を分けている(第1図参照)。

松川は、これらの稜線に源を発する溪流を合わせて北東に、松川地熱発電所地点を通過して平館盆地へ流れていく。また、葛根田川は南東に流れ、葛根田地熱発電所地点を通過して雫石盆地へ向かってい



第1図 調査地域図
Fig. 1 Index map of the studied area

第1表 調査地域の地質系統（10万分の1仙岩地熱地域地質図による）
Table 1 Geological sequences of the studied area

新期火山岩類			
第四紀火山岩類	岩手山火山噴出物	[VIW]	
	秋田駒ヶ岳火山噴出物	[VAK]	
	八幡平火山噴出物	[VHA]	
松川安山岩		[VMA]	
玉川溶結凝灰岩類	デイサイト溶結凝灰岩	[TKS]	—分布なし—
	流紋岩溶結凝灰岩Ⅳ	[TK ₄]	—分布なし—
	流紋岩溶結凝灰岩Ⅲ	[TK ₃]	
	流紋岩溶結凝灰岩Ⅱ	[TK ₂]	
	流紋岩溶結凝灰岩Ⅰ	[TK ₁]	—分布なし—
北ノ又川層	[KIM] (凝灰岩・凝灰岩質砂岩シルト岩)	—分布なし—	
葛根田川層	[KAD] (軽石凝灰岩及び溶結凝灰岩, 砂岩及びシルト岩を伴う)		
山津田層	[FLT] (シルト岩・砂岩及び軽石凝灰岩, 礫岩を伴う)		
滝ノ上温泉層	[OTK] (粘土岩・シルト岩及び凝灰岩)		
国見層		—分布なし—	
生保内層	[MOB] (変質安山岩溶岩及び火砕岩)	—分布なし—	
花崗岩類		—分布なし—	

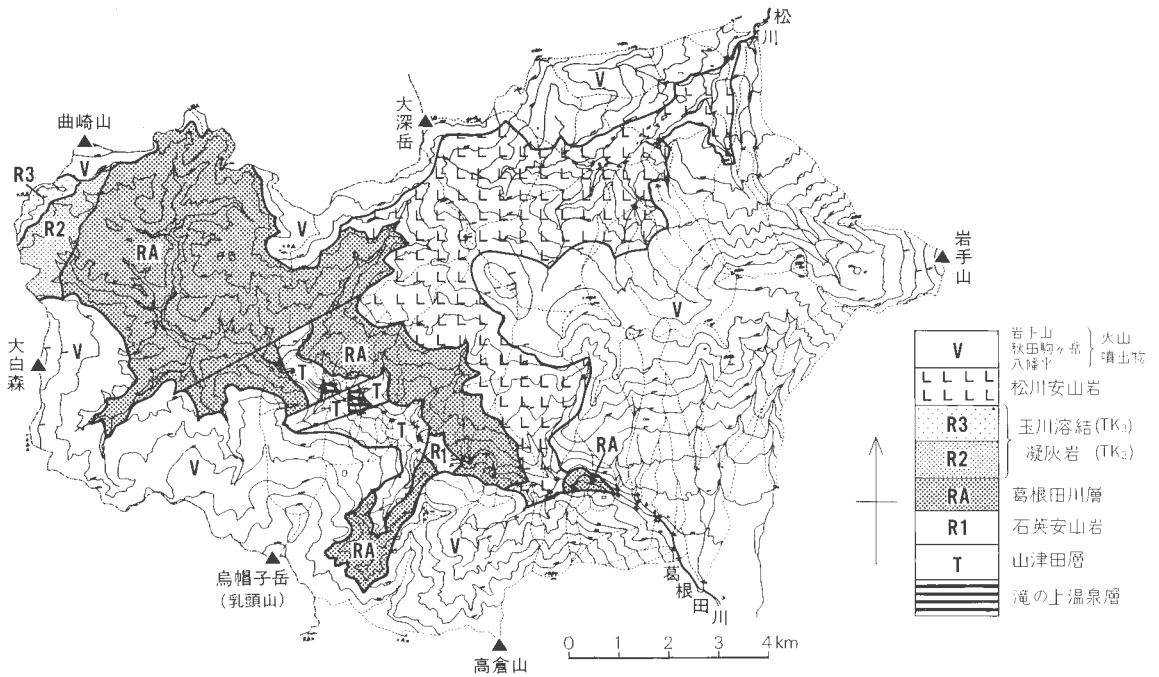
る。したがって、松川流域の表流水と葛根田川表流水が合流するのは、盛岡市街地の南、北上川と雫石川が合流する地点である。

調査地域は、東北地方の脊梁山地を構成する新第三系と、これを被覆する第四紀火山岩類、及びこれから派生する崩積堆積物とから構成されている。地表に露出する岩石・地層は、下位から新第三紀中新世の滝ノ上温泉層、山津田層、鮮新世の葛根田川層及びその相当層、第四紀の玉川溶結凝灰岩類とその上にある新期火山岩類であるが、滝ノ上温泉層の下位には、国見層及び生保内層があって地下地質を構成しており、これに不整合に覆われて、花崗岩類が賦存することが明らかになった。また、葛根田川の葛根田地熱発電所地点の下流には、滝ノ上温泉層を貫くデイサイトの貫入岩体が露出している(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)。

地形は、上記の地質構成と密接に関係し、新期火山岩類は、あまり開析の進んでいない火山体を構成し、新第三系は、山体の中腹より低い位置に露出している。松川流域と葛根田川流域を比較してみると、松川流域では、岩手山火山噴出物、八幡平火山噴出物及び松川安山岩が地表に露出しているのに対して、葛根田川流域では、松川安山岩の下位に当る葛根田川層が葛根田川源流域に広く露出し、深い渓谷の底には、ほぼ現河床面に滝ノ上温泉層及び山津田層が露出している。葛根田川の渓谷の深さは、山津田層が露出している場所で稜線から700 mにも達しており、河川の下刻作用を受けた程度は、葛根田川流域が著しい。

第四紀の火山岩類から構成される山地は、火山の原形を残しているが、その一部には、例えば烏帽子岳や高倉山の北麓に見られるように爆裂カルデラの痕跡とも考えられる馬蹄形状の急崖と、その前面の小起伏の顕著な「地すべり地形」が展開し、空中写真上から、崩積堆積物の存在が判読できる。松川流域では、松川地熱発電所地点の北側に同様の地形が認められ、角(1971)は、爆裂カルデラ状の地形を、直径約3 kmのカルデラを有する外輪山と、その中の丸森を構成する溶岩ドームからなる丸森火山として、カルデラ内部に堆積した地層の¹⁴C年代を測定して、4,850 y.B.P.より新しく2,690 y.B.P.より古いとした。

第四紀火山岩類から構成される地域には、しばしば湿地帯が認められる。また、葛根田川流域には、海拔1,000-1,100 mの高さに平坦面が発達し、ここも湿地帯となっている。



第2図 調査地域地質図 地質区分は10万分の1仙岩地熱地域地質図による。崩積堆積物は省略
 Fig. 2 Geological map of the studied area simplified and modified after 1: 100,000 Geological map of Sengan geothermal area colluvial deposits are omitted

研究対象地域の地質図を、仙岩地熱地域地質図から要約して第2図に示す。

4. 地熱徴候の概要

調査地域の東縁には、岩手火山が現仍在活動が続いている。また、岩手火山の西方約5kmの犬倉山南側山腹では、海拔約1,000mの地点に温泉・噴気露頭があって、綱張温泉の源泉となっている。両者は、調査地域内では高所に認められる地熱徴候であるが、本稿では割愛し、松川地熱発電所地点及び葛根田地熱発電所地点にある地熱徴候について記述する。

松川地熱発電所が立地する地域は、かつては小さな湯治場であったが、昭和27年に松尾村がボーリングを行った結果、天然蒸気が噴出すると共に、120-180mの深度で温度が急激に上昇し、深さ255mで孔底温度が200°C近くに達した(中村・角, 1961)。この部分は、松川安山岩とその下位の「玉川溶結凝灰岩」との境界付近に当たり、松川安山岩は帽岩の役割を果たしていると考えられている(中村・角, 1961)。なお、噴気露頭はなく、散点的に微温泉が存在するだけであった(同上)。

一方、滝の上地熱発電所が立地する地域には、葛根田川の河床を含め、諸所に温泉露頭が存在する。藤倉他(1970)によれば、鳥越の滝の上流側、北白沢の合流点付近、日蔭沢の源流、松沢の合流点付近など多くの噴気露頭が記されており、温泉露頭も含めると約100カ所に達する。多くの調査結果から、滝の上地区の地熱流体は、滝の上温泉層下部の亀裂の少ない部分を帽岩とし、国見峠層以下の地層の中に貯えられており、下流側をデイサイトの貫入岩体で遮水されたような形で賦存していると考えられている(中村, 1976)。

5. 調査の方法と測定結果

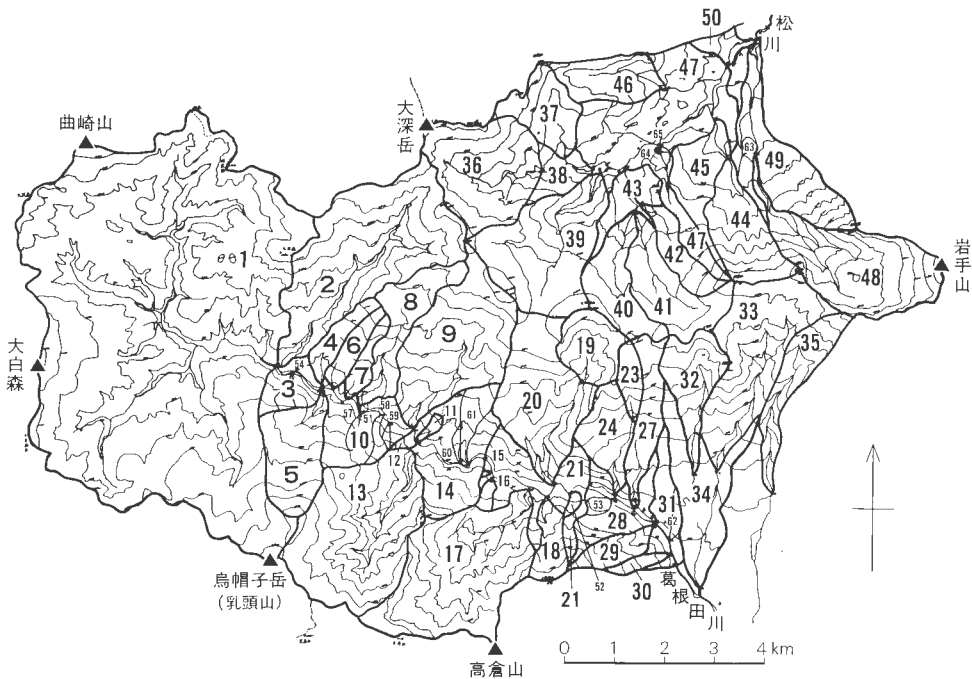
一般に、山地から流出する河川流量のうち、長期間無降水状態が続いてもなおかつ維持される流量は、その地域の降水のうちで一旦山体に浸入し、山体を構成する岩盤中の空隙を充たして地下水体を構成したものが地表に浸出してくる量を反映しているものと考えられ、しかも岩盤中の空隙を充たしていることから、空隙の発達度合をも示していると考えられる(例えば山本, 1983)。このような流量は、対象とする流域の出口に流量観測設備を設置し、数年以上にわたる流量観測を行って、雨量(降水量)一流量曲線を作り、その結果から経験的に求めなければならない。

流域内の地質分布と湧水比流量とがよく対応していることは、一般によく知られている。虫明他(1981)は、日本列島スケールでの水源山地河川を対象にして、流量要覧をもとに、湧水量ならびに自流水あるいは調整池式発電所の常時使用水量を「低水流出指標」と称して、これと地質区分との比較を試みた結果、「低水流出指標」が地質区分ごとに有意な差を示すことを報告した。

各小流域の出口すべてに流量観測設備を設け、数年間の観測を継続するには莫大な費用も必要である。上に述べたように、湧水比流量は、長期間無降水状態が続いてもなおかつ維持される流量に置きかわるものであること、それに、研究対象地域が豪雪地帯であって、冬季に地表が凍結して長期間の無降水状態がほぼ終了する2月末頃に、流量測定のために各溪流に踏み込むのは、甚だ危険であり、事実上不可能である。したがって、本研究では便法として下記の方法を採用した。

研究対象地域は、松川流域と葛根田川流域である。筆者らは、これを作業上の便利さも堪案して、第3図に示す流域区分を行った。

次に、気象庁の観測記録や建設省の流量年表等から、本研究対象地域における現地調査を、台風及び秋雨前線の通過に伴う降雨の影響がなく、気象が安定する10月から11月に、実施することとした。



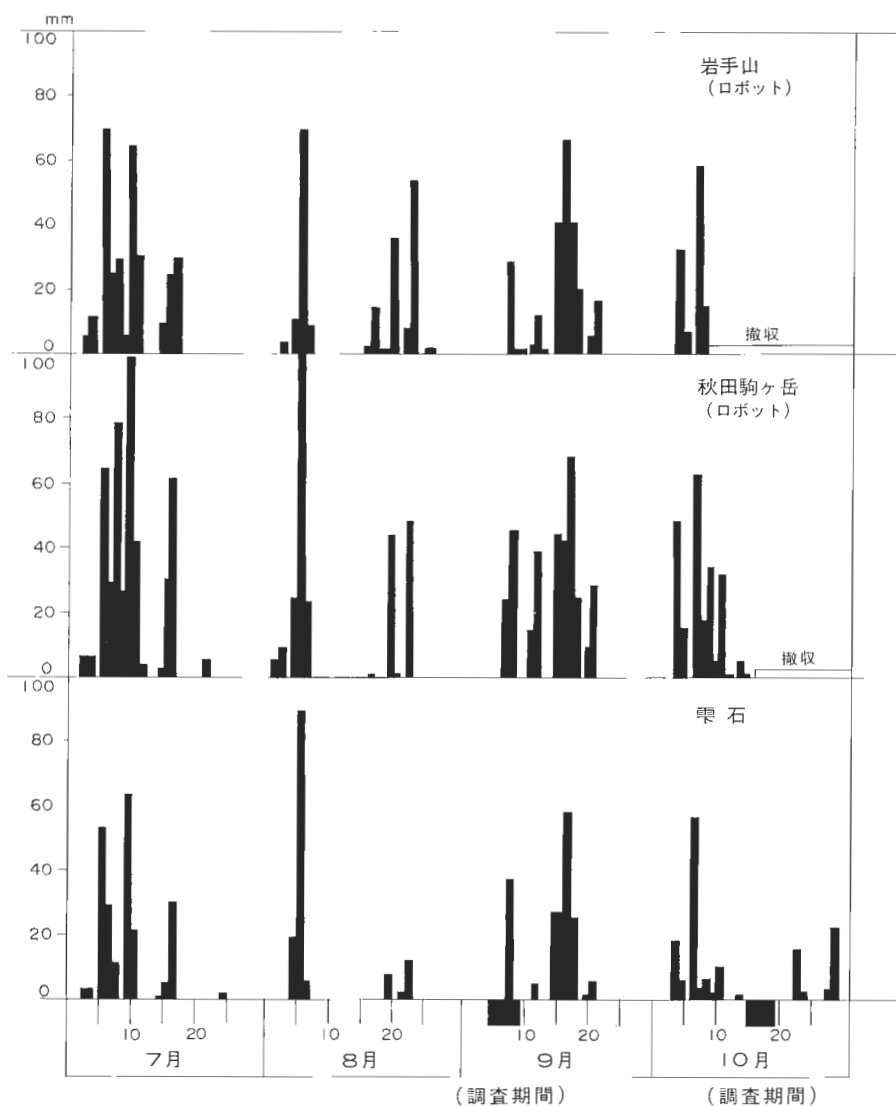
第3図 測点番号と流域区分

Fig. 3 Locality and number of measurement sites, and subdivision of the watershed

流量測定は、本研究対象地域が比較的せまく、岩手山のほか、突出した山稜もないので、前回の降雨の影響が流量に残るのは各小流域とも同じ状況になると仮定すれば、○月○日○時の瞬間値というように時間を定めて、一斉に行うのが最良である。これも実際上不可能なので、出来るだけ短時間に全地域の流量を測定するように努めた。

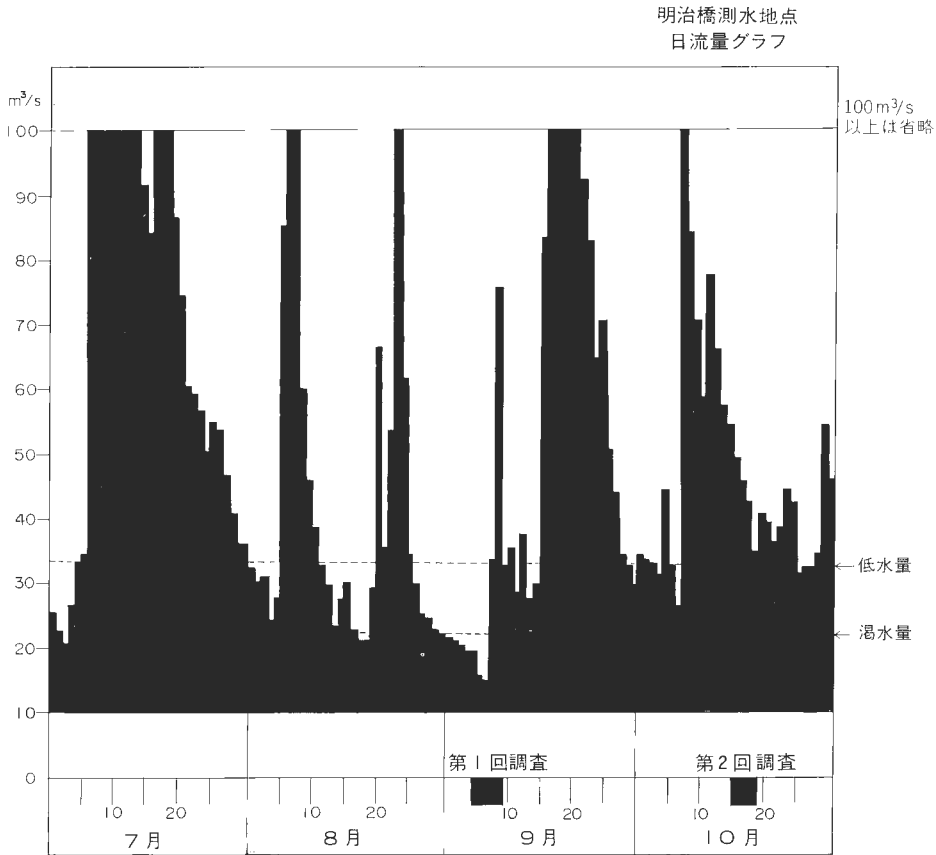
降雨の影響を消去するために、流量の測定は日時を違えて再度実施した。これは、2回の測定の間、流量に影響を与える降雨が無ければ、第1回の測定よりもなお濁水流量に近い値が得られる筈であり、2回の測定に間に降雨があっても、前回の測定結果を再確認できると考えたからである。

前後2回にわたる小流域別の流量測定値は、比流量(単位面積当りに換算した流量、単位は $m^3/s/km^2$)に換算し、比流量の地域的な分布状態から、相対的に流出の多い流域、流出の少ない流域を識別した。



第4図 調査期間の日降水量

Fig. 4 Daily precipitation of the period of the study, especially the period of the field measurements



第5図 北上川本流明治橋における流量観測値 (流量年表より抜粋)
 Fig. 5 Daily discharge at the Meiji-bashi gauging station, the Kitakami River, including Matsukawa and Kakkondagawa river basins.

第1回の調査は、9月5日—9日に実施したが8月中の降雨が少なく、葛根田川流域に関しては、降雨の無い状態で測定が出来た。9月7日から8日にかけて降雨があったが、その影響については後章で吟味する。

第2回の調査は、10月16日—19日に実施した。調査地域では、9月中旬すなわち第1回の調査終了直後と10月5—10日に降雨があり、測点57-63は、第1回の調査では水流が認められなかった小流域である。

第4図は、調査期間前後の降雨の経過を、駒ヶ岳、岩手山及び雫石雨量観測所の記録から図化したものである。岩手山のロボット雨量観測所は10月8日の観測、秋田駒ヶ岳のロボット雨量観測所は、10月16日の観測をもって計器を撤収したために欠測となっている。しかし、雫石の降水状況が両ロボット雨量観測所の記録とよく似ていること、明治橋における流量観測記録(第5図)からみて、10月の流量測定値は、降雨後の増水がしだいに減少して、明治橋測水地点における低水量に近づいた時期になっていたと判断される。なお、明治橋における流量観測記録を第5図に図示する際に、本研究が、長期間無降水状態にある時になお維持される河川流量がほぼ渴水量で代表され、現実に野外調査期間において求めた流量が、低水量・渴水量によく似た値であることを検討することにあるため、 $100 \text{ m}^3/\text{s}$ を上廻る記録値は、グラフからは $100 \text{ m}^3/\text{s}$ を上廻るとして図示した。

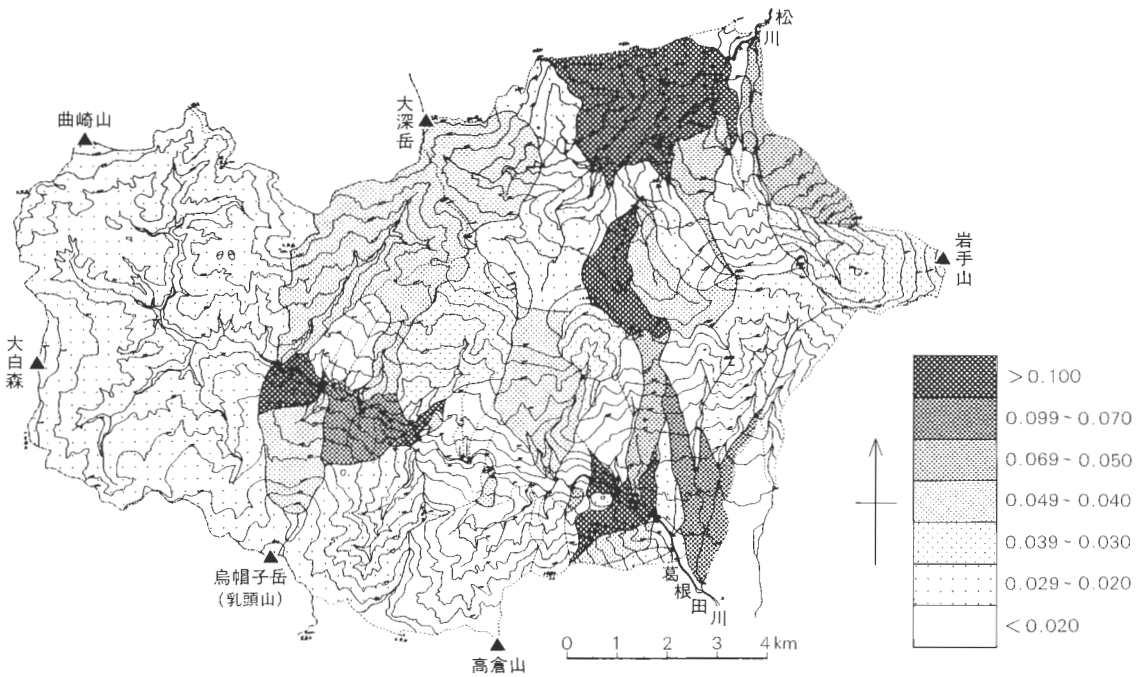
ちなみに、明治橋における流量観測値は、北上川本流にかかる四十四田ダムの操作や、各種の利水の

第2表 小流域別測定値一覽表
Table 2 Results of field measurements, at each sites

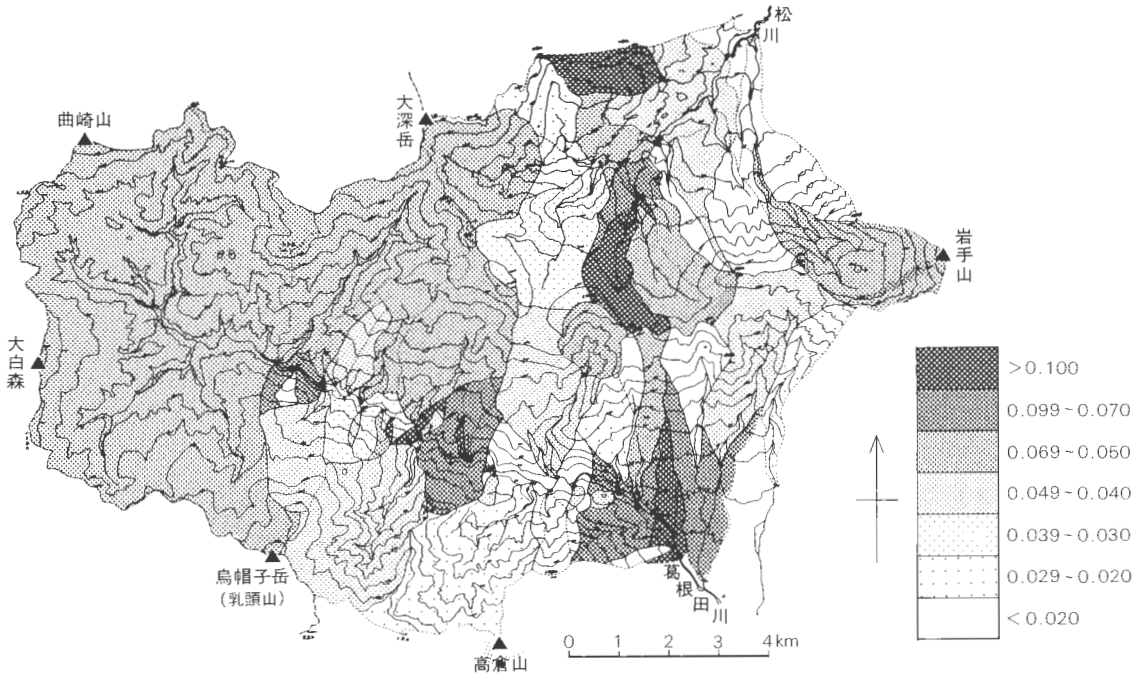
流域 番号	流域 面積	第 1 回 測 定						第 2 回 測 定						流量比
		月・日	流量 m ³ /s	比流量 m ³ /s/km ²	気温 °C	水温 °C	電気伝導度 μS/cm (25°C)	月・日	流量 m ³ /s	比流量 m ³ /s/km ²	気温 °C	水温 °C	電気伝導度 μS/cm (25°C)	
1	34.75	9.5	0.770	0.022	23.0	18.7	61.3	10.16	1.779	0.051	8.2	6.8	46.1	2.32
2	7.49	"	0.329	0.044	23.0	18.4	104	"	0.476	0.064	8.0	6.5	82.0	1.45
56	0.17	—						"	0.003	0.018	8.3	7.1	307	
3	0.82	"	0.207	0.252	23.0	19.1	69.9	"	0.007	0.085	9.4	7.5	52.6	0.04
4	0.48	"	0.006	0.013	22.9	18.3	35.9	"	0.026	0.054	10.4	9.0	32.1	4.15
5	2.41	"	0.049	0.020	21.5	16.5	47.8	"	0.102	0.042	8.8	7.4	42.0	2.10
6	0.64	"	0.007	0.011	21.2	18.6	57.8	"	0.025	0.039	12.4	12.1	45.4	3.55
7	0.25	"	0.004	0.016	22.8	23.1	174	"	0.010	0.040	9.8	13.8	105	2.50
8	2.01	"	0.080	0.040	22.6	23.8	124	"	0.136	0.068	10.0	12.3	98.0	1.70
51	不明	"	0.010	不明	22.0	23.0	101	"	0.028	不明	10.4	12.7	80.6	2.80
57	0.07	—						"	0.003	0.043	10.4	10.4	84.0	
58	0.17	—						"	0.009	0.053	10.2	10.9	50.5	
59	0.03	—						"	0.003	0.100	9.2	10.3	46.1	
9	4.90	"	0.155	0.032	20.7	18.6	75.7	"	0.282	0.058	9.3	9.1	73.5	1.81
10	2.37	"	0.240	0.094	20.6	20.3	98.0	"	0.069	0.030	7.0	9.4	76.9	0.35
11	0.19	9.6	0.007	0.037	22.5	41.4	870	10.17	0.009	0.047	7.4	33.3	654	1.27
12	0.25	"	0.042	0.168	22.5	42.5	746	"	0.046	0.184	10.3	38.6	654	1.10
13	6.39	9.7	0.140	0.022	19.9	17.1	189	"	0.308	0.048	6.5	7.6	146	2.18
60	0.09	—						"	0.033	0.367	11.6	13.2		
61	0.62	—						"	0.050	0.081	11.2	9.0	90.9	
14	2.27	9.6	-0.076		26.0	25.8	613	"	0.175	0.077	11.3	13.4	368	—
15	0.01	9.7	0.002	0.200	19.5	10.0	121	"	0.004	0.400	10.2	8.9	114	2.00
16	0.19	"	0.009	0.047	21.4	16.2	81.6	"	0.009	0.047	10.2	8.3	87.7	1.00
17	6.23	"	0.008	0.001	22.1	17.6	163	"	0.155	0.025	11.0	8.9	161	25.00
18	0.84	"	0.004	0.005	21.4	15.6	60.2	"	0.012	0.014	9.5	8.3	53.5	2.80
19	1.50	9.6	0.055	0.037	25.0	16.4	131	10.18	0.087	0.058	8.7	7.8	119	1.57
20	3.95	"	0.193	0.049	24.3	17.4	197	10.17	0.180	0.044	9.3	9.5	159	0.90
52	0.08	9.7	0.004	0.050	22.6	12.7	73.5	"	0.004	0.050	10.0	10.1	90.9	1.00
21	2.38	9.6	0.010	0.004	25.7	19.8	256	10.17	0.046	0.019	12.9	10.8	188	4.60
23	0.58	"	0.006	0.010	22.8	17.3	27.4	10.18	0.009	0.016	10.6	7.2	29.4	1.60
24	1.52	"	0.010	0.007	23.1	13.8	45.2	10.17	0.044	0.029	12.1	8.8	36.9	4.14
53	0.13	9.7	0.003	0.023	22.6	15.9	74.1	"	0.005	0.038	12.1	10.5	65.4	1.65
27	1.47	9.6	0.085	0.058	25.1	10.3	74.6	"	0.090	0.061	10.4	9.1	63.7	1.05
28	1.77	"	0.326	0.184	27.2	19.0	193	"	0.118	0.077	9.8	10.6	155	0.42
29	0.75	9.7	0.037	0.049	24.3	9.1	71.9	"	0.053	0.071	9.7	8.7	65.8	1.45
62	0.15	—						"	0.057	0.380	9.4	8.8	53.5	
30	0.18	9.7	0.005	0.028	24.2	10.6	64.5	"	0.005	0.028	9.4	8.3	62.1	1.00
31	1.06	9.6	0.030	0.025	26.8	18.0	162	"	0.374	0.353	9.5	10.3	141	14.36
32	1.88	"	0.004	0.002	22.6	20.6	290	10.18	0.027	0.014	11.3	9.4	214	7.00
33	4.56	"	0.117	0.026	23.0	17.5	100.5	"	0.158	0.035	11.3	8.3	90.9	1.35
34	2.68	"	0.238	0.089	26.6	16.3	110	10.17	0.215	0.080	9.2	9.3	97.1	0.90
35	1.79	"	0.030	0.017	23.6	21.1	115	10.18	0.044	0.025	13.0	8.9	101	1.47
36	4.05	9.8	0.189	0.047	21.4	13.8	76.9	10.19	0.223	0.055	10.0	7.7	71.4	1.17
37	1.69	"	0.033	0.020	20.1	11.5	86.2	"	0.041	0.024	9.8	7.0	83.3	1.20
38	0.83	"	0.002	0.002	18.9	14.6	93.5	"	0.022	0.027	10.1	8.4	83.3	13.5

第2表 (つづき)
Table 2 (continued)

流域番号	流域面積	第1回測定						第2回測定						流量比
		月・日	流量 m ³ /s	比流量 m ³ /s/km ²	気温 °C	水温 °C	電気伝導度 μS/cm(25°C)	月・日	流量 m ³ /s	比流量 m ³ /s/km ²	気温 °C	水温 °C	電気伝導度 μS/cm(25°C)	
39	4.63	9.8	0.127	0.027	20.1	16.2	262	10.19	0.151	0.033	10.8	10.1	205.8	1.22
40	1.87	〃	0.296	0.158	16.5	9.6	67.1	〃	0.218	0.117	9.1	7.4	78.1	0.74
41	2.36	〃	0.110	0.047	16.5	12.1	65.8	〃	0.124	0.053	9.1	8.3	63.7	1.13
42	1.03	〃	0.025	0.024	18.1	9.4	81.3	〃	0.043	0.042	9.8	8.6	75.8	1.75
43	1.02	〃	0.005	0.005	23.3	12.6	81.3	〃	0.073	0.074	10.2	8.6	78.1	14.8
64	0.87	—						〃	0.009	0.010	10.8	10.4	337	
65	1.69	—						〃	0.113	0.067	11.6	13.8	105	
44	2.31	9.9	0.008	0.003	16.9	10.2	135	10.18	0.020	0.009	10.7	9.3	109	3.00
45	1.61	〃	0.095	0.059	17.4	9.2	76.3	〃	0.065	0.040	11.4	8.3	76.3	0.68
46	1.64	〃	0.242	0.148	19.4	9.6	113	10.19	0.190	0.116	10.8	7.9	108	0.78
47	0.71	9.8	0.081	0.114	19.9	16.9	128	10.18	0.161	0.047	12.4	12.7	119	3.48
63	0.26	—						10.18	0.003	0.012	12.0	8.4	115	
48	4.78	9.9	0.170	0.036	15.7	13.7	490	〃	0.260	0.054	11.6	9.4	418	1.50
49	2.93	9.8	0.189	0.065	18.1	15.5	358	10.19	0.055	0.019	11.0	9.8	347	1.05
50	0.75	9.8	0.007	0.007	19.1	16.9	156	〃	0.009	0.012	11.0	12.4	142	1.71



第6図 昭和50年9月測定比流量 (単位 m³/s/km²)
Fig. 6 Specific discharge (m³/s/km²), measured in Sept. 1975



第7図 昭和50年10月測定比流量 (単位 $\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$)
 Fig. 7 Specific discharge ($\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$), measured in Oct. 1975

影響を受けているが、建設省河川局編の流量年表(昭和50年)によれば、9月7日頃の値はほぼ濁水流量(355日流量)に、10月2日頃の値は、ほぼ低水流量(275日流量)に相当する(第5図参照)。

各小流域ごとの流量・水温・電気伝導度の値を第2表に示す。

6. 調査結果の解析

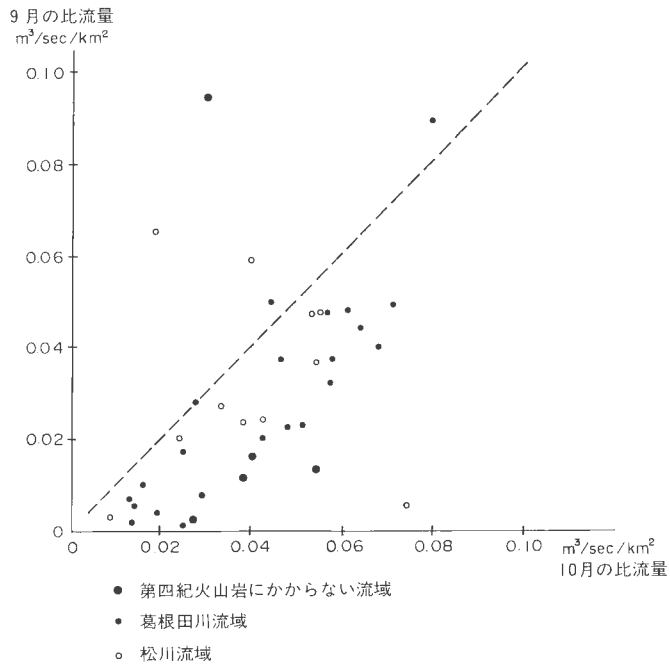
6.1 比流量

昭和50年9月及び10月測定の流量を比流量($\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$)に換算し、その分布を第6図と第7図にそれぞれ示す。

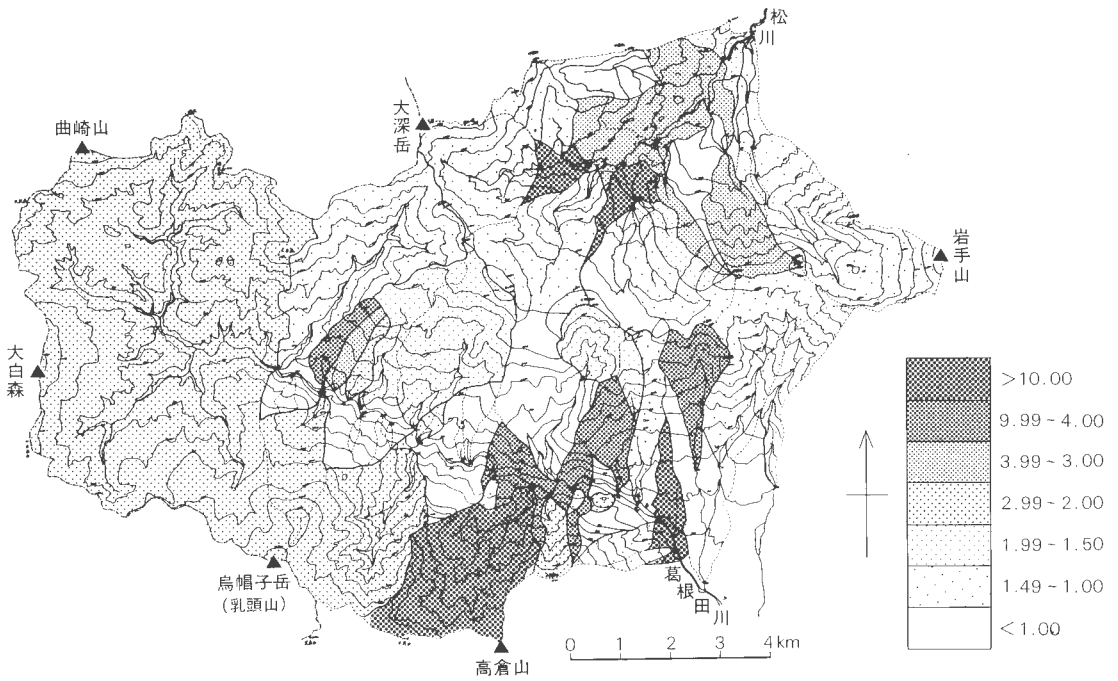
すでに述べたように、昭和50年9月の野外調査期間は、8月24日以降ほとんど降雨がなかった状態が続いた後の流量測定値であり(第4図参照)、明治橋における流量の値は、ほぼ濁水流量に相当する流量が観測されていた(第5図参照)。昭和50年10月の野外調査期間は、9月の野外調査終了後の長雨後、河川流量がしだいに減少して、ほぼ低水流量になった時期(第5図参照)に相当する。各小流域を考えた場合、地質条件が巨視的に保水能力が大きければ、その小流域からの流出はあまり降水の影響を受けないし、保水能力に乏しければ、降水の影響を受ける度合が大きい。9月の流量測定値はほぼ濁水流量に相当し、10月の流量測定値はほぼ低水流量に相当するとの考えで、9月の比流量値を縦軸に、10月の比流量値を横軸にして各測定点の値をプロットし、両者の関係を見たのが第8図である。

第8図の補助線は、9月の比流量値と10月の比流量値が等しい、すなわち降雨の影響を受けていないことを示す線である。この図をみると、松川流域内の測定点は、葛根田川流域内の測定点に比較して、この補助線に近くプロットされており、松川流域は相対的に葛根田川流域よりも地質条件に支配された保水能力が大きいといえる。

9月の流量値に対する10月の流量値の比率を、本稿では流量比と定義し、各測定地点ごとに第2表に



第8図 比流量の比較図
Fig. 8 Comparison diagram of specific discharge



第9図 10月の比流量/9月の比流量=流量比
Fig. 9 Ratio of specific discharge in October/September

示したが、これを小流域別に図示したのが第9図である。

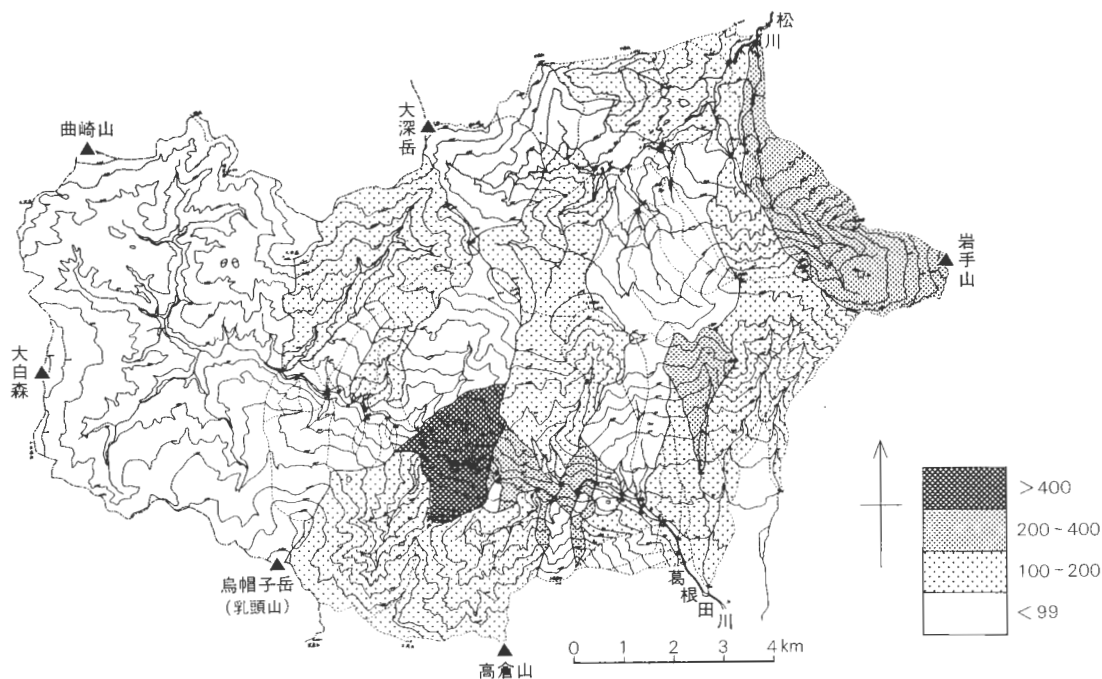
第9図を第2図と比較すると、新期火山岩地帯では小さく、第四紀火山岩にかからない流域では大きい。また噴気変質帯や噴気露頭を流域内にもつ no. 32小流域や、爆裂カルデラ状の地形を包含し、流域内に変質帯をもつ no. 17小流域(仙岩地熱地帯地質図編集グループ, 1985)や、噴気変質帯が地下に存在する松川地熱発電所付近の no. 38, no. 43流域(中村, 角, 1961, 仙岩地熱地帯地質図編集グループ, 1985)では流量比が大きくて、噴気変質帯をもつ小流域での保水能力が小さいこと、この理由を地質条件に求めるならば、河川水の涵養源となりうる地下水を保有する空隙に乏しい地質であるといえる。

寺田他(1980)、円錐状山体について、地形、山体の巨視的にみた透水係数及び涵養量を適当に与えて、有限要素法による軸対称体モデルとして浸透流解析を行った。その結果、山体の透水係数が涵養量に比較して相当程度大きい時には、円錐形山体の中心部でも地下水面はほとんど上昇せず、円錐体の脚部から地下水が吹出すことを明らかにした。本地域の新期火山岩類及び松川安山岩から構成される岩手山、犬倉山、大松倉山、三ツ石山の連峰や高倉山は、中村・角(1961)や仙岩地熱地帯地質図編集グループ(1985)による地質断面図や平面図の読図では、山体は透水性が大きいとされている第四紀火山岩であり、山体の基底付近に集中して地下水が湧出しているという条件に適合しているように見られる。

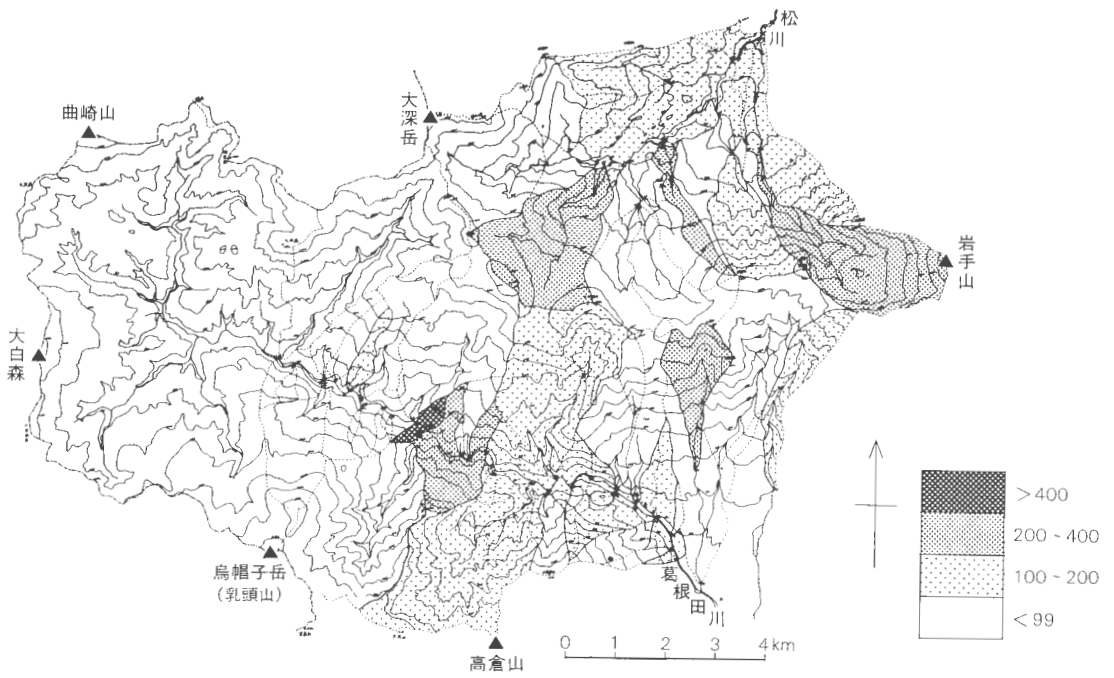
6.2 電気伝導率

表流水の電気伝導率は降水の影響を受けて常に変化しているが、その値は、その流域内の降水に直接支配されている部分と、降水以外の条件に支配されている部分とに分けることが出来る。本研究の場合のように、長期間無降水状態の時に測定した電気伝導率は、降水以外の条件に支配されている部分が強調されており、しかも研究対象地域はほとんど開発の影響の認められない山岳地帯の限られた一部であるから、地質の影響を直接受けている部分を測定していると考えてよい。

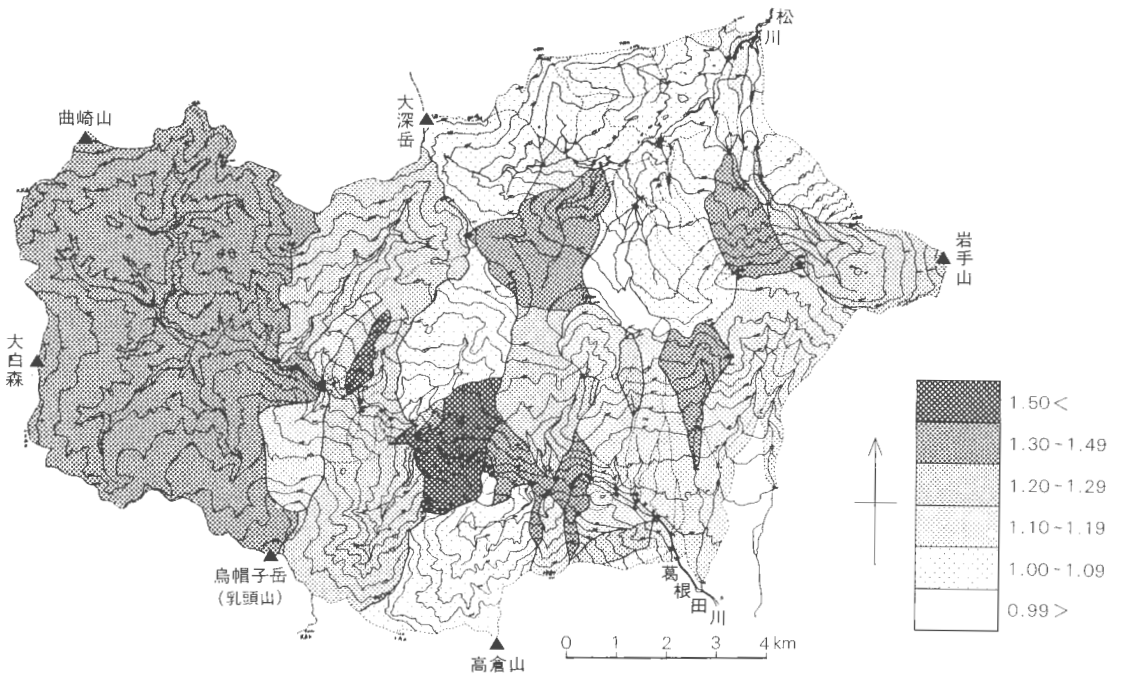
第10図及び第11図は、昭和50年9月と10月に測定した各測点の電気伝導率の分布であって、比流量と



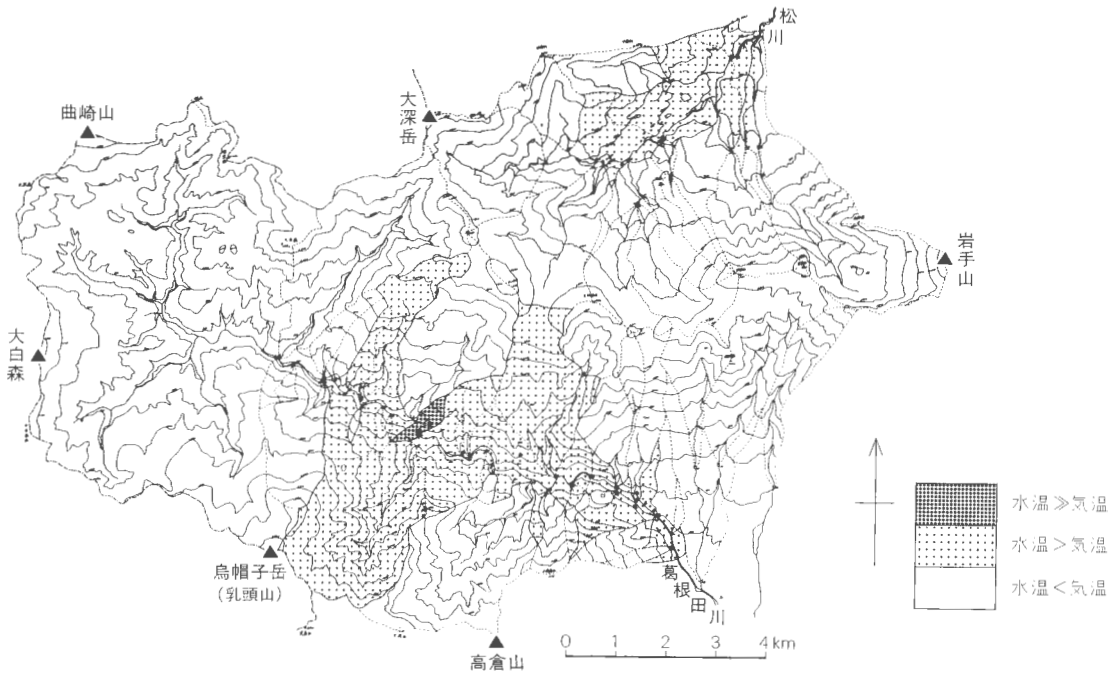
第10図 昭和50年9月測定 表流水の電気伝導率 (単位 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (25°C 換算))
 Fig. 10 Specific conductivity of stream water ($\mu\text{S}/\text{cm}$, at 25°C) measured in Sept. 1975



第11図 昭和50年10月測定 表流水の電気伝導率 (単位 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (25°C換算))
 Fig. 11 Specific conductivity of stream water ($\mu\text{S}/\text{cm}$, at 25°C) measured in Oct. 1975



第12図 電気伝導率の変動比 (10月/9月)
 Fig. 12 Ratio of conductivity in October/September



第13図 昭和50年10月測定時における水温と気温の比較

Fig. 13 Comparison diagram of stream water and atmospheric temperature, measured in Oct. 1975

同様に小流域単位で表現した。この場合、流量のように直上流側の電気伝導率を差引いて、その小流域だけから排出されている流水の電気伝導率を計算することが困難なため、直上流側の流域とオーバーラップしない図上の範囲だけが地紋で示されている。

測定値をみると、9月の電気伝導率のほうが、10月の現地調査時における電気伝導率の値よりも大きい。これを流量との比較でみると、流量が多いほうが電気伝導率が小さい。雨水は本来溶存成分に乏しく、電気伝導率が小さいので、岩石中から流出する溶存成分の多い、換言すれば電気伝導率が高い水を稀釈する結果であると解釈される。第12図は、その間の関係を示す9月の測定値と10月の測定値の変動率の分布である。

6.3 水温

表流水の水温は、気温のほか日照の影響も受けるため、一定しないのが通例である。しかし、地下水流出の影響が強い時には、水温の変動は少ない。また、一般の山岳地帯にあって、表流水が高所に発して長い距離を流下している時には、気温の影響を受けて、寒冷期の水温は気温よりも若干低目に現れる。

本研究地域では、噴気又は温泉露頭をもつ流域の水温が気温よりも上廻っている。第13図は、寒冷期に当る昭和50年10月の現地測定時における水温の分布図で、既知の噴気・温泉露頭(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)と、第13図に示す水温分布とはほぼ一致している。

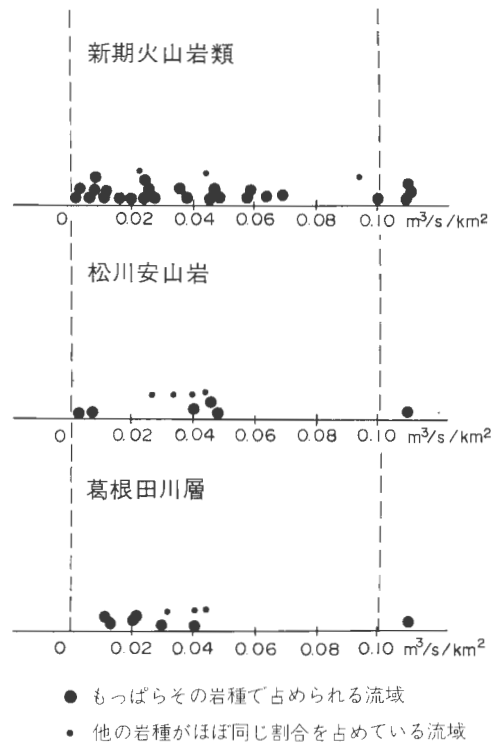
7. 比流量と地質との関係

昭和50年9月の現地調査は、比較的長い無降水状態の期間の終り頃実施され、その流量測定値は、ほぼ湧水流量に相当する値であることは、すでに述べた。

一般に湧水比流量と地質区分とがよく対応していることはよく知られている。KINO (1971)は、主として九州地方における流量観測記録から湧水比流量を求め、これと地質区分とを対応させて、固結堆積岩・花崗岩・石灰岩・軽石・第四紀溶岩の順に湧水比流量が大きくなっている事を示し、これは岩体の間隙の発達程度の差であるとした。虫明(1976)、安藤・虫明(1978)は、河川の湧水流出高と地質区分の対応関係を調べ、地質区分を第四紀火山岩・第三紀火山岩、花崗岩・中生層・古生層の5つとして湧水流出高に対する地質要因効果は有意であるとの結果を得ている。石井・佐久間(1973)は、全国主要鉄道トンネルの恒常湧水を調査し、岩種別のトンネル比湧出量($m^3/min/km$)を整理して、火山岩が最大の $3.08 m^3/min/km$ 、泥岩が最小の $0.07 m^3/min/km$ の平均比湧出量をもつと共に、地質区分と平均比湧出量に明瞭な差があるとした。ここでいう恒常湧水量は、トンネルが完成してもなお定期的に継続している湧出量のことである。表流水における基底流出に相当するものである。虫明他(1981)の研究については、すでに述べた。

第14図は、岩種を新期火山岩類、松川安山岩、葛根田川層の3つに区分し、もっぱら単独の岩種のみで占められている流域と、2つまたは3つの岩種が分布している流域とに分けて、比流量値を等間隔目盛の直線上にプロットしたものである。ただし、本図では、 $0.100 m^3/s/km^2$ を越えるものについては、同一点上にプロットしてある。

新期火山岩類についてみると、比流量値の分散度合が大きく、 $0.002 m^3/s/km^2$ から $0.19 m^3/s/km^2$ (第14図では >0.10 としてプロットされている)



第14図 岩種別の比流量分布図
Fig. 14 Numerical distribution of specific discharge, according to geological classification

の範囲に及んでいる。この中で比流量値の小さな流域をみると、山腹斜面の中ほどに測点をもつ流域である。また、比流量値が $0.100 m^3/s/km^2$ を越える小流域は、地下水の大量の湧出がその小流域内に存在すると考えられる特異な流域であることは、前項で述べたとおりである。

松川安山岩が分布する地域では、第14図にみられるとおり、 $0.02-0.04$ 、 $0.05-0.10$ の間に松川安山岩だけが分布する小流域のプロットが無いというバラツキがあり、他の岩種がほぼ同じ割合を占めている小流域では、 $0.02-0.05$ の間にプロットされている。

このような状況で岩種別の比流量を単純平均することは、特異点の値に大きく左右されることになって望ましくない。したがって、新期火山岩類・松川安山岩、葛根田川層の各々について中央値を求めると、 0.036 、 0.040 、 $0.030 m^3/s/km^2$ となる。

岩体の「巨視的にみた透水性」(以下単に透水性と呼ぶ)を、次のように考える。すなわち、岩体が地下水を包蔵するのは、岩体中に発達する各種の空隙であり、しかもその空隙が相互に連らなっている分だけが、無降水状態が続いても河川の流量を維持する地下水

を流動させている空隙である。粒状物質の集合体である未固結・半固結堆積物の有効間隙率と同じような意味、内容を、湧水流量がもっているものと考え、本研究の場合には、昭和50年9月測定の前比流量値によって、岩体の透水性が示される。また、相互に連らなった空隙が多いと、雨水が多量、かつ速

第3表 中流域別測定値一覧表
Table 3 Results of field measurements, generalized into sub-basin

	流域区分	流域面積 (km ²)	第1回(昭和50年9月)			第2回(昭和50年10月)			第2回測定値 第1回測定値
			流量 (m ³ /s)	比流量 (m ³ /s/km ²)	平均水深 (mm/day)	流量 (m ³ /s)	比流量 (m ³ /s/km ²)	平均水深 (mm/day)	
葛 根 田 川 流 域	A	34.75	0.770	0.022	1.90	1.779	0.051	4.41	2.32
	B	21.21	1.077	0.050	4.29	1.151	0.053	4.58	1.07
	A+B	56.46	1.847	0.033	2.85	2.930	0.052	4.49	1.58
	C	32.57	0.889	0.027	2.36	1.883	0.057	4.92	2.08
	B+C	53.78	1.966	0.036	3.13	3.034	0.056	4.83	1.54
	A+B+C	89.03	2.736	0.031	2.68	4.813	0.054	4.67	1.74
	D	10.91	0.389	0.036	3.11	0.444	0.041	3.54	1.14
根田川流域合計	99.94	3.125	0.031	2.68	5.257	0.053	4.58	1.71	
松川流域(E)	37.73	1.579	0.042	3.63	1.785	0.047	4.06	1.12	
調査流域合計	137.67	4.704	0.034	2.94	7.042	0.051	4.41	1.50	

やかに岩体中に侵入し、少ないと雨水の岩体中への侵入の程度が少なく、その分だけ河川水の流量が多くなる。その度合は、本研究の場合には、昭和50年9月の測定値と10月の測定値の流量比に示されている。そうして、結局、比流量と流量比が、岩体の空隙の性質を定量化した数値としての意味をもつものである。ここで、新期火山岩類、松川安山岩、葛根田川層の透水性を比較すると、この順で小さくなっている。

この順序は、本研究地域における地質別の保水機能の順序を示し、虫明(1981)の順位とほぼ一致する。植原・佐藤(1985)は、月単位水収支モデル解析結果から求めた、保水機能の大から小への順序とも一致するので、本研究における順位も妥当であると考えられる。

8. 葛根田川流域と松川流域との比較

第3表は、第2表を再編成して、中流域単位にまとめたものである。葛根田川流域については、測点no. 1に対する中流域をA、測点no. 10に対する中流域を(A+B)、測点no. 31に対する中流域を(A+B+C)、測点no. 34とno. 35の合算である中流域Dに細分し、松川流域については、中流域の区分は行っていない(第3図参照)。

この表をみると、昭和50年9月のほぼ渇水流量に相当する値が測定された時には、松川流域は葛根田川流域に比較して約35%比流量が大きい。さらに松川流域と、葛根田地熱発電所が立地する流域に当たる(B+C)中流域とを比較すると、松川流域は葛根田川(B+C)中流域に比較して17%だけ比流量が大きい。

次に、昭和50年9月の測定値と昭和50年10月の測定値とを比較してみる。比較のために、第3表に示す流量比をみると、松川流域の1.12に対して、葛根田川流域は1.71である。その中でも新期火山岩類及び松川安山岩が分布するB中流域、D中流域は松川流域とほぼ同じ値をもっている。この数字(流量比)が小さいことは、前後2回の数値に変動が少なく、雨の影響が流量に現れる程度が小さい、換言すれば保水能力が大きく、雨水が調節されていることを示している。

地質構造から検討を試みる場合に必要なのは、立体的にみた地質構造である。本地域の地質は、すでに第1表及び第2図に要約したとおり、新第三紀の堆積岩である滝ノ上温泉層、山津田層が僅かに葛根田川の谷筋に沿って谷底に露出しており、これに傾斜不整合をもって葛根田川層が、葛根田川層の谷底から山腹にかけて露出している。no. 1測点流域(第3表のA中流域と同じ)には玉川溶結凝灰岩が分布するが、流域の最奥の稜線近くに露出するだけであり、考慮に入れないこととする。

松川安山岩と葛根田川層の関係は明瞭な傾斜不整合であり、新期火山岩類は、松川安山岩の堆積後に形成された侵食平坦面の上に乗っている。

透水性の順序は、①新期火山岩類、②松川安山岩、③葛根田川層及び新第三系となり、葛根田川流域については、第四紀火山岩地帯に降水があったとしても、第四紀火山岩中に包蔵された地下水の全量が葛根田川層の中に侵入するのではなく、第四紀火山岩の基底に沿って、不整合面の低い方へ流動し、地表へ湧出してしまふ。

変質帯の存在が、透水性を低下させていることは、例えば no. 17流域、no. 32流域における測定値の例で明らかである。しかし、松川発電所から葛根田発電所地点を結ぶ地質断面図(仙岩地熱地域地質編集グループ、1985)には変質帯の分布は図示されていない。逆に、地下水のせき上げのような比流量の分布から、大規模な変質帯の存在を予想することが可能である。

9. ま と め

1) 松川地熱地帯と葛根田地熱地帯を包含する北上川支流松川及び葛根田川上流域で、流域を多くの小流域に分割し、昭和50年9月と10月の2回、小流域の出口で、流量、水温、電気伝導度を測定した。

2) 昭和50年9月の測定は、長期間無降水状態の後に当り、湯水流量に相当する流量値と、それに対応する水温及び電気伝導度が得られた。この数値は、もっぱら地下水流出の数値と考えられる。

3) 昭和50年10月の測定は、約1週間前に相当量の降雨があった後の状態で、低水比流量に相当する比流量値と、それに対応する電気伝導率が得られた。この数値は、地下水流出に、雨水の直接流出成分が加わった値である。

4) 各小流域ごとに、2回の流量値を比較すると、降雨の影響の受けやすさを示す流量比が求められ、これは又、雨水の直接流出成分の影響を受ける電気伝導率の比較とよく対応している。

5) 地質と湯水時の比流量とを比較すると、新期火山噴出物・松川安山岩・葛根田川層の順に比流量値が小さくなり、これは、岩体の有効孔隙率、あるいは透水性がこの順に小さくなることを示している。

6) 噴気・温泉露頭の周辺には変質帯が発達しているが、変質帯を含む流域からの流出は、透水性が小さい岩種の特徴を示すと共に、谷底部に変質帯が発達すると、地下水が湧き上るような流況を示す特徴が見られた。

7) 松川流域と葛根田川流域とを比較すると、松川流域は相対的に湯水時の比流量が大きく、また流量比も小さく、これは、地質構成に支配されているものと考えられる。

8) 以上の事を総合して、地質構成に支配された浅部の地下水流動系を、松川・葛根田川流域を包含する地域一帯について、推定することが出来た。とくに、新期火山噴出物の基底付近に、降水から直接涵養された地下水の層が存在すること、葛根田川層は、相対的に降水を地中に浸透しにくい岩種であること等が明らかになった。

文 献

- 安藤義久・虫明功臣(1978) 河川の低水流出特性と流域の地質区分・気候区分の対応関係について、土木学会第5回関東支部年次研究発表会講演概要集、p. 61-62
- 藤倉孝次・柳原親孝・中川忠夫・野口 勝・大久保太治(1970) 岩手県雫石町葛根田川(滝ノ上温泉)地域の地熱地帯における試錐による地温の分布について、地調月報、vol. 21, p. 133-154
- HAYAKAWA, M., TAKAKI, S. and BABA, K. (1966) Geophysical Study of Matsukawa Geothermal Area, Northeast Japan, *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 18, p. 147-156.
- 石井政次・佐久間文彦(1973) 全国主要鉄道トンネルの恒常湧水実態調査、鉄道技研報告、843, p. 1-

- 菅野敏夫(1976) 岩手県松川・滝の土地熱地域における水理調査研究 第1報, 昭和50年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, p. 80-125
- 建設省河川局編(1977) 流量年表(昭和50年), 日本河川協会
- KINO, Y. (1971) Hydrogeological Map as an Indicator of Natural Environment, *IAH Memoire, Congress of Tokyo*, Vol. IX, p. 39-40
- 金原啓司(1983) 八幡平東部地域における地熱変質帯と地熱系, 岩磁, 78, 479-490.
- 黒田和男(1982) 地質と地下水の流動, 環境科学研究報告集「地域環境要因としての地下水」, p. 7-20
- 虫明功臣(1976) 水力開発結果からみた山地河川の低水流出の特性, にほんのかわ, no. 7, p. 1-15
- ・高橋 裕・安藤義久(1981) 日本の山地河川の流況に及ぼす流域の効果, 土木学会論文報告集, no. 308, p. 51-62
- 中村久由(1976) 岩手県雫石町滝ノ上地域の地熱開発, 地熱エネルギー, vol. 1, no. 1, p. 44-56
- ・安藤 武・角 清愛・鈴木 孝(1960) 岩手県滝の土地熱地帯の温泉地質学的研究, 地調月報, vol. 11, p. 79-84
- ・角 清愛(1961) 岩手県松川地熱地帯の温泉地質学的研究, 地調月報, vol. 12, p. 73-84
- NAKAMURA, H. and SUMI, K. (1966) Geothermal Study of Matsukawa Geothermal Area, Northeast Japan, *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 18, p. 132-146
- 岡 行俊・寺田 孚・黒田和男・川迎森一夫・中野拡二・片桐牧雄・牛腸章 一郎(1977) 坑道閉そくに伴う坑水量の変化の予測(第1報)(第2報), 日本鉱業会誌, vol. 93, p. 353-357, p. 603-608
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985) 10万分の1仙岩地熱地域地質図及説明書, 特殊地質図(21-2), 地質調査所
- 角 清愛(1971) 松川地熱地帯の現世堆積物とその¹⁴C年代, 地調月報, vol. 22, p. 607-614
- (1978) 日本における地熱探査のあゆみ, 地熱エネルギー, vol. 3, no. 9, p. 45-57
- 寺田 孚・岡 行俊・黒田和男・西田米治・中野拡二・片桐牧雄(1980) 坑道閉そくに伴う坑水量の変化の予測(第3報), 日本鉱業会誌, vol. 96, p. 863-870
- 植原茂次・佐藤照子(1985) 日本の河川流域の月単位水収支と水文特性(第2報), 国立防災科学技術センター研報, no. 35, p. 155-228
- 山本荘毅(1983) 新版地下水調査法, 470 p. 古今書院

仙岩地熱地域の重力解析

駒澤正夫*・須藤 茂**・須田芳朗**

Gravimetric analysis of the Sengan geothermal area, northeast Japan

By

Masao KOMAZAWA*, Shigeru SUTO**
and Yoshiro SUDA**

Abstract: Several precise gravimetric surveys were carried out in the Sengan geothermal area for the purpose of understanding the basement structure and estimating the underground geological setting. Gravity data of the Sengan geothermal area indicates that this area is not characterized by the typical low Bouguer anomaly area, such as the Hohi geothermal area (corresponding to the area of graben structure) and the Kurikoma geothermal area (corresponding to the area of the typical caldera structure).

In the process of quantitative gravimetric analysis, the frequency analysis was carried out at the first stage. The gradients of power spectrum of Bouguer anomalies show that the original Bouguer anomalies are separated into the regional component (whose mean depth is 6.5 km, including Mohorovičić's discontinuity et al.) and local component (whose mean depth corresponds to the structure of 1.9 km and 0.8 km). The component of 0.3 km, which is not the noise component, is thought to be the most shallow structure component. The density model of three layers is assumed from the frequency analysis of gravity data, and two kinds of residual Bouguer anomaly maps, which correspond to the boundary between surface layer and middle layer and the boundary between middle layer and basement layer, are obtained by using band-pass filter made by the combination between two upward-continuation filters of different height.

The three dimensional analysis were carried out at the second stage, with the assumption of three layers problem with the density contrast 0.25 g/cm³ of the boundary between the surface layer (2.2 g/cm³) and the middle layer (2.45 g/cm³), and the density contrast 0.2 g/cm³ of the boundary between the middle layer and the basement layer (2.65 g/cm³).

The outcrops of the pre-Tertiary basement rocks in the surrounding area of the Sengan geothermal area were selected as the control points, because typical basement rocks were not found from the well drilling surveys in the Sengan geothermal area.

1. はじめに

地熱地域の貯留構造等の密度の変化による立体的な地質構造を推定する方法として重力調査は、弾性波調査と並んで比較的深部までの情報が得られる点で有効である。仙岩地熱地域では、従来からいくつかの機関によって重力調査が行われてきた。また、工業技術院サンシャイン計画の一環として行われた

* 新エネルギー総合開発機構 ** 地殻熱部

* New Energy Development Organization

** Geothermal Research Department

「広域熱構造調査法の研究」の中では、編集重力図も作成された(安達, 1978)。その結果、仙岩地熱地域の中心部である秋田・岩手県境付近には高重力異常域が、更に、それを囲むように周辺部にはいくつかの低重力域が存在することが明らかになった。

一方、「地熱探査技術等検証調査」の地下探査の調査域が、当初、秋田県の玉川上流の大深沢・小和瀬川地区に設定され、地下探査(坑井調査)に先立って地質・地化学調査及び中発破地震探査、電気探査、MT法探査などの地表での調査が行われた。この大深沢・小和瀬川地区は地形が急峻であり、調査地点に至るアプローチが長いことなどの理由のために、既存の重力測定点の測定密度は疎であった。このため本研究の一環として昭和58年度には、この大深沢・小和瀬川地区において重力調査を実施し、既存の重力測定資料も含めて仙岩地熱地域全域の編集重力図を作成した。その結果の一部は、既に仙岩地熱地域地質図(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)に公表されている。

本報告の解析の手順について述べると、先ず周波数解析よりブーゲー異常のパワースペクトルを求め概略の層構造を推定し、地質図や坑井データと対比させて対応する時階や密度差について検討した。次に、各層に対応する残差重力異常をフィルター操作により求め、基盤岩の露頭をコントロールポイントとして3次元構造解析を行った。得られた解析結果について、中発破による屈折法地震探査(測線長: 18 km, 新エネルギー総合開発機構(1982a))等の結果とも対比した。

なお、本報告に出てくる地名の位置は付図1を参照されたい。

2. 重力測定及び測量

重力測定は、昭和58年度に第1図(No. 13)に示した範囲の235点で行った。以下に測定に用いた機器、重力値の基準、基点について記す。なお、重力測定及び水準測量は、日鉱探開株式会社が、昭和58年8月23日—9月22日に行い、測定にはLa Coste-G型重力計2台を使用した。なお、重力計の製造番号は、G-178及びG-204である。

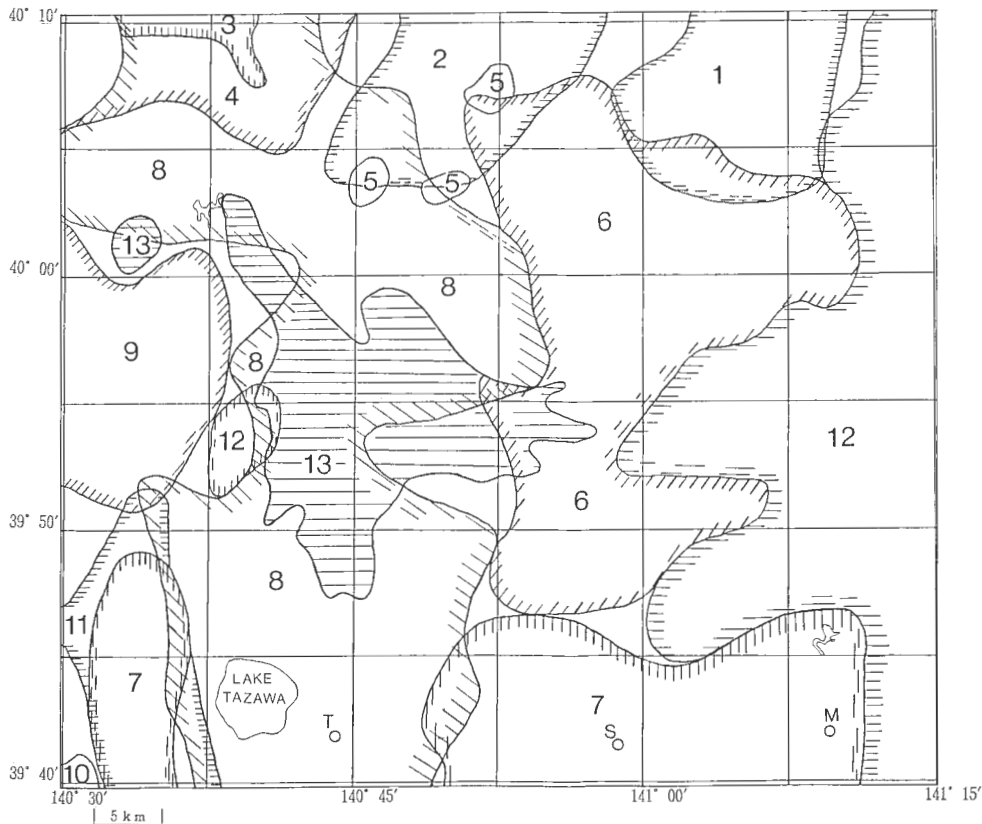
重力値の基準としては、新エネルギー総合開発機構(1982b)が秋田県角館町に設定した重力基点H804(39°35.94'N, 140°33.98'E, H=58.296 m)の980,188.147 mgalを使用した。重力測定の基点は、調査測定点が広範囲に分散しているため、南部では田沢湖町生保内の民宿彦六玄関にST5001(39°43.82'N, 140°42.69'E, H=230 m)を、北部では森吉町湯ノ沢温泉の柚旅館玄関にST5002(40°3.06'N, 140°35.10'E, H=280 m)を各々設定した。ST5001については重力基点H804との間の閉塞測定を2往復行い、ST5002についてはST5001との間の閉塞測定を3往復行って、各々の絶対重力値を決定した。基点間の閉塞測定のドリフトは最大でも0.02 mgal以下であった。結果として、ST5001の絶対重力値を980,124.923 mgal、ST5002の絶対重力値を980,124.467 mgalと決定した。

一般の測定点の重力値は、上記の基点ST5001あるいはST5002を閉塞基点とする閉塞測定を行って決定した。閉塞は1日1回を原則としたが、大深沢源流域などではテント泊を余儀なくされ、この場合には閉塞の期間が3日に及んだこともある。各閉塞測定のドリフトは最大でも0.05 mgal以下であった。

測量は、原則として水準測量を行ったが、地形の急峻な一部の路線では、気圧高度計を用いた。以下に各方法ごとの使用機器及び測量の経過を記す。

水準測量には測機舎製B-2自動レベル2台及びカール・ツェイス・イェナ社製N1050自動レベル1台を使用した。水準測量は全測定点235点のうち196点について実施した。調査地域内には国土地理院の水準点が多かったが、標高基準点には建設省の玉川ダム水準点、公共水準点(岩手県企業局)、三角点、独立標高点及び昭和50年度サンシャイン計画(第1表参照)による水準測量を実施した重力測定点を使用した。調査地域内では閉塞路線の設定が困難で、ほとんどが開放路線となった。開放路線では読み誤りをチェックするため、レベルを移動して2度読みを実施した。いずれの路線においてもその閉塞誤差、 d (単位: mm)は次式

$$d \leq 100 \sqrt{D}$$



第1図 仙岩地熱地域の重力資料範囲図 (番号は、第1表の調査地域名に対応)。
 Fig. 1 Data Source of compiled Gravity Anomaly Map of the Sengan Geothermal Area.

D ; 閉塞距離 (単位 : km)

を満足している。

気圧高度計はアメリカン・ポーリン社製精密高度計 MDM-5 (0-2,500 m, 0.5 m 読み) 及びネグレッティ & ザンブラ社製気圧計 M.1975A パロメック (670-1,050 mb, 分解能 0.02 mb) を使用した。気圧高度計による測定は39点になった。気圧高度計による読み取り値に対しては気温補正, 気圧補正及び閉合差補正を行った。気圧変化補正は, 田沢湖町生保内の宿舎で観測した気圧変化の記録に基づいて行った。同地では小笠原計器製作所製の定置型気圧計 BR-500 を設置し, 横河電機製作所製の打点式記録計 ER-186 で気圧を記録した。

3. 重力異常図の編集及び補正計算

今回の調査で得た重力測定値に既存の測定データを加えて以下の要領で仙岩地熱地域の重力異常図を作成した。なお, 編集に用いた重力データを第1図及び第1表に示す。編集の範囲は, 39°40'N~40°10'N, 140°30'E~141°15'E で, 国土地理院5万分の1地形図の大葛, 田山, 荒屋, 森吉山, 八幡平, 沼宮内, 田沢湖, 雫石及び盛岡の9葉に相当する範囲である。なお, 第1図及び第1表に示した既存の各データは, ブーゲー異常値を駒澤ほか(1985)による方法で統一的に計算し, 地形補正值などの各種補正值についても今回の調査で取得したデータと同様の方法で再計算を行った。

第1表 仙岩地熱地域の編集重力図に使用した重力調査一覧表

Table 1 List of Survey Names and Data Source for the Compilation of Gravity Map

番号	調査地域名	調査年度 (昭和)	実施機関	測定点数	調査面積 (km ²)	編集用点数
1	浄法寺	45	日本鉱業	362	300	188
2	秋田県北鹿	38	地質調査所	791	750	171
3	秋田県大館1	39	地質調査所	329	200	20
4	秋田県大葛	40	地質調査所	556	280	176
5	秋田県花輪	45	秋田県庁	1288	880	30
6	八幡平・田沢	50	サンシャイン計画	738	700	718
7	南八幡平・雫石	51	サンシャイン計画	649	660	437
8	秋田県田沢	46	秋田県庁	1656	1000	1222
9	北秋48	48	金属鉱業事業団	747	540	162
10	田沢55	55	金属鉱業事業団	341	270	3
11	田沢56	56	金属鉱業事業団	524	300	156
12	東北	56	新エネルギー総合開発機構	2707	6000	313
13	仙岩58	58	地質調査所	235	380	235
合計	仙岩地域重力図編集					3831

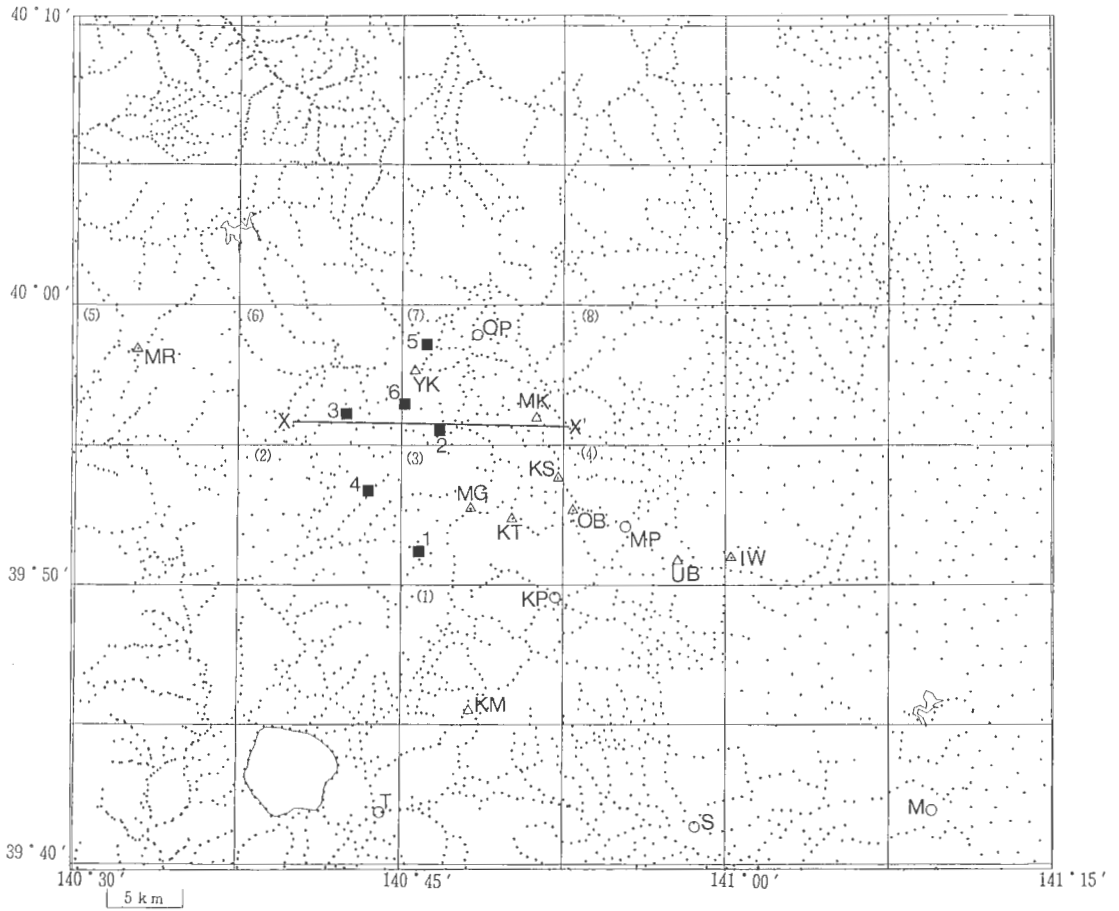
なお、地形補正計算は、国土地理院が作成した「国土数値ファイル(2.5万分の1地形図を東西と南北に各々40等分したメッシュの点を読み取ったもの)及び「平均地形高度ファイル(5万分の1地形図を東西に40等分、南北に30等分の計1,200個のメッシュに分割し、各メッシュの四隅の地形高度を読み取って4点の平均値を求め、ファイル化したもの)を使用し、60 kmまで実施した。従来は、ブーゲー補正を無限の平板とし、地形補正の範囲については有限な範囲の60 kmと、両補正の補正範囲が異なっていた。今回のように、測定点の標高値が大きい場合には、両補正の範囲が異なっているとブーゲー補正が過補正になり独立峰の頂上付近では見掛け上、低重力異常を作ってしまう。田島ほか(1977)は、ブーゲー補正を、地形補正の範囲に等しい矩形状の有限平板で行う方法でこの問題に対処したが、今回は、G-H 相関を求める際の傾斜項に無限平板の式が含まれるので、60 kmより遠い部分については、半径60 kmの円板部分を除いた無限の平板の地形補正值(T_{OUT})を、従来の有限範囲の地形補正值に加算す

第2表 既存調査地域名と絶対重力値変換定数の一覧表

Table 2 Survey Names and Reducing Constants for the Absolute Gravity Value

番号	調査地域名	調査年度 (昭和)	重力計の種類	重力値の基準	変換定数*	
					a	b
1	浄法寺	45	La Coste	ポツダム系	1.00	-14.162
2	秋田県北鹿	38	North American	任意系	0.99604	-7.973
3	秋田県大館1	39	North American	任意系	0.99397	-0.005
4	秋田県大葛	40	Wordon	任意系	1.00650	1.158
5	秋田県花輪	45	La Coste	ポツダム系	1.00	-13.574
6	八幡平・田沢	50	La Coste	ポツダム系	1.00	-14.047
7	南八幡平・雫石	51	La Coste	ポツダム系	1.00	-14.062
8	秋田県田沢	46	La Coste	ポツダム系	1.00	-13.882
9	北秋48	48	La Coste	ポツダム系	1.00	-13.436
10	田沢55	55	La Coste	ポツダム系	1.00	-13.779
11	田沢56	56	La Coste	ポツダム系	1.00	-13.896
12	東北	56	La Coste	JGSN75	1.00	0.000
13	仙岩58	58	La Coste	JGSN75	1.00	0.000

* 変換式は $g = a \cdot G + b$ と1次式に設定
g: 絶対重力値 G: 測定値



第2図 仙岩地熱地域の重力測点配置図。

Fig. 2 Distribution of Gravity Stations of the Sengan Geothermal Area.

(1)~(8): 2.5万分の1の地形図名 (map name of 1/25,000 scale)

(1) 秋田駒ヶ岳, (2) 羽後玉川, (3) 曲崎山, (4) 松川温泉, (5) 森吉山, (6) 玉川温泉, (7) 八幡平, (8) 茶臼山

△: 山岳名 (mountains)

KM: 秋田駒ヶ岳, MG: 曲崎山, KT: 関東森, UB: 姥倉山, IW: 岩手山, MR: 森吉山, YK: 秋田焼山, MK: 番岳, KS: 嶮岨森, OB: 大深岳

○: 都市・地熱発電所 (city or town geothermal power plant)

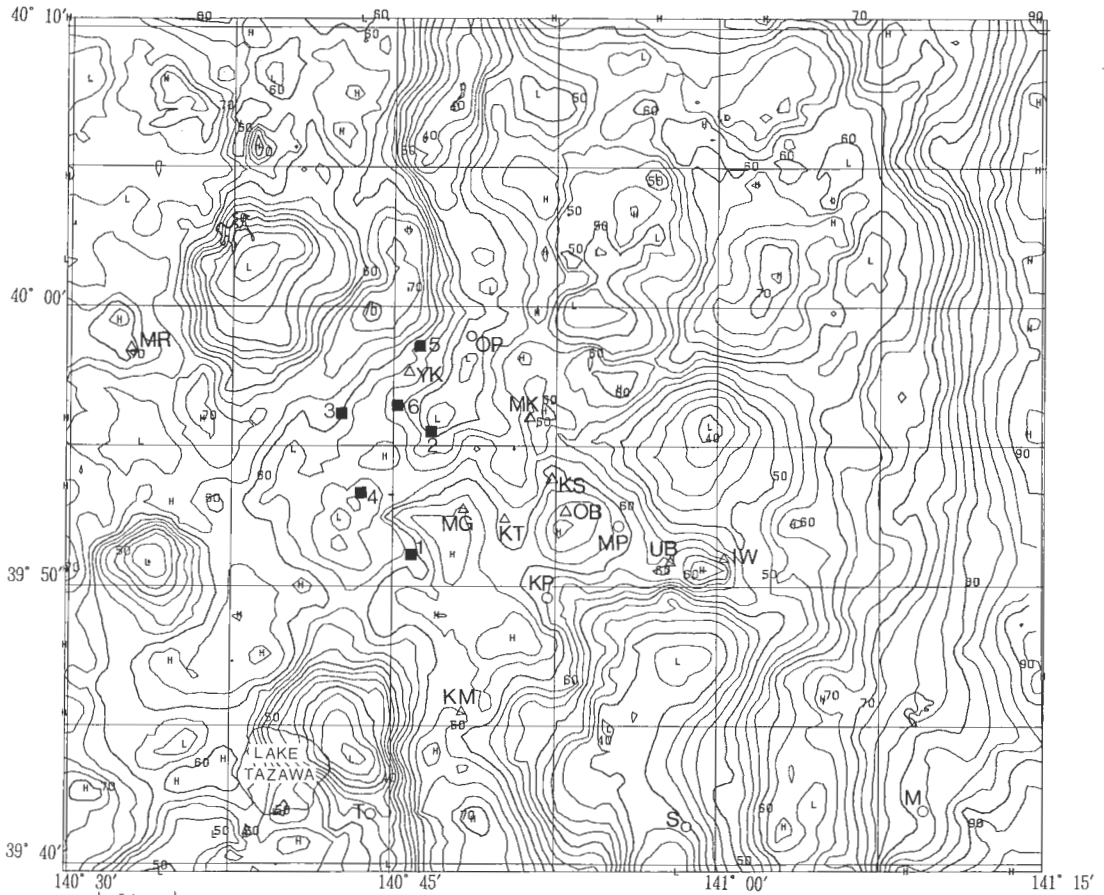
M: 盛岡市, S: 宇石町, T: 田沢湖町, MP: 松川地熱発電所, KP: 葛根田地熱発電所, OP: 大沼地熱発電所, X-X': 中発屈折法地震探査測線 (Refraction Seismic Survey Profile)

る方法をとった。つまり、地形補正の範囲の外側の部分のブーゲー補正値を上記の地形補正値 (T_{OUT}) で相殺することになる。なお、 R (60 km) を通常の地形補正の範囲とし、 h を測定点の標高値としたとき、60 km より遠い部分の地形補正値 T_{OUT} は、

$$T_{OUT} = 2\pi k^2 \rho (\sqrt{R^2 + h^2} - R) \quad (1)$$

で与えられる。具体的に T_{OUT} は、 $h=500$ m で 0.087 mgal 程であるが、 $h=2,000$ m で 1.397 mgal と無視できない量になることが判る。

次に、測定値の絶対重力値への変換について考慮した。既存データの重力値は、JGSN75 に基づいた系で必ずしも求められていない点と、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が考えられるために、測定値には機器差が存在すると考えられる。従って、既存測定点の絶対重力値を



第3図 仙岩地熱地域の編集重力図（ブーゲー異常： $\rho=2.2\text{ g/cm}^3$ ，コンター間隔：2.5 mgal）。

■ 1,500 m-2,000 m 級構造試験坑 (1,500 m-2,000 m class wells)

1 : SN-1, 2 : SN-2, 3 : SN-3, 4 : SN-4, 5 : SN-5, 6 : SN-6K

Fig. 3 Gravity map of the Sengan Geothermal Area (Bouguer Anomalies: $\rho=2.2\text{ g/cm}^3$, Contour interval: 2.5 mgal).

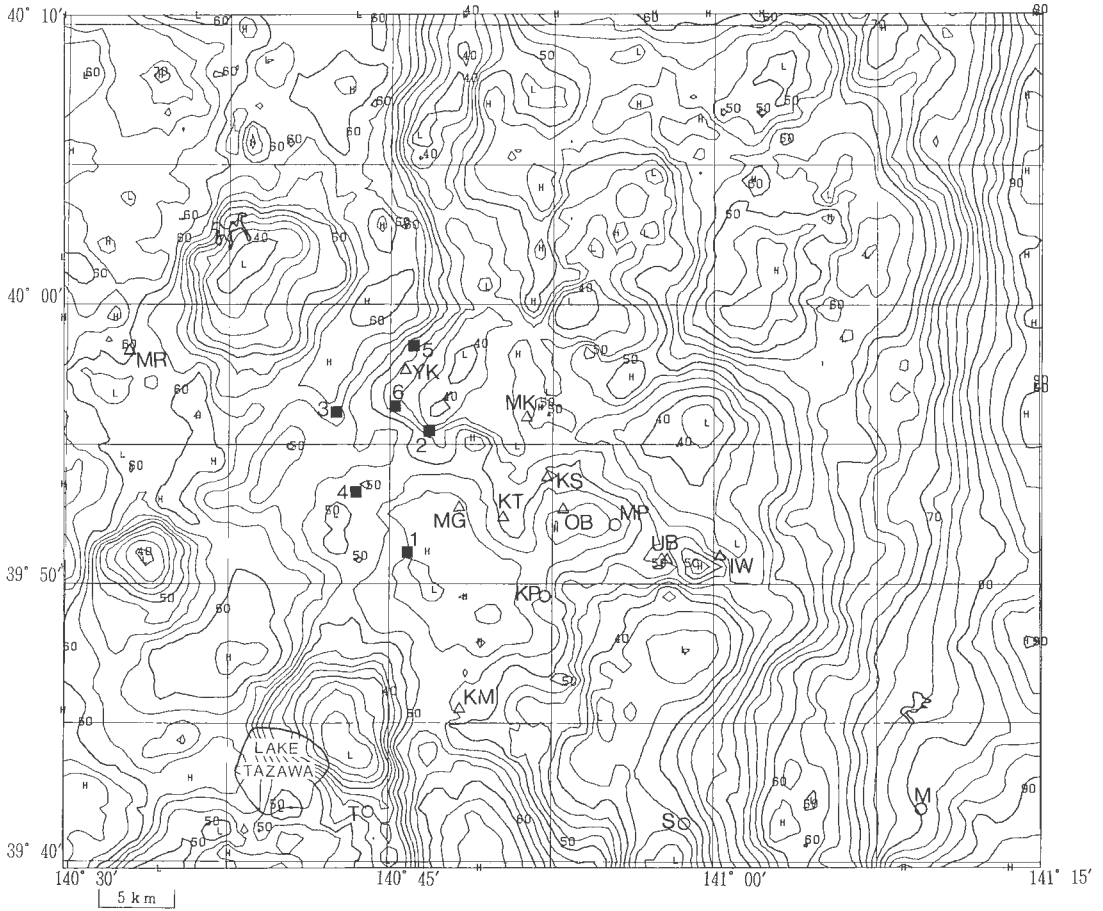
求めるためには、重力計の定数が検定されている重力計により既存測定点の一部を再測定し、その結果に基づき測定値より絶対重力値への変換式を求める必要がある（広島ほか，1982；駒澤ほか，1985）。変換式は、測定値を G とおき、絶対重力値を g とおいたとき、

$$g = a \cdot G + b$$

の1次式で仮定する。当然重力計の定数が適切ならば、 $a=1$ である。

既存の測定値を絶対重力値に変換するのを目的とした検定重力測定が新エネルギー総合開発機構（1982b）によってなされており、今回は、その測定結果を利用した。変換定数 a 、 b は第2表に示す。第2表から、La Coste 重力計の定数が適切であり、Wordon 重力計及び North American 重力計の場合は、重力計の定数に検討を加える必要があることが判る。

今回の編集に用いた測定点の配点図を第2図に示した。なお、平均測点密度は約1.05点/ km^2 である。なお、地表付近の密度は、単に、一種類のもので扱えないので、地形とブーゲー異常との相関を直視的に見るために、仮定密度が 2.2 g/cm^3 、 2.4 g/cm^3 及び 2.67 g/cm^3 のものを作成し、それらを第3図、第4図及び第5図に各々示した。



第4図 仙岩地熱地域の編集重力図 (ブーゲー異常: $\rho=2.4 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔: 2.5 mgal).
 Fig. 4 Gravity map of the Sengan Geothermal Area (Bouguer Anomalies: $\rho=2.4 \text{ g/cm}^3$, Contour interval: 2.5 mgal).

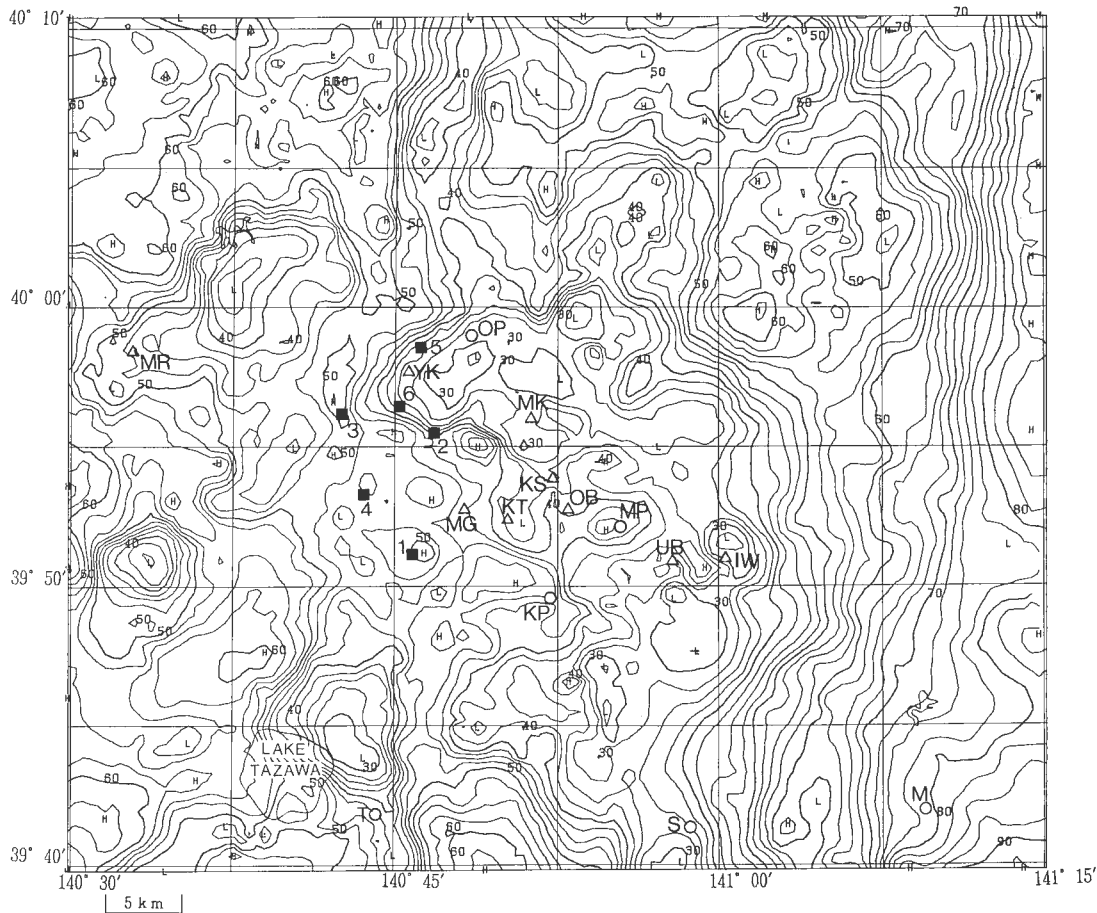
4. 地質分布の概要とブーゲー異常

(1) ブーゲー異常の仮定密度

地形とブーゲー異常の相関を検討するために、G—H 相関図を作成して、地表付近の平均密度を検討した。ブーゲー異常値は、

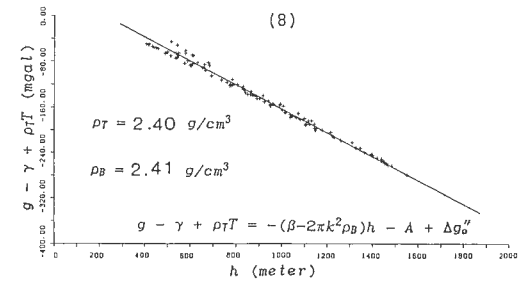
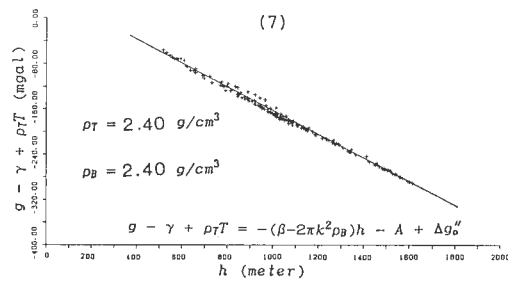
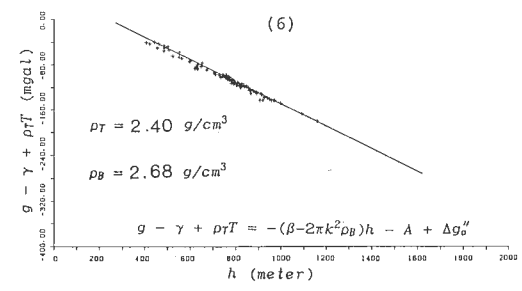
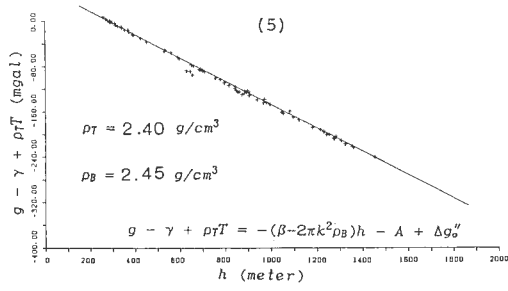
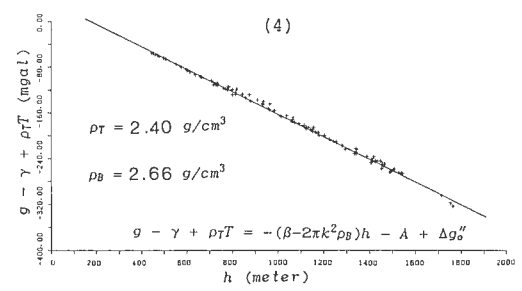
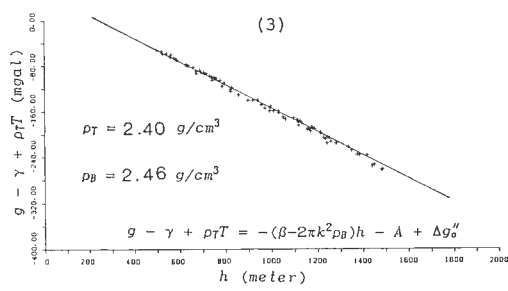
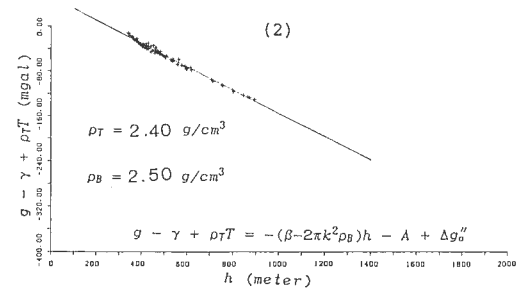
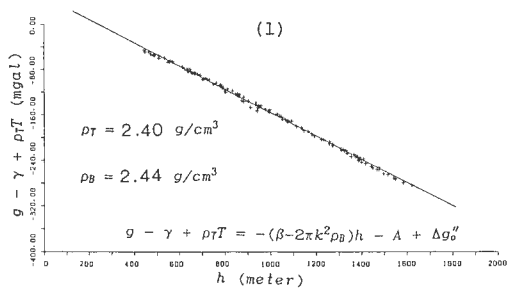
$$\Delta g_0'' = g - \gamma + (\beta - 2\pi k^2 \rho) h + \rho T + C_A \quad (2)$$

で得られる。ただし、 g は絶対重力値、 γ は標準重力値、 β はフリーエア勾配、 T は地形補正值、 C_A は大気補正值、及び k^2 は万有引力定数である。なお、 C_A は、最大でも 1 mgal に満たず無視できる。そこで、縦軸を $(g - \gamma + \rho T)$ に、横軸を h にとった場合、重力異常を起こす原因がなければ、当然、各測定点は、傾斜が $-(\beta - 2\pi k^2 \rho)$ の直線上にプロットされる筈であるが、実際には、地下の不均質な密度構造のために直線からずれ、そのズレの大きさはブーゲー異常値に依存する。従って地表付近の平均的な密度を求めるには、ブーゲー異常値が大きく変化しない程度の狭い範囲に限定した方がよい。今回は仙岩地域の2.5万分の1地形図の範囲について機械的に選んでG—H相関を求めた。その結果を第6図に



第5図 仙岩地熱地域の編集重力図 (ブーゲー異常: $\rho=2.67 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔: 2.5 mgal).
 Fig. 5 Gravity map of the Sengan Geothermal Area (Bouguer Anomalies: $\rho=2.67 \text{ g/cm}^3$, Contour interval: 2.5 mgal).

示した。その結果をみると、松川温泉 (2.66 g/cm^3) と玉川温泉 (2.68 g/cm^3) を除けば、 2.4 g/cm^3 – 2.5 g/cm^3 (秋田駒ヶ岳: 2.44 g/cm^3 , 羽後玉川: 2.50 g/cm^3 , 曲崎山: 2.46 g/cm^3 , 森吉山: 2.45 g/cm^3 , 八幡平: 2.40 g/cm^3 , 茶臼山: 2.41 g/cm^3) となっている。従って、仙岩地域の地形との相関の小さいブーゲー異常図の仮定密度は、 $\rho=2.4 \text{ g/cm}^3$ 程度と考えられる。なお、(2)式をみると密度 ρ が、ブーゲー補正と地形補正の両方にかかっており、本来は、両補正の密度 ρ は一致せねばならないが、地形補正の密度 ρ が多少変化しても ρT の値はあまり大きく変化しないので、地形補正については、一律に $\rho=2.4 \text{ g/cm}^3$ として処理した。また、駒澤ほか(1984)が、本解析範囲全域のG–H相関について $\rho=2.2 \text{ g/cm}^3$ を得ているが、それはサンプリング範囲を広くとったためにブーゲー異常値の項が利いて見掛け上密度が小さく算出されたためと考えられる。なお、密度 2.4 – 2.5 g/cm^3 は花崗岩や中古生層基盤の密度よりは小さく、地表付近に分布する新第三紀–第四紀の新期火山岩類や、玉川溶結凝灰岩類等の平均的な密度を表していると思われる。従って、仙岩地域の中央部では、新エネルギー総合開発機構による $1,500 \text{ m}$ – $2,000 \text{ m}$ 級の構造試錐調査(SN-1~5, 6 K)の結果なども併せて基盤岩の浅部での分布は一般的でないと考えられる。松川地熱地域で密度が大きく算出されたのは、密度の大きい松川安山岩が地表に広く分布し、また、ひん岩などの密度の大きい貫入岩も浅い所に確認されているためと考えられ



第 6 図 仙岩地熱地域の G—H 相関図。(1)–(8)：2.5 万分の 1 の地形図名(第 2 図参照)。

Fig. 6 Gravity versus Height Relationship of the Sengan Geothermal Area.

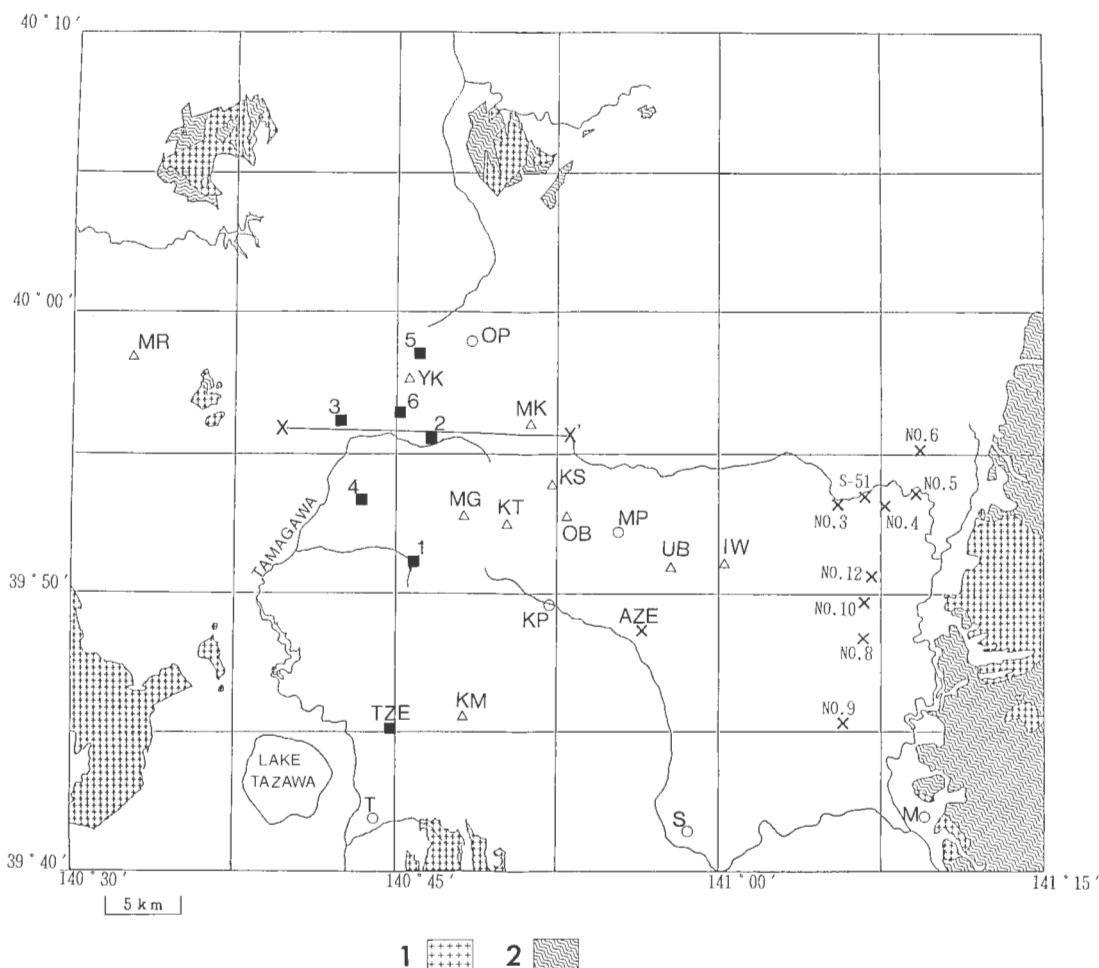
(1)–(8)：Map name of 1/25,000 scale (refer to Fig. 2).

- (1) 秋田駒ヶ岳：128点, (2) 羽後玉川：91点, (3) 曲崎山：81点, (4) 松川温泉：113点, (5) 森吉山：79点,
- (6) 玉川温泉：104点, (7) 八幡平：147点, (8) 茶臼山：111点

る。また、玉川温泉地域は、丁度、高重力異常域の張り出し域に当たり、ブーゲー異常の平坦域でない、また、測定点間の標高差が大きくなり重力値の差が小さいために見掛け上密度が大きく算出された可能性も考えられる。

(2) ブーゲー異常と先第三系の基盤分布等の地質との対比

地形による局所的異常の最も少ない仮定密度 2.4 g/cm^3 のブーゲー異常図について概略的に地質分布と比較してみた。編集図を作成した範囲内の先第三系の基盤岩の露出域を第7図に示す。基盤岩の主な分布域は、東端の北上山地、南端の生保内東方、北端の花輪東方、西部の鑑畑ダム付近・森吉山南東麓及び北西端の竜ヶ森付近である。このように先第三系の露出域は周辺部に限られていて、広域的あるいは局所的な高重力異常域に対応している。したがって、構造解析を行う際には、コントロールポイントは周辺部に設定することになり、広範囲にわたってコントロールポイントとブーゲー異常値の関係を矛盾なく説明するためには、対象とする深度より深い構造による適当な傾向面を設定して解析する必要がある。



第7図 仙岩地熱地域の基盤露頭域。

Fig. 7 Distribution of outcrop of basement rock in the Sengan Geothermal Area.

1: 花崗岩類 (granitic rocks), 2: 先第三系 (Pre-Tertiary rocks), ×: 基盤岩類に逢着した坑井 (Well catching basement rocks), ■: 基盤岩類に逢着しなかった坑井 (Well not catching basement rocks), X-X': 中発破屈折法地震探査測線 地質及び坑井の資料は仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985), 北村・尾西(1972)及び須藤・石井(1987)による。

あると考えられる。

高重力異常域は、地質的には先第三系の露出域及び秋田・岩手県境の隆起帯にあたる脊梁山地地域と対応している。例えば、編集城南端の秋田駒ヶ岳南方の山地は先第三系基盤岩の露出域であり、秋田駒ヶ岳付近の隆起部と高重力異常域はよく対応している。しかしながら、山岳地域の高重力異常域と先第三系基盤岩の隆起との対応が明確ではない場合もある。独立峰である岩手山に対応する高重力異常域は、その仮定密度を大きくするにしたがって狭く、また異常値が小さくなる。岩手山の山体の実際の平均密度を求めることは困難であるが、仮定密度を変化させることによりこのような独立峰の高重力異常がなくなった場合の密度が、近似的にはその山体の平均密度と考えてもよい。それより、岩手山の平均密度は $\rho=2.3 \text{ g/cm}^3$ 程度と考えられる。

逆に低重力異常域は、新生代の堆積盆とよく対応している。それらは雫石盆地、田沢湖東方、上桧木内、太平湖付近及び大更西方であり、これらの堆積盆内には低密度の堆積物が分布する。

5. 定 量 解 析

(1) 残差重力図の作成

層状の密度構造の平均的な深度推定を行うために、フーリエ級数による周波数解析を行った。解析範囲は、第3図に示す範囲で、UTM 座標系54帯(中央経線は、東経141°)の座標値、

$$457,000 \text{ m} \leq X (\text{東が正}) \leq 521,500 \text{ m}$$

$$4,390,000 \text{ m} \leq Y (\text{北が正}) \leq 4,446,500 \text{ m}$$

に相当し、データ数は 130×114 (格子間隔は、500 m の正方格子)である。上記の x, y 方向の解析範囲を各々 L, W とおいたとき、三角関数の仮数部が、波数 m, n 成分について、各々 $2\pi mx/L, 2\pi ny/W$ とおける有限フーリエ級数を考える。密度差のある境界面を $D(x, y) = D_0 + h(x, y)$ ($D_0 \gg h$)、密度差を ρ とし、それによる重力異常を、 $\Delta g(x, y)$ とし、両者のフーリエ係数を各々 $a_{mn}, b_{mn}, c_{mn}, d_{mn}$ 及び $A_{mn}, B_{mn}, C_{mn}, D_{mn}$ としたとき、両者のフーリエ係数の関係は、

$$\begin{pmatrix} A_{mn} \\ B_{mn} \\ C_{mn} \\ D_{mn} \end{pmatrix} = 2\pi k^2 \rho \exp(-2\pi D_0 f) \begin{pmatrix} a_{mn} \\ b_{mn} \\ c_{mn} \\ d_{mn} \end{pmatrix}$$

である。ただし、 $f = \sqrt{m^2/L^2 + n^2/W^2}$ とする。 $\Delta g(x, y), D(x, y)$ のパワースペクトル P_{mn}, E_{mn} をフーリエ係数を用いて表せば、各々、

$$P_{mn} = \{(A_{mn} - D_{mn})^2 + (B_{mn} + C_{mn})^2\} / 16$$

$$E_{mn} = \{(a_{mn} - d_{mn})^2 + (b_{mn} + c_{mn})^2\} / 16$$

となる。 $D(x, y) (h(x, y))$ が、近似的にホワイトノイズ的な構造をもつときは、

$$E_{mn} \sim \text{Const}$$

であり、 P_{mn} の対数をとると、

$$\ln(P_{mn}) = -4\pi D_0 f + \text{Const}$$

の関係をもつ。

第8図は、縦軸に $\ln(P_{mn})$ を、横軸に $f = \sqrt{m^2/L^2 + n^2/W^2}$ をとったブーゲー異常図(第3図、 $\rho=2.2 \text{ g/cm}^3$)のパワースペクトル図であり、4本の直線の傾きから求めた平均的な深度は、それぞれ、

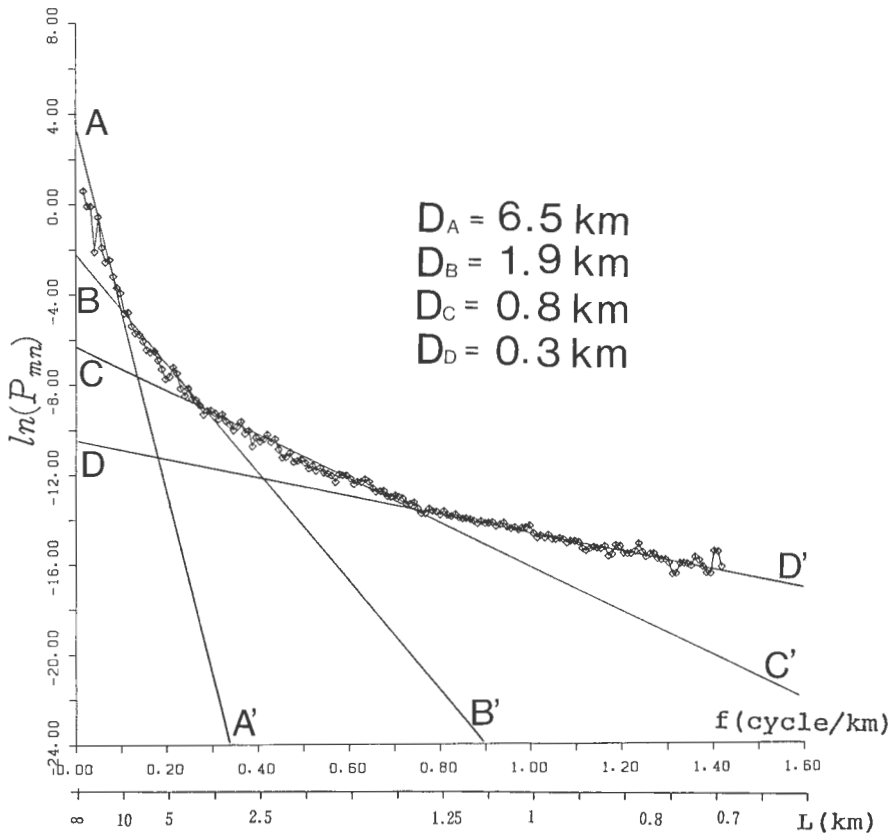
$$A-A' : D_A = 6.5 \text{ km}$$

$$B-B' : D_B = 1.9 \text{ km}$$

$$C-C' : D_C = 0.8 \text{ km}$$

$$D-D' : D_D = 0.3 \text{ km}$$

となる。ただし、必ずしも直線の引き方が一通りとは限らない点と、 D_B 及び D_C については互いに接近しており各々の成分を分離するのが困難な点から、ここでは、3層モデルと考えた。

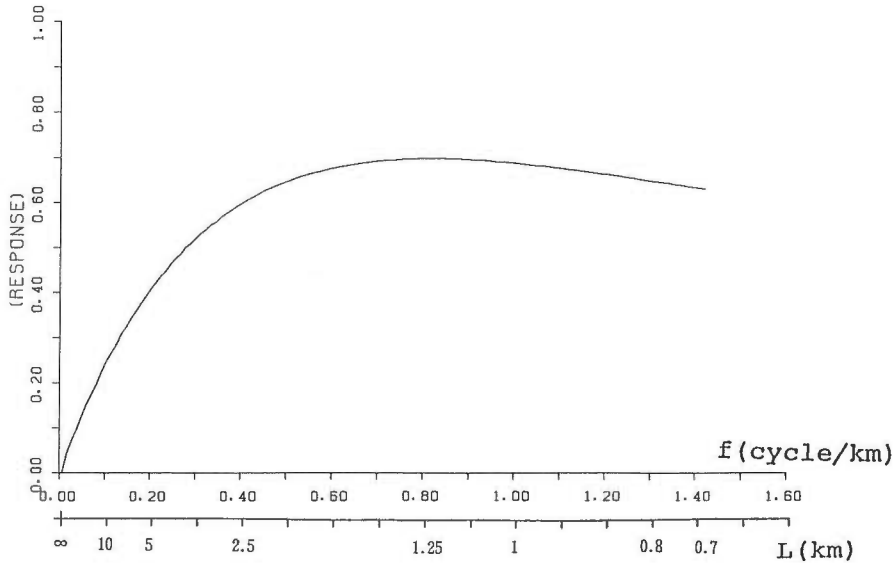


第8図 仙岩地熱地域ブーゲー異常図のパワースペクトル。f: 周波数(frequency), L: 波長 (wave length), ナイキスト波長(Nyquist wavelength): 707 m
 Fig. 8 Power spectrum of Bouguer anomalies of the Sengan Geothermal Area.

すなわち、 D_A に対応する構造は、モホロビッチ不連続面などを含む深い構造や、地殻内の広域的な密度変化による構造によるもので、本解析の対象からは除外すべきである。 D_B 及び D_C に対応する構造は、中新世以降を上層とし、先第三系基盤岩類及び中新世以前のもの、一部には固結した密度の大きい溶結凝灰岩類を下層とする境界の構造を反映していると考えられる。なお、この境界面が2面に分離したのは、境界面が深くなっている地域と浅くなっている地域を含み、起伏の変化に富んでいるためと考えられる。 D_D については、密度の小さい新期火山岩類を上層とし、溶結凝灰岩類や安山岩類を下層とする境界の構造を反映していると考えられる。ただし、仙岩地域は、大規模な溶結凝灰岩の堆積や熱水変質作用があったために、時代区分と密度との対応は、必ずしもよくないと考えられる。

パワースペクトル解析の結果から想定される境界層による残差重力図は、二種類の高さの上方接続フィルター(upward-continuation filter)の適当な組み合わせによるバンドパスフィルター(GUPTA, V. K. RAMANI, N., 1980; 駒澤, 1984)により抽出した。なお、バンドパスフィルターは、表層の密度と考えられる仮定密度 2.2 g/cm^3 のブーゲー異常図に操作した。

D_D が示す深度(第1層目と第2層目との境界に対応する)の残差重力図は、ノイズ成分の除去のため極く浅い高度 H_1 に上方接続させたものである $UP(H_1)$ と、解析対象である D_D より浅い成分については減衰するが解析対象深度より深い D_C 以深の成分については減衰が小さいような高度 H_2 に上方接続させた広域的傾向面と考えられる $UP(H_2)$ との差、つまり、 $UP(H_1) - UP(H_2)$ として求めた。ここでは、 H_1 及び H_2 については、各々適当と考えられる $H_1 = 50 \text{ m}$ 及び $H_2 = 500 \text{ m}$ とした。 $UP(H)$ の周波



第9図 周波数特性 (UP(50 m)-UP(500 m)).

Fig. 9 Frequency Response (upward continuation of 50 m minus upward continuation of 500 m).

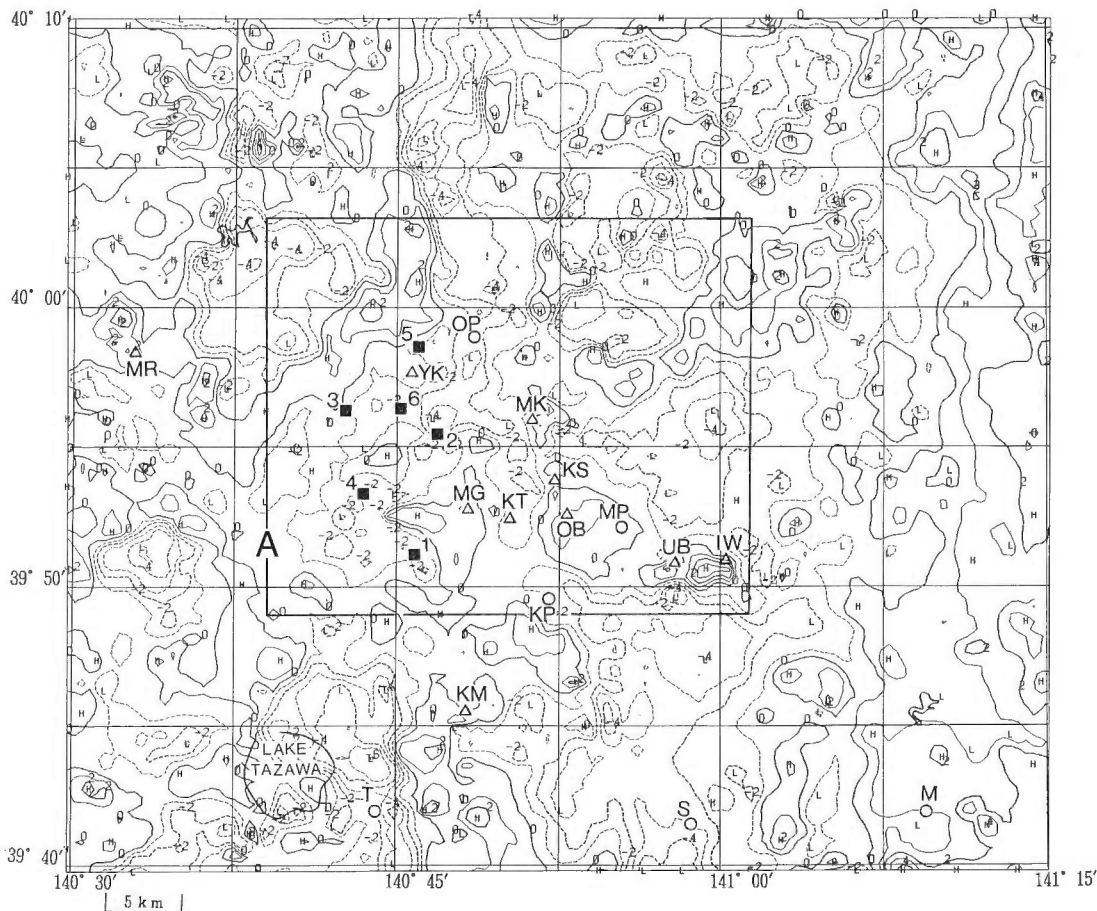
数特性が、 $\exp(-2\pi fH)$ より、 $UP(H_1) - UP(H_2)$ の周波数特性は $\exp(-2\pi fH_1) - \exp(-2\pi fH_2)$ で求められ、周波数特性を第9図に示し、残差重力図 $UP(H_1) - UP(H_2)$ を第10図に示した。第9図をみると、波長が1 km付近の所で最大となっているのが判るが、それは、ある深度の孤立した質量分布による重力異常が、地表では3-5倍程度の範囲に拡がることと調和的である(大久保ほか, 1983)。

D_B 及び D_C の深度を示す(第2層目と第3層目との境界に対応する)残差重力図は、解析対象深度より浅い D_D による成分については減衰するが、 D_B 及び D_C については減衰が小さい高度 H_3 に上方接続させたもの($UP(H_3)$ と表記)と、 D_B 及び D_C については充分減衰し、解析対象深度より深い D_A だけの成分が抽出できる高度 H_4 に上方接続した広域的傾向と考えられる $UP(H_4)$ との差、つまり、 $UP(H_3) - UP(H_4)$ として求めた。本解析では、 H_3 及び H_4 については、各々適当と考えられる $H_3=500$ m及び $H_4=5,000$ mとした。 $UP(H_3) - UP(H_4)$ の周波数特性を第11図に示し、残差重力図 $UP(H_3) - UP(H_4)$ を第12図に示した。第11図をみると、波長が深度に対して3-5倍程度の10 km付近の所で周波数特性が最大となっている。なお、モホロビッチ不連続面やコンラッド不連続面を含む深い構造を反映した広域的な傾向面と考えられる $UP(5$ km)を第13図に示す。

なお、ここで示したフィルター操作は、ホワイトノイズ的な構造の深度と重力異常のパワースペクトルとの相関性を用いているが、構造自体にパワースペクトル的な偏りが存在していれば、重力異常のパワースペクトルに反映することになる。しかし、実際は構造自体が持つパワースペクトルの偏りの評価は困難で、ここでは、本操作を構造の平均的な深度の目安をつけるのにとどめて用いた。

(2) 3次元定量解析

本報告で用いた解析法は、駒澤(1984)で用いた反復修正法を用いた。3次元構造による重力異常は、密度差をもつ鉛直角柱の集合体として地下構造を近似し、各計算点について全角柱からの重力異常を計算し、それらを全て加算して求める。ただし、電算機による演算時間を節約するために以下の2点について考慮した。第1点目に、計算点から遠い部分の微細な構造の変化による重力異常の変化は無視でき、格子間隔の小さな角柱についてそのまま計算する必要はないので、角柱を束ねて格子間隔の大きな角柱の集合体と考えた。なお、本報告では、計算点からの距離に応じて格子のサイズを3段階に変えて計算を行った。第2点目に、計算点に近い部分の角柱については角柱の厳密式を用いたが、精度が保証



第10図 残差重力図 (UP(50 m)-UP(500 m), コンター間隔: 1 mgal).

Fig. 10 Residual Gravity Map (upward continuation of 50 m minus upward continuation of 500 m, Contour interval: 1 mgal).

できる範囲で計算点から離れた角柱については線密度の近似式を用いて計算した。

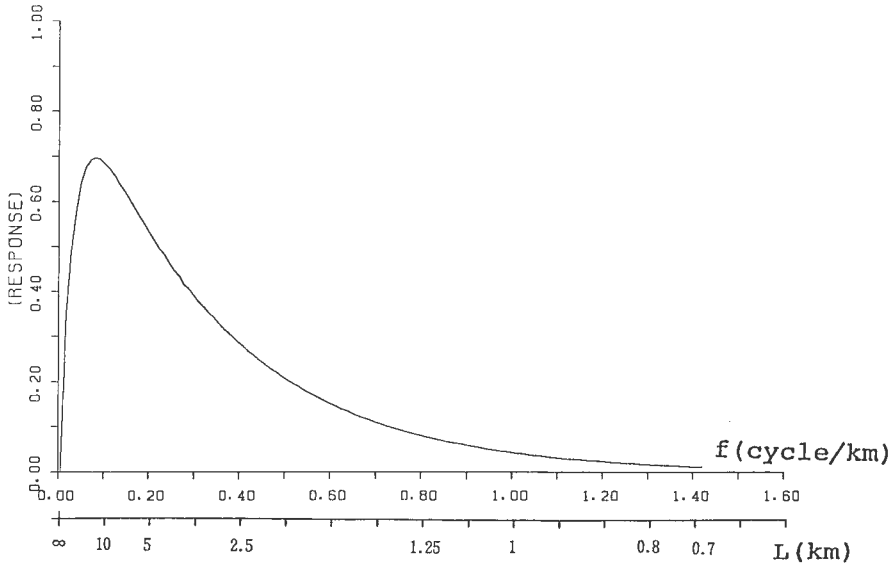
本解析で実際に用いた計算式を以下に示す。 x, y 方向の格子間隔を u, v と各々おき、また、 z 軸の正が上方になるような座標系を考える。占める領域が、

$$\begin{cases} x_1 = (m-1/2)u \leq x \leq (m+1/2)u = x_2 \\ y_1 = (n-1/2)v \leq y \leq (n+1/2)v = y_2 \\ z \leq D_{mn} = D \end{cases}$$

である鉛直角柱 Q [角柱の上面の中心座標は $(mu, nv, D_{mn}) = (x_m, y_n, D_{mn})$] の計算点 $P(iu, jv, h) = (x_i, y_j, h)$ における“単位密度の計算重力値/ k^2 ”を $g_{ij}^{mn}(h, D_{mn})$ とおく。なお、 $g_{ij}^{mn}(h, D)$ の算出式を以下に示す。

$$g_{ij}^{mn}(h, D) = \begin{cases} F(x_2 - x_i, y_2 - y_j, D - h) - F(x_1 - x_i, y_2 - y_j, D - h) \\ \quad - F(x_2 - x_i, y_1 - y_j, D - h) + F(x_1 - x_i, y_1 - y_j, D - h) \\ \quad [|m-i| \leq 3 \text{ and } |n-j| \leq 3 : \text{角柱の厳密式}] \\ L(x_m - x_i, y_n - y_j, D - h) \\ \quad [|m-i| > 3 \text{ or } |n-j| > 3 : \text{線密度近似式}] \end{cases}$$

ただし



第11図 周波数特性 (UP(500 m)-UP(5 km)).

Fig. 11 Frequency Response (upward continuation of 500 m minus upward continuation of 5 km).

$$\begin{aligned}
 F(x, y, z) &= - \iiint \frac{z dx dy dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \\
 &= x \ln \left(\frac{y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}{\sqrt{x^2 + z^2}} \right) \\
 &\quad + y \ln \left(\frac{x + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}{\sqrt{y^2 + z^2}} \right) - z \tan^{-1} \left(\frac{xy}{z \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \right) \\
 L(x, y, z) &= -uv \int \frac{z dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} = \frac{uv}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}
 \end{aligned}$$

(u, v は x, y 方向の格子サイズ)

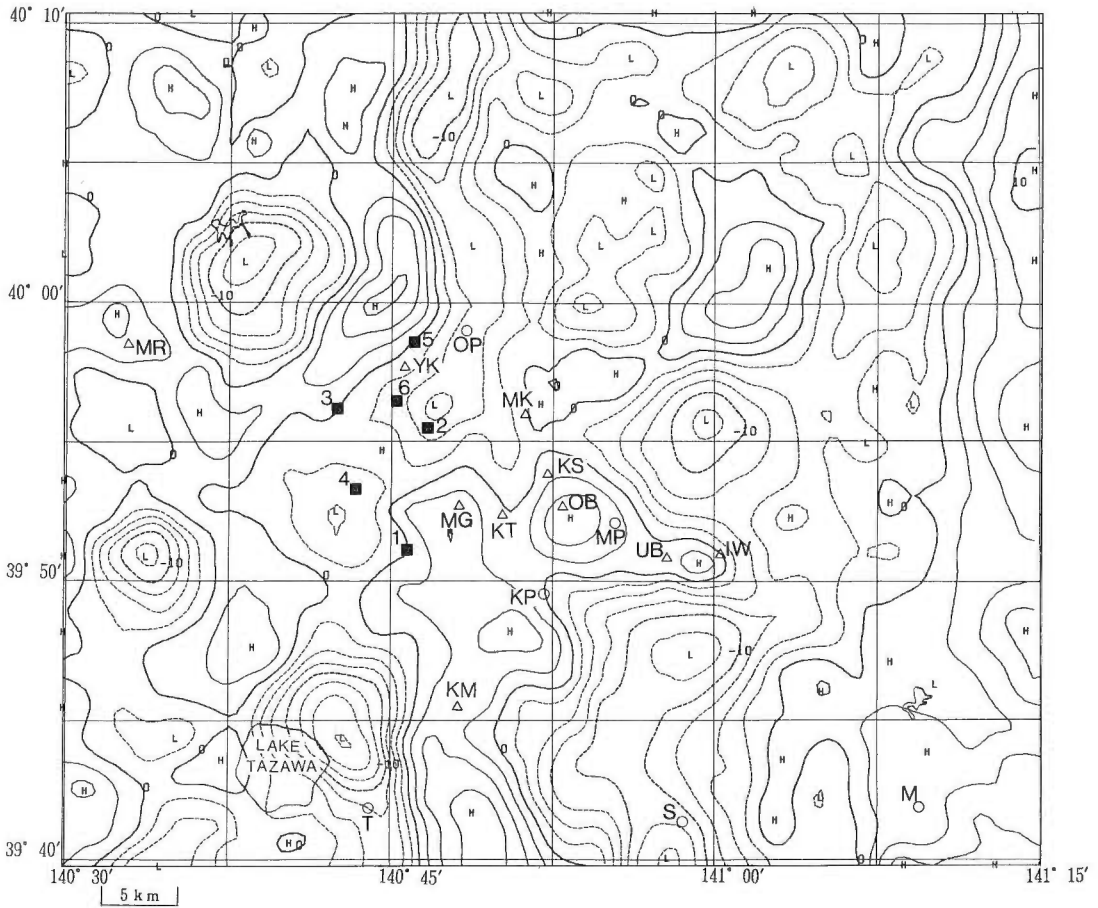
従って、 $P(iu, jv, h)$ での計算重力値 $\Delta g_{ij}(h)$ は、全角柱からの重力値の総計であるので、

$$\Delta g_{ij}(h) = k^2 \sum_m \sum_n \rho_{mn} \{g_{ij}^m(h, D_{mn}) - g_{ij}^m(h, D_0)\} \quad (3)$$

で得られる。ただし、鉛直角柱 Q の密度差を ρ_{mn} とおき、基準面を D_0 とおいた。なお、(3)式は不均質二層構造の算出式であるが、 ρ_{mn} を一定値にすれば、均質二層構造の算出式になる。

第1層目と第2層目の境界は、密度差を 0.25 g/cm^3 (第1層目を 2.2 g/cm^3 、第2層目を 2.45 g/cm^3 と仮定)とおき、第10図の残差重力図を説明できる構造を反復修正法で求めた。解析結果の推定境界面を第10図に示した解析範囲(A)について海拔標高の形で第14図に示し、地表からの深度の形で第15図に各々示した。なお、解析の際に用いたコントロールポイントは坑井データを用いないで地表の基盤岩類の露頭を用い、そのコントロールポイントは第14図・第15図に示したとおりである。

第2層目と第3層目の境界は、密度差を 0.2 g/cm^3 (第2層目を 2.45 g/cm^3 、第3層目を 2.65 g/cm^3)とし、第12図の残差重力図を説明する構造を反復修正法より求めた。解析結果の推定境界面を解析の際に用いたコントロールポイントとともに、海拔標高の形で第16図に示し、地表からの深度の形で第17図に各々示した。なお、本地域の北方の隣接地域に当たる北鹿地域において駒澤(1984)が、3層問題として解析を行っている。その解析では、密度差を本地域よりやや大きく想定しているために、得られた構造



第12図 残差重力図 (UP(500 m)-UP(5 km), コンター間隔: 2.5 mgal).

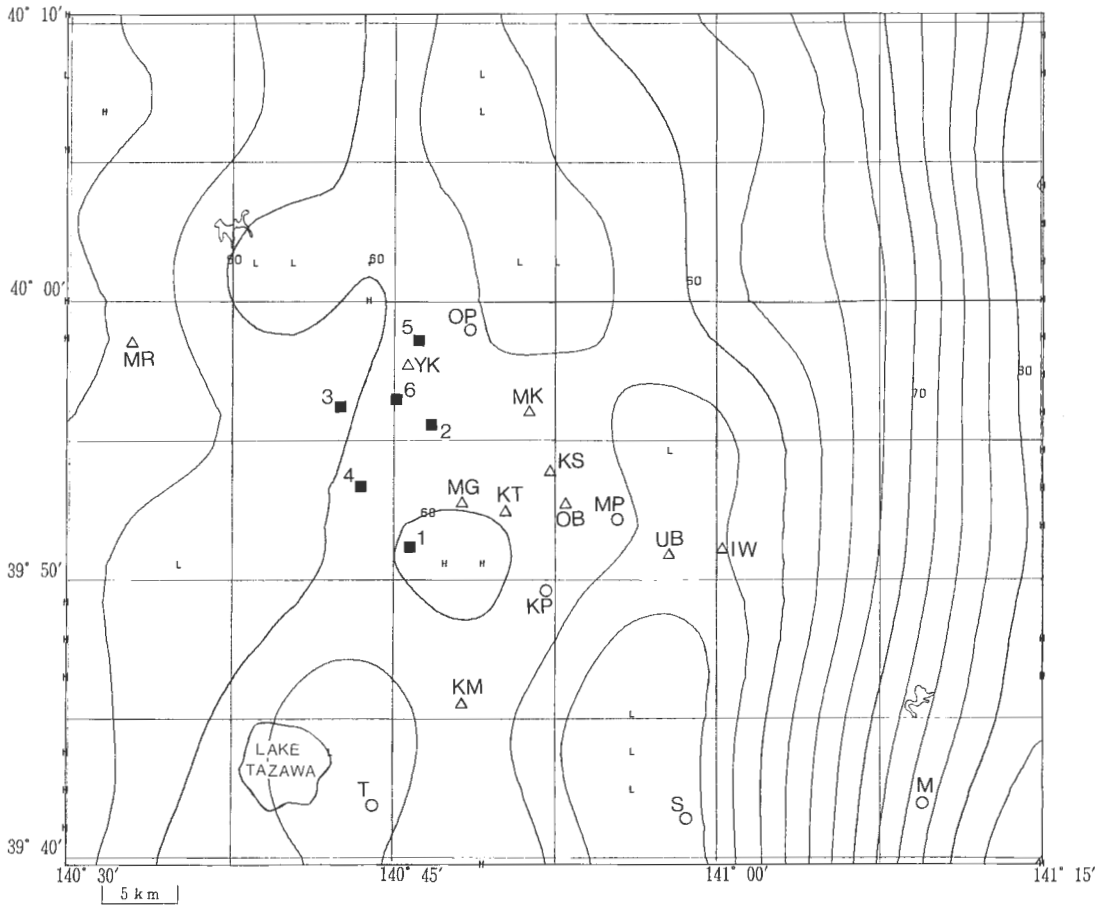
Fig. 12 Residual Gravity Map (upward continuation of 500 m minus upward continuation of 5 km, Contour interval: 2.5 mgal).

はやや浅くなっているが、両解析結果は概ねスムーズにつながる。

6. 解析結果の考察

(1) 解析結果の概略的考察

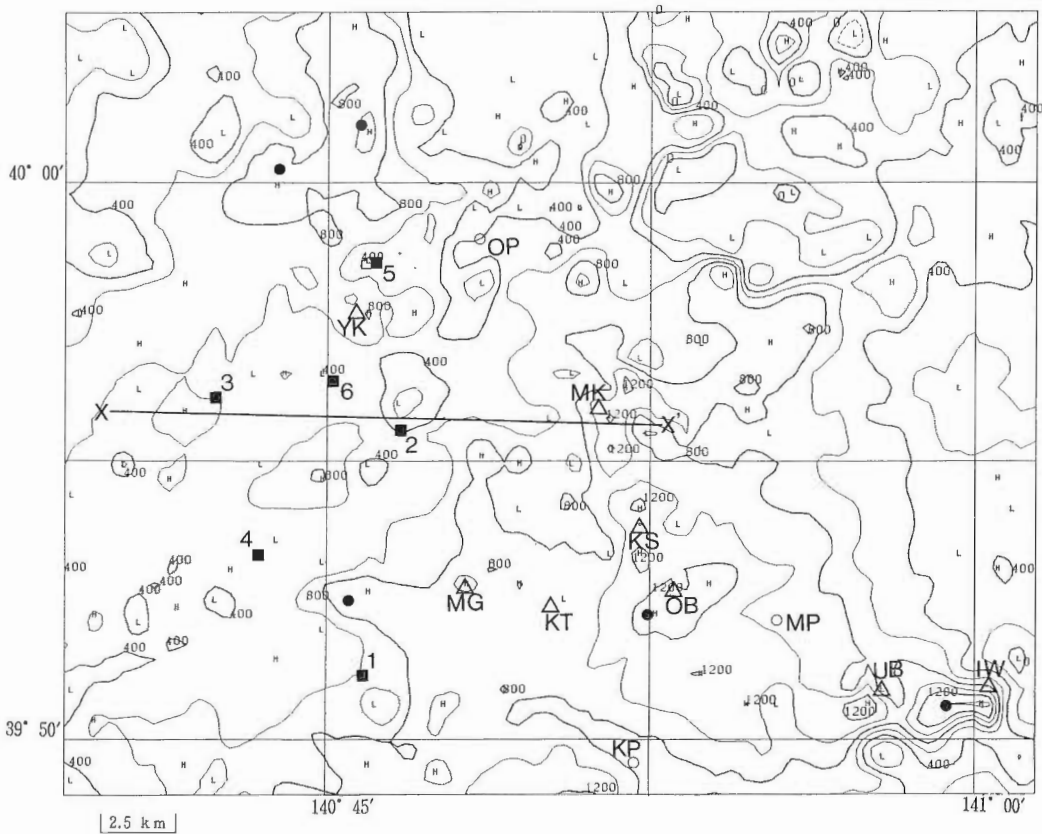
基盤の形状について第16図に基づき述べる。森吉町太平洋湖の南東約2 km地点を中心とする直径10 km程の基盤の落ち込み域が見られ、中心は海拔下3 kmに達しており、北西方向にある鷹ノ巣町竜ヶ森付近の基盤岩の露頭域から急激な基盤の落ち込みが考えられる。仙北郡西木村上桧木内付近を中心とする範囲には、海拔下2 kmに達する直径6 km程の落ち込みが見られ、地表には固結度の弱い新第三系が分布することから、局所的な沈降域であると考えられる。仙北郡田沢湖町の田沢湖東岸付近を中心とする範囲には、中心部で海拔下4 kmに達する直径10 km程の沈降域が見られ、ここでは新第三系が厚く分布する。岩手県雫石町玄武温泉付近で海拔下3 kmに達し、更に、幅7-8 km程度で海拔下約2 kmの深度で南北方向に伸び春木場付近で屈曲して、南方に伸びる沈降帯構造(雫石沈降帯)が見られる。更に、岩手山を挟んで雫石沈降帯と反対側の岩手郡松尾村には、海拔下2.5 kmに達する直径10 km程の落ち込みが見られる。これらの地域には厚い新第三系が見られ沈降域に当たっていると考えら



第13図 上方接続重力図 (UP(5 km), コンター間隔: 2.5 mgal).
 Fig. 13 Upward Continuation Gravity Map of 5 km (Contour interval: 2.5 mgal).

れる。なお、松尾村付近の沈降域と雫石沈降帯の間にある岩手山から大深岳には高重力異常域が存在し、松川地熱発電所は、特にその鞍部に位置している。また、葛根地熱発電所は、大深岳の高重力異常域の南方に位置し、そこは丁度、雫石町の沈降域が谷状に西方向に伸びる地域にも当たっている。鹿角市から南方に海拔下1 km-1.5 kmで幅が約5 kmの花輪沈降帯が伸びている。大沼地熱発電所は、丁度、鹿角市から伸びてくる花輪沈降帯の谷状構造が、南方向から南西方向に向きを変える屈曲点に位置し沈降帯の中にある。なお、現在、地熱開発が進められている澄川地域は、重力異常から見ると花輪沈降帯の西縁に位置し、基盤の断裂を想起させる重力急傾斜部に当たっている。八幡平の北東方向の安代町安比付近には、海拔下1 kmを越える幅約5 km、長さ約10 kmの沈降域があり、その南方の縁は、安比温泉、草ノ湯といった地熱微候地に当たっている。更に、七時雨山南方には、海拔下2 kmを越す沈降域が見られ、そこから北上山地の西側に沿うように海拔下1 km程度の深度で南方向に伸びている。北上山地西方の基盤の落ち込みは、既に北村・尾西(1972)が示した試錐結果に基づく地質断面図にもよく示されている。

なお、本研究プロジェクト当初の調査域は、玉川上流の大深沢・小和瀬川地区に設定され、金原・松永(1985)は、その地域内に掘削されたSN-1, 2, 4の構造試錐結果から倉沢山・曲崎山付近で層厚が最も厚くなる溶結凝灰岩の岩底面を推定している。しかし、本地域には先第三系基盤岩類と大差のない高



第14図 第1層目と第2層目との推定境界面 (海拔標高値, コンター間隔: 200 m, $\Delta\rho=0.25$ g/cm³).

●: コントロールポイント (基盤露頭)

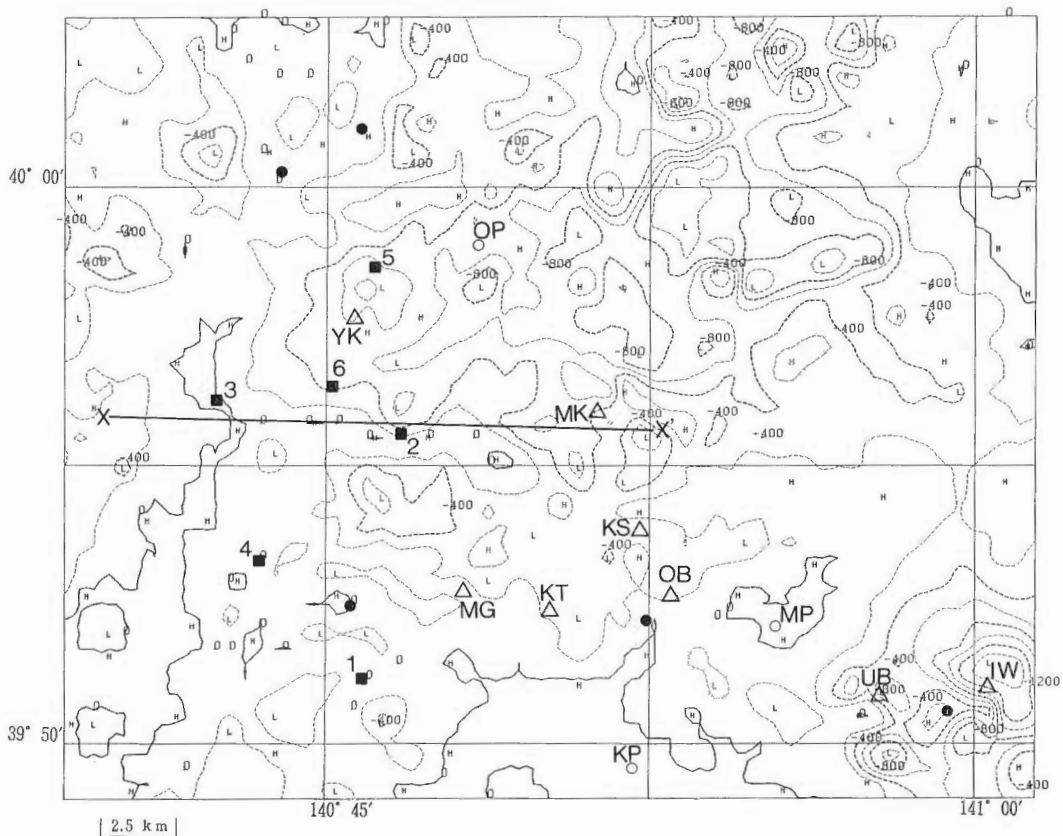
Fig. 14 Height of Boundary between surface layer and middle layer (Contour interval: 200 m ASL, $\Delta\rho=0.25$ g/cm³).

●: Control Point (Outcrop of Basement Rocks)

密度の溶結凝灰岩が分布しているために、重力基盤は実際の地質基盤より浅い溶結凝灰岩中に解析されており、金原・松永(1985)の推定した構造は見出せない。そのため、重力的に見て豊肥地域のような地溝状構造(駒澤・鎌田, 1985)や、栗駒地域内の鬼首地域のような明瞭なカルデラ構造は示していない。

(2) 解析結果と坑井データとの対比

第1層目と第2層目の推定境界の解析結果(第14・15図)を構造試錐(SN-1~5, 6 K)の物性試験結果(新エネルギー総合開発機構, 1983, 1985, 1986a, 1986b)を用いて検証した。SN-1, 3, 4については第2層目がきわめて浅く解析されており、地表付近の密度も大きくなっていると考えられる。また、SN-2, 5, 6Kについては地表からの深度は300 m-700 mとなっており地表付近の密度は、深部の部分と比較してある程度小さくなっていると考えられる。実際に坑井試料の密度測定の結果を第18図に示す。第18図より、SN-1, 3, 4の密度測定結果は、深度の極く浅い部分を除き、浅い所から密度測定値が大きく、かつ、バラツキが小さいことが判り、解析結果と調和的である。また、SN-2坑については、地表から300 m程までは、2.0-2.4 g/cm³の間でバラツキがあるが、平均密度は2.2-2.3 g/cm³と考えられ、それより深い部分に比べて密度が小さくなっていることが判る。SN-5, 6K坑については、地表からの深度が800 m付近まで2.0-2.5 g/cm³(特に、先焼山湖沼堆積物については平均密度が2.0 g/cm³付近のものが多い)のデータが得られており、それより深い部分では、密度が2.5 g/cm³を越えたバラツキの



第15図 第1層目と第2層目との推定境界面 (地表よりの深度, コンター間隔: 200 m, $\Delta\rho=0.25$ g/cm³).

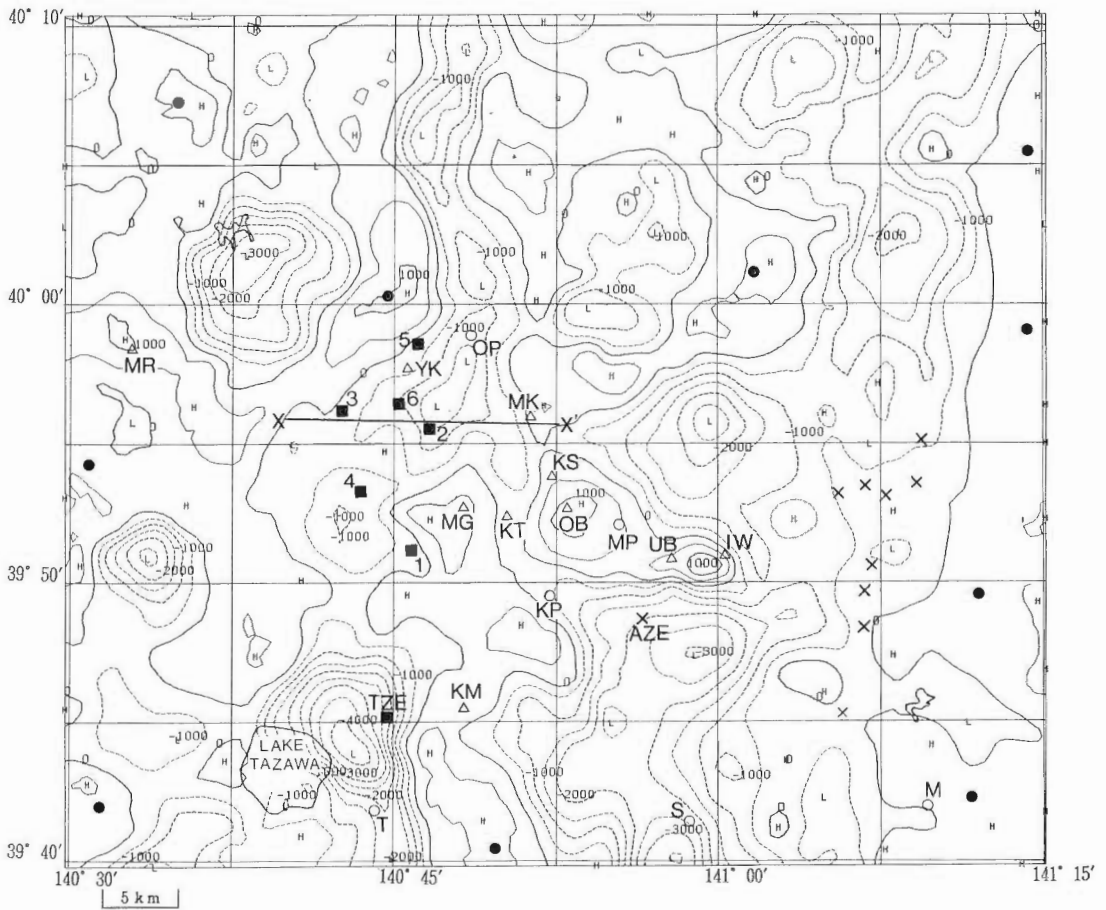
Fig. 15 Depth of Boundary between surface layer and middle layer (Contour interval: 200 m BGL, $\Delta\rho=0.25$ g/cm³).

小さいデータを得ており, 密度差の存在する構造がその深度付近で考えられ, 解析結果とも調和的である。

また, 本地域で先第三系の基盤岩類に達した坑井は極めて少ないが, 先第三系の基盤岩類に達した坑井位置を解析結果(第16・17図)とともに示し, 比較検討した。北上山地西方にあたる大更及び一本木付近では, 先第三系基盤が地表下 200 m-800 m で見られる(北村・尾西, 1972)が, 解析深度は数100 m-1 km 程度で, 比較的整合性がよく, 北上山地西方の大局的な先第三系の基盤構造を表していると思われる。更に, 雫石町網張において出光地熱開発(株)が掘削した坑井(掘止め深度は 2,239 m, 第17図: AZE)については, 深度 2,201 m で先第三系基盤の珪質岩に逢着したという報告があり(須藤・石井, 1987), 一方, 重力基盤深度は約 2.5 km で大局的には整合している。SN-5 においては, 深度 1,054 m で貫入岩(基盤という説もある)に逢着しており, 重力基盤深度は約 1 km で解析結果と整合していると言える。第16図を見ると SN-5 地点で局所的な盛り上がりを示す構造が見られないことから, SN-5 で見られた貫入岩類は, 広範囲に分布していた基盤岩類の中に貫入してきたものと考えられる。なお, 田沢湖町高野において出光地熱開発(株)が掘削した坑井(第17図: TZE)は, 掘止め深度 2,175 m でなお基盤に達していないが(須藤・石井, 1987), 重力基盤深度は約 2.5 km となっており, 両者は矛盾していない。

(3) 解析結果と屈折法地震探査の結果との対比

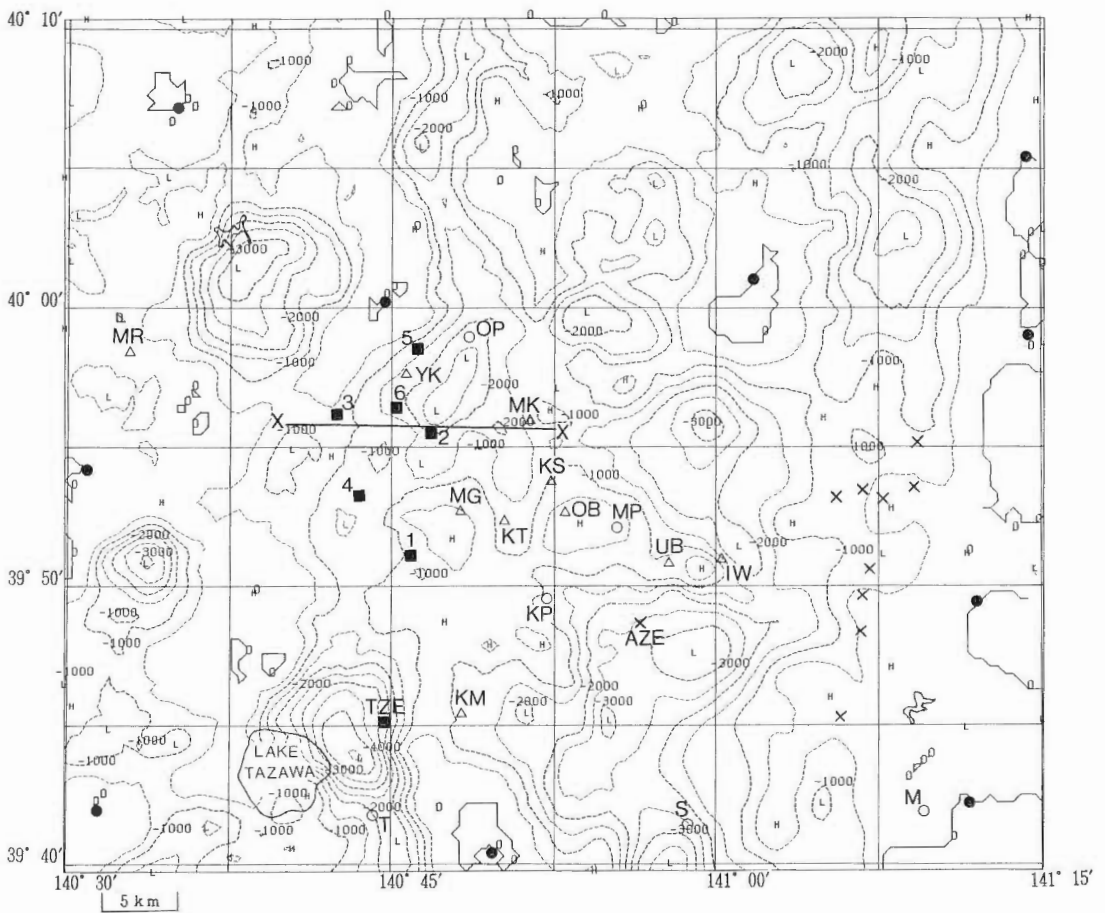
密度と速度の非線型的な関係を, Ludwig *et al.* (1970), 大久保・寺崎(1971)及び杉本(1977)等が,



第16図 第2層目と第3層目との推定境界面(海拔標高値, コンター間隔: 500 m, $\Delta\rho=0.2\text{ g/cm}^3$).
 ●: コントロールポイント(基盤露頭)
 Fig. 16 Height of Boundary between middle layer and basement layer
 (Contour interval: 500 m ASL, $\Delta\rho=0.2\text{ g/cm}^3$).
 ●: Control Point (Outcrop of Basement Rocks)

サンプルを示して述べているが、各々の結論に大きな差異はない。なお、田島ほか(1977)は、LUDWIG *et al.* の結果を簡潔に関係図(第19図)にまとめている。その結果の概略は、密度が小さいとき(1.5-2.4 g/cm^3)には速度の変化の幅(1-4 km/s)は小さく、密度が大きくなる(2.4-3.0 g/cm^3)と速度の変化の幅(4-7 km/s)は大きくなることである。ここで、昭和56年度に新エネルギー総合開発機構(1982a)によって実施された中発破地震探査の結果(第20図)と比較してみた。第19図と第20図を概略的にみると、2.8-3.4 km/s 層は重力的には第1層目(表層)に対応し、密度が2.2-2.3 g/cm^3 と考えられる。4.4-5.0 km/s 層は重力的には第2層目(中間層)に対応し、密度が2.4-2.5 g/cm^3 と考えられる。更に、5.9-6.0 km/s 層は重力的には第3層目(基盤層)に対応し、密度が2.6-2.7 g/cm^3 と考えられる。従って、以上の結果から当初仮定したように重力的には3層構造とみなすことができ、速度構造とも対応がよいことが判る。なお、重力データの周波数解析の結果では、一応4層構造が想定されたが、実際には、直線の引き方には任意性があり、 D_B と D_C の2本の直線に分離させないで1本の直線を引くことも可能で、ここでは3層構造と考えた。

弾性波探査を実施した測線に沿って第14図と第16図の結果を、第20図に速度構造とともに断面図に示

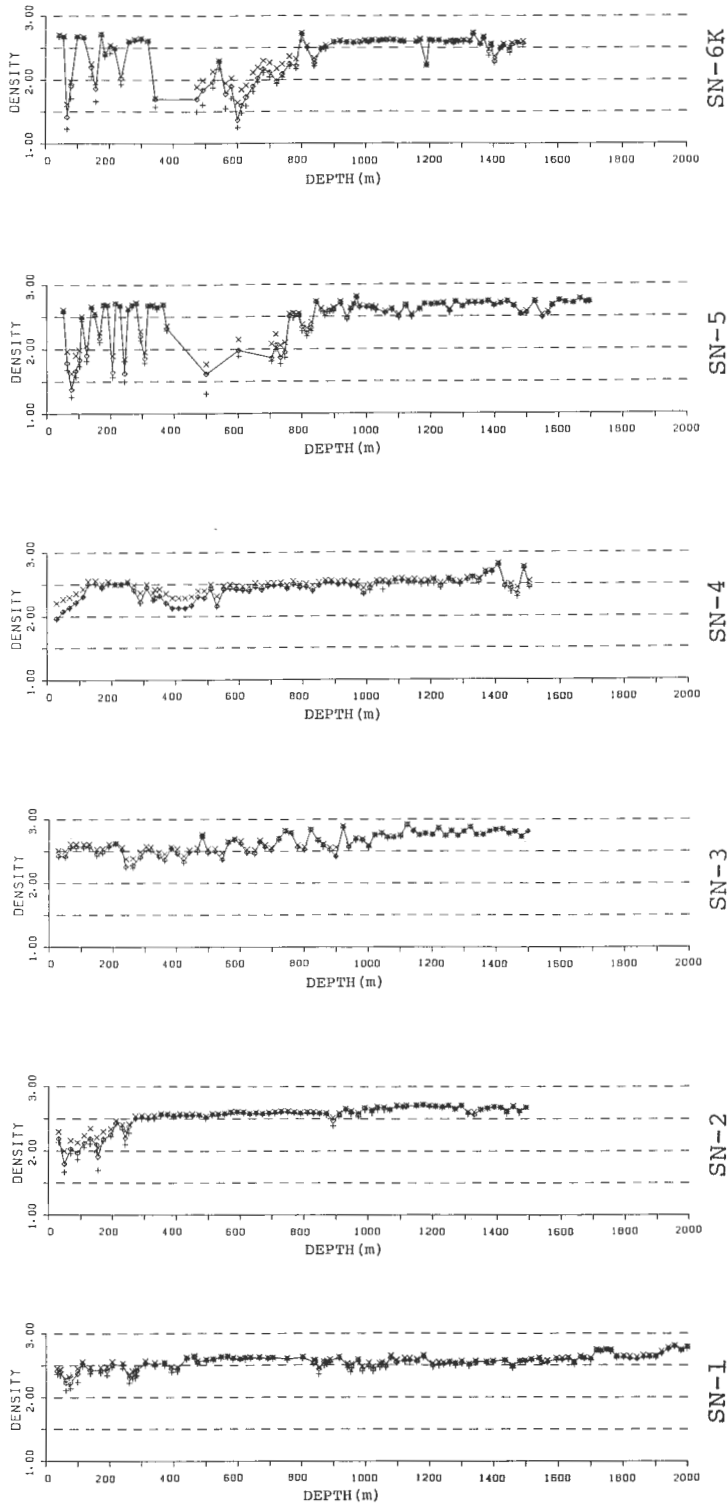


第17図 第2層目と第3層目との推定境界面（地表からの深度，コンター間隔：500 m， $\Delta\rho=0.2\text{ g/cm}^3$ ）。

Fig. 17 Depth of Boundary between middle layer and basement layer (Contour interval: 500 m BGL, $\Delta\rho=0.2\text{ g/cm}^3$).

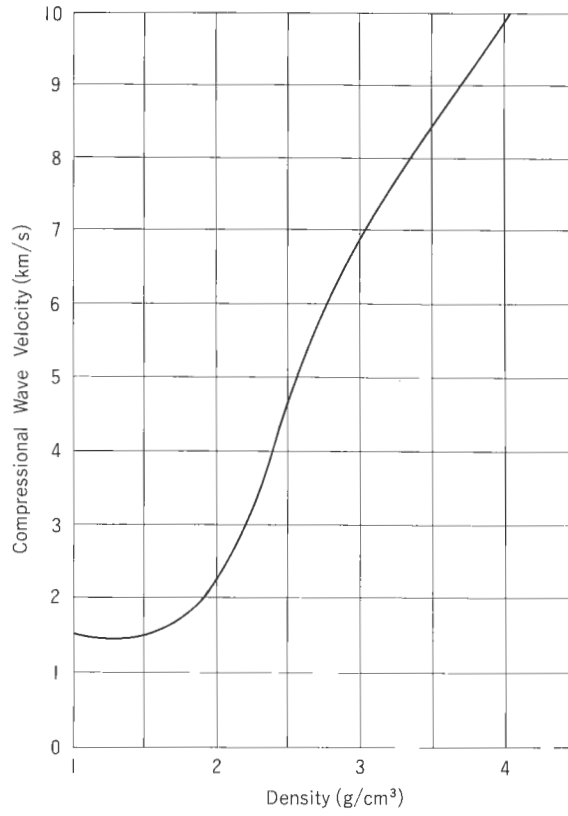
した。第1層目と第2層目の境界の推定境界は、概ね海拔500 m付近にあるが、畚岳周辺から東側の部分では第2層目の盛り上がりが見られ局所的には海拔1,000 mを超えている。また、SN-2坑の構造試錐地点のある石仮戸沢周辺では、第1層目と第2層目の境界が海拔200 m-300 m程度まで落ち込んでおり、そこは、花輪沈降帯の南端部に当たっている。また、第2層目と第3層目の境界については、測線の西端付近で海水準程度であるが、次第に深度を増し、花輪沈降帯の南端部に当たる石仮戸沢付近で海拔下1,500 mを越して最も深くなり、そこから東側の脊梁山地に向かって次第に浅くなり畚岳付近では海水準程度に達し基盤の盛り上がりを示している。速度構造と比較してみると、栲森牧場から国道341号線に到る西側の部分と畚岳付近より東側の脊梁山地の部分では、速度基盤と考えられる5.9 km/s層の上面より数100 m程浅い4.7 km/s層内に重力基盤が解析されるものの、全体的な傾向は、よく一致している。

なお、本論文では新エネルギー総合開発機構(1982a)の結果について重力解析と比較検討を行ったが、菊地ほか(1987)も屈折法地震探査の再解析を実施しており、それら再解析結果との比較検討については今後の検討課題としたい。

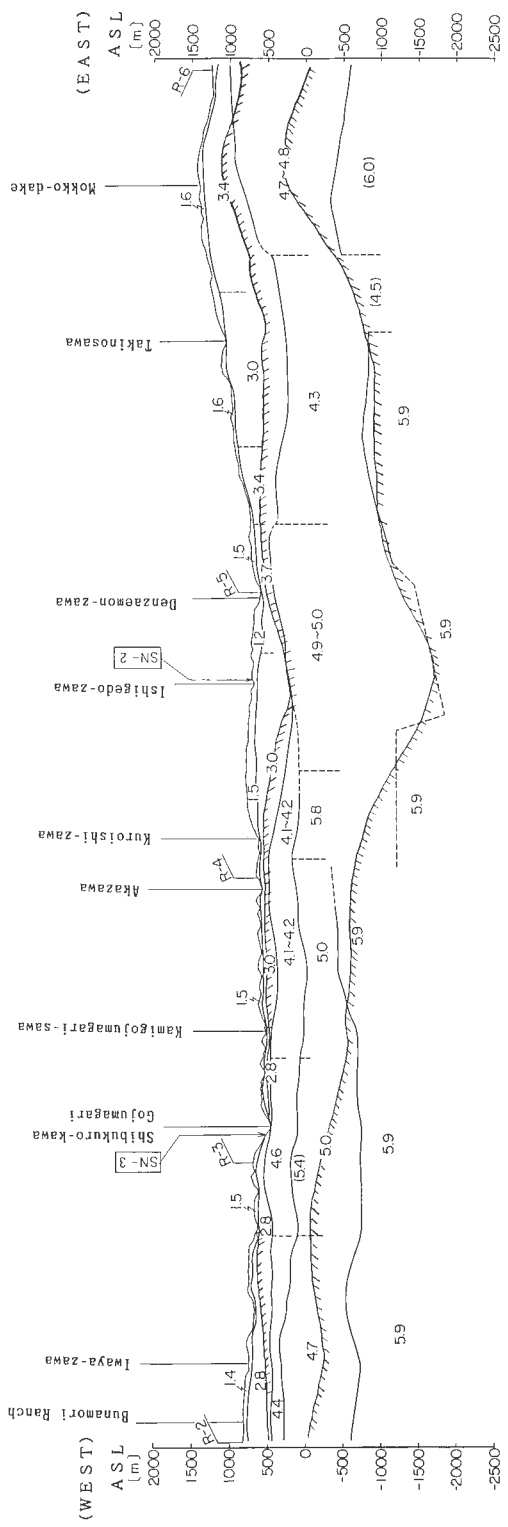


第18図 坑井試料の密度測定結果 (SN-1~5, 6 K).
 密度値は新エネルギー総合開発機構 (1983, 1985, 1986a, 1986b) による. + : 乾燥状態 (dry),
 ◇ : 自然状態 (natural), × : 湿潤状態 (wet)

Fig. 18 Density Measurement of Well Samples (SN-1~5, 6 K)



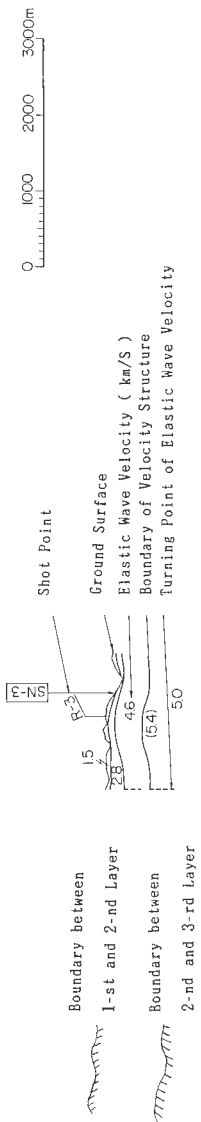
第19図 P波速度と密度の関係 (田島ほか(1977)より).
 Fig. 19 Experimental Relationship between P-wave Velocity and Density (after TAJIMA *et al.* (1977)).



LEGEND

Gravimetric Analysis

Refraction Seismic Survey



第20図 重力解析の結果及び屈折法地震探査の結果(新エネルギー総合開発機構(1982a)より)の比較。

Fig. 20 Comparison between Density Structure of Gravimetric Analysis and Velocity Structure of Refraction Seismic Survey (after NEDO (1982a))

7. おわりに

本報告では重力解析を他の手法から得られた結果とは独立的に実施し、解析結果を抗井データや地震探査結果を用いて検証した。解析結果は、岩芯の密度測定結果や屈折法地震探査と概ね調和的であった。なお、周波数解析の結果等から模式的に単純な3層モデルを想定したが、抗井データや他のデータにより精査的に密度差を得るデータが揃った時点で、(3)式に示したように区画毎に密度差を変化させて解析を実施して解析精度を向上することが、今後の検討課題として考えられる。なお、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-380 を用いて行ったものである。

なお、本ブーゲー異常図を編集・作成するにあたり、地質調査所(サンシャイン計画による測定を含む)及び、新エネルギー総合開発機構のほか、金属鉱業事業団、秋田県及び日本鉱業株式会社については、重力データの使用を快く許可して頂き、ここに記して謝意を表する。

文 献

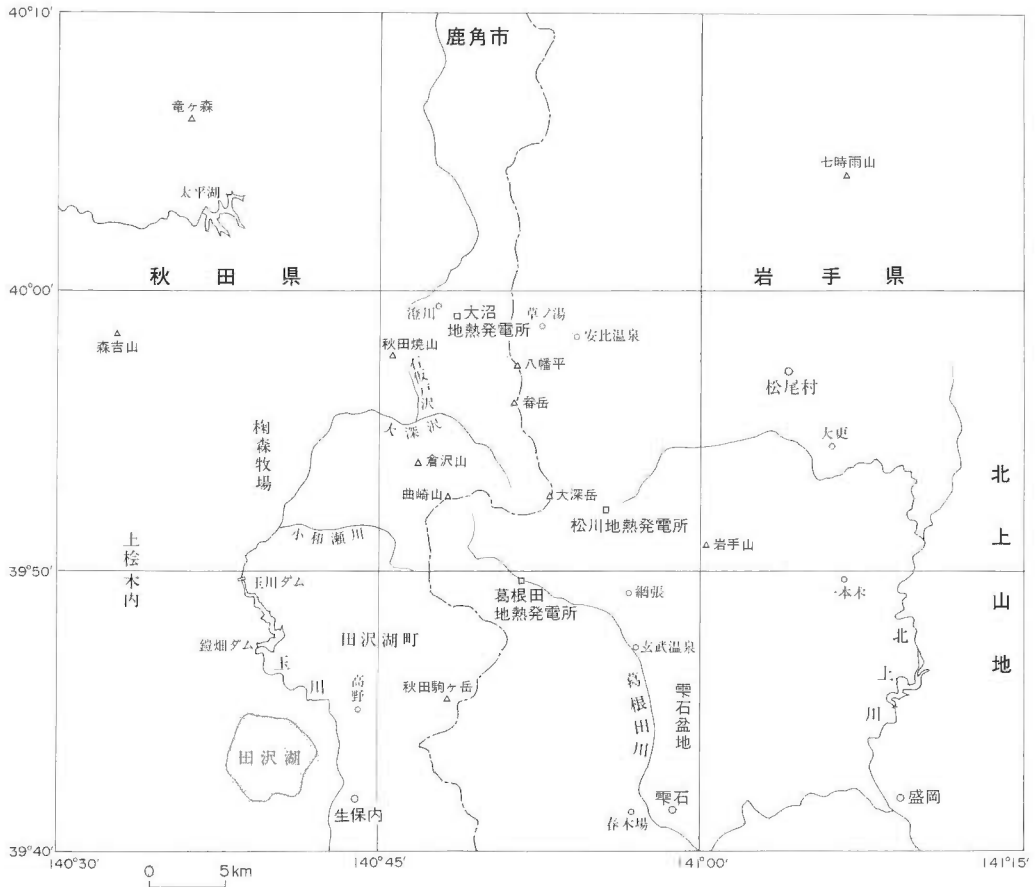
- 安達幸夫(1978) 広域熱構造法の研究開発について(昭和50, 51年度). 地熱技術, vol. 3, no. 1, p. 28-49.
- GUPTA, V. K. and RAMANI, N. (1980) Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain. *Geophysics*, vol. 45, no. 9, p. 1412-1426.
- 広島俊男・駒澤正夫・須田芳朗(1982) 広域重力図編集における既重力測定値の変換について. 物理探鉱, vol. 35, no. 1, p. 34-44.
- 菊地恒夫・村田泰章・津 宏治(1987) 仙岩北部地域の屈折法解析. 地調報告, no. 266, p. 543-562.
- 金原啓司・松永栄勇(1985) 仙岩西部地域の地熱系モデル. 日本地熱学会誌, vol. 7, no. 3, p. 247-260.
- 北村 信・尾西明生(1972) 岩手山東麓部の地下地質構造について. 岩井淳一記念論集, p. 67-74.
- 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(1984) 精密重力解析(昭和58年度). 昭和58年度サンシャイン計画 研究成果中間報告書 地熱探査技術等検証調査 その I 仙岩地域, p. 298-314.
- ・長谷川功・須田芳朗(1985) 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, no. 2, p. 53-84.
- ・鎌田浩毅(1985) 豊肥地域の重力基盤構造. 地調報告, no. 264, p. 305-333.
- LUDWIG, W. J., NAFE, J. E. and DRAKE, C. L. (1982) Seismic Refraction, The Sea (ed. A. E. MAXWELL). *Wiley-Interscience*, New York, 4. Part I, p. 53-84.
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985) 仙岩地熱地域地質図. 同図幅説明書. 特殊地質図, no. 22-2.
- 新エネルギー総合開発機構(1982a) 昭和56年度地熱探査技術等検証調査 仙岩地域 屈折法(中発破)調査報告書.
- (1982b) 昭和57年度全国地熱資源総合調査・重力法調査報告書・東北地域.
- (1983) 昭和57年度地熱探査技術等検証調査 仙岩地域 坑井調査(N57-SN-1)報告書.
- (1985) 昭和58年度地熱探査技術等検証調査 仙岩地域 坑井調査報告書.
- (1986a) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査 仙岩地域 1,500 m 級坑井調査報告書.
- (1986b) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査 仙岩地域 1,500 m 級坑井調査(N59-SN-6K)報告書.
- 杉本卓司(1977) 弾性波速度と地質との関係. 土木弾性波探査法, 物理探鉱技術協会, chap. 9, p. 374-387.
- 須藤 茂・石井武政(1987) 雫石地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所,

印刷中.

大久保彪・寺崎 晃(1971) 岩石の物理的性質と弾性波速度. 土と基礎, vol. 19, no. 7, p. 31-37.

大久保義弘・古瀬慶博・河野芳輝(1983) 跡津川断層周辺の重力異常と地殻構造. 月刊地球, vol. 5, no. 7, p. 425-430.

田島広一・下鶴大輔・横山 泉(1977) 浅間・草津白根周辺の重力測定. 火山 第2集, vol. 22, no. 3, p. 161-172.



付図1 仙岩地熱地域の主な地名図.

Appended map 1 Location Names of the Sengan Geothermal Area.

仙岩地熱地域の磁氣的構造

大熊茂雄*・須藤 茂**

Magnetic structure of the Sengan geothermal area

By

Shigeo OKUMA* and Shigeru SUTO**

Abstract: We interpreted the aeromagnetic map of the Sengan geothermal area which we compiled in 1985. It was recognized that the observed magnetic anomaly was strongly influenced by the effect of topographic relief. We calculated the magnetic anomaly caused by a three-dimensional topographic model. To estimate the direction of magnetization of the magnetic structure in the study area, we produced maps of correlation coefficients between observed and calculated anomalies. The maps indicate that the study area can be divided into several regions which are characterized by positive correlations, negative ones, and weak ones. The paleomagnetic measurements of rock samples indicate that the rocks in the regions of positive correlation are normally magnetized, and those in the regions of negative correlation are reversely magnetized.

To estimate the depth to the deeper magnetic basement structure in the study area, we applied spectral analysis method developed by SPECTOR and GRANT (1970). The result suggests that the basement is shallow around the active volcanoes Akita-Yake Yama, Iwate San, and Akita-Koma-ga-Take. With reference to the bore hole data and geologic map of this area, it seems that the magnetic basement is considered to be the upper surface of pre-Tertiary plutonic rocks and Neogene intrusive rocks which have large magnetic susceptibilities.

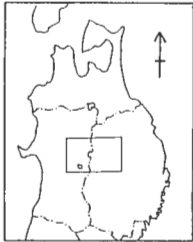
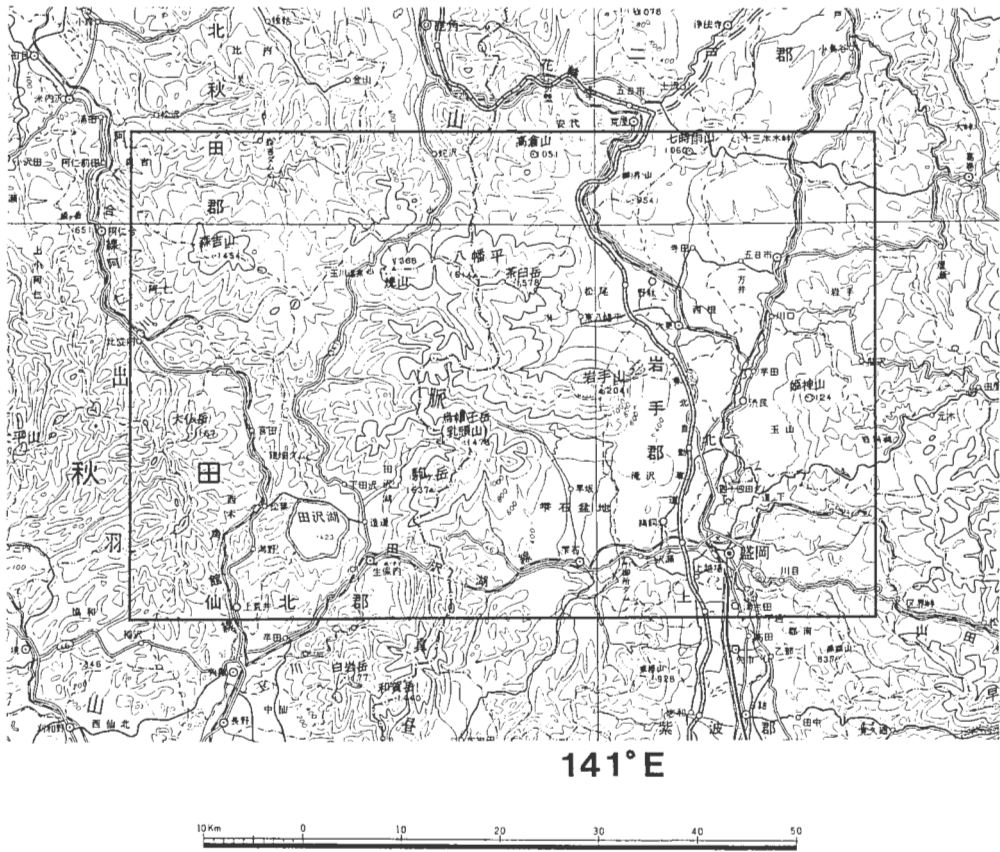
1. はじめに

仙岩地熱地域(第1図)は、東北地方北部に位置し、本邦における代表的な地熱地域である。この地域における地熱探査を目的とした詳細な空中磁気探査は、サンシャイン計画の一環である委託研究「広域熱構造調査法の研究開発」によって「八幡平空中磁気探査」として実施され、空中磁気図及び磁気値格子点データが作成されている。また併せて定性・定量解析も行われている(通商産業省, 1978)。

その後、仙岩地熱地域では1980年から「地熱探査技術等検証調査」が実施され、地表地質・重力・試錐等の調査により種々の新たなデータが得られた。特に岩石の磁氣的性質に関しては、仙岩地熱地域中央部に分布する火山岩の磁性的調査が行われた。また重力や弾性波速度等の他の物性データの解析から、仙岩地域の地下構造を推定する試みもなされた。このため空中磁気データにも再解析を加え、他のデータも考慮して、新たな磁気構造モデルを作成することとなった。

そこで前述の磁気値格子点データを用いフィルター処理等を行って、新たに「10万分の1仙岩地熱地域空中磁気図」を編集した(大熊・須藤, 1986)。これによると本地域の磁気異常は、中央部の短一中波長・高振幅の異常群と、周辺部の中一長波長・高振幅の異常とに二分されるとしている。また地形図と

* 物理探査部 ** 地熱熱部
* Geophysics Department
** Geothermal Research Department



第1図 仙岩地熱地域位置図 国土地理院発行50万分の1地方図を用いて作成した。実線で囲んだ区域は、本解析対象範囲に相当する。

Fig. 1 Location map of the Sengan geothermal area.

の比較の結果、中央部の磁気異常群は地形の影響をかなり受けていると推定している。

したがって地形の影響を考慮にいたれた磁気構造モデルの作成が必要となる。そこで本報告では、最初に地形の磁気異常へ及ぼす影響を定量的に把握することにした。すなわち、一次モデルとして地形の起伏を上面として、下面が一定深度のモデルを磁気構造モデルと仮定し、これを「地形モデル」とした。そして「地形モデル」による磁気異常を数値計算し「計算磁気異常」とした。次に「観測磁気異常」と「計算磁気異常」との相関係数を計算し、相関係数図を作成した。さらに相関係数図から磁化の方向(正帯磁・逆帯磁)の分布を推定し、須藤(1984, 1985)及び須藤・向山(1987)の地表の岩石の磁化方向測定結果と比較した。この結果、両者は良く一致することが分かった。

次に本地域の全格子点データを用いた周波数解析を行ったところ、地表付近に分布する安山岩溶岩下に、これとは平均賦存深度が異なる磁氣的構造(磁気基盤構造)の存在が推定された。そこで地表付近に分布する安山岩溶岩下に、強磁性の貫入岩体が存在すると仮定して、新たな磁気構造モデルを作成し、

これを二次モデルとした。そしてこれに基づいて「観測磁気異常」を「極磁力」に変換した後、南北及び東西各方向のプロファイルデータを周波数解析することによって、貫入岩体の頂部深度(磁気基盤深度)の構造を求めた。

ここで本報告で用いる用語について注意を述べる。すなわち磁気異常とは、特に断わらないかぎり IGRF (International Geomagnetic Reference Field : 国際標準地球磁場の略) 残差異常のことであり、地球磁場の全磁力成分の観測結果から、主に核内に原因を持つと推定される広域的な成分を除いたものである。また同じ意味で「観測磁気異常」も用いる。これに対して「計算磁気異常」とは、モデルによる磁気異常を理論計算によって求めたものである。

2. 磁気異常に関わると推定される地質の概要

ここでは、仙岩地熱地域の地質概略図(第2図)を参照して空中磁気異常に関わると思われる地質の概要について述べる。

2.1 先新第三系

先新第三系は仙岩地熱地域の周縁部のみで露出が認められている。特に強い磁気異常を示すと予想される深成岩体は、盛岡北方の姫神山、太平湖北方の竜ヶ森、田沢湖西方の太平山及び生保内東方の生保内川流域などに露出する。仙岩地熱地域で実施された深度 1,500-2,000 m の試錐では先新第三系は確認されていない。

2.2 新第三系

新第三系は仙岩地熱地域のほぼ全域にわたって広く分布する。岩石は主に砂岩・シルト岩・凝灰岩などの海成層からなり、一部に溶岩や貫入岩などの火山岩が認められる。地層全体の固結度が先新第三系と比べて弱いため、新第三系が厚く分布する区域は負の重力異常域と一致するものと予想される。また主として海成の堆積物からなるため、新第三系の磁性は弱いものと予想される。

2.3 玉川溶結凝灰岩

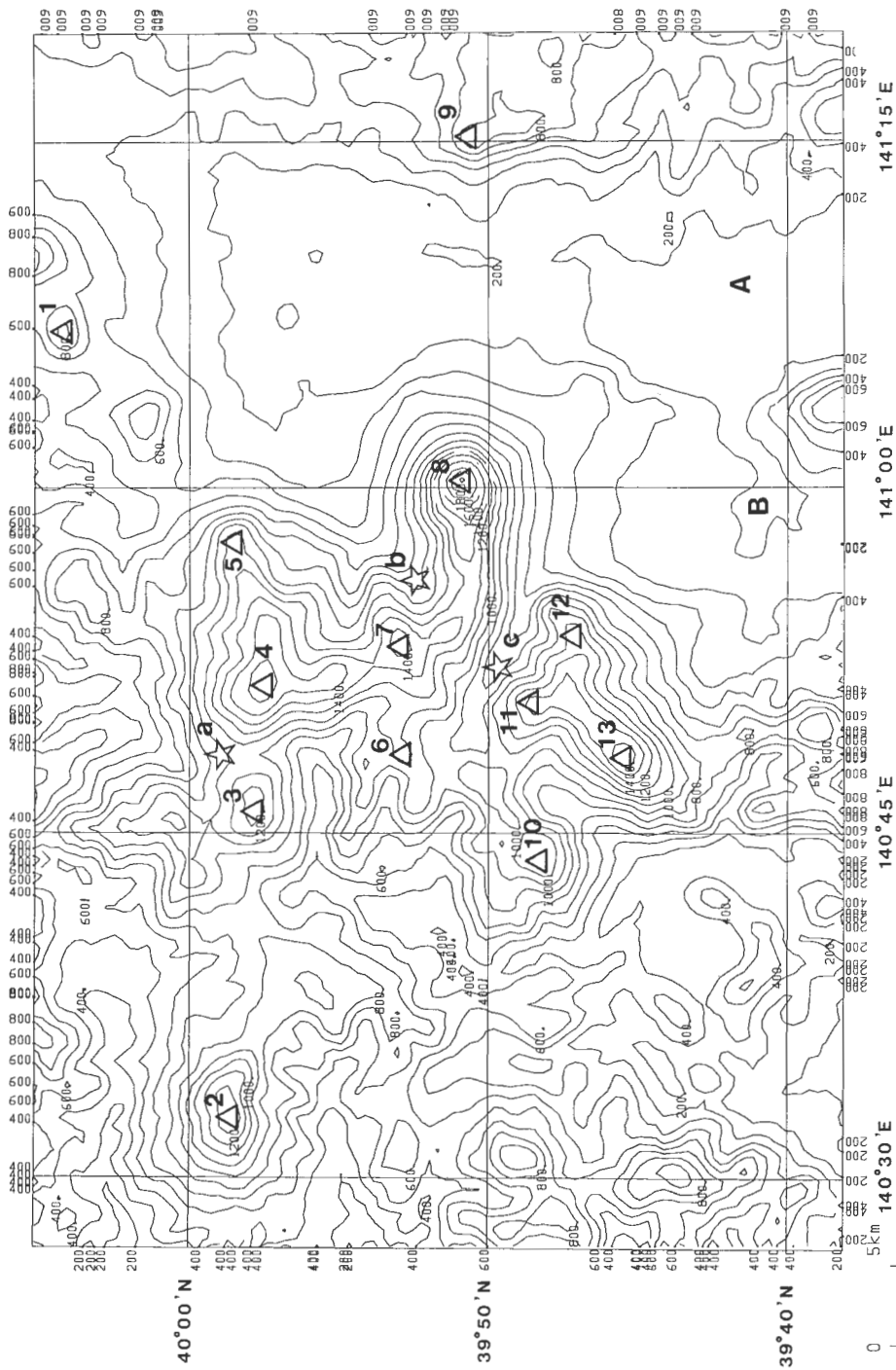
仙岩地熱地域全般に広く分布するが、特に秋田焼山南方の倉沢山付近では厚く分布する。須藤(1987)によれば、倉沢山近辺の岩石は逆帯磁を示し、また強く溶結しており、比較的強い磁性を有する。

2.4 「新期火山岩類」

仙岩地熱地域の中心部を広く覆って分布する主として安山岩からなる火山噴出物をここでは「新期火山岩類」と呼ぶ。須藤(1984, 1985)及び須藤・向山(1987)によればこれらの「新期火山岩類」には正帯磁を示すものと逆帯磁を示すものがある。正帯磁を示すのは柴倉岳、秋田焼山、西森山、前森山、嶮岨森、中倉山、岩手山、高倉山(雫石町)、乳頭山及び秋田駒ヶ岳などの火山噴出物であり、逆帯磁を示すのはブナ森、八幡平、畚岳、諸松岳、大深岳の一部、下倉山、曲崎山、秋田大白森及び荷葉岳などの火山噴出物である。岩手火山噴出物のような塩基性火山岩では特に強く、また変質を受けている部分では弱い、「新期火山岩類」全体としては強い磁性を示す。

3. 磁気異常と地形との関係

第3図に本報告で解析対象とした範囲の地形コンターを、第4図にこの範囲の IGRF 残差磁気図を示す。第3図で明らかのように本地域は中央部を南北に東北脊梁山脈が連なり、これと直交する東西方向に秋田焼山・八幡平及び前森山がほぼ直線上に位置する。また七時雨山・前森山・大深岳・乳頭山及び秋田駒ヶ岳を結ぶような NE-SW 方向の地形の高まりの連続性も見て取れる。このように本地域は、

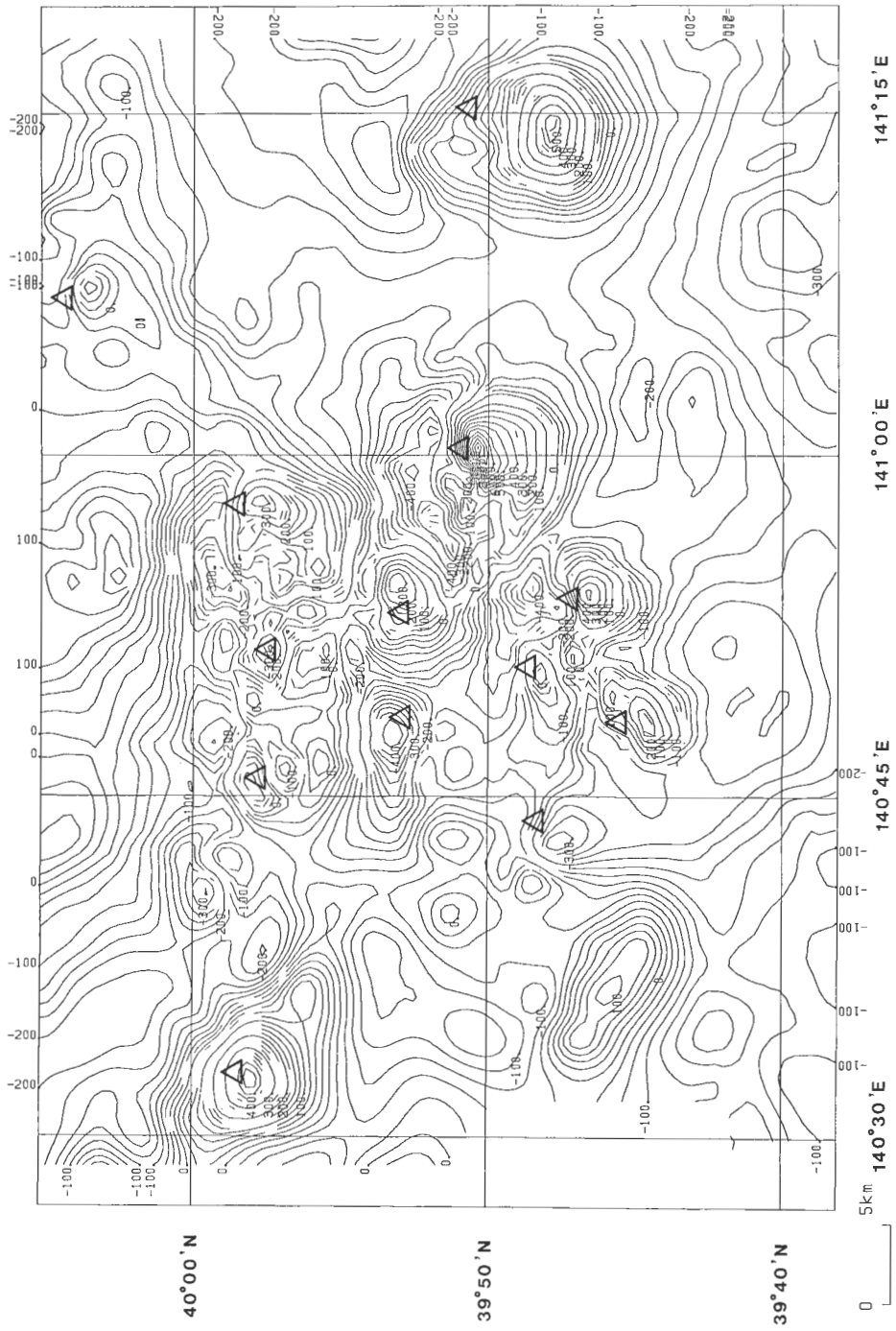


第3図 解析対象範囲の地形、コンター間隔：100 m 国土地理院による国土数値情報の標高データを用いて作成した、図中の三角記号は山を、星印記号は地熱発電所を示す。

1.七時雨山 2.森吉山 3.秋田庵山 4.八幡平 5.前森山 6.曲崎山 7.大深岳 8.岩手山 9.姫神山 10.荷葉岳 11.乳頭山 12.高倉山 13.秋田駒ヶ岳 a.大沼地熱発電所 b.松川地熱発電所 c.葛根地熱発電所 A.盛岡 B.宇石

Fig. 3 Topographic contour map of the study area. Contour interval is 100 m. The elevation data used were from the Geographical Survey Institute of Japan (GSI).

1. Nanaashigure Yama 2. Moriyo Yama 3. Akita-Yake Yama 4. Hachimantai 5. Maemori Yama 6. Magarisaki Yama 7. Obuka Dake 8. Iwate San 9. Himekami Yama 10. Kayo Dake 11. Nyuto San 12. Takakura Yama 13. Akita-Koma-ga-Take a. Onuma geothermal power plant. b. Matsukawa geothermal power plant A. Morioka city B. Shizukuishi town



第4図 解析対象範囲のIGRF残差磁気図, コンター間隔: 25 nT.
 Fig. 4 Observed total field magnetic anomaly map of the study area. Contour interval is 25 nT.

複数の地形のトレンドが交錯する、複雑な地形の地域である。

第3図と第4図とを比較すると、地形の影響を反映するように、各山体に伴って磁気異常が存在することが分かる。また本地域の地表地質は、秋田焼山・岩手山及び秋田駒ヶ岳等の第四紀火山の安山岩溶岩を主とした「新期火山岩類」が卓越している(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)。

3.1 「地形モデル」による磁気異常

前述のように「観測磁気異常」が、地形の影響を受けているのは明らかである。そこで本地域の磁気構造の一次モデルとして、第5図に示すようなモデルを考え、これを「地形モデル」と呼ぶことにした。すなわちこのモデルでは、磁気異常源は地形の起伏を上面とし下面が一定深度の平面である磁性岩体である。

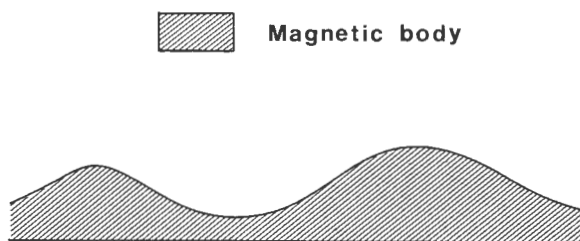
地形の磁気異常へ及ぼす影響を定量的に見るために、「地形モデル」の磁気異常を理論計算によって求めた。ここで計算に先立ち以下の仮定を設けた。

すなわち、

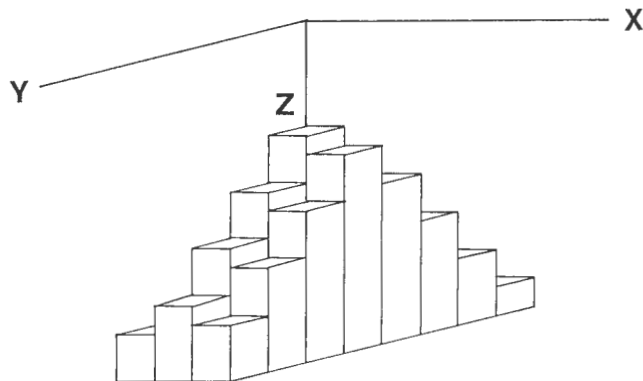
(1) 「地形モデル」を第6図に示したように、上面が地形の起伏で下面が一定深度のプリズムモデルの三次元的集合体で表すことにする。

(2) 各プリズムモデルの磁化の強さは一様一定で、かつ磁化の方向は地球磁場方向と同一であるとする。

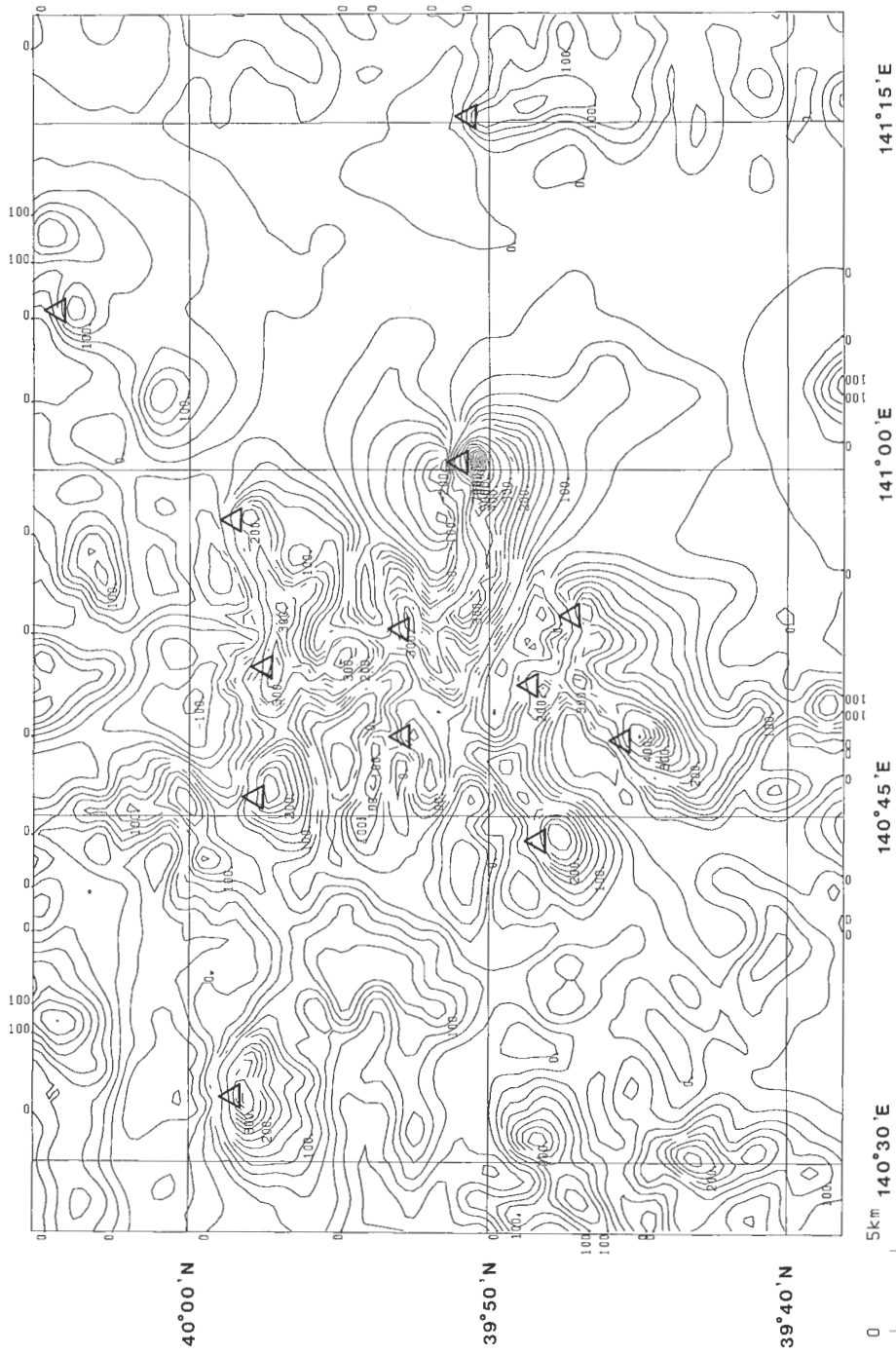
以上の仮定の下に、「地形モデル」による「計算磁気異常」を計算した。プリズムモデルによる全磁力異常の計算には、付録1の(3)式を用いた。



第5図 「地形モデル」の概念図(鉛直断面図).
Fig. 5 Topographic model for the magnetic structure of the study area.



第6図 「地形モデル」の数値計算における表現.
Fig. 6 Assembly of prismatic magnetized bodies used for calculating a magnetic anomaly caused by the topographic model.



第7図 「地形モデル」による「計算磁気異常帯」, コンター間隔: 25 nT.
 Fig. 7 Total field magnetic anomaly map calculated from the topographic model. Contour interval is 25 nT.

第1表 「地形モデル」による磁気異常の計算に用いたパラメーター値

Table 1 Parameters used for calculating the magnetic anomaly of the topographic model

パラメーター	数 値
地球磁場の伏角	53.5°N
地球磁場の偏角	7.5°W
磁化ベクトルの伏角	53.5°N
磁化ベクトルの偏角	7.5°W
プリズムモデルの磁化の強さ	2.4×10^{-3} (emu/cc)
プリズムモデルの底部深度	標高0 m
プリズムモデルの幅	$0.5 \text{ km} \times 0.5 \text{ km}^{*1)}$
プリズムモデルの数	$100 \times 150^{*1)}$
磁気異常の計算点数	$101 \times 151^{*1)}$
計算面の高度	1,800 m A.S.L. ^{*2)}

*1) x軸方向×y軸方向

*2) A.S.L. : above sea level

3.2 「観測磁気異常」と「計算磁気異常」との相関係数の計算

「観測磁気異常」と「計算磁気異常」との相関関係を定量的に把握することにする。BLAKELY & GRAUCH (1983)は、空中磁気データと地形データとの相関を定量的に表現するために、以下の計算式で相関係数を計算している。すなわち二次元データ a_{ij} と c_{ij} との相関係数を r_{pq} とすると

$$r_{pq} = \sum_{ij} O_{ij} C_{ij} \left[\sum_{ij} O_{ij}^2 \sum_{ij} C_{ij}^2 \right]^{1/2} \quad (1)$$

ここで

$$\left. \begin{aligned} \sum_{ij} &= \sum_{i=\rho-(m-1)/2}^{\rho+(m-1)/2} \sum_{j=q-(n-1)/2}^{q+(n-1)/2} \\ O_{ij} &= a_{ij} - \frac{1}{mn} \sum_{ij} a_{ij} \\ C_{ij} &= c_{ij} - \frac{1}{mn} \sum_{ij} c_{ij} \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

であり、 m, n は相関係数の計算に用いるデータ範囲(ウインドウ)の大きさを示す。したがって相関係数は、理論的には $[-1, 1]$ の範囲の値をとる。 $r_{pq} \approx 1$ のときは、両データ間に強い正の相関があることになる。 $r_{pq} \approx -1$ のときは、強い負の相関がある、つまり逆相関を示す。また $r_{pq} \approx 0$ のときは、両データは無相関となる。

(1)式にしたがって本解析範囲の「観測磁気異常」と「計算磁気異常」との相関係数を計算したものが、第8図と第9図である。ただし相関係数は、 $-100\% \sim 100\%$ の範囲でパーセント表示してある。第8図は、ウインドウの大きさ $m \times n$ が 11×11 (5 km × 5 km)、第9図は 21×21 (10 km × 10 km)である。

相関係数はウインドウの大きさに応じて変化するが、前者は計算点近傍の相関関係を代表するものといえる。一方後者は比較的広範囲の相関関係を代表している。

3.3 相関係数値と岩石の磁化方向測定結果との関係

第8図を参照すると相関係数によって次のように分類できる。つまり、

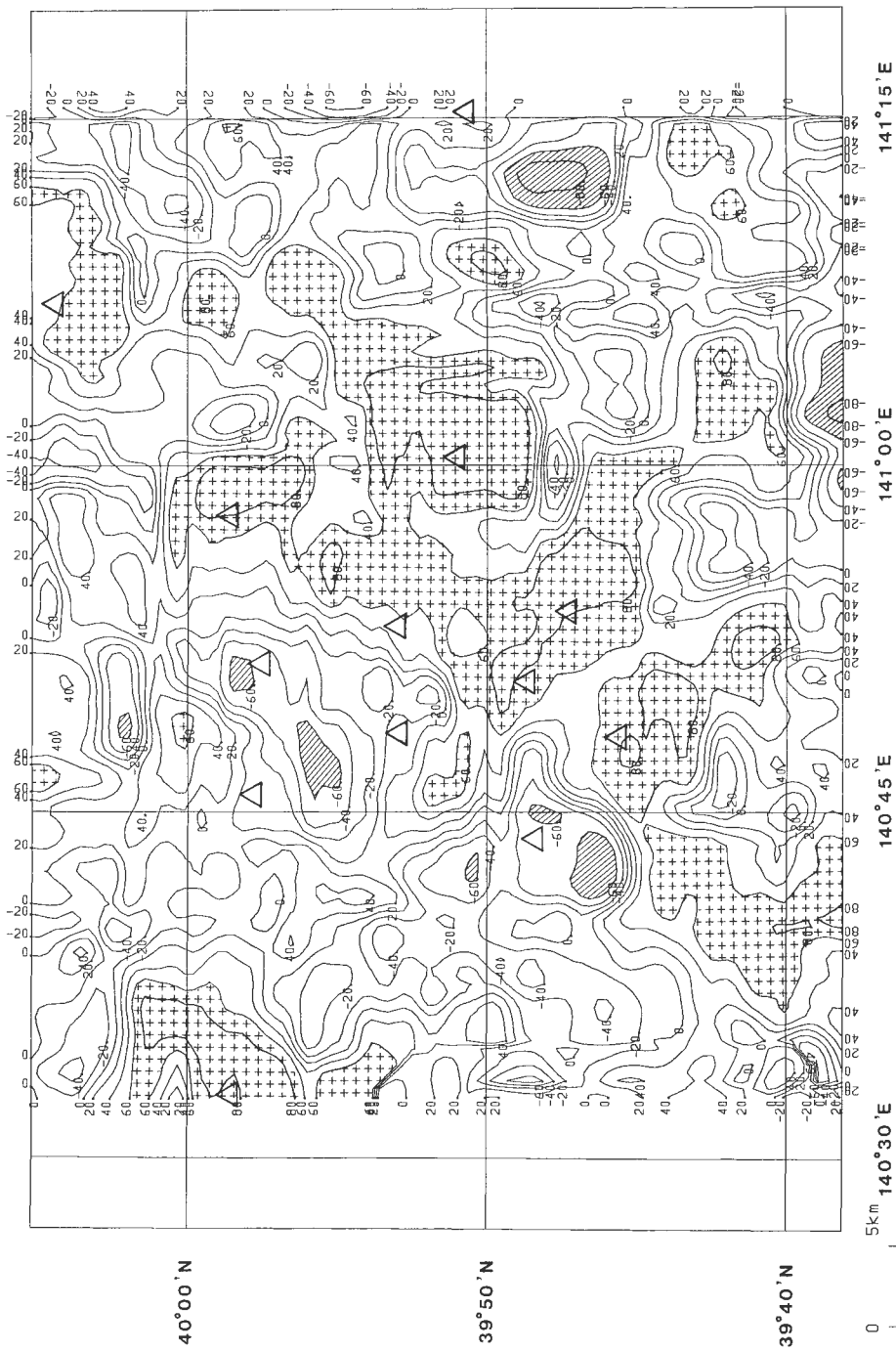
正相関：+60%以上：前森山, 岩手山, 高倉山, 乳頭山, 秋田駒ヶ岳

逆相関：-60%以下：八幡平, 荷葉岳, 曲崎山北方

無相関：0%近傍：秋田焼山

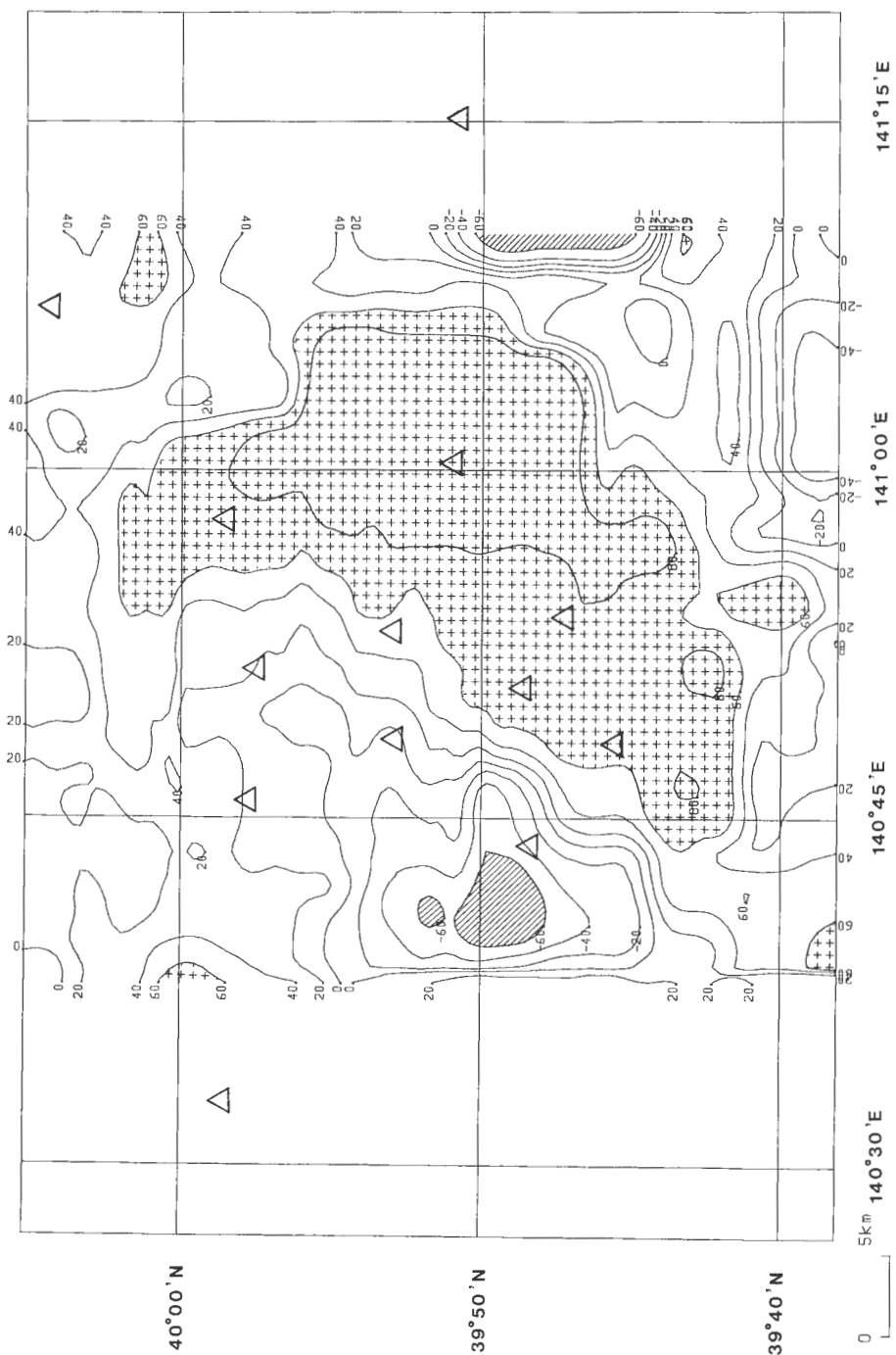
また計算に用いた各パラメーターの値は、第1表に示した通りである。

次に第7図に「計算磁気異常」の計算結果を示す。これに基づいて「計算磁気異常」の概要について述べる。秋田焼山, 岩手山, 荷葉岳及び秋田駒ヶ岳の地形的に明瞭な山々によるダイポール型の磁気異常が顕著である。また東北脊梁山脈の尾根沿いに高磁気異常が伴っている。さらに周辺部には、東方に姫神山, 西方に森吉山の山体に伴ってダイポール型の磁気異常が存在する。いずれにしても地形の起伏に伴って高磁気異常が多数存在し、第4図の「観測磁気異常」と相関が高いと判断される。



第8図 「観測磁気異常」と「計算磁気異常」との相関係数値(%), ウィンドウの大きさ: 5 km × 5 km, コントア間隔: 20%
 図中の+記号及び紅線で示した範囲は、各々+60%以上及び-60%以下の部分を示す。

Fig. 8 Contour map of correlation coefficients between observed and calculated anomaly maps. Window dimensions are 5 km × 5 km.



第9図 「観測磁気異常」と「計算磁気異常」との相関係数値(%), ウィンドウの大きさ: 10 km×10 km, コンター間隔: 20%
 図中の+記号及び斜線で示した範囲は、各々+60%以上及び-60%以下の部分を示す。

Fig. 9 Contour map of correlation coefficients between observed and calculated anomaly maps. Window dimensions are 10 km × 10 km.

である。

次に第9図を参照すると、本解析範囲は相関係数によって二分されることが分かる。すなわち前森山、大深岳、乳頭山及び秋田駒ヶ岳を結ぶほぼNE-SW方向の直線の東側では正相関を示し、西側では荷葉岳北西部を中心として逆相関となる。

一方、須藤(1984, 1985, 1987)及び須藤・向山(1987)は、仙岩地熱地域の溶岩を主とした岩石の古地磁気測定を行った結果を報告している。これによると磁化方向が正帯磁及び逆帯磁と判断された主なものは以下の通りである(第2図地名参照)。

正帯磁：柴倉岳、秋田焼山、西森山、前森山、嶮岨森、中倉山、岩手山、小松倉森、乳頭山、高倉山、秋田駒ヶ岳の各岩石

逆帯磁：八幡平、畚岳、諸絵岳、倉沢山、曲崎山、岩手大白森、烏帽子岳、秋田大白森、ブナ森、荷葉岳の各岩石

これらの結果と第8図とを比較すると非常に対応が良いことが分かる。すなわち地表の岩石の磁化方向が正帯磁と判断される部分は、秋田焼山を除いて相関係数が+60%以上の正相関の値を示している。一方逆帯磁と判断される部分は、相関係数が-60%程度の逆相関の値あるいは-40%~0%近辺の値を示している。またこれらの岩石の地表における分布の概要は、第9図の相関係数の傾向と調和的である。

以上のことから本地域の磁気構造モデルを「地形モデル」と仮定した場合、大部分の磁気異常は地形の凸部を構成する磁性岩体によって引き起こされることが分かる。ただし区域により磁性岩体の磁化の方向は異なり、その配列は前述のようになり系統的である。なおこの場合の磁性岩体とは、高磁化率の地表付近の安山岩溶岩及び溶結凝灰岩であると推定される。

ここで以上の議論では例外となる、秋田焼山の相関係数が0%程度の無相関の値を示すことの原因は、次のように考えられる。すなわち山体が正帯磁であれば、南麓においては「地形モデル」より高磁気異常が計算されるが、実際には「観測磁気異常」では黒石森付近を中心にして低磁気異常が存在するからである。この低磁気異常の原因としては、他の岩体による異常の干渉を受けているためであるとか、変質あるいは何らかの原因により、山体南麓部が周囲と比較して磁性が弱い状態になっているためである等と種々考えられるが、これを明らかにするためにはより詳しい解析が必要となるので、別の機会に譲ることとする。

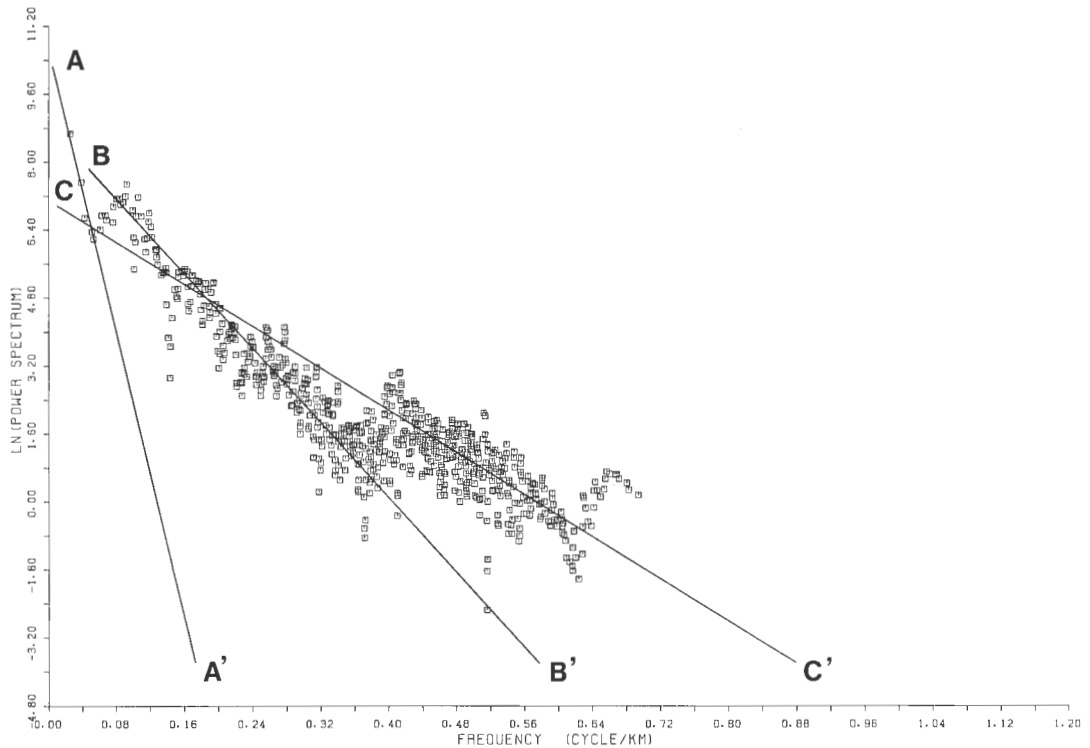
4. 周波数解析による深度推定について

前章までの結果により、本解析範囲の「観測磁気異常」は、「地形モデル」によってほぼ近似できることが分かった。つまり地表付近に分布する強磁性の岩石による磁気異常が、「観測磁気異常」において卓越しているわけである。

ところでこのような場合、より深部の磁気構造を知るためには、磁気異常を「地形補正」することが必要である。大久保・大熊(1985)はこの件に関して、その理論的手法と実データによる処理例を示している。これによると「地形モデル」による「計算磁気異常」を「観測磁気異常」から差し引く、いわゆる「はぎ取り法」は有効な一手法とされている。しかし本解析範囲のように地形が互いに干渉しあい、さらに一山体において磁化率あるいは磁化の強さがバラエティに富んでいる場合には適用が難しい。

したがって本報告ではこの手法を用いずに、代わりに「観測磁気異常」を空間領域から周波数領域に変換し、周波数によって浅部構造と深部構造とを分離する。これは、一般に深部構造ほどパワースペクトルの低周波数成分が卓越することを利用するものである。

具体的には「観測磁気異常」をフーリエ変換し、横軸に周波数、縦軸に次元パワースペクトルの自然対数のグラフを描き、その傾きから磁性岩体の深度推定を行う。このときパワースペクトルの卓越周波数が複数存在すれば、そのそれぞれの傾きから複数の磁性岩体深度が求まる。



第10図 二次元データによるパワースペクトル。

Fig. 10 Radial power spectrum from the observed total field magnetic anomaly of the study area.

4.1 二次元磁気データによる周波数解析

磁気異常のパワースペクトルの理論式(付録2)に基づいて、第4図に示した「観測磁気異常」の二次元データを用いて、パワースペクトルを、 $u=v$ の場合について計算した(第10図)。なお計算に先立ち、パワースペクトルの平滑化をはかるために、磁気データはHanningのdata windowを通過させてある。

図に示したように、パワースペクトルには3本の直線が引ける。各直線の傾きより求まる平均的な頂部深度は以下の通りである。すなわち、

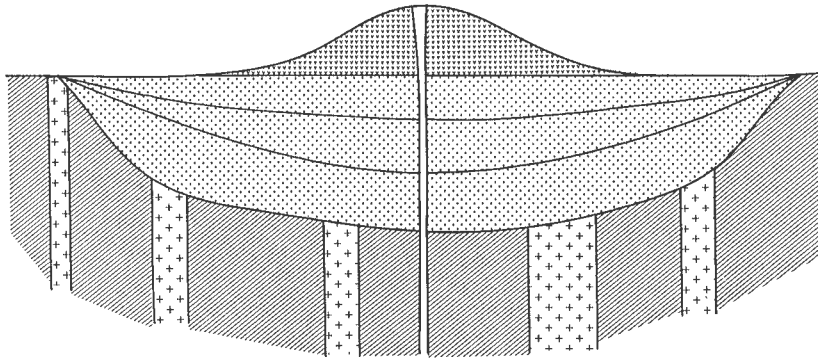
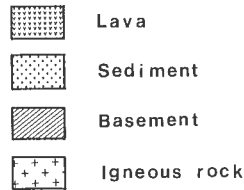
A—A' : 6.8 km (標高 -5.0 km)

B—B' : 1.8 km (標高 0.0 km)

C—C' : 1.0 km (標高 0.8 km)

ここでA—A'より求めた深度は、磁気異常の広域的な傾向に相当する。B—B'より求めた深度は、いわゆる磁気基盤深度に相当する。さらにC—C'より求めた深度は、解析範囲の平均標高が約540 mであることを考慮すると、地表面近傍の磁性岩体に相当する。なお地表面近傍の磁性岩体としては、高磁化率の地表面近傍の安山岩溶岩及び溶結凝灰岩がこれに相当すると推定される。また、上記結果は地表面近傍の磁性岩体の下方に、平均的な頂部深度が標高0 m付近に位置する磁性岩体(磁気基盤)の存在を示している。

以上の結果に基づき、本地域の磁気構造の二次モデルを作成した(第11図)。すなわち二次モデルでは、磁気異常源として地表面近傍の溶岩のような磁性の強い火山噴出物の他に、より深部にこれと同等以上の磁性を持つ深成岩等の貫入岩体を仮定している。



第11図 磁気構造二次モデルの概念図。
Fig. 11 Secondary model for the magnetic structure.

4.2 一次元磁気データによる周波数解析

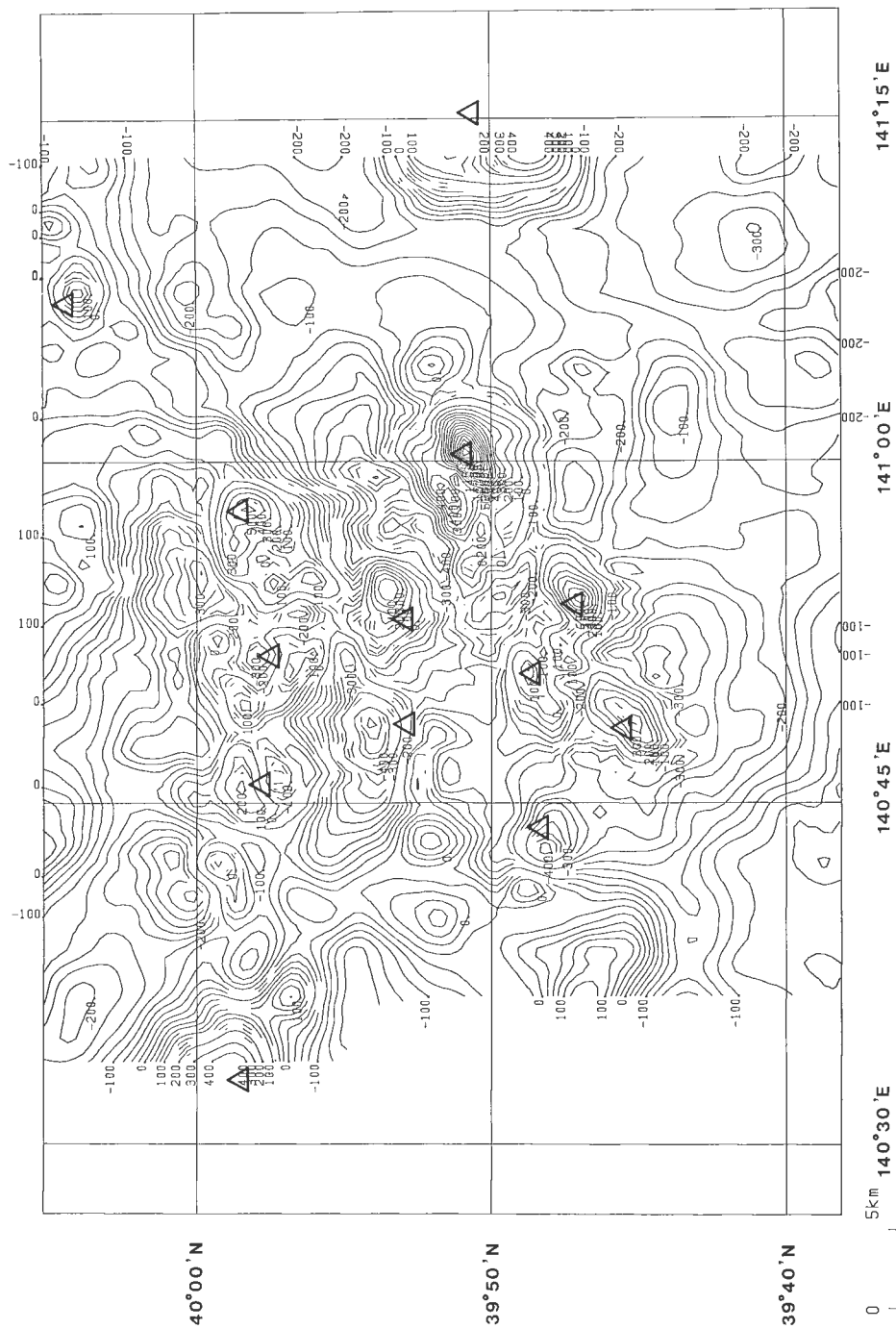
火山噴出物下の磁気基盤構造をより詳細に推定するため、解析範囲内に南北及び東西方向の多数のプロファイルを設定し、各プロファイル上での磁気値について周波数解析を試みた。

CURTIS & JAIN (1975)は、AlgeriaのSilet地域において全磁力磁気プロファイルデータのパワースペクトルを計算し、玄武岩溶岩下の磁気基盤構造を求めている。ところで磁気プロファイルデータの周波数解析においては、解析の前提として磁気異常源を二次元構造と仮定しており、このような構造による磁気異常を解析対象としている。しかし磁気構造は本質的には三次元構造であるため、磁気異常の形態も構造を反映して二次元構造によるものとは異なる。したがって磁気プロファイルデータのサンプリングに当たっては、二次元構造による磁気異常と近似できる異常を適切に抽出することが必要となるが、本解析範囲においては三次元構造によると推定される異常も多く分布する。三次元構造による全磁力異常は、本解析範囲のような中緯度地方ではダイポール型の形態を示すため、プロファイルを適切に設定しサンプリングを行わないと周波数解析の結果にかなりの誤差を生じさせる場合がある。一方極磁力 (Reduction to the pole) 異常は、モノポール型の形態を示すため、全磁力異常と比較してプロファイルの設定位置による解析結果の誤差がより少ないと判断される。そこで本報告ではより適切なサンプリングが行えるように、全磁力データを極磁力データに変換し、これを周波数解析に用いることにした。

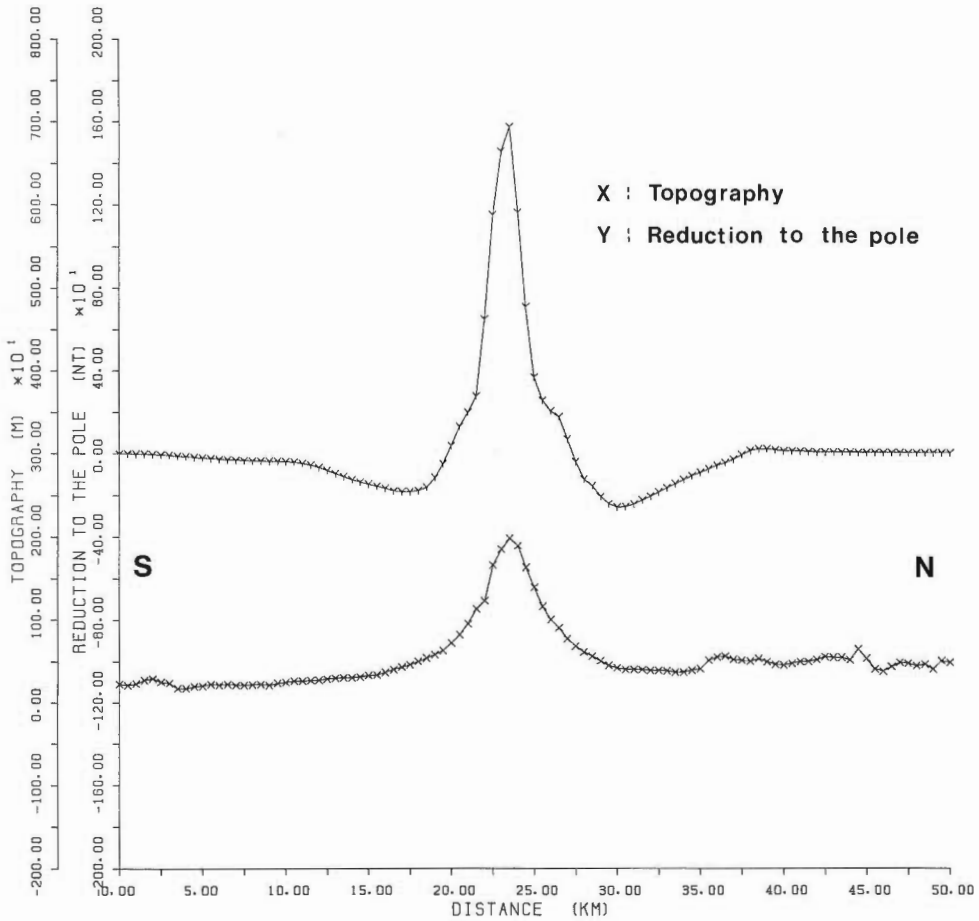
ここで本報告で用いた極磁力フィルターは、空間領域におけるコンボリューション操作によるもので、具体的には八角格子系デジタルフィルターである(長谷川, 1967)。この操作に関しての基礎的な考察は、既になされている(長谷川・大熊, 1985)。したがって本報告ではこれを参照して、サンプリング間隔 S は $S=2W(1\text{ km})$ の値を用いた。ただし W はデータの格子間隔で、 $W=0.5\text{ km}$ である。

第12図に、全磁力データより前述の極磁力フィルターを用いて計算した本解析範囲の極磁力図を示す。また第13-14図にプロファイルデータの周波数解析の手順を例示する。これらは、岩手山付近を通る南北プロファイルとそのデータを用いて計算したパワースペクトルである。

第14図において、B—B'の示す構造の頂部深度は標高1.5 km、A—A'の示すものは標高-0.3 kmとな



第12図 解析対象範囲の極磁力の図、コンター間隔：25 nT。
 Fig. 12 Reduction to the pole magnetic anomaly map of the study area. Contour interval is 25 nT.



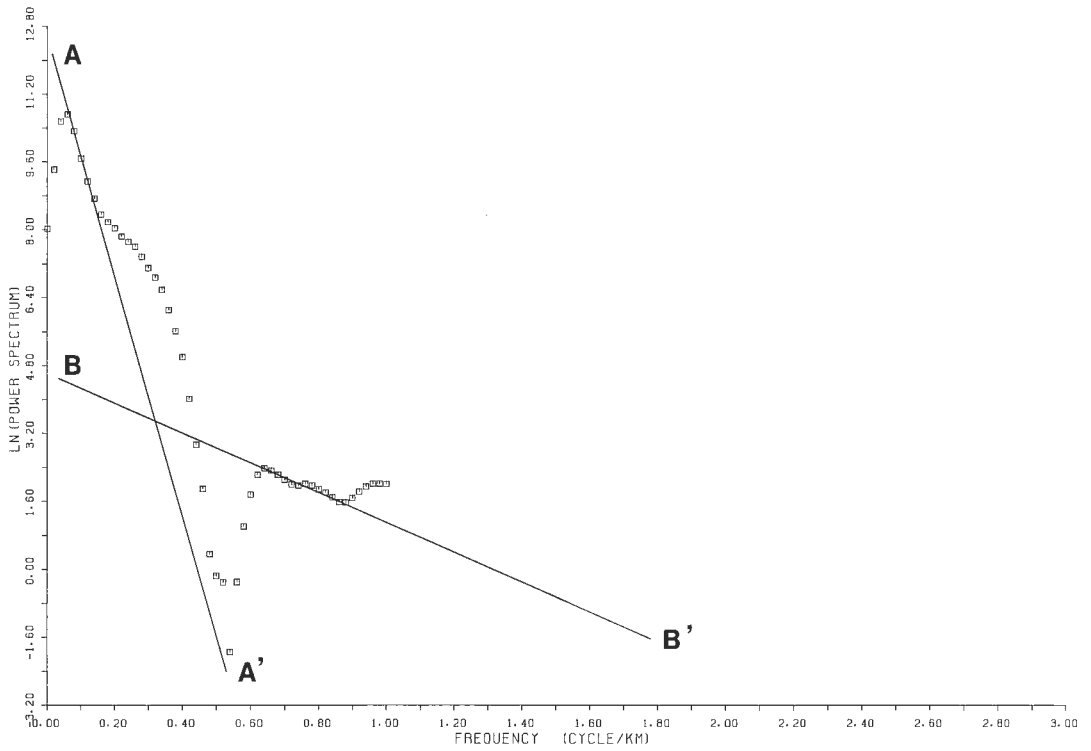
第13図 極磁力及び地形のプロファイル—岩手山付近。
 Fig. 13 A profile of reduction to the pole magnetic anomaly and topography over Iwate San.

る。標高 1.5 km の構造は、岩手山の「新期火山岩類」を反映したものと判断される。また標高 -0.3 km の構造は、「新期火山岩類」下の深成岩体等の貫入岩体の平均的な頂部深度と判断される。

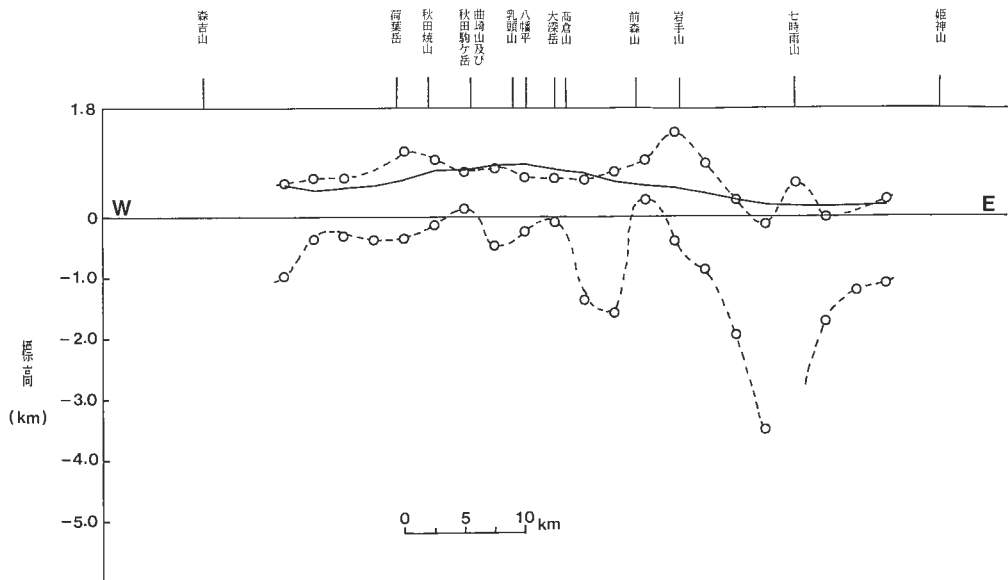
以上の手法を用いて、南北及び東西の各方向に 2.5 km の間隔でプロファイルを各々 21 本設定し、各プロファイルにおいて周波数解析を行った。この結果を集めて東西断面図と南北断面図を作成した(第 15 図, 第 16 図)。ただし断面図における地形高度は、プロファイル上の平均標高である。また各断面図の水平方向の位置を示すために、本地域の代表的な山について、断面へ垂直に投影した位置に山名を記入した。また広域的な傾向面に相当すると考えられる解析結果は、断面図に表示していない。

4.3 磁気基盤構造

東西断面図(第 15 図)によると、浅い方の構造の平均深度は一部を除いてほぼ地表上になる。平均深度が平均標高よりも高く解析される部分は、プロファイル上に標高が高くかつ磁性の強い山が存在するためと判断される。より深い方の構造の平均深度(磁気基盤深度)は、森吉山東方から、荷葉岳に向けて隆起する。この状態は前森山付近まで続く。ただし高倉山と前森山の間には部分的な沈降部が存在する。前森山付近からは再び沈降し北上低地で最深となるが、姫神山にかけて再び隆起の傾向にある。この起伏の傾向は本地域の重力図(駒沢ほか, 1984)における重力値の東西方向の変動の傾向と、概して整

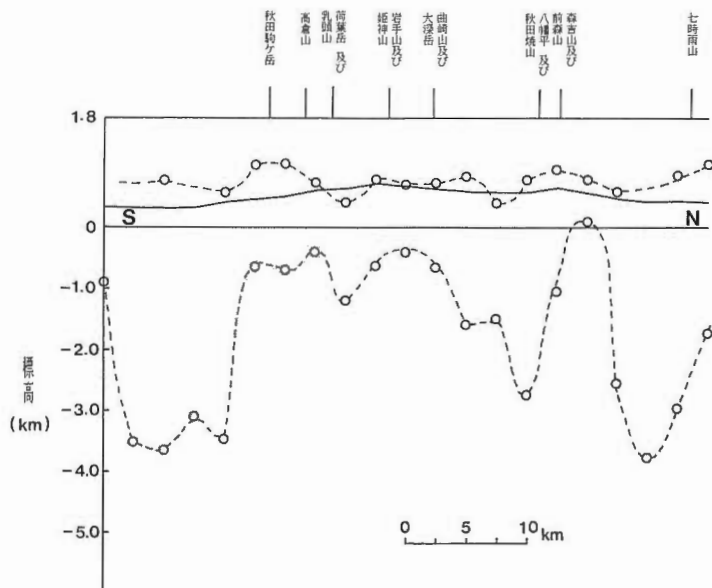


第14図 第12図の極磁カプロフィールデータによるパワースペクトル。
 Fig. 14 Power spectrum of the reduction to the pole magnetic profile.



第15図 極磁カプロフィールデータによる深度解析の集合図—東西断面図。実線は地形高度を、破線は磁氣的構造の上面深度をそれぞれ示す。

Fig. 15 N-S cross section produced by spectrum analyses of E-W profiles of reduction to the pole magnetic anomalies. Solid line indicates topography. Broken lines indicate the top surface of the magnetic structure.



第16図 極磁力プロファイルデータによる深度解析の集合図—南北断面図。実線は地形高度を、破線は磁氣的構造の上面深度をそれぞれ示す。

Fig. 16 E-W cross section similar to Fig. 15.

第2表 SN-5 坑井のコアの平均磁化率 (新エネルギー総合開発機構, 1986a による)。

Table 2 Mean value of magnetic susceptibilities of core samples in drill hole SN-5. (after NEDO, 1986a)

地 層	磁化率 ($\times 10^{-3}$)
新期火山岩類	1.31
石 仮 戸 沢 層	1.95
阿 仁 合 層	0.178
新第三紀花崗岩類	1.84

合的である。

南北断面図(第16図)によると、浅い構造の平均深度は、ほぼ東西断面と同様に地表付近となる。より深い構造の平均深度は、南端の沈降部から北方の秋田駒ヶ岳に向けて隆起する。この状態は大深岳付近まで、乳頭山付近の小さな沈降部を挟んで続く。大深岳・曲崎山から北方にかけては沈降の傾向にあるが、前森山・森吉山付近で再び隆起する。七時雨山南方において最深となるが、北端に向けて隆起の傾向にある。

大深岳・曲崎山と前森山・森吉山との間で磁気基盤は沈降すると解析されている。これは曲崎山北方に分布する、長波長・高振幅の低磁気異常によってもたらされたと判断される。一方

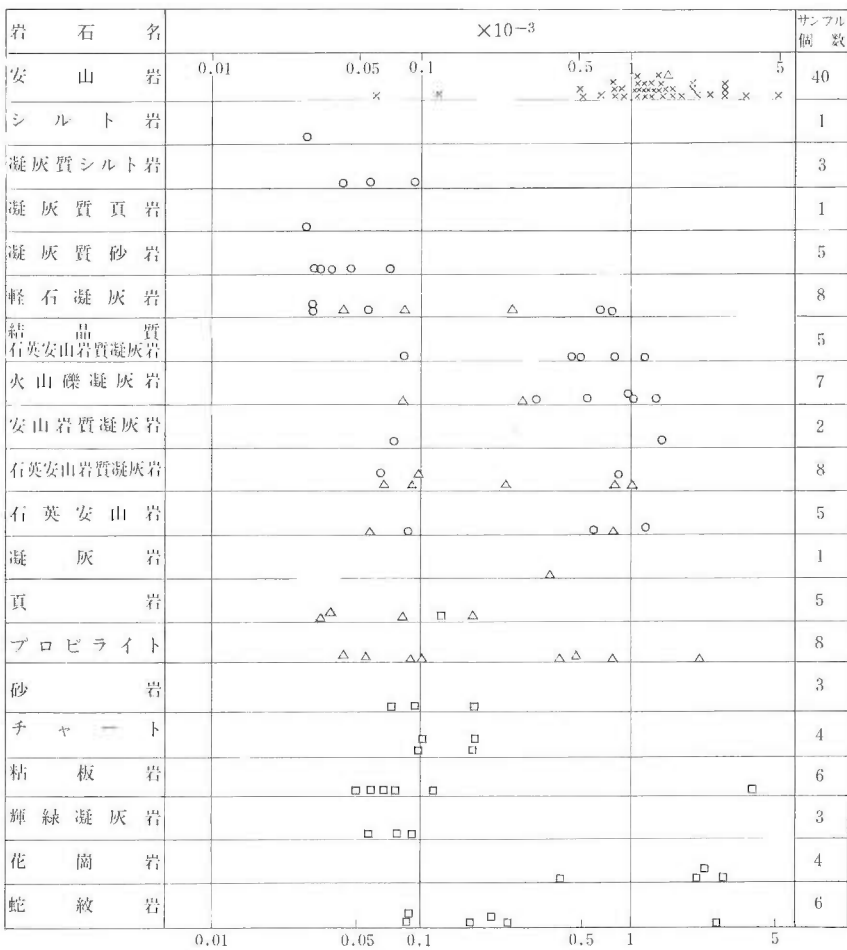
3章で明らかになったように、この区域においては逆帯磁の玉川溶結凝灰岩が広く分布している。しかもこの区域に位置する地熱調査井 SN-2 の坑井データ(新エネルギー総合開発機構, 1985)によれば、玉川溶結凝灰岩の磁化率が最も高い。また測定データはないが、残留磁化の強度も強いと推定される。したがってこの区域において逆帯磁の玉川溶結凝灰岩による長波長の低磁気異常が卓越する結果、見かけ上磁気基盤深度が沈降する傾向に解析されたものと判断される。

ところで以上のような磁性岩体の平均深度の結果を裏付けるものとして、1,500 m 級地熱調査井 SN-5 の例がある(新エネルギー総合開発機構, 1986a)。SN-5 においてはコアの磁化率が測定されている。この結果を第2表に示す。これによると標高 0 m 程度まで貫入している新第三紀花崗岩類は、 1.84×10^{-3} と表層の「新期火山岩類」や玉川溶結凝灰岩と同程度以上の非常に高い磁化率を示している。解析範囲内の地熱調査井の数はあまり多くないが、SN-5 のような構造は本地域において支配的であると考えられる。したがって前述の解析結果は支持される。

5. 考 察

3章においては、「観測磁気異常」と「地形モデル」に基づく「計算磁気異常」との相関係数図を作成した。これより判明した正相関及び逆相関の区域と、正帯磁及び逆帯磁と測定された地表の岩石の分布範囲とが良く一致することが分かった。この場合、地形の凸部における正相関値及び逆相関値は、凸部を構成する磁性岩体がそれぞれ正帯磁及び逆帯磁しているためと判断される。また無相関値は、磁性岩体の磁化方向が地球磁場方向と大きく異なっていたり、あるいは磁気異常が「地形モデル」によっては表されないことを示唆している。

したがって磁気異常から推定される、モデルの各区域の磁化方向はその区域の地表に分布する岩石の磁化方向と整合的であると判断される。これは地表付近に分布する岩石の磁性の影響が、磁気異常において卓越していることを示している。ここで第17図及び第3表より明らかなように、本地域で平均磁化率が高い岩石は安山岩と花崗岩である。また本地域の地表に卓越して分布するのは、「10万分の1仙岩



× 第四系, ○ 第三系, 鮮新統~中新統, △ 第三系中新統, □ 先第三系

第17図 仙岩地熱地域の岩石磁化率測定結果 (通商産業省, 1978による)。

Fig. 17 Magnetic susceptibilities of rocks in the study area. (after MITI, 1978)

第3表 仙岩地熱地域の岩石平均磁化率 (通商産業省, 1978による)

Table 3 Mean value of magnetic susceptibilities of rocks in the study area. (after MITI, 1978)

岩石名	平均磁化率 ($\times 10^3$)	平均比重 (g/cm^3)	サンプル個数
安山岩	1.454	2.55	40
シルト岩	0.028	1.42	1
凝灰質シルト岩	0.064	1.83	3
凝灰質頁岩	0.028	2.05	1
凝灰質砂岩	0.043	1.98	5
軽石凝灰岩	0.253	2.00	8
結晶質石英安山岩質凝灰岩	0.633	2.14	5
火山礫凝灰岩	0.668	2.26	7
安山岩質凝灰岩	0.754	2.00	2
石英安山岩質凝灰岩	0.408	2.47	8
石英安山岩	0.564	2.36	5
凝灰岩	0.407	2.15	1
頁岩	0.091	2.42	5
プロピライト	0.53	2.53	8
砂岩	0.349	2.60	3
チャート	0.563	2.49	4
粘板岩	0.708	2.60	6
輝緑凝灰岩	0.228	2.51	3
花崗岩	1.947	2.72	4
蛇紋岩	0.584	2.89	6

地熱地域地質図」(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)より,「新期火山岩類」及び玉川溶結凝灰岩であることが分かる。

一方地熱調査井のコア試料の物性試験結果(新エネルギー総合開発機構, 1983, 1985, 1986a, 1986b)によると,地下浅部から地表にかけて卓越して分布する「新期火山岩類」や玉川溶結凝灰岩は,磁化率が 1.0×10^{-3} 以上と高いものが多い。したがってこれらの岩石が磁気異常の主たる原因の一つであると理解される。

以上より本地域の磁気構造モデルは,地表を上面として下面が一定深度で,正帯磁の中に部分的に逆帯磁の区域を含む「地形モデル」によって一次近似される。

次に4章においては,二次元格子点データの周波数解析の結果より,「地形モデル」下の磁気的な構造(磁気基盤構造)が推定されたため,これを考慮した磁気構造の二次モデルを設けた。このモデルに基づき一次元極磁化データの周波数解析を行うことによって,磁気基盤構造の概要が明らかになった。これによると磁気基盤深度は,本地域中央部に向かって隆起することが分かる。特に秋田焼山・岩手山及び秋田駒ヶ岳の第四紀火山を通る南北及び東西名方向のプロファイル上においては,海水準程度までの隆起が解析されている。これに対応する地質は,2章や地熱調査井のデータ(新エネルギー総合開発機構, 1983, 1985, 1986a, 1986b)より,先新第三系及び新第三系の一部であると推定される。

付録1

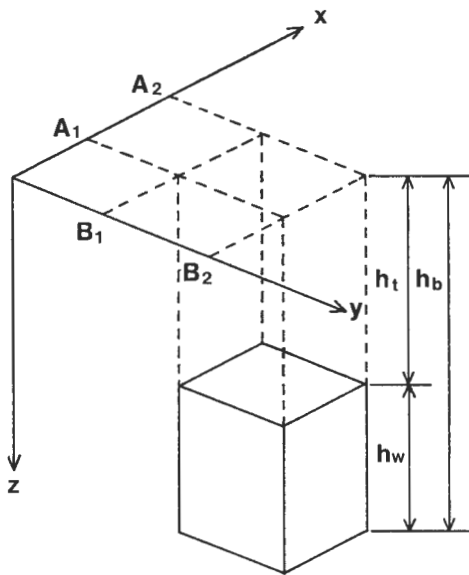
有限底三次元プリズムモデル(第18図)による全磁力異常の理論値 T は, z 軸が鉛直下方向きのデカルト座標系 (x, y, z) において, 次式で表される。

$$T(x, y, z) = F(x, y, z; h=h_t) - F(x, y, z; h=h_b) \quad (3)$$

ただし

h_t : モデルの頂部深度

h_b : モデルの底部深度



第18図 有限底三次元プリズムモデル。
Fig. 18 Finite three dimensional prism model.

ここで F は無限底三次元プリズムモデルによる全磁力異常であり、BHATTACHARYYA (1964) により以下のように導かれている。

$$F(x, y, z; h) = J[f] \quad \left| \begin{array}{l} a=a_2 \\ a=a_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} b=b_2 \\ b=b_1 \end{array}$$

$$f = \frac{e_2 p_3 + e_3 p_2}{2} \ln \frac{r-a}{r+a} + \frac{e_3 p_1 + e_1 p_3}{2} \ln \frac{r-b}{r+b} \quad (4)$$

$$- (e_1 p_2 + e_2 p_1) \ln(r+H)$$

$$- e_1 p_1 \tan^{-1} \frac{ab}{r^2 + rH - b^2} - e_2 p_2 \tan^{-1} \frac{ab}{r^2 + rH - a^2} + e_3 p_3 \tan^{-1} \frac{ab}{rH} \quad (5)$$

ただし

J : 磁化の強さ

$$r = ((a-x)^2 + (b-y)^2 + H^2)^{1/2}$$

$$H = h - z$$

$$a_1 = A_1 - x, \quad a_2 = A_2 - x$$

$$b_1 = B_1 - y, \quad b_2 = B_2 - y$$

e_1, e_2, e_3 : 地球磁場の方向余弦

p_1, p_2, p_3 : 磁化ベクトルの方向余弦

付録2 パワースペクトルの理論式

今基本的な磁性岩体として有限底三次元プリズムモデル(第17図)を考える。このモデルによるパワースペクトル P は、SPECTOR & GRANT (1970) によって次のように表される。

すなわち、

$$P = k_1^2 \cdot \exp(-4\pi\omega h_t) \cdot [1 - \exp(-2\pi\omega h_w)]^2 \cdot S^2(\omega, \theta) \cdot R_T^2(\theta) \cdot R_K^2(\theta) \quad (6)$$

$$S(\omega, \theta) = \frac{\sin(A\omega \sin \theta)}{A\omega \sin \theta} \cdot \frac{\sin(B\omega \cos \theta)}{B\omega \cos \theta} \quad (7)$$

$$R_T^2(\theta) = [e_3^2 + (e_1 \sin \theta + e_2 \cos \theta)^2] \quad (8)$$

$$R_K^2(\theta) = [p_3^2 + (p_1 \sin \theta + p_2 \cos \theta)^2] \quad (9)$$

ここで

k_1 : 磁化の強さに比例する定数

u : x 座標に対応する周波数

v : y 座標に対応する周波数

$$\omega = (u^2 + v^2)^{1/2}, \quad \text{ラジアル方向の周波数}$$

$$\theta = \tan^{-1}(u/v)$$

e_1, e_2, e_3 : 地球磁場の方向余弦

p_1, p_2, p_3 : 磁化ベクトルの方向余弦

$2A, 2B$: モデルの x 軸, y 軸各方向の幅

h_t : プリズムモデルの頂部深度

h_w : プリズムモデルの厚さ

である。

ここで $h_w \rightarrow \infty$, すなわち無限底三次元プリズムモデルの場合を考えてみる。この場合 θ を固定すれば, (6)式において周波数 ω に依存する項の一つ $\exp(-4\pi\omega h_t)$ が支配的となるため, (6)式の両辺の自然対数をとると

$$\ln P = \ln C_1 - 4\pi\omega h_i \quad (10)$$

C_1 : 定数

となり、パワースペクトルの傾きよりプリズムモデルの頂部深度： h_i が求まる。なおこの場合磁化ベクトルの方向は現在の地球磁場の方向に等しいと仮定しており、(8)、(9)式は既知の定数となる。

この理論は統計学的に拡張される。すなわち複数の無限底三次元プリズムモデルがそのパラメータを変えつつランダムに分布するとき、そのパワースペクトル $\langle P \rangle$ は次のようになる。ただし $\langle \rangle$ はアンサンブル平均を示す。

$$\langle P \rangle = k_2^2 \cdot \langle \exp(-4\pi\omega h_m) \rangle \cdot \langle S^2(\omega, \theta) \rangle \cdot \langle R_7^2(\theta) \rangle \cdot \langle R_k^2(\theta) \rangle \quad (11)$$

ここで

k_2 : プリズムモデルの平均的な磁化の強さに比例する定数

h_m : プリズムモデルの平均頂部深度

したがって、前述の理論に基づいて(11)式の両辺の自然対数をとると、

$$\ln \langle P \rangle = \ln C_2 - 4\pi\omega h_m \quad (12)$$

C_2 : 定数

となり、パワースペクトルの傾きよりプリズムモデルの平均的な頂部深度 h_m が求まる。

ここで有限底三次元プリズムモデルの場合に戻って考えることにする。(6)式を参照すると、横軸が周波数で縦軸がパワースペクトルの自然対数のグラフにおいて、パワースペクトルは極大値を持ち、その位置は h_m が大きいほど低周波数側にあることが分かる。ただしパワースペクトルは、極大値を与える周波数よりも高周波数側では、周波数が高くなるにしたがって、 $\exp(-4\pi\omega h_i)$ の項の影響が卓越する結果(10)式の関係に帰着する。したがってモデルが単一及び複数の場合共々、無限底三次元プリズムモデルの場合と同様にして頂部深度及び平均頂部深度が求まる。

以上の理論に関する検証は、津・小川(1982)によってなされているので、詳しくはそちらを参照されたい。

謝辞

花岡尚之情報解析室長は、本研究を行う機会を与え常々御助言下さった。長谷川博海外地質調査協力室技官は、極磁力計算に関して有益な御助言を下された。また解析に用いた「10万分の1仙岩地熱地域空中磁気図」データの作成に当たっては、工業技術院サンシャイン計画推進本部の磁気値格子点データを使わせていただいた。以上の方々及び機関に深甚なる感謝の意を表する。

文 献

- BHATTACHARYYA, B. K. (1964) Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization. *Geophysics*, vol. 29, no. 4, p. 517-531.
- BLAKELY, R. J. and GRAUCH, V. J. (1983) Magnetic models of crystalline terrane: Accounting for the effect of topography. *Geophysics*, vol. 48, no. 11, p. 1551-1557.
- CURTIS, C. E. and JAIN, S. (1975) Determination of volcanic thickness and underlying structures from aeromagnetic maps in the Silet area of Algeria. *Geophysics*, vol. 40, no. 1, p. 79-90.
- 長谷川博(1967) 擬磁重力の新計算法. 物理探鉱, vol. 20, no. 10, p. 198-207.
- ・大熊茂雄(1985) 極磁力および擬磁重力フィルターの特性とその操作について. 物理探査学会昭和60年秋季講演会. 講演予稿集. p. 135.
- 駒澤正夫・須藤 茂・須田芳朗(1984) 精密重力解析. 昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのI, 仙岩地域, p. 298-314.
- 大久保泰邦・大熊茂雄(1985) 空中磁気データにおける地形効果とその軽減. 物理探鉱, vol. 38, no. 2, p. 64-79.

- 大熊茂雄・須藤 茂(1986) 10万分の1仙岩地域空中磁気図の編集について. 地質調査所研究資料集, 24.
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985) 10万分の1仙岩地熱地域地質図. 特殊地質図(21-2), 地質調査所, 23p.
- 新エネルギー総合開発機構(NEDO)(1983) 昭和57年度地熱探査技術等検証調査. 仙岩地域坑井調査報告書.
- (1985) 昭和58年度地熱探査技術等検証調査. 仙岩地域 1,500 m 級坑井調査報告書.
- (1986a) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査. 仙岩地域 1,500 m 級坑井調査(N59-SN-5)報告書.
- (1986b) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査. 仙岩地域 1,500 m 級坑井調査(N59-SN-6)報告書.
- SPECTOR, A. and GRANT, F. S. (1970) Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, vol. 35, no. 2, p. 293-302.
- 須藤 茂(1984) 秋田県荷葉岳火山の古地磁気と K-Ar 年代. 火山, 第2集, vol. 29, no. 2, p. 112-114.
- (1985) 仙岩地熱地域南部の鮮新世—更新世火山活動について—安山岩火山の古地磁気と K-Ar 年代. 地調月報, vol. 36, no. 9, p. 513-533.
- (1987) 仙岩地熱地域の珪長質大規模火砕流堆積物—玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩—. 地調報告, no. 266, p. 77-142.
- 向山 栄(1987) 仙岩地熱地域北部の火山岩の古地磁気と火山活動の推移. 地調報告, no. 266, p. 143-158.
- 津 宏治・小川克郎(1982) キュリー等温面解析法(1). モデル実験および島孤下の熱的構造推定の試み. 日本地熱学会誌, vol. 4, no. 1, p. 1-30.
- 通商産業省(MITI)(1978) 空中磁気図の作成. 昭和52年度サンシャイン計画委託研究開発成果報告書, 広域熱構造調査法の研究開発.

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—

松 林 修*

A study of thermophysical observations in the Sengan-Hachimantai region

By

Osamu MATSUBAYASHI*

Abstract: The purpose of this study is to evaluate some of the existing data of thermal observation using the deep research holes in the Sengan-Hachimantai region. Aquifer pressures at individual holes have been derived from their temperature logs by numerical integration along those holes, so that spacial distribution of formation permeability can be obtained. From thermophysical point of view, it is also very crucial to understand the actual pattern of depth-wise change in certain rock properties in deep holes; porosity, density, and thermal conductivity. Based on the results of such kind of study, a critical comment is made in connection with the modeling methods usually adopted for density structure inversion from gravity anomaly data in geothermal fields. Finally, the estimated value of heat flow in this region is compared with that of the Oregon Cascade range in the United States.

1. はじめに

本研究の目的は仙岩八幡平地域を対象として広域地下温度場を規制する物理的原因を究明するための地下観測量の考察である。従って、既存データを必ずしもすべて記載するものではなく、弾性波探査や電気探査などの結果に対しては筆者の経験が乏しい分野である故に考察の範囲に入れていない。直接的に熱的モデルの境界条件となる観測量に限定することにした。

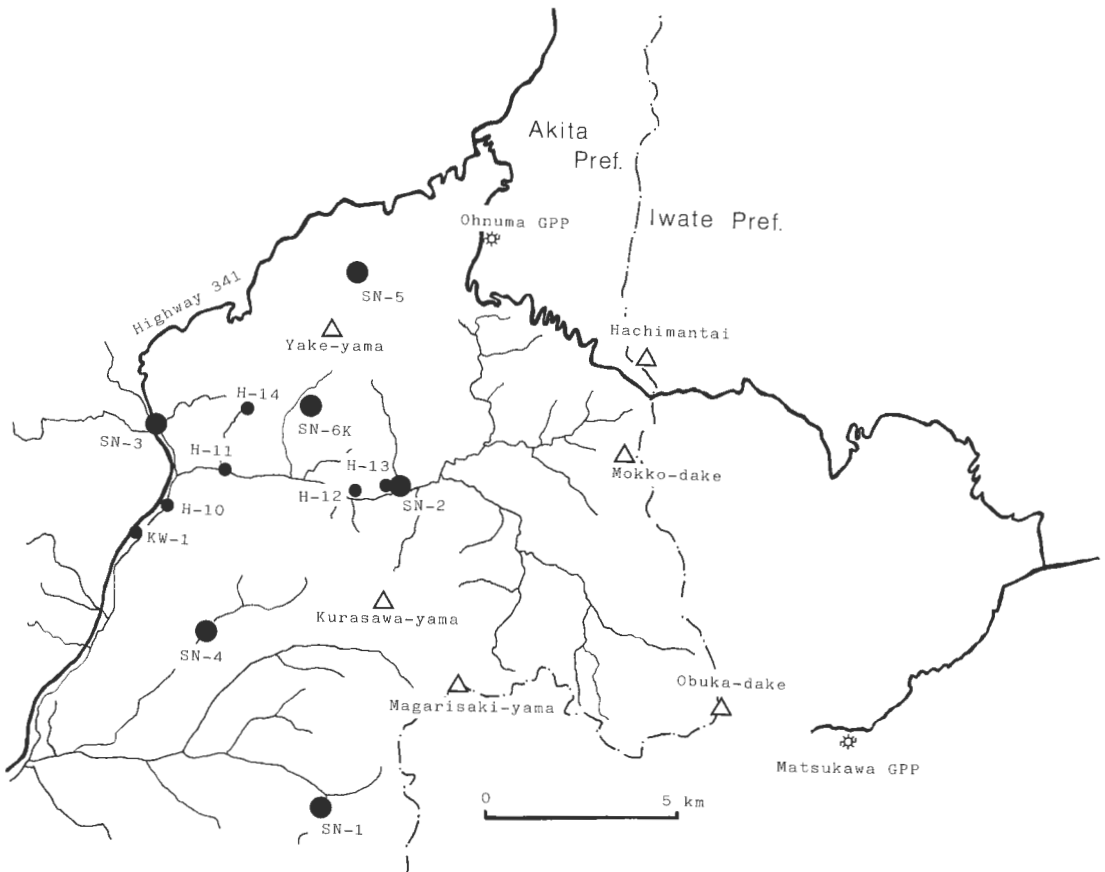
歴史的に見ると、地下温度を数量的な目で取扱う学問は19世紀前半以来「物理学」の一つの分野であった(CARSLAW and JAEGER, 1959)。熱輸送に関する研究は近年、核廃棄物地中処理などの実的な方面でも発展中であるが、その基本的な物理法則は直観的に理解しやすいものである。電磁気学とのアナロジーで言えば、熱学に於ける温度とは電子回路の問題に於ける電位に相当するような「ポテンシャル」であり、他方熱流量(又は熱流束)は電流密度に対応する物理量である。数理的な境界値問題としては、系の周囲の温度及び熱流量の境界条件が与えられて系内の熱的抵抗値の分布が分かっている時、系内の温度分布はすべての点で一意的に決定される。これは定常熱伝導の仮定が成立つ簡単な場合についての命題であって、多孔質媒質中のダルシー流による地熱システムについては数学的な定式化が複雑になることは避けられない。しかし、DONALDSON (1962)ら为先駆として多くの研究がなされて来ており、最近の数値的なモデルの進展などは本文にてレビューするには膨大すぎるほどであるので、自然温度場を扱ったものとして SMITH and CHAPMAN (1983)を挙げるにとどめて、本研究で取扱う観測量に対し背景となる事柄のみを簡単に述べることにする。

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

地層中の水が流動することによって熱伝導的溫度場とは異った溫度分布の場が生成するが、水の流動する方向と流速(即ち流速ベクトル)を決定するものは圧力場及び透水性分布であって、再び電流との類似で言えば地層各点での圧力は電位にたとえられ透水性は回路各部分の電気伝導率に相当すると考えてよい。注意すべきことは、圧力場が実は溫度場に強く規制されている点で、水理学的な電子回路(溫度場は既知とした場合)の問題と熱輸送の電子回路(水の流速ベクトルは既知とした場合)の問題とを交互に解を求めるようなテクニックが要求される。現実に我々の知識が最も乏しいのは地下各点での透水性の値である(松林, 1982)。それを知る手掛かりとして有用な情報は坑井にて測定される透水性層圧力である。本研究では溫度検層の結果から透水性層圧力を求めることにした。更に熱伝導率の地下に於ける分布も同様に未知の部分が多かったので、やはり坑井調査の一環で得られたコアの物性試験の結果を新しい目から見直した。第3に、熱流束の境界条件についての情報の整理を行った。以上の如き手続きを経て地熱システムの数学的記述が初めて可能となるのであって、全体系が方程式の解として表現できるか否かについては本論文の次の段階の研究課題であると考えている。

従って本論文の内容は次の構成となる。第2章にて透水性層圧力の分布を求めて透水性の広域的分布状況を考察する。第3章では主として密度・熱伝導率の分布についての総括的議論を行う。ここでは副産物として、物理探査と坑井コア物性実測値との整合性についての指摘も行う。第4章は、広域的な観点から仙岩地域の置かれている熱学的な場がいかなるものかを考え、地球上で同様に島弧型のテクトニク



第1図 坑井位置図。大きな黒丸は1500 m級坑井、小さな黒丸は200 m級坑井を表わす。
 Fig. 1 Location map of drillholes discussed in this work. Large solid circles indicate holes with nominal depth of 1500 m and small solid circles holes with 200 to 500 m depths.

スに支配されている他のフィールドとの比較を試みる。

2. 温度検層データを用いた透水層圧力の分布

仙岩地域の坑井に於いては坑内圧力計による測定は実施されなかったので、温度検層データを用いて水の物性多項式を積分することによって各坑井の主要透水層の圧力を求めることにした。この方法は豊肥地域にて坑井群に対して適用されたものである(NEDO, 1983)。水の密度は温度に関する4次の多項式と圧力に関する3次の多項式で次のように求めることができる。 $T_0=100^{\circ}\text{C}$, $P_0=125\text{ bar}$ として

$$\rho(T, P) = \sum_{k=0}^4 A_k (T - T_0)^k + \sum_{j=0}^3 B_j (P - P_0)^j \quad (1)$$

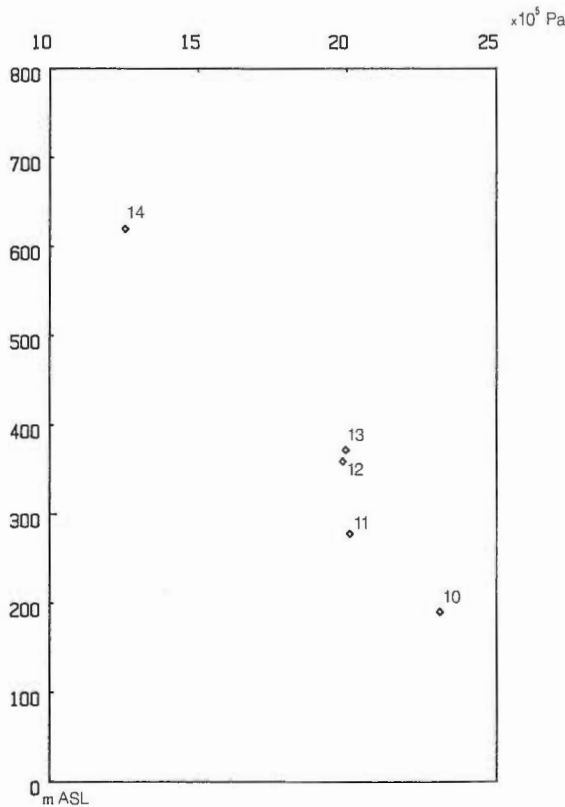
ここに係数 A_k 及び B_j はそれぞれ次のように与えられる。

$$A_0 = 0.99628, \quad A_1 = -7.065 \times 10^{-4}, \quad A_2 = -2.8521 \times 10^{-6},$$

$$A_3 = 5.9365 \times 10^{-9}, \quad A_4 = 3.2285 \times 10^{-11}$$

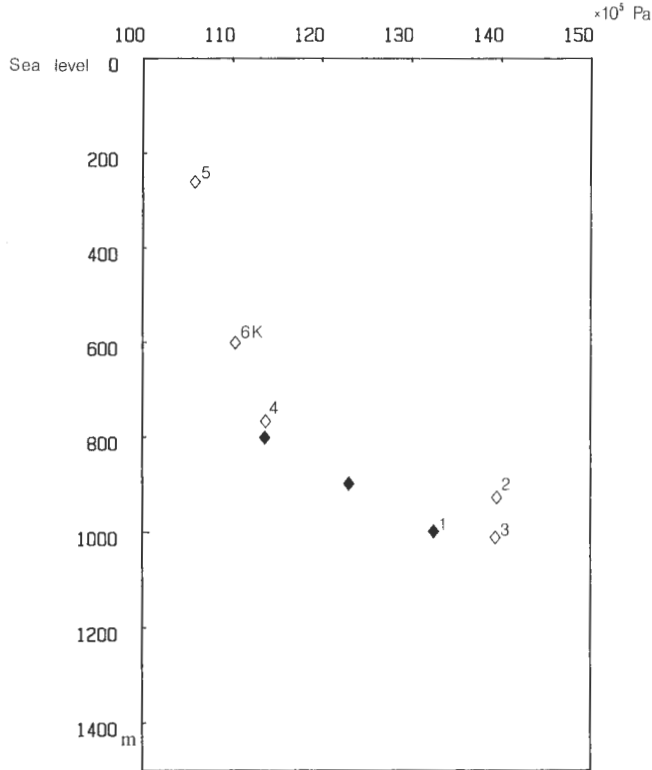
$$B_0 = -1.2953 \times 10^{-3}, \quad B_1 = 5.1594 \times 10^{-5}, \quad B_2 = -9.9714 \times 10^{-9}, \quad B_3 = 1.0275 \times 10^{-10}$$

(1)式を深さ方向に積分することにより各深度の圧力 $P(z)$ が求まる。数値積分のきざみ幅 Δz を小さ



第2図 深度250 mまでの浅い熱流量坑の透水層圧力と標高との関係。菱型の肩の数字10~14は坑井H-10~H-14を意味する。

Fig. 2 Relationship between aquifer pressure and its elevation above sea level using the temperature log data of shallow heat flow holes (no deeper than 250 m) in the Sengan region. Numbers attached to symbols indicate hole IDs. For example, "14" stands for H-14 hole.



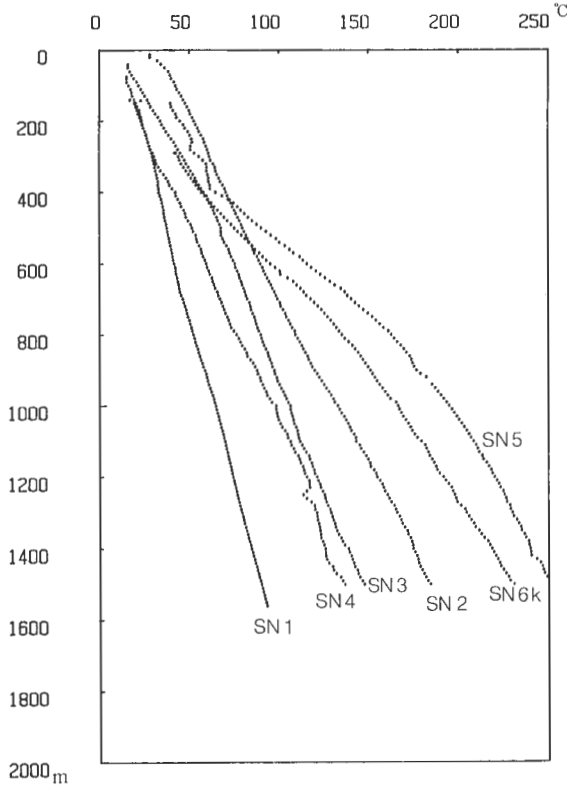
第3図 1500 m 級坑井の透水層圧力と標高との関係。黒菱形は SN-1 坑の 3 つの深度での圧力を表わし、この温度条件下ではこれら 3 点を結ぶ直線が「静水圧勾配」を意味する。2, 3, 4, 5, 6 K で示される白い菱形はそれぞれ、SN-2, SN-3, SN-4, SN-5, SN-6 K に於ける最も深い透水層の圧力を表わす。

Fig. 3 Relationship between aquifer pressure and its elevation of deep wells (1500 m or deeper) in this region. Solid diamonds show the pressure values at three different levels in SN-1. Hydrostatic pressure gradient at the temperature condition for SN-1 is given by a line passing through these three points. Open diamonds with numbers 2 through 6 K indicate pressure and elevation of the deepest aquifers of SN-2, SN-3, SN-4, SN-5, and SN-6 K, respectively.

くとると $P(z)$ は z_i (積分区間の上端の z) での圧力 $P(z_i)$ と近似できる事を利用した。こうして求められた透水層圧力を標高に対してプロットすると(第2図及び第3図)、地域内での水理学的導通が非常に良い場合には静水圧の傾きをもった直線上にデータが乗るので、視覚的に透水性の良否を見ることができる。この方法を仙岩地域の坑井群(第1図)に対して適用してみよう。第2図は仙岩地域の 200 m 級熱流量坑 H-10, 11, 12, 13, 14 の圧力対高度のプロットであって、これから同地域では 1 km 程度離れるともはや同一の圧力トレンドを形成しないような難透水性の構造であることが分かる。これは、深度 250 m までの浅部熱挙動が下方からの熱のインプットを熱伝導的に地表に伝えるタイプであることを示す(後述)。

次に 1,500 m 級の深い坑井についての同様な圧力対標高の相関プロットを第3図に示す。これらの坑井の圧力を求めるために用いた温度検層データを第4図に示す。これらのデータのうちの SN-4 坑のものは地質調査所の検層車(三菱デリカバン 4WD)に搭載したデジタル温度検層装置(菊地・松林, 1986)を用いて得られた。自前の計測システムによって高精度の温度データを取得できた(第5図)。

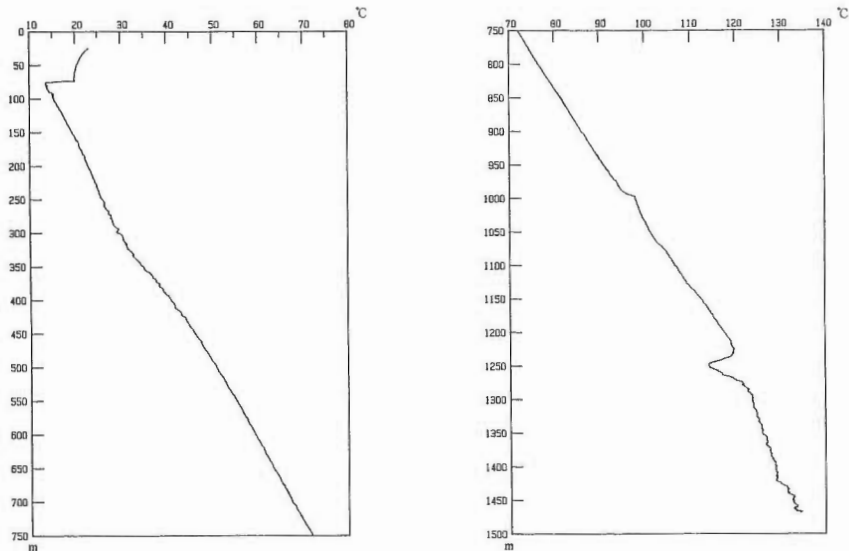
温度測定値を用いて(1)式により数値積分で坑底に近い透水層の圧力を求める場合に、既に述べたよ



第4図 透水層圧力の計算に用いたSN坑の温度データ。
 Fig. 4 Temperature values plotted against depth below ground surface of SN series wells used for obtaining aquifer pressures given in Fig. 3.

うに Δz を出来るだけ小さく取ることが必要であるが、NEDOによって実施されている温度検層ではSN-5を除き $\Delta z=1\text{ m}$ となっており、特に深度方向に急激な温度変化のある場合に誤差が大きくなる。今回用いた自前のシステムでは、SN-4坑の場合 $\Delta z=40\text{ cm}$ と深度方向の分解能を2倍以上良くでき、透水層圧力が $\pm 1.0 \times 10^3\text{ Pa}$ の精度で決まる。仙岩地域の1,500 m級坑井ではSN-1, 4以外は地質調査所の検層方式での測定は行えなかった。もしもSNシリーズの全坑井でSN-4坑と同一条件での精密温度検層を行っていたとしたら、各々の坑井の主透水層の相互の圧力差が非常に良い精度で求められていたはずであり、そのデータは坑内圧力検層を行ったのと同程度に有用な情報を提供できたものと考えられる。第4図にてSN-4以外はNEDO(1985)によるデータであり、坑井間の圧力値の比較は定性的にしか論じられない。

SN-1~6Kの6坑のうちで最も透水層圧力の低いのはSN-1坑である。最も圧力が高いのはSN-5坑であって、他はそれらの中間に位置する。そして、同一水準での坑井相互の圧力差で言うと、海水準マイナス800 m付近で、最大圧力と最小圧力の差は $40 \times 10^5\text{ Pa}$ にも及ぶ。これ程大きな圧力差が生じるには非常に小さい透水性が必要であって、特に焼山の北斜面に位置するSN-5が他の坑井と共通の貯留層に導通することはありそうにない。SN-2及びSN-6Kについては、両者が高度差による圧力差のみで関係している可能性がある。低い圧力を示すSN-1, SN-3, SN-4はそれぞれ孤立しており、焼山に近い方のSN-2やSN-6Kとも難透水性の水理的障壁(障壁)によって分離されている。



第5図 菊池・松林(1986)によるSN-4坑の高精度デジタル温度検層の結果。320m付近の温度勾配の急激な増加、990mから1050mまでのスパイクの温度異常、1250mを中心とする顕著な負温度異常、及び1420m付近の負温度異常の4箇所が特記すべき異常となっている。これらの異常を定量的に評価することによって薄い透水層の水平的広がりなどを議論できる(松林, 1985)。

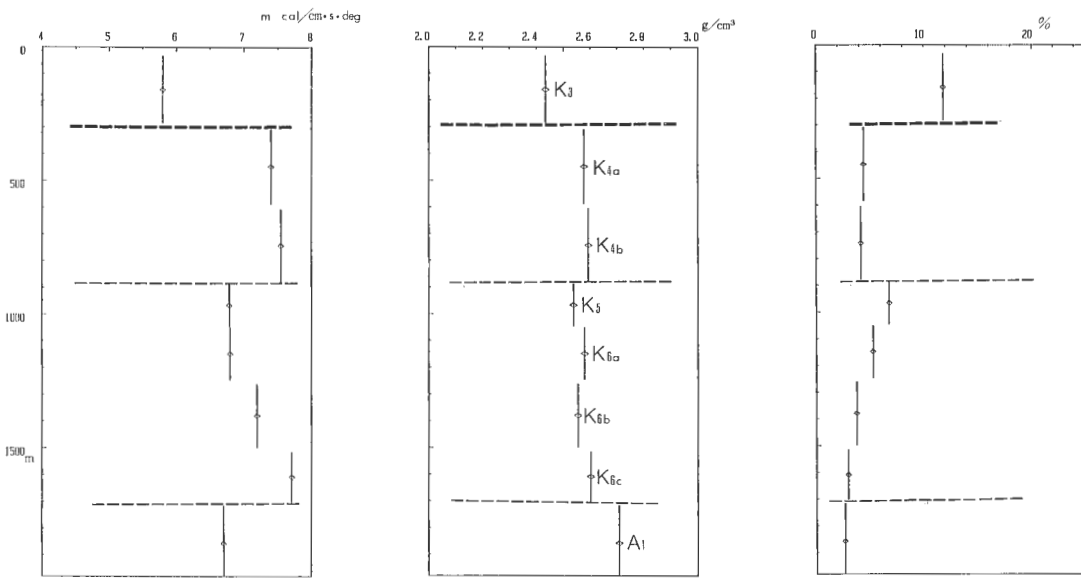
Fig. 5 Results of high precision digital temperature logging of SN-4 obtained by KIKUCHI and MATSUBAYASHI (1985). There are four portions of interest. They are an abnormal increase of temperature gradient at about 320 m, a spike shaped positive temperature anomaly over the interval 990-1050 m, a large, negative anomaly around 1250 m, and a small negative anomaly at 1420 m. It is possible to discuss the horizontal scale of an aquifer based on the amplitude and depth-range of those temperature anomalies (MATSUBAYASHI, 1985).

3. 仙岩地域の坑井コアによる地下物性分布

3.1 1,500 m 級坑井を用いた物性の深度方向変化

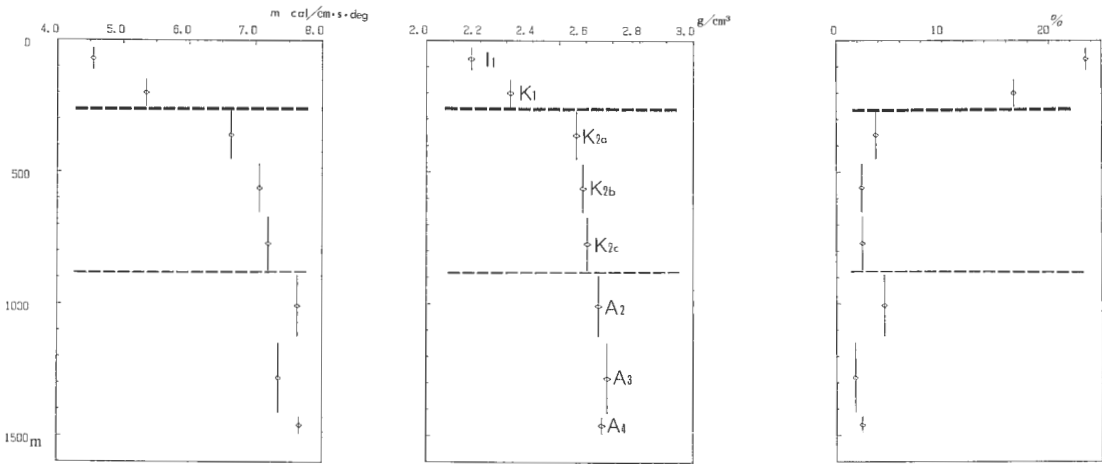
コア物性データは地熱関係の坑井調査報告書には必ず記載される情報であるが、それらは十分に活用されていなかった。今回、物性のうちでデータの質の吟味が行えた三つの項目、密度・有効空隙率・熱伝導率について、新エネルギー総合開発機構(NEDO)による測定結果を次のような方法で整理を試みた。NEDOの調査報告書の地質層序を便宜上借用することとして、サンプル数10個前後を含むような地層メンバー毎に、平均密度・平均空隙率・平均熱伝導率を算出した(第1表)。但し、密度は強制湿潤状態のデータのみを用い、熱伝導率はSN-1坑にて自然乾燥状態でしか測定がなされていないためそれを用いたが、他の坑井の試料の熱伝導率はすべて強制湿潤状態のものである。地層メンバー毎の平均値をとった理由は、平均操作によって偶然的要因を減らすと共に、大きな空間的スケールの地球物理学的観測(重力探査など)に出来るだけ対応するような統計的な量をコアから求めて比較しようとするためである。1,500 m 級坑井4坑、SN-1~SN-4について上記3種類の地層メンバー毎の平均物性値を深度に対してプロットした(第6図)。空隙率や熱伝導率は深さ方向に単調減少又は増加するとは限らないが、密度は変化傾向がそれらと比べて明瞭である。

まず密度の深度方向変化を見る。SN-2坑の密度分布について言えば、太い点線で示す明瞭な不連続及びその不連続深度より下方でゆっくりと増加するトレンドとが特筆すべき特徴である。(1) K_1 層から



SN - 1

(a)

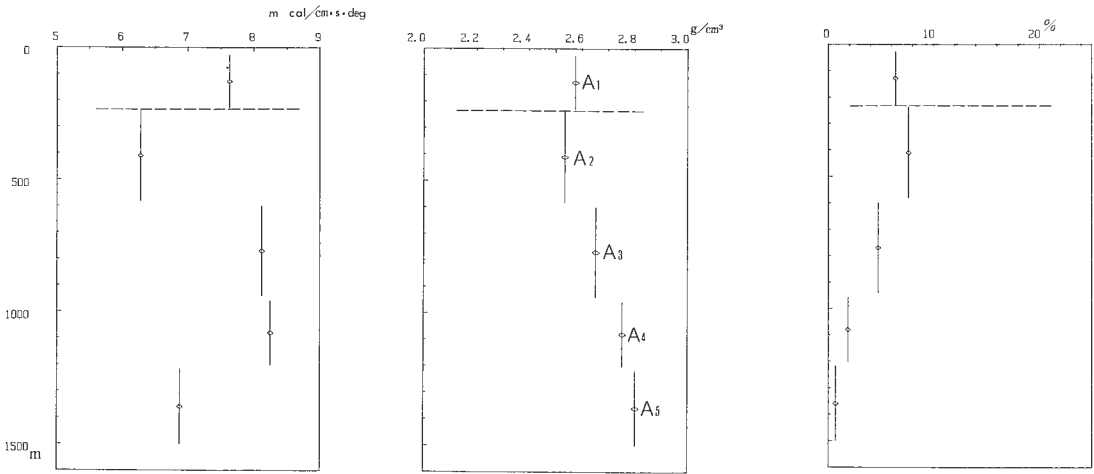


SN - 2

(b)

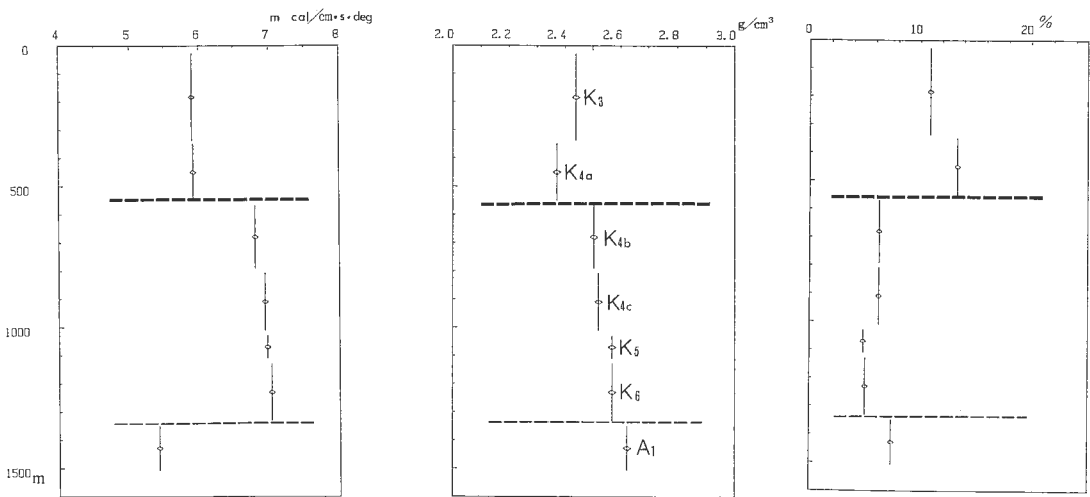
第6図 SN-1~4坑の熱伝導率・密度・空隙率の地層メンバー毎の平均値。K₃、K_{4a}などはメンバー名(Table 1)。

Fig. 6 Thermal conductivity, density, and porosity of SN-1 through SN-4 averaged over each of the geological units. Unit names are given in the density-depth plot using abbreviation (e.g. K₃, K_{4a}). See Table 1.



S N - 3

(c)



S N - 4

(d)

第6図 (つづき)
Fig. 6 (continued)

第1表 SN-1, 2, 3, 4坑に於ける地層区分毎の平均熱伝導率, 平均密度, 平均空隙率.
単位はそれぞれ $\text{mcal/cm sec}^\circ\text{C}$, g/cm^3 , %である(本文参照).

Table 1 Thermal conductivity, density, and porosity of core samples averaged over each of the geological units for the deep wells studied (SN-1, SN-2, SN-3, and SN-4).

坑井名	SN-1 (注)熱伝導率の値は自然乾燥状態のもの	SN-2	SN-3	SN-4
εより上位 の地層区分	$K_3 \left\{ \begin{array}{l} \lambda=5.796 \\ \rho=2.434 \\ (\phi=11.8\%) \end{array} \right.$	I ₁ 4.545 2.166 (23.5%)		K ₃ 5.898 2.438 (10.9%)
		I ₂		K _{4a} 5.915 2.370 (13.4%)
		K ₁ 5.346 2.314 (16.7%)		
εより下位 の地層区分	K _{4a} 7.403 2.578 (4.40%)	K _{2a} 6.632 2.563 (3.74%)	A ₁ 7.631 2.574 (6.38%)	K _{4b} 6.805 2.503 (6.24%)
	K _{4b} 7.549 2.594 (4.14%)	K _{2b} 7.058 2.588 (2.39%)	A ₂ 6.278 2.535 (7.62%)	K _{4c} 6.940 2.520 (6.22%)
	K ₅ 6.787 2.538 (6.74%)	K _{2c} 7.187 2.605 (2.47%)	A ₃ 8.119 2.653 (4.71%)	K ₅ 6.971 2.568 (4.83%)
	K _{6a} 6.800 2.580 (5.24%)	A ₂ 7.631 2.648 (4.52%)	A ₄ 8.247 2.754 (1.86%)	K ₆ 7.029 2.568 (5.00%)
	K _{6b} 7.197 2.555 (3.73%)	A ₃ 7.338 2.680 (1.78%)	A ₅ 6.879 2.803 (0.66%)	A ₁ 5.413 2.622 (7.37%)
	K _{6c} 7.710 2.603 (2.93%)	A ₄ 7.659 2.660 (2.44%)		
	A ₁ 6.706 2.709 (2.62%)			

K_{2a}層への境界に於いて+0.25 g/cm³に及ぶ平均密度のコントラストが存在する. 他の坑井でも同様な密度不連続が1,000 m以浅の浅い部分にある場合が多いので, 今後はこの深度を特に意識してε(密度不連続深度)と略記することにする. (2)K₂層, A₂層, A₃層及びA₄層では深度と共に次第に平均密度が高くなる. 埋没深度が深いほどオーバーバーデン圧力は大きく, 時間的にも長期間被圧されるための「圧密」が第一の原因として考えられるが, 地熱フィールドの地下岩石に関してこの様な現象が記述されたことは無かった. 熱水変質による物質の溶脱や鉱物の沈殿も重要な関係を持つと思われるが, 定量的な議論は今後に残された課題である. SN-2坑を基準にすると, SN-1坑ではεに於けるコントラストが+0.15 g/cm³と小さくなっている点と, K₅層 K₆層というやや挙動の異なる小和瀬川凝灰岩層のメンバーが加わっていることが相異点である. SN-4坑ではεが深く550 m付近であることを除けばεより下位の層の密度変化のパターンはSN-2と似ている. なお, SN-2, 4にて細い点線は阿仁合層の最上面を示し, 密度的に小さな不連続をなすことが読みとれる. SN-3坑は最も低密度の区間(A₂層)でも2.535 g/cm³と相当に高密度であり, εを定義するのは困難である. しかし, A₂層からA₅層までの地層メンバー1個毎の密度増加量は+0.1 g/cm³程度とかなり大きめである. 第6図にて明らかなように密度と空隙率との逆相関の関係はどの坑井でも見られるので, 次節にて相関プロットを用いて詳しく議論する.

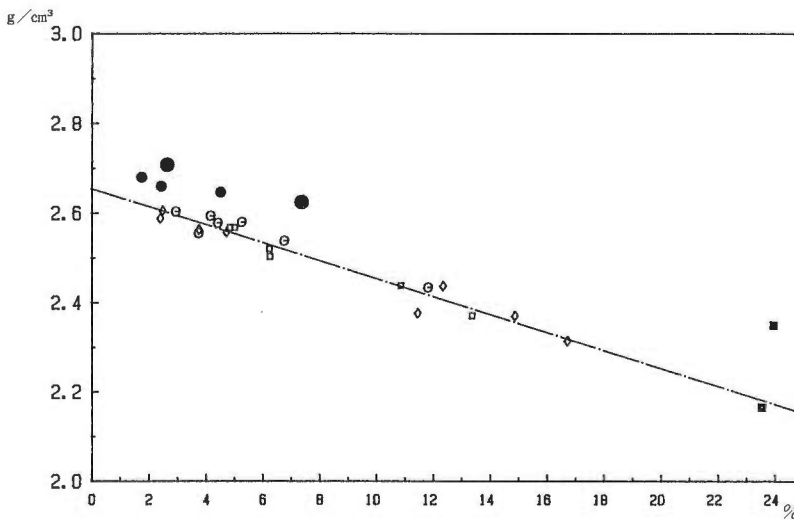
熱伝導率の測定値は密度よりも岩質の違いに敏感な反応をする. 密度的には変化量の少ないメンバー間に於いても熱伝導率の大きな差異が生じている(SN-3で顕著). 特にSN-2及びSN-3では高熱伝導性の黄銅鉱などが脈状に試料に含まれることが多く, 非定常Box Probe法によって測定したためセンサ

一の近傍の影響が強く効いて測定値が高くなっている。距離のスケールを大きくとった場合の真の平均的熱伝導率は数%低い可能性が考えられる。その問題点に留意しつつ第6図を見直してみると、密度データのみから定義された $\bar{\epsilon}$ は熱伝導率についての不連続深度にもなっていることに気づく。以上のように、密度、空隙率、熱伝導率の三つの量の深度方向変化を同時に観察することによって、物性値から見た地層の大きな区分が可能となる。小和瀬川凝灰岩(K)と阿仁合層(A)との境界は物性的にも主要な境界であることが判明したが、一番大きな物性変化のある $\bar{\epsilon}$ はSN-1では K_3 と K_4 との境界部に対応するがSN-4では K_4 の中に存在し(深度550 m付近)、これは層序的には同一の名称でまとめられても物性的には明瞭な境界をなす場合の良い実例である。

3.2 空隙率の関数としての密度及び熱伝導率

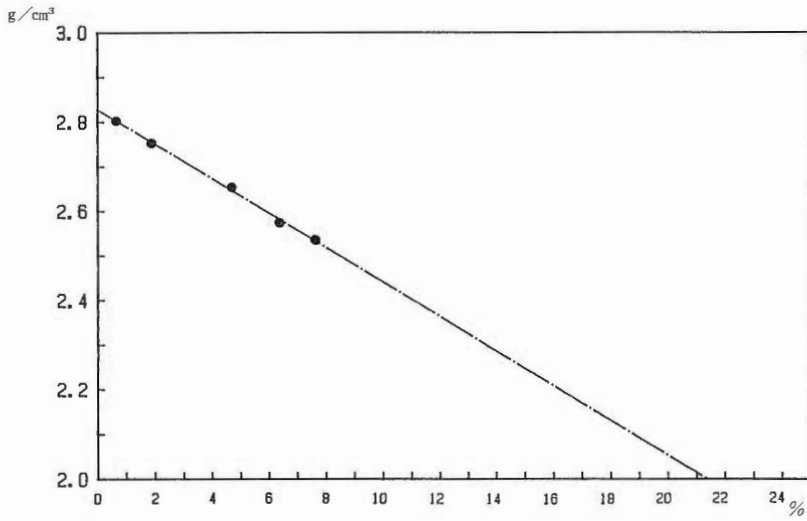
前節で指摘された密度・空隙率・熱伝導率の相互の関係を更に量的な面から理解するために、独立変数(即ちグラフのx軸)に空隙率を選び従属変数(即ちグラフのy軸)としての密度及び熱伝導率という関数関係を詳しく見ることにした。実際には第1表の物性値を利用して各坑井の地層メンバー区分毎に(但し、 K_2 , K_4 , K_6 は細分化した坑井がある)一つの点として図上に落とし、それらの点の分布状態を全体として考察する。

一例を言えば、互いに近接するSN-1, SN-4及びKW-1の3坑は同一のトレンドを形成するので3坑井まとめて一枚の空隙率対密度の相関プロットを作った(第7(a)図)。この場合は K_1 層から K_6 層の小和瀬川凝灰岩層についてのデータ点(白抜き記号)が一つのまとまりとして認識され、各データ点のウェイトは等しいとして最小2乗法的にあてはめたものが一点鎖線の直線である。一方、黒丸で表わされる阿仁合層のメンバーは別のまとまりを形成するように見られる。前者の集団を表わす直線が $\phi=0$ (縦軸)と交わる点は $\rho_M^{(K)}=2.66 \text{ g/cm}^3$ であるのに対し、後者を表わす直線と $\phi=0$ との交点は $\rho_M^{(A)}=2.76 \text{ g/cm}^3$ となり単純な見掛け密度モデル*により両集団の岩石マトリックスの差が $\rho_M^{(K)}$ と $\rho_M^{(A)}$ との違いとし



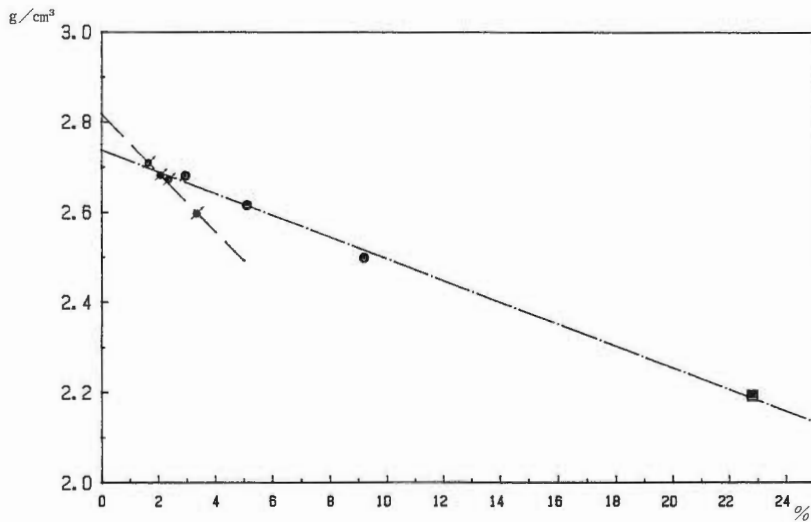
第7(a)図 近接する3坑(SN-1, SN-4, KW-4)の地層メンバー毎の平均密度と平均空隙率との関係。黒丸は阿仁合層、黒四角は石仮戸沢層、白抜き記号は小和瀬川凝灰岩層を表わし、白抜きの丸、四角、菱形の区別はSN-1, SN-4及びKW-1をそれぞれ意味する。

Fig. 7(a) Relationship between unit-average density and unit-average porosity of three adjacent wells, SN-1, SN-4, and KW-1. Solid circles are members of the Aniai Formations (A). Solid squares belong to the Ishigedo-zawa Formations (I), open symbols belong to the Kowasegawa Tuffs (K). Data of SN-1, SN-4, and KW-1 are differentiated by open circles, open squares, and open diamonds, respectively.



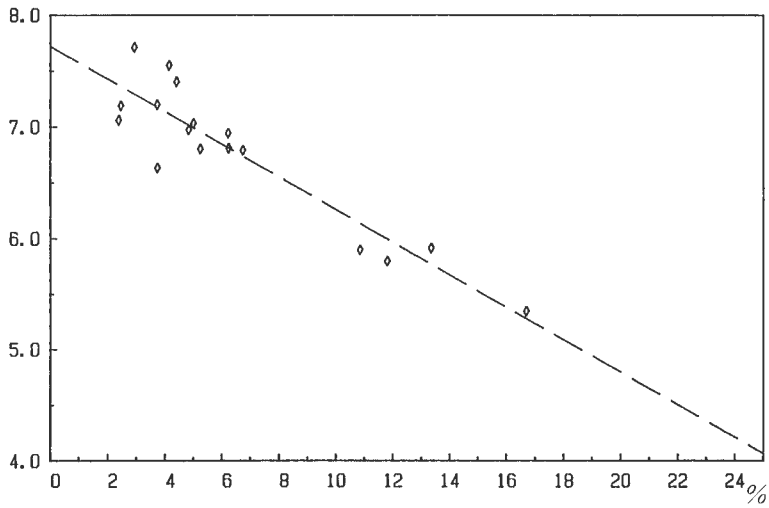
第7(b)図 SN-3 坑の地層メンバー毎の平均密度と平均空隙率との関係。記号が黒丸のみであるのは阿仁台層に属するメンバーのみの坑井のためである。

Fig. 7(b) Relationship between unit-average density and unit-average porosity of SN-3. All the data belong to the Aniai Formations, which are shown by solid circles.



第7(c)図 SN-5 坑の地層ユニット毎の平均密度と平均空隙率との関係。右上向きの矢印のある黒丸は貫入岩類、四角は石仮戸沢層のメンバーを表わす。

Fig. 7(c) Relationship between unit-average density and unit average porosity of SN-5. Solid circles with arrow belong to the intrusives. Square symbols belong to the Ishigedozawa Formations (I).



第8図 SN-1, SN-2, SN-4の地層区分平均熱伝導率と地層区分平均空隙率との関係。点線はこれらのデータのトレンドを表わす最小2乗直線。

Fig. 8 Relationship between unit-average thermal conductivity and unit-average porosity of three adjacent wells, SN-1, SN-2, and SN-4. Dotted line is the least square trend of all the data points in this plot.

て求められる。

第7(b)図に示すSN-3坑のデータは単純なモデルでは説明できない。阿仁合層のメンバーA₁~A₅のデータはきれいな直線を形成するが、この直線が $\phi=100\%$, $\rho_w=1.0\text{ g/cm}^3$ なる点よりはるかに下方を通る傾きであるので、或る第三のエンド・メンバー(ϕ_0, ρ_0)を仮定して三成分系の見掛け密度モデルとしなければ、この直線関係は説明できない。 (ϕ_0, ρ_0) の実体が何であるかは不明で、岩石の鉱物組成について詳しく検討する必要があるが、ここではその問題の議論は行わない。SN-5坑についても(第7(c)図)貫入岩類に対しては $\rho_M=2.82\text{ g/cm}^3$ 、阿仁合層と石仮戸沢層に対しては $\rho_M=2.74\text{ g/cm}^3$ なるマトリックス密度を与える直線関係が求められた。

熱伝導率に関しては密度よりやや複雑な定式化によって、見掛け熱伝導率 $\bar{\lambda}$ を与える表現が導かれている。

$$\bar{\lambda} = \lambda_M \left[1 - \frac{3\phi(1-\lambda_w/\lambda_M)}{2+\phi+\lambda_w/\lambda_M} \right] \quad (2)$$

但し、 λ_M, λ_w はマトリックス及び空隙中の水の熱伝導率である(WALSH and DECKER, 1966)。

仙岩地域の場合、コア熱伝導率と空隙率との関係は余りデータのまとまりが良くない(第8図)。これは λ_M が一定値ではなく、上述のように鉱脈などの影響で異常に高いものが含まれることが一つの原因であろう。

3.3 物性実測データの持つ今日的意義

以上に述べてきたような地下のコア試料についての密度・熱伝導率に関する系統学は、地熱の分野では従来ほとんど行われていなかった事柄に属する。しかし、今日地熱探査の目的で物理探査法が広く応用されているにもかかわらず、現実の地下岩石の物性値をもって物探(或いはモデル)の実地検証をよ

* 密度が一定値 ρ_M である岩石粒子と水の密度 ρ_w をもった空隙との二成分系として単純化した多孔質の地層の見掛け密度 ρ は

$$\rho = (1-\phi)\rho_M + \phi\rho_w \quad (1)$$
なる式で与えられる。

うとする立場のジオ・フィジストが非常に少ないのは残念なことである。数少ない先駆的な研究例は久保寺(1985)などである。

本研究で整理された事実の論理的帰結の一つとして、地熱地域の重力探査データの解析上の問題点を指摘したい。その問題とは、ブーゲー異常図から「基盤深度図」を作成するプロセスに含まれる幾つかの仮定(又は単純化)が地下岩石の密度分布と原理的に整合的でない場合があることである。近年普通に行われているアプローチでは、「コントロール・ポイント」の概念が用いられる(駒沢・鎌田, 1985)。一般的に、花崗岩質又は古期堆積岩などの岩相的基盤の深度で密度の顕著な不連続(コントラスト) $\Delta\rho=0.3\text{ g/cm}^3$ があってその上下の密度は一定と仮定される。仙岩地域の1,500 m 級坑井では「基盤」に達した坑井はないとされており、その場合 0.3 g/cm^3 の密度増加を1,500 m よりも深い深度に与えなければならぬ。ところが実測のコア密度は ε より下では既に相当大きくて、坑底深度では平均密度が $2.7\pm 0.1\text{ g/cm}^3$ である(第1表)。実験室的な測定では考慮できない割れ目(fracture)による空隙があるとしても高々 ϕ_{bulk} を6-7%に増加させる程度と考えられ、 ε に於ける密度不連続よりも大きな $\Delta\rho$ を岩相的基盤の上面に想定することは現実的でない。重力の解析に於いて基盤深度を3次元モデルで求めるなどして計算上の高精度化がなされていようと、実在しないかもしれない深部密度不連続をア・プリオリに仮定して解析・解釈を行うことは非科学的な態度であるように思われる。このようなコア密度からみた深度方向密度分布は、仙岩地域のみに特徴的なものではなく、例えば豊肥地域に於いても同様な結果を得ている。深部にある「基盤」の密度に関してはイメージを一新する必要がある(松林・矢野, 1986)。

4. 仙岩八幡平地域の熱流量と広域的溫度場

仙岩八幡平地域では生産中の地熱田(松川, 大沼, 葛根田)に関連した企業井を除外しても、工業技術院による「広域熱構造調査」及び資源エネルギー庁による「地熱開発基礎調査」といった調査井掘削を伴う調査が過去10年以上前から行われてきた。それらの調査井すべてについての温度データを網羅することは本論文の主旨に沿わないが、本研究を包括する地熱探査技術等検証調査(昭和55年~及び地熱開発促進調査八幡平東部地域(昭和55年—58年))によって1,500 m 級坑井が多数掘られるに至って新たな展望がもたらされた。筆者は既にこれらの結果についての熱学的考察を発表した(MATSUBAYASHI, 1987)。従って、ここではその主たる結論をまとめることにとどめる。

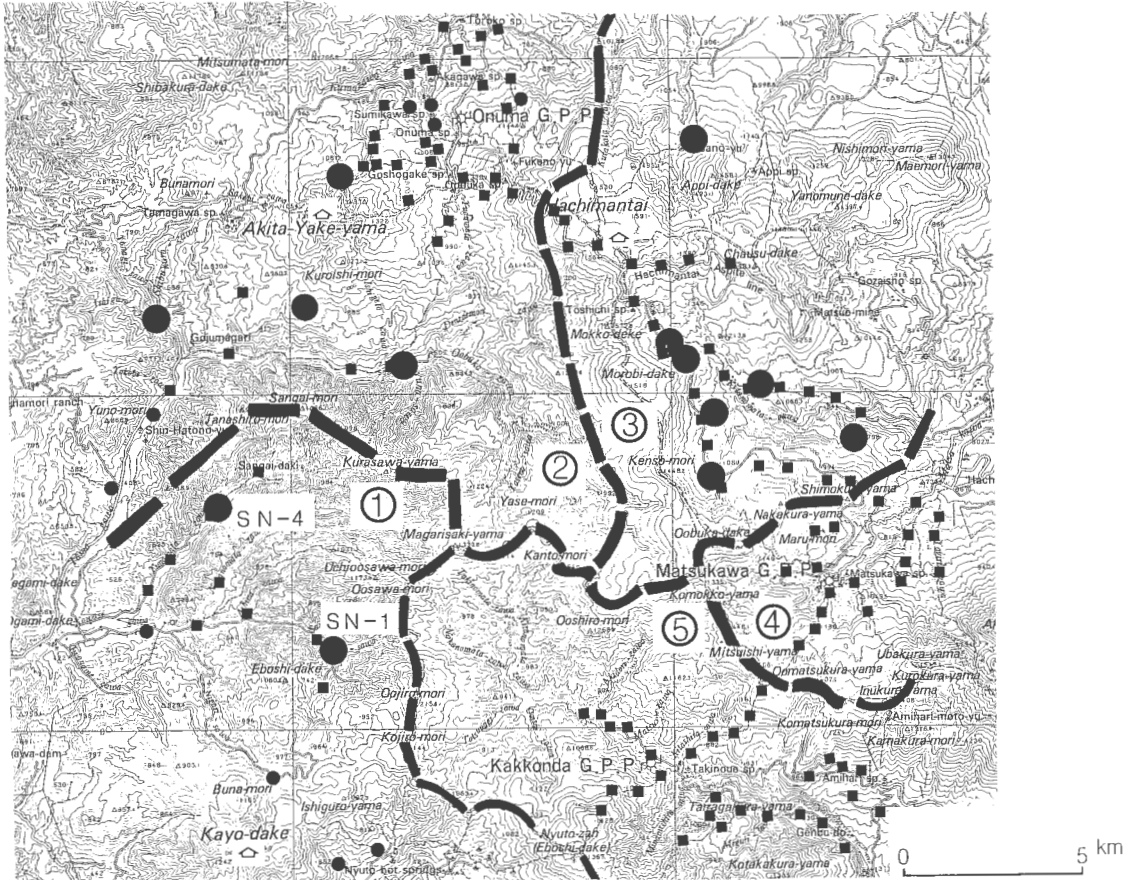
(1) 坑井温度パターンから見て、仙岩地域は5つのサブ・エリアに分けられて(第9図)、それらは各々熱的特徴が異っている。エリア①では熱伝導的な温度場が地表まで連続する(第2図)。エリア②は焼山火山に関連する熱源によって駆動される熱水対流系地域、エリア③は八幡平頂上からENE及びSSEに延びる新期火山群と関係する高温域で1,500 m 深付近では水平方向の水の動きは少ない。エリア④は、松川地熱田を含む谷地形の地域で深い坑井での生産前の温度データが存在しないので熱的には最も分かっていない地域、エリア⑤は葛根田地熱田を含み深部の岩体が高温でなおかつ断裂系が発達しているために熱水対流系が生じ、地表付近の浅層地下水とも水理的に導通している。

(2) 浅い熱流量坑(250 m 以浅)のコア熱伝導率の地域的な差異(第10図)は上に述べたサブ・エリア毎の特徴と一致すると見られる。

(3) 仙岩八幡平地域で観測される最小の熱流量は 150 mW/m^2 であって(SN-1 坑)、この値は周辺の既知の熱流量値よりも有意に高い。即ち、広域的に地下等温面が浅くなっていて、これは規模の大きな部分溶融体が仙岩八幡平地域の下方に存在することを示唆しており、垂直方向に深部に達する断裂がある場所で更に異常高温が見られる。地熱貯留層はこのような必要条件のもとに存在するのであろう。

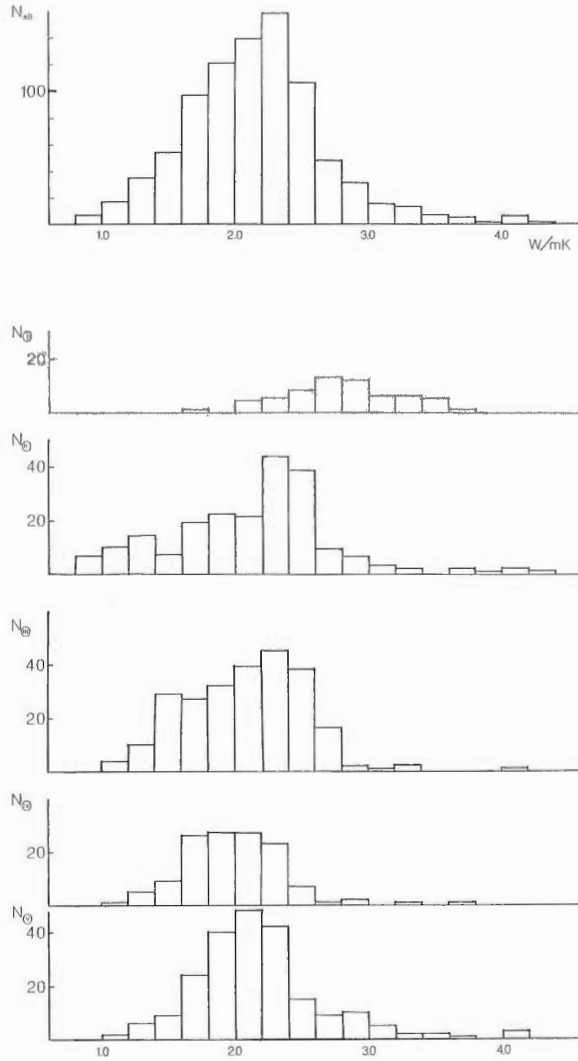
次に、視野を広げて地球上で東北日本弧と同様な島弧に於いて熱流量が調べられている所との比較を行ってみよう。インドネシアのジャワ島・スマトラ島は地質学的及び地震学的に東北日本弧との類似性が指摘されているが、インドネシア弧の火山帯の熱流量データは僅少で測定精度の問題もあって(UYEDA *et al.* 1982)比較することができない。一方、米国西部のカスケード山脈については、特にオレゴ

Hachimantai Geothermal Field



第9図 坑井温度パターンに基いた仙岩八幡平地域の熱構造区分。四角は250 mより浅い熱流量坑，大きい黒丸は1500 m級の深い調査坑，小さな黒丸は中間深度の調査坑(250~1000 m)。白抜きの上向き矢印は主要な第4紀火山を表わす。(MATSUBAYASHI, 1987による)。

Fig. 9 Heat flow provinces of the Sengan-Hachimantai region, based on the data of temperature-depth profiles in heat flow holes as well as deep wells (MATSUBAYASHI, 1987). Squares are shallow holes (<250 m), and large solid circles are deep wells (≥ 1500 m), and small solid circles are intermediate depth holes. Quaternary volcanoes are indicated by bold upward arrows.



第10図 熱流量坑のコア熱伝導率のヒストグラム(横軸の単位は W/mK)。N_{all}は全部の合計、N_①はサブ・エリア①の試料のみについてのヒストグラムであること等を表わす。最大頻度を与える熱伝導率値がエリア毎に違うことに注意。

Fig. 10 Histograms of thermal conductivity data from shallow heat flow holes (units used is W/mK). Top is the histogram of all the samples, while data are divided into sub-groups area by area in the lower five histograms. Note that different areas have their characteristic mode values.

ン州の部分で BLACKWELL *et al.* (1982) によって精力的な熱流量測定がなされている。カスケードは地震学的に見ると東北日本弧とは大きな違いがある。即ち、カスケードでは深発地震面(和達—ペニオフ地震面)が明瞭でないのである。BLACKWELL らによれば、深発地震面の欠除はサブダクションによってもぐりこんだ海洋プレートが100–200°Cと高温であるためであるという。そして、オレゴン州のカスケード山脈の中心部に於ける熱流量の観測値は $100 \pm 5 \text{ mW/m}^2$ (地温勾配で 60°C/km)という結果が得られている。

今回仙岩八幡平地域で求めた広域的熱流量は 150 mW/m^2 であって、オレゴン・カスケード地域に対して1.5倍と高い。東北日本の下にもぐりこんだ海洋プレートは「冷たい」とされているにもかかわらず、脊梁地域の地表付近ではむしろ高い熱流量となるのは興味深い現象である。

日本列島の各地で地熱開発を目的とした調査、特に坑井掘削を伴う調査は広く行われるようになったが、振り返って考える時、仙岩八幡平地域と他の調査地域との熱流量の相異などは明らかにされていない。MATSUBAYASHI and OGAWA (1984)は東北日本の他の2地域(肘折地域及び湯沢雄勝地域)について最大伝導熱流量を見積ったが、本研究で求めたような幾つかの物理的パラメータについても各地域の差異を議論することが必要と考えられる。

本論文では言及しなかったが、坑井の温度以外の検層データを活用することも物理的パラメータの整理に於いては重要な問題であろう。

謝 辞

本研究を進めて行く上で、金原啓司サブグループ長及び地殻熱部の多数の方々に激励・援助を受けた。新エネルギー総合開発機構地熱調査部からは坑井調査データを提供していただいた他、野外に於ける測定に関しても様々な便宜をはかっていただいた。ここに感謝の意を表する。

文 献

- BLACKWELL, D. D., BOWEN, R. G., HULL, D. A., RICCIO, J. and STEELE, J. L. (1982) Heat flow, arc volcanism, and subduction in Northern Oregon. *J. Geophys. Res.*, vol. 87, p. 8735–8754.
- CARSLAW, H. S. and JAEGER, J. C. (1959) *Conduction of Heat in Solids* (2nd ed.). Oxford Univ. Press, Oxford, 510p.
- DONALDSON, J. G. (1962) Temperature gradients in the upper layers of the earth's crust due to convective water flows. *J. Geophys. Res.*, vol. 67, p. 3449–3459.
- 菊地恒夫・松林 修(1986) 仙岩 SN-4, GF-2 号井における検層, 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」(地質調査所), p. 323–337.
- 駒澤正夫・鎌田浩毅(1985) 豊肥地域の重力基盤構造, 地調報告 no. 264, p. 303–333.
- 久保寺章(1985) 九重火山地域における爆破地震動から求めた推定地下構造と深層試錐結果との対比, 火山 第2集, vol. 30, p. 211–214.
- 松林 修(1982) 伝導的地下温度場の境界値問題について, 日本地熱学会57年度学術講演会講演要旨集, p. 9.
- (1985) 熱伝導的地下温度場の境界値問題について, 日本地熱学会60年度学術講演会講演要旨集, p. 100.
- MATSUBAYASHI, O. (1987) Study of heat flow in the Sengan-Hachimantai region, northeastern Honshu, Japan. *Tectonophysics* (投稿中).
- and OGAWA, K. (1984) Heat flow studies in geothermal prospect areas in Japan, in “Heat Flow, combined proceedings of the Joint ASCOPE/CCOP Workshops on heat flow, Jakarta, 1981 and Bangkok, 1984”.
- 松林 修・矢野雄策(1986) ボーリングコアによる地熱地域下の岩石密度の研究, 日本火山学会講演予

稿集(1986年度春季大会), p. 105.

NEDO(1983) 昭和57年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査貯留層特性解析調査 報告書 198p.

———(1985) 地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域坑井調査報告書(一式)

SMITH, L. and CHAPMAN, D. S. (1983) On the thermal effects of groundwater flow 1. Regional scale systems. *J. Geophys. Res.*, vol. 88, p. 593-608.

UYEDA, S., EGUCHI, T., KAMAL, S., MODJO, W. S. (1982) Preliminary study on geothermal gradient and heat flow in Java. *UN ESCAP, CCOP Tech. Bull.*, vol. 15, p. 29-43.

WALSH, J. B. and DECKER, E. R. (1966) Effects of pressure and saturating fluid on the thermal conductivity of compact rock. *J. Geophys. Res.*, vol. 71, p. 3053-3061.

仙岩地熱地域における MT 法探査

小川康雄* · 内田利弘* · 菊地恒夫** · 佐藤 功*

Magnetotelluric survey in the Sengan geothermal area

By

Yasuo OGAWA*, Toshihiro UCHIDA*,
Tsuneo KIKUCHI** and Isao SAITO*

Abstract: Authors studied in detail the magnetotelluric data obtained by New Energy Development Organization (NEDO) in the Sengan geothermal area. This study consists of mapping of apparent resistivity and two dimensional modeling along three profiles.

Apparent resistivity mapping at 8 Hz revealed the localized low resistivity anomalies due to active geothermal areas with acidic alterations and the global resistivity distribution in good harmony with the gravity anomaly and temperature distribution.

Three east-west profiles were analyzed by two dimensional modeling for TM mode. The profile to the north of Mt. Yake-Yama and Mt. Hachimantai (Y-line) is characterized by the low resistivity layer (<10 ohm-m) which exists to the east of Tamagawa hot spring down to 1 km depth. This layer may correspond to the layer containing hot water. Especially low resistivity (2 ohm-m) was analyzed in the northeastern foot of Mt. Yake-Yama in good harmony with the thermal anomaly. The profile to the south of Mt. Yake-Yama and Mt. Hachimantai (N-line) has a low resistivity layer (20 ohm-m) in its eastern half down to 1 km, which may correspond to hot water. The profile passing through Mt. Magarisaki-Yama and Mt. Obuka-Dake (S-line) showed a thick (2.5 km) low resistivity (10 ohm-m) layer in Matsukawa geothermal area, which may correspond to the vapor dominant reservoir.

Geothermal anomalies in the Sengan area are classified into two groups. One is located at the boundary of resistivity structure and its temperature is low, and the other is located on low resistive anomaly and its temperature is high.

The inferred resistivity structures of the three profiles have a common feature in deeper part. A relatively conductive body was analyzed at the depth from 20 km down to 30 km. No undulation was found to exist corresponding to the volcanoes, except for the eastern half part of S-line, where depth to this conductor was estimated to be 5 km. This deep feature may have something to do with the magma reservoirs in the crust. Any deep and localized conductivity anomalies beneath the active volcanoes such as Mt. Yake-Yama or Mt. Hachimantai were not resolved, probably due to the low sensitivity of MT to buried conducting body in TM mode.

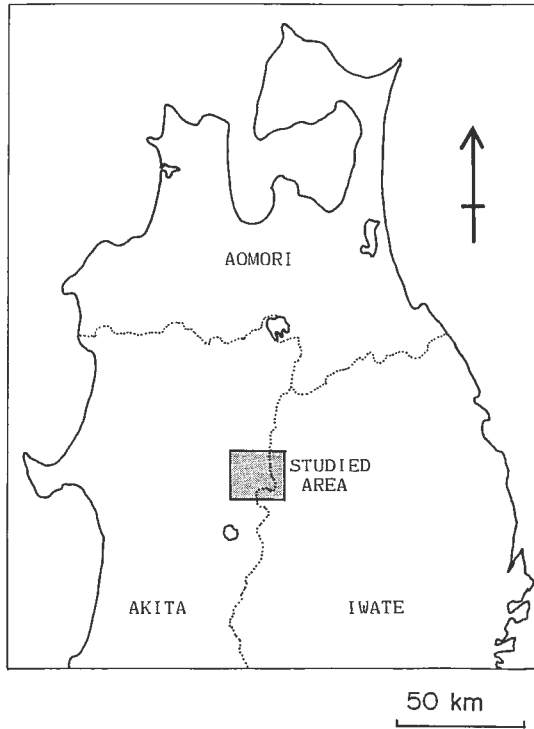
1. はじめに

仙岩地熱地域は第1図のように秋田岩手両県にまたがる地熱地域である。本地域には、第2図に示す

* 物理探査部 ** 地殻熱部

* Geophysics Department

** Geothermal Research Department



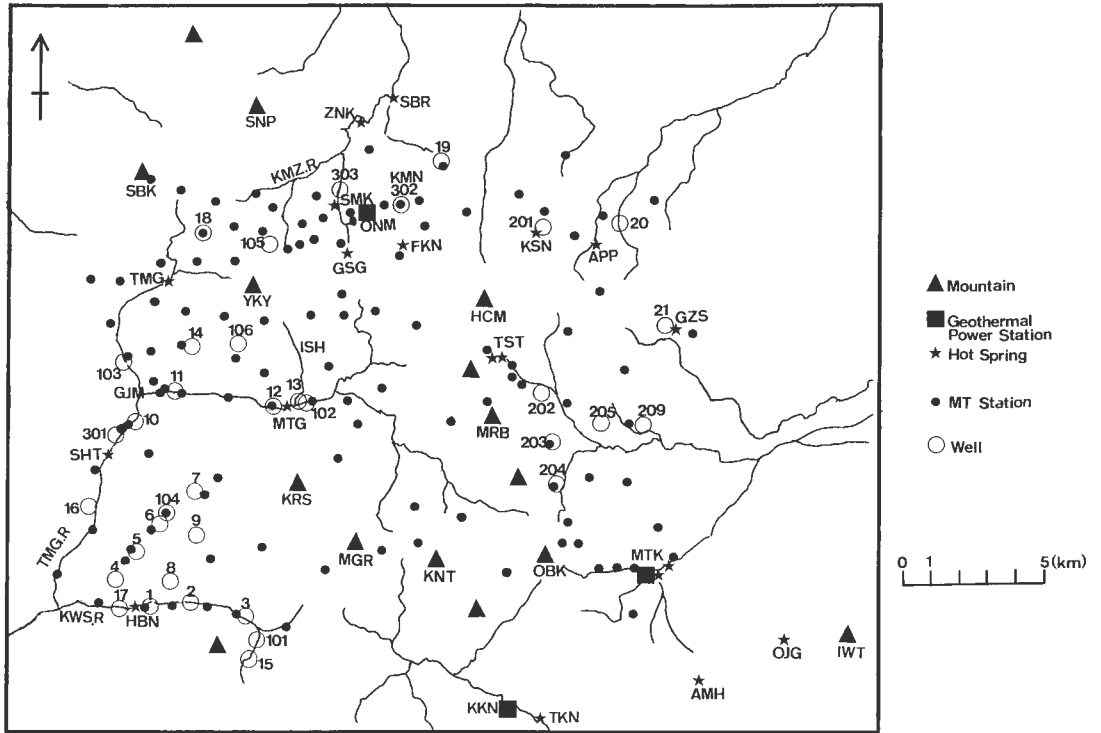
第1図 仙岩地熱地域の位置.
Fig. 1 Location of the Sengan geothermal area.

ように数多くの第四紀火山や温泉が分布し、大沼(ONM)、松川(MTK)、葛根田(KKN)においてはすでに地熱発電所が稼働している。

本地域において、昭和56、57、58、60年度に新エネルギー総合開発機構(1982a, 1983a, 1985a, 1986a)が地熱探査技術等検証調査の一環として、MT法調査を実施した。この調査の目的は、仙岩地域の深部比抵抗構造を解明し、熱水貯留層の構造、及び本源的な熱源の構造を把握することにある。

新エネルギー総合開発機構は、当地域でシュランベルジャー法電気探査も実施している(内田ほか, 1987)。シュランベルジャー法とMT法は、共に比抵抗構造探査の手法である。シュランベルジャー法は、深度2 km程度以浅の比較的浅部の構造を詳細に解析するのに適する。一方、MT法はより深部について探査するのに適しており、(1)1点での測定でサウンディングができる、(2)表層部に硬密度・高比抵抗な火山岩層が存在しても探査上の困難とならない、という利点がある。そのため、MT法深査は、測点を離散的に配置して、広域、深部の比抵抗分布を把握するのに適した方法である。

筆者らは、新エネルギー総合開発機構の取得したMT法探査データについて、見掛比抵抗のマッピングと2次元解析とを行い、解釈を加えた。まず、見掛比抵抗のマッピングから、見掛比抵抗の水平的な分布を把握し、MT法の見掛比抵抗分布と、重力、変質帯、温度、自然電位との対応を議論した。次に、MT法の解析上の問題点を考慮して、3本の東西測線について2次元比抵抗構造解析を行った。従来、MT法の解析は、各測点における1次元解析に基づくものが多かった。1次元解析は、測点の直下が水平成層構造をしていることを仮定して行われる。しかしながら、地熱地域では、浅部の変質帯が離散的に分布しており、これによる浅部低比抵抗異常も離散的に分布することになり、水平成層の仮定が成立しない。その場合に、浅部の比抵抗の側方変化(shallow lateral inhomogeneity)が、MT法の情報を歪めてしまう。これを考慮しないと、実際には存在しない断層構造を地下深部に推定したり、浅部の低比抵抗が見掛け上は深部までつながった構造を推定したりすることになる(小川ほか, 1985; 小川,



第2図 仙岩地熱地域におけるMT測点と主な地名索引図。
 Fig. 2 Indices map of the Sengan geothermal area with MT stations.

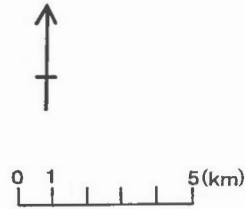
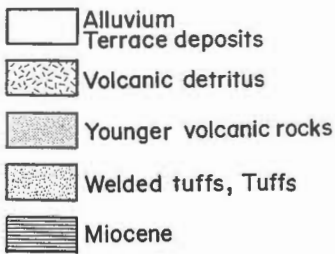
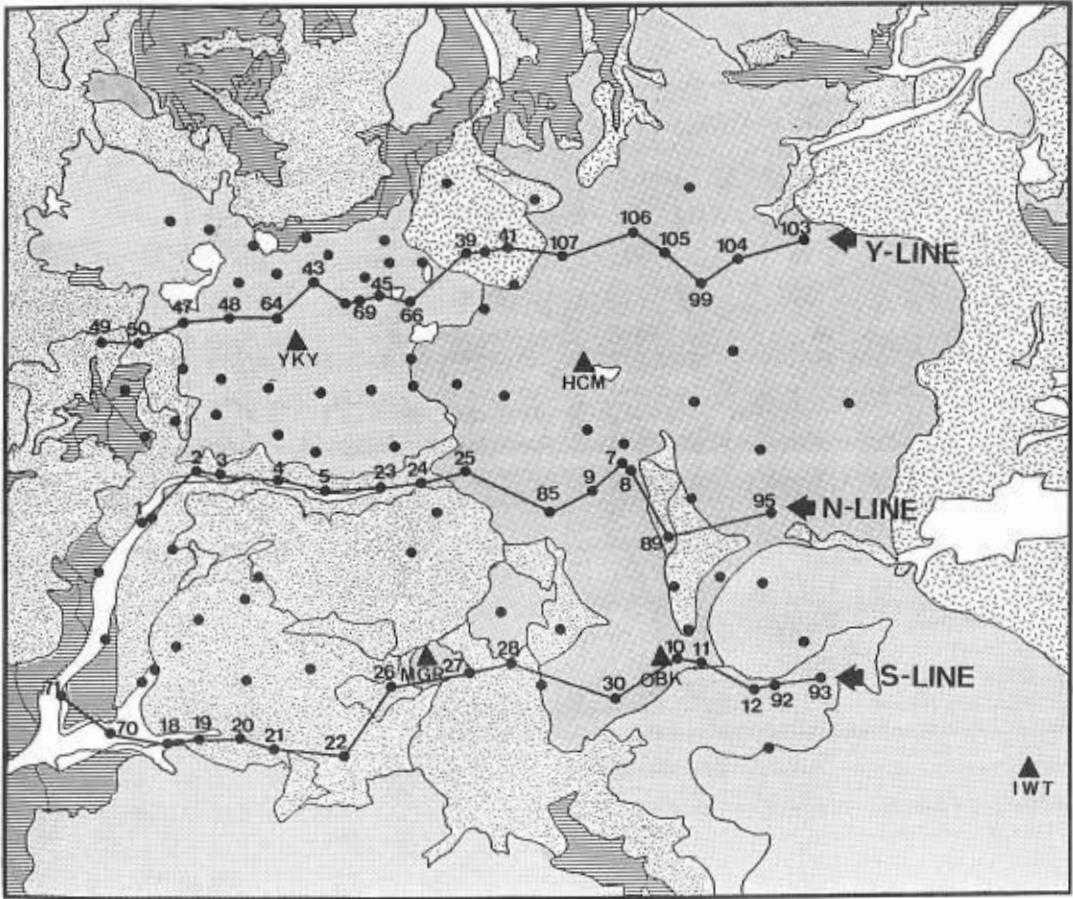
1986a; 小川・内田, 1987). そのため, 本研究では浅部の側方変化を考慮した2次元解析を行い, 仙岩地熱地域の深部構造を推定した。

2. 地質概略

MT法の測点は, 第2図に示すように全部で118点に及び, ヘリコプターを利用することによって20 km×20 kmの範囲におおむね均質に配置されている。第2図には, 河川, 山, 地熱発電所, 温泉, 及び坑井の分布を併せて示してある。第2図中の略号については, 第1, 2, 3表を参考にされたい。

仙岩地域の地質図を第3図に示す。本研究の調査範囲には, 焼山(秋田焼山, YKY), 八幡平(HCM), 岩手山(IWT)などの第四紀火山が分布する。さらに第3図のすぐ南方には荷葉岳, 乳頭山, 秋田駒ヶ岳が存在している。これらの火山にコの字型に囲まれた内側は鮮新世・更新世の玉川溶結凝灰岩類が厚く存在する, 玉川カルデラ(金原・松永, 1985)である。この溶結凝灰岩をもたらししたマグマは, 当初当地域の熱源と考えられ, また, 溶結凝灰岩自体が地熱系の帽岩の役目をするものとして推定されてきた(須藤, 1983)。あるいは, 玉川溶結凝灰岩類の分布域に大規模なアルカリ性変質が認められることから, かつて熱水系が存在したことがわかっており, その活動が現在も活発である可能性があると考えられてきた(金原ほか, 1982)。

仙岩地域の地質名, 層序については, これまでに与良ほか(1973, 1977), 佐藤ほか(1981), 地質調査所(1983), 須藤(1987), 上村(1987)による報告がある。本稿では, 層序については, 佐藤ほか(1981), 新エネルギー総合開発機構(1986b)を参考にし, 第4表に従った。ただし, 八幡平東部については, 安藤(1985)を参考にした。



第3図 仙岩地熱地域地質図。(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985による)。黒丸はMT法測点, 三角は主な第四紀火山。3本の折線は, 2次元解析に用いた測点を表す。

Fig. 3 Geological map of the Sengan Geothermal area (after Research group for the geological map of Sengan Geothermal Area, 1985). Solid circles are MT stations. Triangles denote major Quaternary volcanoes. Three east-west profiles for 2D analyses are shown.

第1表 略号表 (主な山と川など)
Table 1 Abbreviation table for mountains and rivers

Mountains	
HCM	八幡平
IWT	岩手山
KNT	関東森
KRS	倉沢山
MRB	諸般岳
MGR	曲崎山
OBK	大深岳
SBK	柴倉岳
SNP	三方高
YKY	秋田焼山
Rivers	
KMZ. R	熊沢川
KWS. R	小和瀬川
TMG. R	玉川
その他	
GJM	五十曲

第2表 略号表 (地熱兆候)
Table 2 Abbreviation table for geothermal manifestations

Geothermal Power Stations	
KKN	葛根田地熱発電所
MTK	松川地熱発電所
ONM	大沼地熱発電所
Hot springs	
AMH	網張元湯
APP	安比
FKN	蒸ノ湯
GSG	後生掛
GZS	御在所
HBN	蛇ノ湯
KSN	草ノ湯
MTG	又口小屋
OJG	大地獄谷
SBR	志張
SHT	新鳩ノ湯
SMK	澄川
TKN	滝の上
TMG	玉川
TST	藤七
ZNK	銭川

当地域の地表の大部分は、新期火山岩類や玉川溶結凝灰岩類でおおわれており、地下の地質構造を把握するためには、地表の地質調査だけでは不十分である。地熱貯留構造を考えると、特に新第三系の地質構造が重要なことが松川や葛根田の坑井調査からわかっている(上村, 1983)が、その構造を広域的に求めるためには、坑井調査や物理探査が必要である。

重力探査は広域的な地質構造を把握するのに適した方法の一つである。駒澤ほか(1984)の重力異常図(第4図)をみると、花輪低重力帯の南方延長(LG1)、大深岳と曲崎山の間に南北にのびる低重力帯(LG2)、松尾周辺の低重力(LG3)がある。ただし、LG1は、高密度な玉川溶結凝灰岩類の分布に南限を画されて、影をつけた部分より南方への延長の確証はない。また、三方高を通る高重力帯(HG1)、八幡平—大深岳火山列に沿った高重力帯(HG2)がある。LG1、HG1、HG2については、高森隆起帯、花輪沈降帯、瀬ノ沢隆起帯(新エネルギー総合開発機構, 1983c)に対応する。このように、重力図から、この地域にはほぼ南北走向の構造があると言える。

3. 見掛比抵抗マップ

当地域の比抵抗構造を大まかに把握するために、見掛比抵抗マップをつくる。見掛比抵抗をマップにする場合に、MT法の見掛比抵抗はテンソル量であるため、座標系の向きと成分のとり方によって見掛比抵抗の値が異なるという問題がある。それを克服するため、座標系の向きに依存しない量として、BERDICHEVSKY *et al.* (1980)にならって、回転不変量の見掛比抵抗値(ρ_{a-inv})を定義した。同様に、回転不変量の位相(ϕ_{-inv})も定義した。すなわち、

$$\rho_{a-inv} = 0.2 T \text{ abs}(I)$$

$$\phi_{-inv} = 1/2 \text{ arg}(I)$$

ここで、 T は周期(秒)

第3表 略号表 (坑井)

Table 3 Abbreviation table for geothermal wells

Well		
1	H- 1	新エネルギー総合開発機構 (1982b)
2	H- 2	新エネルギー総合開発機構 (1982b)
3	H- 3	新エネルギー総合開発機構 (1982b)
4	H- 4	新エネルギー総合開発機構 (1982b)
5	H- 5	新エネルギー総合開発機構 (1982b)
6	H- 6	新エネルギー総合開発機構 (1982b)
7	H- 7	新エネルギー総合開発機構 (1982b)
8	H- 8	新エネルギー総合開発機構 (1982b)
9	H- 9	新エネルギー総合開発機構 (1983d)
10	H-10	新エネルギー総合開発機構 (1982b)
11	H-11	新エネルギー総合開発機構 (1982b)
12	H-12	新エネルギー総合開発機構 (1982b)
13	H-13	新エネルギー総合開発機構 (1982b)
14	H-14	新エネルギー総合開発機構 (1983d)
15	H-15	新エネルギー総合開発機構 (1983d)
16	H-16	新エネルギー総合開発機構 (1984)
17	H-17	新エネルギー総合開発機構 (1984)
18	H-18	新エネルギー総合開発機構 (1986e)
19	H-19	新エネルギー総合開発機構 (1986e)
20	H-20	新エネルギー総合開発機構 (1986e)
21	H-21	新エネルギー総合開発機構 (1986e)
101	N57-SN-1	新エネルギー総合開発機構 (1983b)
102	N58-SN-2	新エネルギー総合開発機構 (1985b)
103	N58-SN-3	新エネルギー総合開発機構 (1985b)
104	N58-SN-4	新エネルギー総合開発機構 (1985b)
105	N59-SN-5	新エネルギー総合開発機構 (1986b)
106	N59-SN-6K	新エネルギー総合開発機構 (1986c)
201	N55-HT-1	新エネルギー総合開発機構 (1983c)
202	N55-HT-2	新エネルギー総合開発機構 (1983c)
203	N56-HT-3	新エネルギー総合開発機構 (1983c)
204	N55-HT-4	新エネルギー総合開発機構 (1983c)
205	N55-HT-5	新エネルギー総合開発機構 (1983c)
209	N56-HT-9	新エネルギー総合開発機構 (1983c)
301	53KW-1	日本地熱資源開発促進センター (1979a)
302	52E-SM-1	日本地熱資源開発促進センター (1979b)
303	54E-KMN-1	新エネルギー財団 (1981)

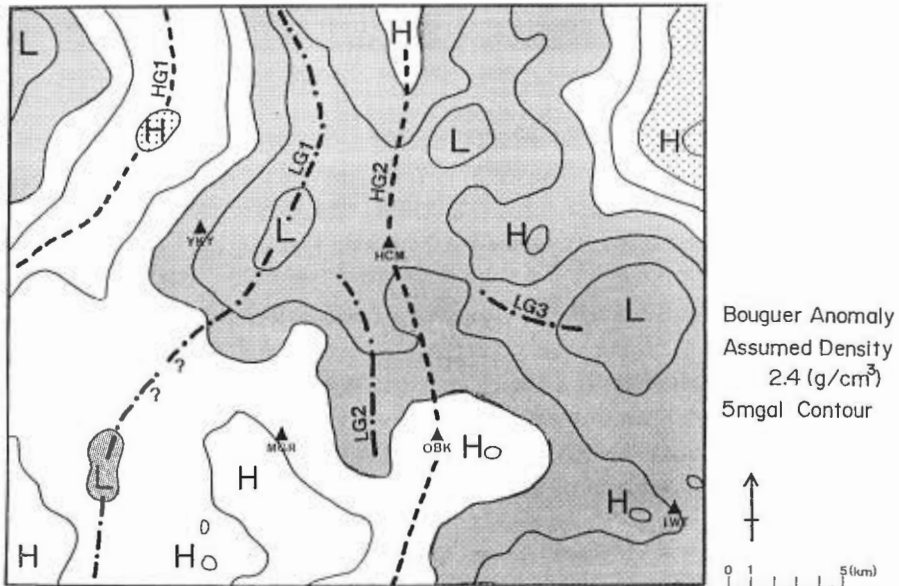
$$I = Z_{xx} Z_{yy} - Z_{xy} Z_{yx}$$

とする。もし3次元性が弱ければ、 ρ_{a-inv} は、TEモードとTMモードの見掛比抵抗値の幾何平均、 ϕ_{-inv} はTEモードとTMモードの位相の算術平均に対応する量である。これを周波数8 Hz, 1 Hz, 1/8 Hz, 1/64 Hzについてマッピングした。このとき、たとえば8 Hzのデータを作るにあたっては、周波数の2倍のウィンドウを設けて、4 Hzから16 Hzまでの ρ_{a-inv} 及び ϕ_{-inv} を平均した。 ρ_{a-inv} については、幾何平均、 ϕ_{-inv} については、算術平均をした。ただし、3次元性の指標であるskewが1.0を超える異常データは平均操作から除外してある。そのため、測点によっては、コンターマップ用のデータが欠測扱いになっている。

第5, 7, 8, 9図に、8 Hz, 1 Hz, 1/8 Hz, 1/64 Hzについて、上記で定義した見掛比抵抗を常用対数等間隔のコンターで表示した。

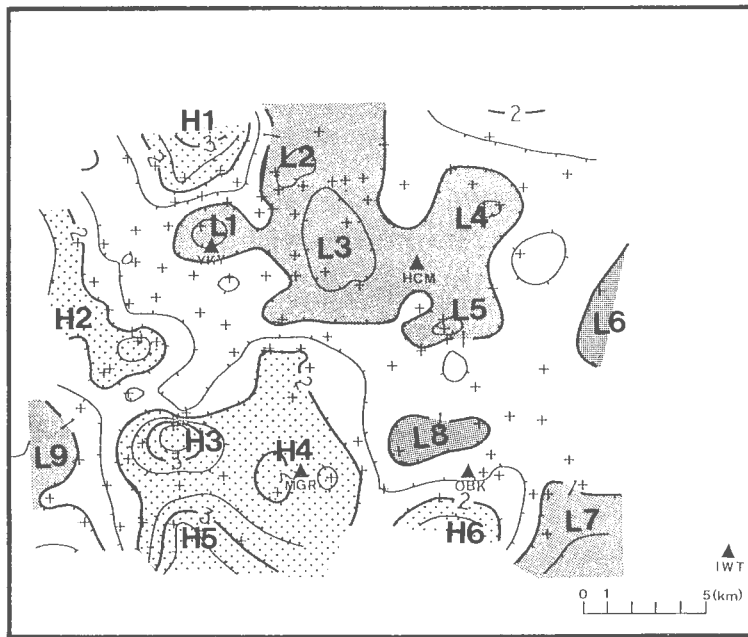
第4表 仙岩地熱地域の層序 (佐藤ほか, 1981; 新エネルギー総合開発機構, 1986b による)
 Table 4 Stratigraphy in the Sengan geothermal area (After SATO *et al.*, 1981; New Energy Development Organization, 1986b)

地層名		岩相
第 四 紀	新期火山噴出物	安山岩, 凝灰角礫岩, 火山角礫岩
	玉川溶結凝灰岩類	
	石仮戸沢層	礫石, 砂岩, シルト, 凝灰岩
	大深沢層	火山角礫岩, 凝灰岩, シルト
	楡内層	溶結凝灰岩
	八瀬森火山角礫岩	火山角礫岩
	関東森層	砂岩, シルト, 頁岩, 凝灰岩, 火山礫凝灰岩
	小和瀬川凝灰岩	
	倉沢山凝灰岩部層	溶結凝灰岩
	沼ノ沢凝灰岩部層	軽石凝灰岩
	五十曲凝灰岩部層	溶結凝灰岩 (強溶結)
	湯ノ又沢凝灰岩部層	溶結凝灰岩
	大倉沢火山角礫岩部層	火山角礫岩, 凝灰質礫岩, 細粒凝灰岩
新 第 三 紀	遠部層	泥岩, 凝灰岩, 安山岩
	阿仁合層	
	A1	変質安山岩, 泥岩・砂岩, 凝灰角礫岩, 溶結凝灰岩
	A2	泥岩・砂岩, 凝灰角礫岩
	A3	珪質泥岩, 珪質凝灰岩
	A4	硬質シルト岩, 硬質砂岩, 凝灰岩
A5	変質安山岩	



第4図 仮定密度 $2.4(g/cm^3)$ のブーゲ異常図。(駒澤ほか, 1984を簡略化した)。コンター間隔は 5 mgal. 50 mgal 以下を影で示し, 60 mgal 以上を点で示した。破線及び鎖線はブーゲ異常の尾根及び谷を表わす。

Fig. 4 Bouguer anomaly map after Komazawa *et al.* (1984). The assumed density is $2.4(g/cm^3)$ and contour interval is 5 mgal. Anomalies less than 50 mgal and more than 60 mgal are shaded and dotted, respectively. Triangles denote major Quaternary volcanoes. Lines denote ridge and trough of the Bouguer anomaly.



LOG RHO-A-INV IN OHM*M (8 HZ)

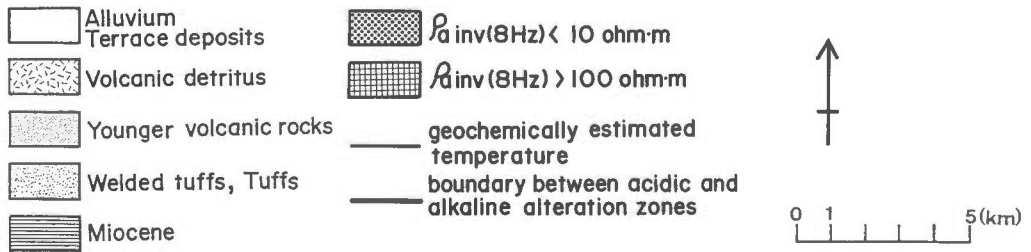
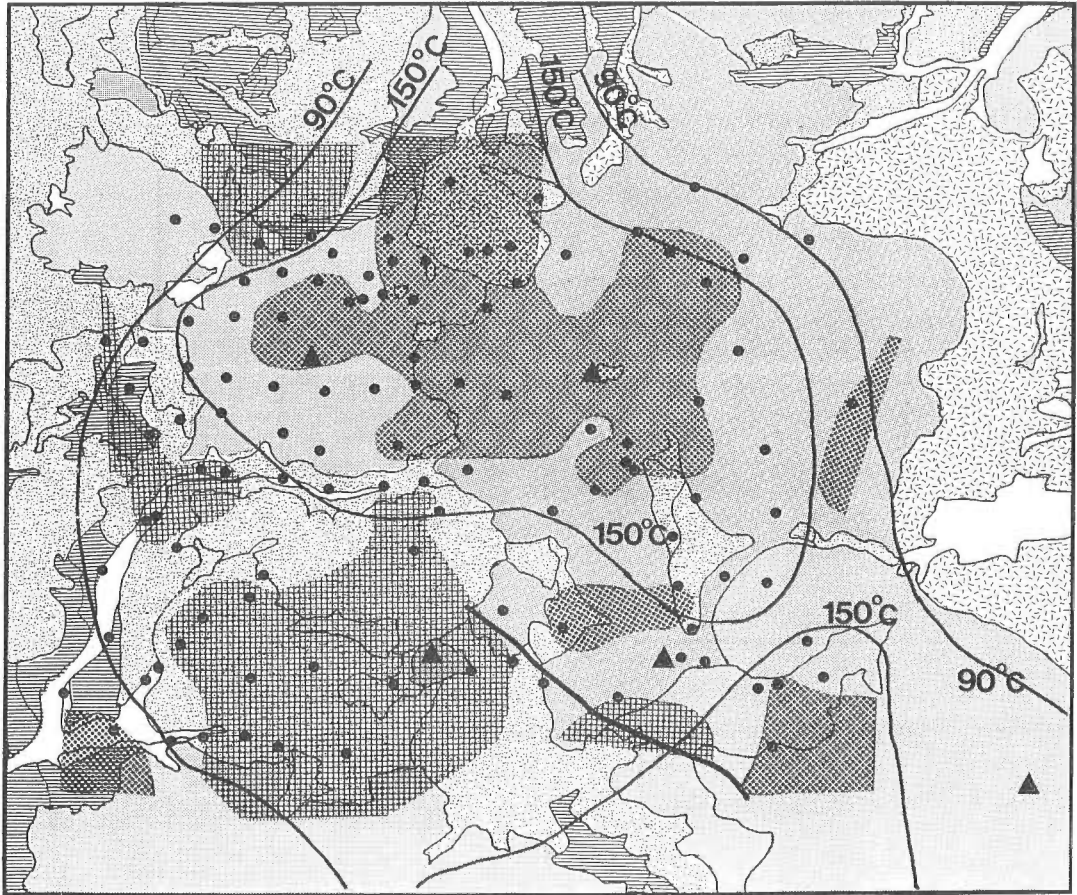
第5図 周波数8 Hzの見掛比抵抗(ρ_{a-inv})の分布。コンターは、見掛比抵抗の常用対数値を0.5刻みに示した。影を付けた部分は10 Ω m以下の低比抵抗、点を打った部分は100 Ω m以上の高比抵抗部を示す。

Fig. 5 Contour map of rotationally invariant apparent resistivity at 8 Hz in logarithmic scale. The contour interval is 0.5 decade. Anomalies less than 10 ohm-m and more than 100 ohm-m are shaded and dotted, respectively. Triangles denote major Quaternary volcanoes.

3.1 8 Hzの見掛比抵抗マッピングと他の物理情報、地化学情報との対比

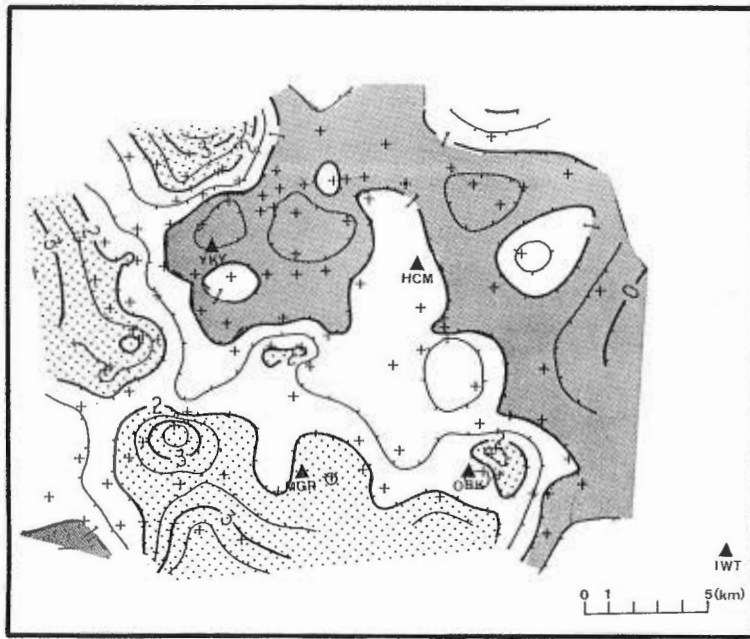
周波数8 Hzに対する表皮深度は、1,000 Ω mのとき5,000 m、100 Ω mのとき1,500 m、10 Ω mのとき500 mである。8 Hzの見掛比抵抗マップを重力異常(第4図)と比較すると、低比抵抗と低重力、高比抵抗と高重力が対応している。重力異常図で50 mgal以下の部分(影をつけた部分)は、第5図の10 Ω m以下の分布と調和的である。当地域の北部では南北性の走向があり、南部では北西—南東の走向があると言える。重力異常と比抵抗異常とはともに、広域的な地質構造を反映していると考えられる。

調査地域の北部に、花輪沈降帯の南方延長(LG1)に沿って、(L2)、(L3)を含む低比抵抗異常が、南北走向をもって存在している。この低比抵抗部は、その南方の厚い玉川溶結凝灰岩類の分布域に南縁を画され、その延長は(L3)の南において、南東及び南西に枝分かれする。南東方の枝は、八幡平の東部に通じ、北西—南東の走向を持って、松川に至る。一方、南西方の枝は(H2)、(H3)の高比抵抗部に挟まれた鞍部を通して、玉川に沿って伸び、田沢湖に通ずる低重力帯に至る。ここに挙げた低比抵抗部の中でも、とくに低比抵抗の3 Ω m以下を示す部分(第5図)は、花輪沈降帯の南方延長の中では、焼山北西(L1)、赤川温泉・澄川温泉付近(L2)、大沼、蒸ノ湯温泉、後生掛温泉を含んで南南東方向に4 kmにわたってのびる部分(L3)、安比温泉(L4)、及び藤七温泉(L5)である。そのほか、調査範囲東縁の御在所温泉(L6)、調査地域南東端の松川(L7)、大深岳の北西方(L8)、及び小和瀬(L9)にも分布している。(L6)、(L7)、(L8)については、酸性変質の存在による低比抵抗、(L9)については、玉川溶結凝灰岩類基底の泥礫岩部(小和瀬川凝灰岩類の大倉沢火山角礫岩部層; 佐藤ほか, 1981)の影響が考えられる。



第6図 見掛比抵抗, 地質, 貯留層温度, 及び変質分布の比較。見掛比抵抗は, 第5図と同じ, 貯留層温度は, 坑井温度および地化学温度からとめた温度分布(金原, 1985)による。酸性変質帯とアルカリ変質帯の分布の境界線は金原(1985)による。

Fig. 6 Comparison among apparent resistivity, geology, temperature, and alteration. Temperature distribution inferred from wells or geochemical temperature, and boundary between acidic and alkaline alteration zones are after Kimbara (1985). Apparent resistivity distribution is from Fig. 5.



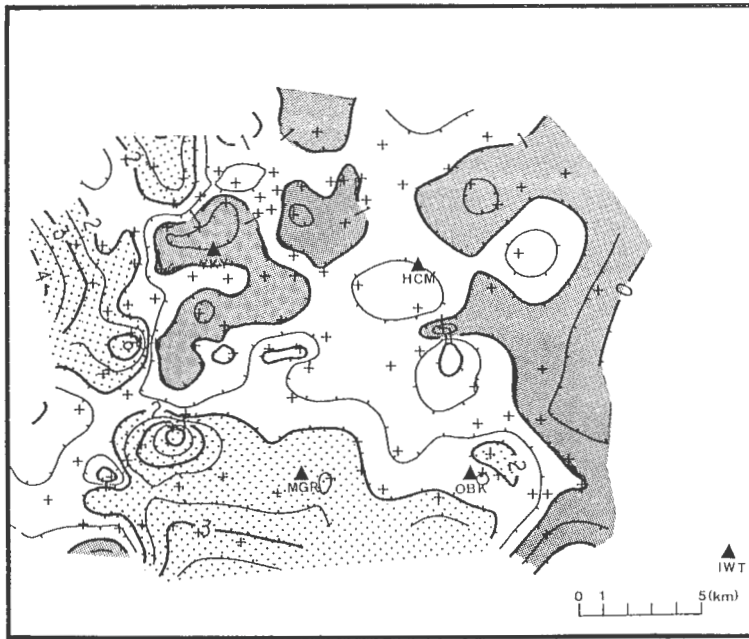
LOG RH0-A-INV IN OHM*M (1 HZ)

第7図 周波数1 Hzの見掛比抵抗(ρ_{a-inv})の分布. コンターは、見掛比抵抗の常用対数値を0.5刻みに示した. 影を付けた部分は10 Ω m以下の低比抵抗, 点を打った部分は100 Ω m以上の高比抵抗部を示す.

Fig. 7 Contour map of rotationally invariant apparent resistivity at 1 Hz in logarithmic scale.

これに対して、調査地域の南西部の大部分、及び調査地域の北西端は、100 Ω m以上の高比抵抗部になっている。とくに熊沢川の北西側(H1)、五十曲から北西に伸びる部分(H2)、石明神森付近(H3)、曲崎山付近(H4)、小和瀬川上流(H5)、大深岳南方(H6)に高比抵抗部がある。(H1)とその南東方の10 Ω m以下の低比抵抗の分布域との境界は、熊沢川に一致し、この不連続構造はチューベル法比抵抗探査(新エネルギー総合開発機構、1985c)でも顕著にとらえられている。この境界は花輪沈降帯の西縁にあたる。また、(H2)-(H5)を含む広大な高比抵抗部(100 Ω m以上)は玉川溶結凝灰岩類の分布に対応している。この高比抵抗異常と、その北東方に広がる低比抵抗異常との境界は、仙岩地域の重要な構造線と考えられる。この北東-南西の方向の構造線は、五十曲付近の見掛比抵抗の鞍部でいったん途切れている。このことは、今挙げた北西-南東の構造線が、花輪沈降帯の南西への枝分かかれ部分と交差していることを表わしている。また、調査地域南東で(H4)と(H6)の間が途切れている。これは、これらの間に凝灰質な葛根田川層(地質調査所、1983)が露出していることに対応している。

次に、坑井及び地化学から推定した貯留層温度分布(金原、1985)と比較する。第6図のように、150°C以上の高温部は花輪沈降帯の南端である調査域北部に分布している。また曲崎山を中心とする南部は90°Cから150°Cの中温部になっている。この温度分布は8 Hzの見掛比抵抗マップと比べると、高温部と低比抵抗部、低温部と高比抵抗部が対応している。このことは、比抵抗から高温部の分布を推定できる可能性を示唆する。一般に、含水岩石中の電気伝導は、岩石中の間隙が間隙水を通して互いに繋がることによる。ゆえに、含水岩石の比抵抗は岩石の間隙率と間隙水の比抵抗による。間隙率は岩質に依存し、間隙水の比抵抗は間隙水に含まれるイオン濃度や温度に依存する(横山ほか、1983)。そのため、低比抵抗の原因としては、温度が高いことも1つのファクターであるが、単純に温度だけに原因を求めることは危険である。実際に、第6図の見掛比抵抗分布は、推定された貯留層温度と相関が高いば



LOG RH0-A-INV IN OHM*M (1/8 HZ)

第8図 周波数1/8 Hzの見掛比抵抗(ρ_{a-INV})の分布。コンターは、見掛比抵抗の常用対数値を0.5刻みに示した。影を付けた部分は10 Ω m以下の低比抵抗、点を打った部分は100 Ω m以上の高比抵抗部を示す。

Fig. 8 Contour map of rotationally invariant apparent resistivity at 1/8 Hz in logarithmic scale.

かりでなく、地質構造とも相関が高いため、岩質の違いをも反映していると考えられる。

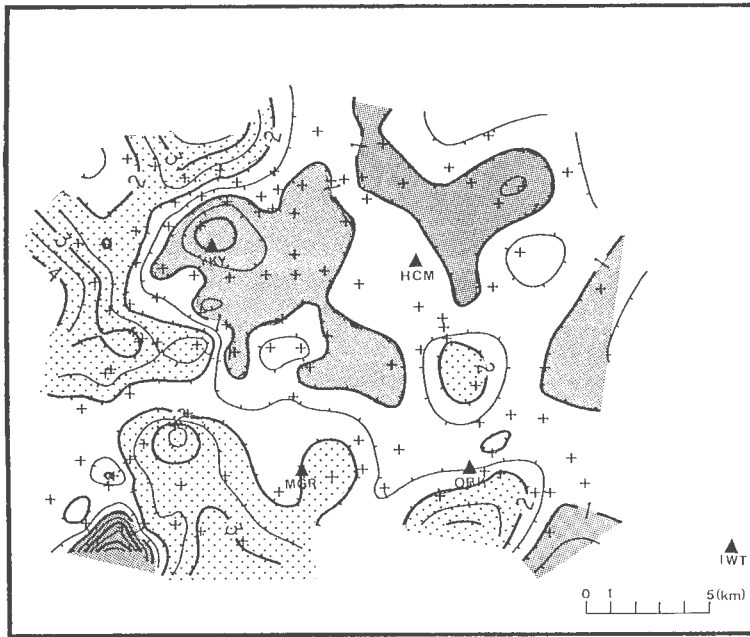
また、金原(1985)による変質帯分布によれば、高温部(貯留層温度150°C以上)には酸性変質が、中温部(150-90°C)にはアルカリ性変質が地表に分布しており、それらが曲崎山を通る南東-北西の境界線で分けられている。この変質から求めた境界線は、先に述べた8 Hzの見掛比抵抗マップで述べた“仙岩地域南部の北西-南東走向の構造”と調和的である。

調査域北部については、菊地・杉原(1984)、菊池ほか(1987)に報告されている自然電位異常と対比することができる。第2図の3 Ω m以下の低比抵抗部のうち、(L1)は自然電位の負の異常と対応する。澄川周辺の(L2)、大沼・後生掛・蒸ノ湯周辺の(L3)は、自然電位の異常を示していない。逆に自然電位からは、玉川温泉の負の異常、玉川温泉の西3 kmに正の異常が捉えられているが、見掛比抵抗では異常値ではなく、むしろ異なる比抵抗の境界に位置していると言える。また、(L1)と(L2)の間の比較的高比抵抗な部分が、自然電位の正の異常を示している。低比抵抗異常に対応した自然電位異常は、熱水の上昇と関連し、比抵抗構造の境界に対応した自然電位異常は、構造境界に沿って流動する流体の運ぶ電荷によると考えられよう。

3.2 1 Hz, 1/8 Hz, 1/64 Hzの見掛比抵抗マップについて

以下に周波数1 Hz, 1/8 Hz, 1/64 Hzの見掛比抵抗マップについて述べる。

周波数1 Hz(第7図)になると、八幡平-大深岳を通る高重力部(HG2)に対応した高比抵抗部が明瞭になり、それが調査地域北部の低比抵抗部を二分する。焼山周辺は10 Ω m以下の低比抵抗部が焼山の南まで広がり、焼山を取り囲んで低比抵抗が分布する。また、八幡平東部に10 Ω m以下の部分が広がり、松川に至るまで南北性の低比抵抗ベルトを形成する。



LOG RH₀-A-INV IN OHM**M* (1/64 HZ)

第9図 周波数1/64 Hzの見掛比抵抗(ρ_{a-INV})の分布. コンターは、見掛比抵抗の常用対数値を0.5刻みに示した. 影を付けた部分は10 Ω m以下の低比抵抗, 点を打った部分は100 Ω m以上の高比抵抗部を示す.

Fig. 9 Contour map of rotationally invariant apparent resistivity at 1/64 Hz in logarithmic scale.

周波数1/8 Hz(第8図), 1/64 Hz(第9図)では周波数が低くなり, より深部の情報を反映するはずであるが, 低比抵抗部, 高比抵抗部の分布の傾向は, 8 Hz, 1 Hzの傾向と類似している. 大局的に見ると10 Ω m以下の部分は, 低重力異常(LG1)に沿って, 銭川から大沼を通過して五十曲に通じ, 高重力異常(HG2)に沿って高比抵抗が分布することが顕著である.

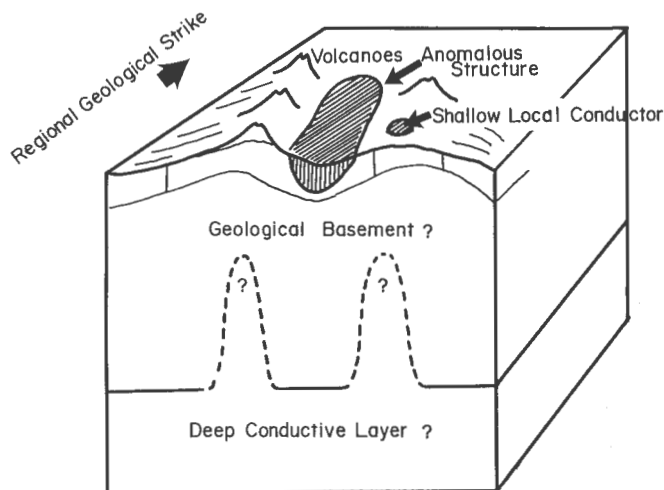
さて, これら見掛比抵抗マップにおいて, 一般に周波数が低くなるにつれて探査深度は深くなるが, 以下の2点によって, “低周波ほど地下深部の構造を反映する”と速断することは危険である. すなわち, (1)同じ周波数であっても, 比抵抗に応じて探査深度が異なること, (2)表層の比抵抗の側方変化や地形の凹凸によって見掛比抵抗曲線が上下にシフトし(スタティック・オフセット(ANDRIEUX and WIGHTMAN, 1984)), その結果, 低周波数の見掛比抵抗値と言えども, 浅部の比抵抗構造に大いに影響されていること(BERDICHEVSKY and DMITRIEV, 1976), 以上の2点である. 低周波数のデータについては, 表層の比抵抗の側方変化と地形を考慮した2次元解析が不可欠である.

4. 2次元解析の問題点とその方針

4.1 2次元解析の必要性和仙岩地熱地域の2次元性

各地点で得られた見掛比抵抗曲線, 位相曲線をもとに1次元解析することによって, 地下の比抵抗構造を求めることができる. しかしながら, 比抵抗構造が1次元でない場合には1次元解析で求めた構造は, 誤った構造になる危険性が高いし, また, 異方性があるために電場の方向によって異なった構造を推定してしまう. そのため, 2/3次元的な解析が必要になる.

Earth Model



第10図 本解析に用いた大地モデルの概念。比抵抗異常は、局所的な浅部の異常、限られた長さの走向を持つ異常に特徴づけられ、更に地形の凹凸も激しい、深部構造はなるべく単純な構造を想定する。

Fig. 10 Conceptual earth model used for this study. Resistivity structure is characterized by the localized shallow and anomalous body with finite strike extent. There are severe topographic effects. Deep features are supposed to be as simple as possible.

さて、仙岩地熱地域は2次元解析に向いているであろうか。仙岩地域では、重力異常(第4図)から第1近似的には南北走向の地質構造が推定されるが、見掛比抵抗マップ(第5, 7, 8, 9図)から見るかぎり、比抵抗異常は、ある長さの走向をもつ異常構造や、孤立した浅部の比抵抗異常に特徴づけられ、2次元のというよりはむしろ3次元的な分布を示す。これは単純な2次元解析の障害となる。また、仙岩地域では地形の起伏も顕著であり、地形の影響も考慮する必要がある。以上を考慮して、本研究の解析に用いた“大地モデルの概念”を示した(第10図)。

4.2 2次元解析の問題点

このような大地モデルに対して2次元解析を行う場合、以下の問題点がある。すなわち、(問題1)3次元構造における2次元解析の有効性と解析に用いる電場方向の選択の問題(WANNAMAKER *et al.*, 1980; TING and HOHMANN, 1981; PARK *et al.*, 1983)、(問題2)測点近傍の局所的な浅部の比抵抗異常が探査曲線へ与える影響の問題(ANDRIEUX and WRIGHTMAN, 1984)、(問題3)地形の凹凸が探査曲線へ与える影響の問題(KU *et al.*, 1973; REDDING and JIRACEK, 1984; 岡崎・吉村, 1985)、(問題4)広域的な比抵抗構造の影響の問題(小川, 1986)がある。

これらの問題については、小川・内田(1987)で検討しており、ここでは詳述せず、結果のみ示す。

問題1については、走向が、2次元解析にたえるほど十分に長くない場合でも、走向に直交する方向の電場のモードに関する3次元計算の結果と2次元のTMモードの結果とは、一致することが知られている(WANNAMAKER *et al.*, 1980; TING and HOHMANN, 1981)。よって、3次元構造においては、TMモードの解析のみが有効であると言える。

問題2については、局所的な浅部の比抵抗異常は、局所的な比抵抗境界面を電流が貫くときに、境界面に電荷が生じ、そのつくる電場が測定値に影響を与える。この効果は、浅部の異常のスケールに比べて十分に長い表皮深度を持つ周波数帯でも、依然無視できない。この効果は、局所的なTMモードの影響と考えることができる。そのため、この影響はTMモードの2次元モデルの中に組み入れるこ

とで解決できる。

問題3については、とくに、TMモードでは、低周波に至るまで見掛比抵抗値が、地表の地形の凹凸に影響される。そこで、モデル計算においては、有限要素を地形に合わせて変形させることによって、地形の凹凸の影響をモデルのなかに組み入れる必要がある。

問題4は、0.1 Hz以下の低周波になると、20 km×20 km程度の調査範囲を越えた、より広域的な比抵抗分布が探査曲線に影響するという問題(小川, 1986)である。これは小川ほか(1986b)のように、広域的なMT法調査から検討すべき課題であり、本研究では取り扱っていない。

4.3 2次元解析の方針

本研究ではこれらの問題点をふまえて、2次元解析を実施した。

仙岩地域では、重力異常図(第4図)を考慮して、第1近似的に南北走向の構造が卓越すると考え、東西方向の3本の断面(第3図)を以下のように設定した。すなわち、焼山—八幡平北部の(焼山—後生掛温泉・大沼—菰ノ森—安比—岩畑山を通る)Y測線、焼山—八幡平南部の(新鳩ノ湯—五十曲—諸松岳—藤七—松尾を通る)N測線、そして曲崎山—大深岳を通る(小和瀬—曲崎山—大深岳—松川を通る)S測線である。

各測線では、以下のように各測点の特定方向の電場モードを選択した。すなわち、各測点では、インピーダンス・テンソルの対角項の絶対値の二乗和が最小になるような2方向(主軸方向)について、見掛比抵抗と位相が算出される。そのため、主軸方向は、各測点、各周波数に対して必ずしも一定値をとらない。よって、どの方向の電場モードをTMモードの2次元解析用データとするかが問題である。ここでは、東西測線についてTMモード解析をすることを考え、原則として電場の向きが東西方向から北あるいは南に45度以内の範囲にあるものを選択した。また、質の悪いデータによって解析が阻害されないように、位相の誤差が45度以下、skewが0.5以下のデータのみを解析に用いた。その結果、例えば、測点29のようにskewの大きなデータからなる測点は欠測扱いとした。

局所的な浅部の比抵抗異常については、見掛比抵抗曲線の上下のシフトから推定した。ここで局所浅部の比抵抗異常を浅部の100 mないし200 m以浅の層で表現した。

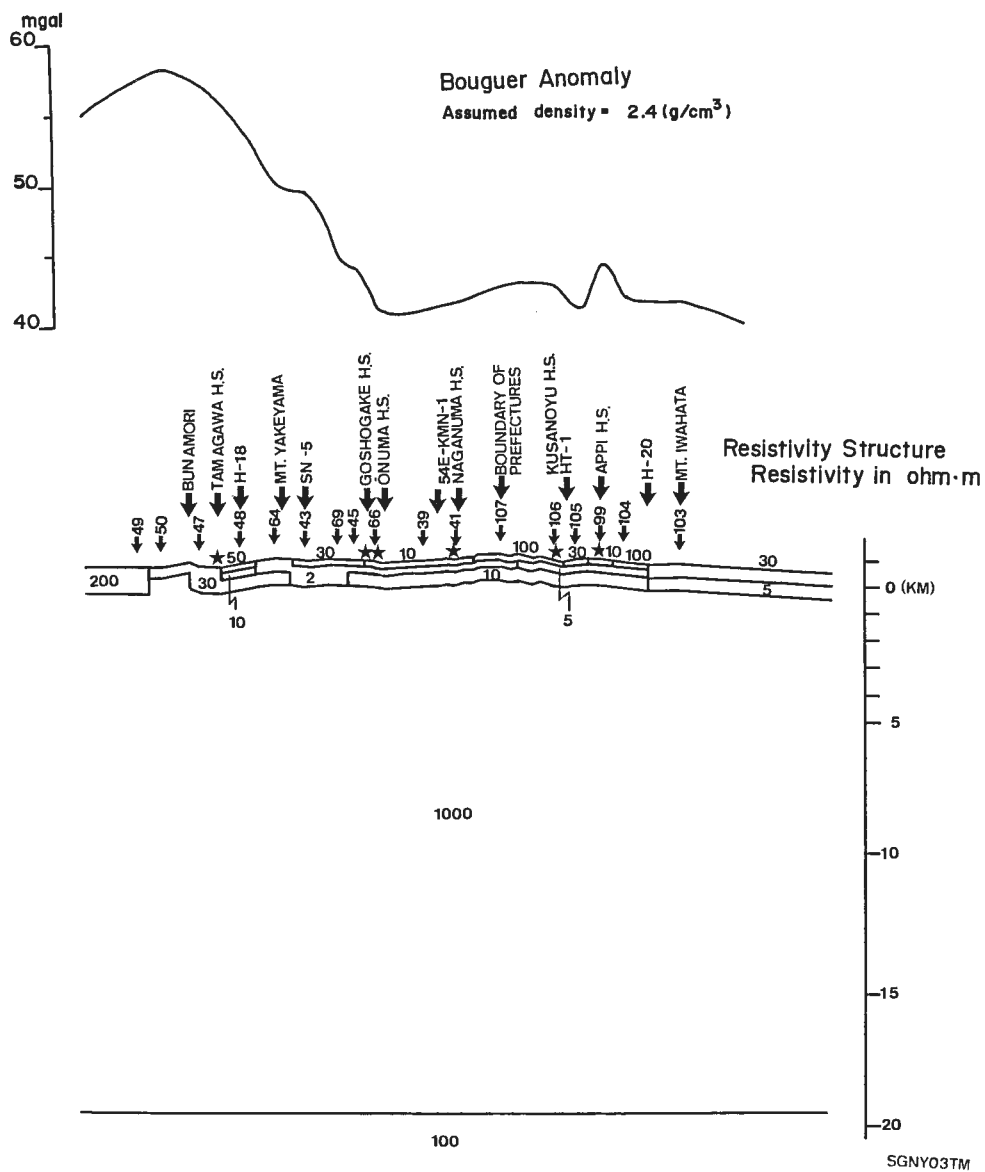
2次元解析は、試行錯誤による順解析を用い、見掛比抵抗及び位相の計算値が測定に合うまで数回ないし数十回の計算を行った。

実際の解析では、まず浅部だけに側方変化(Lateral Variation)があって、その下に1,000 Ωmの様な高比抵抗基盤を持つモデルから出発した。浅部の比抵抗異常だけでは測定値を説明できない場合に限って、深部に側方変化を許した。このため、実際には深部に側方変化を示す構造があっても、それがMT法の応答として十分な感度を有していなければ、モデルには入れないことにした。解析に用いたTMモードについて具体的に述べれば、埋没深度に比べて横幅の小さな構造では、地表での感度が非常に弱い(WANNAMAKER *et al.*, 1980; NEWMAN *et al.*, 1985; 小川, 1986)。そのため、第10図に点線で示したような縦長のマグマ溜りや鉛直の断裂に沿った熱水貯留部による低比抵抗があっても、その幅に比べて深く埋没していると、その検出は困難である。今回解析した結果のモデルには、深部の1,000 Ωmの部分について特に構造を示していないが、そのような縦長の構造を否定するものではない。また、本解析では用いていない別のモードも併用すれば、そのような埋没異常をより高感度に捉えられる可能性が残されている。

なお、解析に当たっては、MT法データベース(佐藤ほか, 1986)、会話型1次元解析ソフト及びバッチ型2次元解析ソフト(小川ほか, 1984)を用いた。2次元解析のプログラムは、RODI(1976)を参考にしたものであり、さらに地形の起伏を表現できるように拡張してある。2次元解析は順解析で行ったために時間がかかり、1測線の1つのモデルに対する計算に約6時間を要し、1測線について十分な適合を得るためには約30日(待ち時間を含む)を要した。

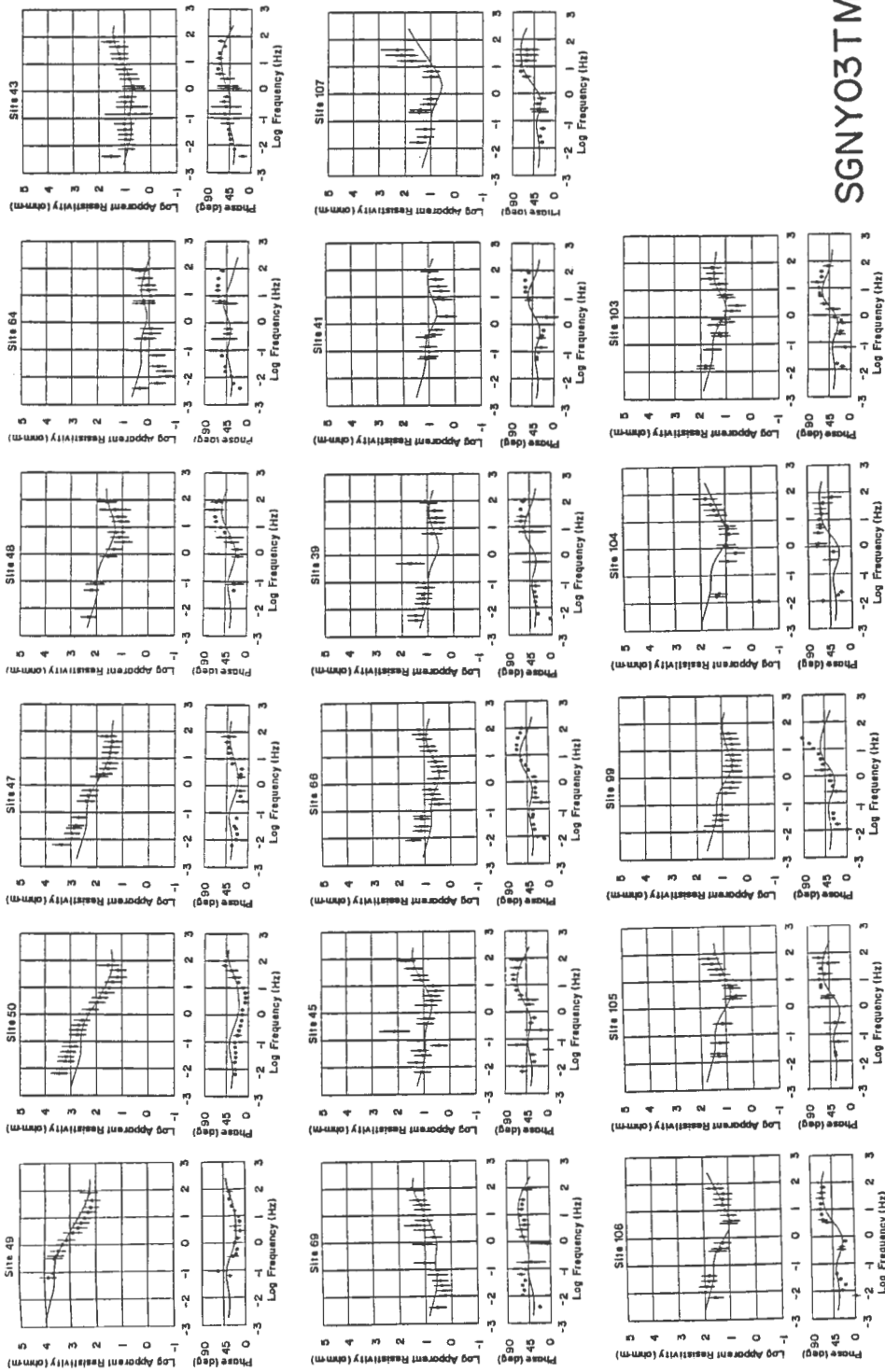
5. 2次元解析結果

以下に、Y, N, S 測線それぞれについての解析結果を示す。



第11図 Y 測線の 2 次元比抵抗モデルとブーゲ異常。2 次元モデルの縦横比は 1:1。矢印付き番号は、MT 測点を表わし、星印は温泉を示す。

Fig. 11 Resistivity model of Y-line together with Bouguer anomaly. No vertical exaggeration. Numbers in the structures are resistivity in ohm-m. Numbers with arrows denote MT stations and solid stars denote hot springs.



第12図 Y 測線探査曲線。観測値を黒丸で示し、観測値の標準誤差を縦線で示す。また、第11図のモデルに対する計算値を実線で示す。
 Fig. 12 Magnetotelluric sounding curves in Y-line. Dots represent observed apparent resistivity and phase values with error bars. Solid lines represent the calculated sounding curves for the model in Fig. 11.

5.1 Y 測線の 2 次元解析

5.1.1 モデル計算値と測定値の適合

Y 測線の 2 次元モデル(SGN Y03TM)を第11図に示す。また、このモデルに対する計算値と測定値との適合を第12図に示す。モデルでは、深度20 km 以深について、比抵抗構造を設定してあるが、第11図には示していない。

Y 測線の探査曲線は0.001-100 Hz の範囲の形から4つのグループに分けられる。第1のグループは測点49から47に見られ、高周波から低周波に向かって、低→高となるもので、第1層の比抵抗は数10数100 Ωm にある。第2のグループは、測点48に見られ、高周波から低周波に向けて、高→低→高となり、第1, 3層の高比抵抗表層に挟まれて低比抵抗層が存在することを示唆する。第3のグループは、測点64から39にあり、低周波に向かって、高→低→(高)と変化し、第3層の高比抵抗が顕著でないのが特徴である。このうちでも特に測点64では、全周波数にわたって見掛比抵抗が小さくなっており、これはごく浅部に局所的な低比抵抗異常のあることで説明できる。第4のグループは測点41から103のように、高→低→高となるタイプであり、第3のグループに比べると、見掛比抵抗曲線において、顕著に高比抵抗基盤を感応している。

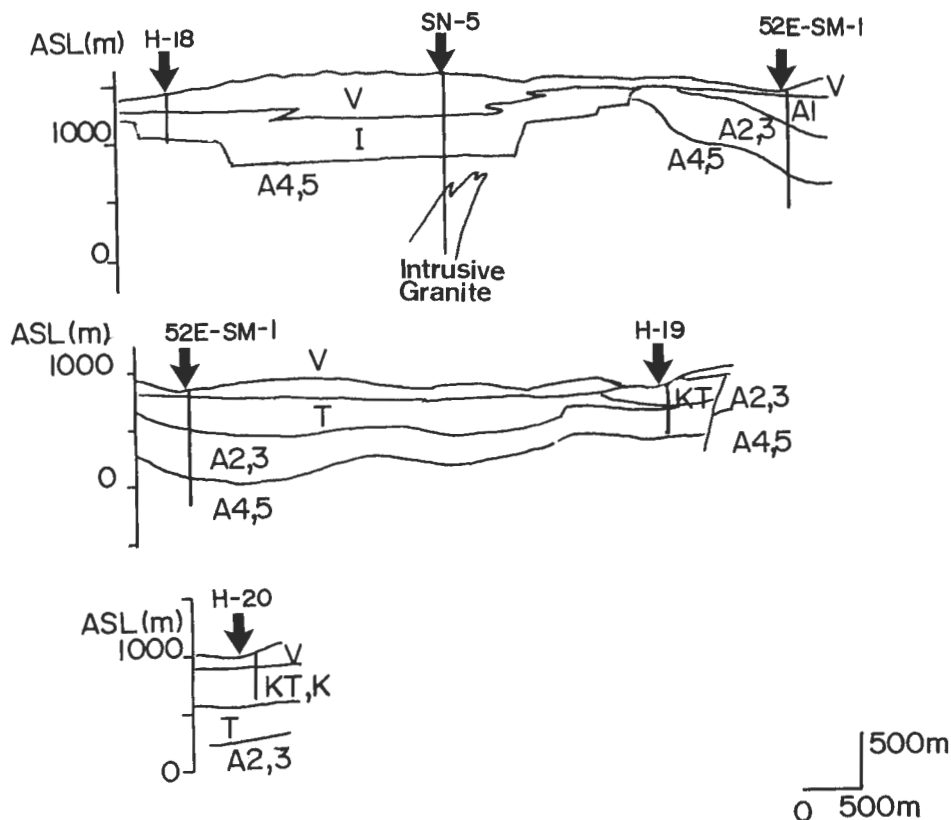
解析にあたって、コントロール・データとして坑井の電気検層データを利用することができる。坑井には先第三紀の地質学的な基盤をとらえたものはない。しかしながら、比抵抗基盤としては、SN-5坑は深度1,000 m 以深に、貫入した花崗岩による相対的な高比抵抗部がある(新エネルギー総合開発機構, 1985)。また、菰ノ森の54E-KMN-1坑では深度880 m から変質安山岩による相対的な高比抵抗部となっている(新エネルギー財団, 1981)。本解析ではこれらを考慮して、深度1,000 m を初期モデルの一つの比抵抗境界面とした。

5.1.2 比抵抗基盤の構造と重力異常

高比抵抗基盤が、測点48(玉川温泉付近)から測点104(安比川)にわたる広い範囲で約1 km にモデル化された。この構造は後に述べるように、内田ほか(1987)のシュランベルジャー法電気探査の解析結果ともおおむね一致している。

一方、重力異常は広域的なトレンドを引き去ると、大沼を中心とする負の異常が顕著である(駒澤ほか, 1985)が、このY 測線の基盤構造モデルは、重力異常のパターンとは合わない。この矛盾については次の3つの考え方ができる。第1には重力異常が、基盤以浅の地層の密度の側方変化によって生じてきていると考えることができる。すなわち、負の重力異常は、単純に基盤が深いことというのではなく、基盤以浅に密度の小さいものが存在することでも説明ができるということである。このような例は、実際に鬼首カルデラにおける駒澤・山田(1985)による解析結果で実証されている。第2には、MT法のS-EQUIVALENCEの問題がある。高比抵抗層の上面の深度は、その上の低比抵抗層のS(コンダクタンス)をはぎ取ることによって決められる量である。そのため、Sの大きな層があるとき、その下に中間的な比抵抗の層をつけても、MT法の探査曲線への寄与は小さい。逆にいえば、極端にSの大きい層があると、その下の高比抵抗層の上面深度は決めにくい。実際に、本測線の中央線での特徴的な探査曲線は高→低→高というパターンを示し、この場合には、挟まれた浅部の10 Ωm 以下の顕著な低比抵抗層があるために、S-EQUIVALENCEの問題が生じ、中間的な数10-数100 Ωm の比抵抗のたわみが深度1 km 以下にさらに続いて存在していても区別が付かないことになる。第3には、密度構造からみた基盤と、比抵抗構造からみた基盤の担い手が異なることも考えられる。すなわち、重力から求めた基盤深度は、ふつう先第三系の上を意味すると考えられるが、比抵抗からみた基盤深度は、新第三系の地層の中の高比抵抗部(例えば安山岩質な地層)の上面に対応するとも考えられる。

玉川温泉西方の測点50には基盤の盛り上がりがある。これは花輪沈降帯の西縁の高重力部(HG1, 高森隆起帯)に対比され、この構造はこの両側の低重力帯を分断している。地質図(第3図)から、この高重力部に沿って、新第三紀の地層がHG1に沿って北北東-南南西方向に露出し、基盤が盛り上がっていることがわかる。



第13図 Y測線の地質断面モデル。(新エネルギー総合開発機構, 1986c)。Vは新期火山岩類, Iは石坂戸沢層, Kは樫内層, KTは関東森層, A1-A5は阿仁合層を表わす。岩相は第4表を参考のこと。

Fig. 13 Geological model for Y-line (after New Energy Development Organization, 1982b).

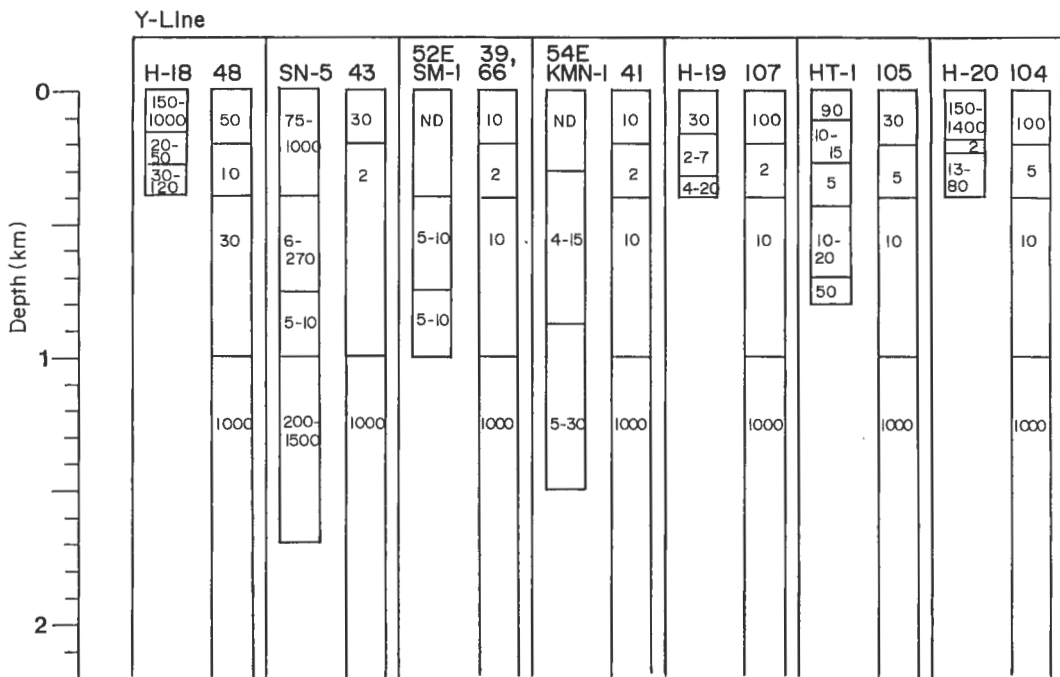
5.1.3 比抵抗構造と地質構造, 坑井データとの対応

MT法から求められた比抵抗構造と, 坑井から得られる地質構造, 比抵抗構造とを比較する。ここで, 比較に用いた地質断面(新エネルギー総合開発機構, 1986c)を第13図, 坑井の検層データを第14図に示す。

測点49の深度1 kmまで存在する200 Ωmの高比抵抗層は, 地質図(地質調査所, 1983)を参考にするると, 玉川溶結凝灰岩類に対応する。

測点50から測点47にわたり基盤深度まで存在する30 Ωm層は, 第13図を参考にすると, 泥岩, 凝灰岩からなる阿仁合層に対応している。

玉川温泉の東方の測点48から測点45については, 深度200 mまで焼山溶岩に対応して30-50 Ωmに解析されている。ただし, 測点64では地表の強変質に対応すると思われる2 Ωmの極低比抵抗を示している。測点48から測点45にわたり, 深度200 mから400 mには10 Ωm以下の顕著な低比抵抗層が解析されている。H-18坑(新エネルギー総合開発機構, 1986c), SN-5坑(新エネルギー総合開発機構, 1986b)の坑井データをもとにすると, これは, 玉川溶結凝灰岩類の最上部の湖成堆積層である石坂戸沢層に対応する。この下に, 深度1 kmまで30 Ωm層が存在している。これは, H-18坑, SN-5坑のデータと比較すると, 阿仁合層の泥岩や凝灰岩に対応する。また, 測点43から測点69までの深度200 mから1,000 mは2 Ωmの極端に低比抵抗を示す。この焼山北東の位置は, 蒸気貯留層を有する高温部(窪田, 1985)と



第14図 Y測線の2次元比抵抗モデルと坑井の電気検層との比較。
 Fig. 14 Comparison between the resistivity model of Y-line and the results of electrical loggings in geothermal wells.

一致し、高温と変質の影響がこの低比抵抗部を形成していると考えられる。

測点66から測点41までの200 m以浅は、地質図(第3図)の火山碎層岩に対応して10 Ωmの低比抵抗に解析されている。深度200 mから400 mまでは、2 Ωmの極めて低い比抵抗が存在し、その下に深度1 kmまで10 Ωm層が存在するモデルが得られた。これらの低比抵抗層は、坑井データ52E-SM-1坑(日本地熱資源開発促進センター, 1979a), 54E-KMN-1坑(新エネルギー財団, 1981)を参考にする、凝灰岩、泥岩、凝灰角礫岩からなる地層に対応している。第13図に示すように、これは、新第三系の遠部層及び阿仁合層に対応する。

測点107以東は、八幡平の溶岩の分布に対応して100-30 Ωmのやや高比抵抗な層が200 m以浅に分布している。ただし、安比温泉付近の測点99では、地表の変質に対応して10 Ωmの低比抵抗が200 m以浅に解析されている。H-19坑(新エネルギー総合開発機構, 1986e)を参考にする、測点107の深度200 m-400 mの5 Ωmの極低比抵抗層は火山礫凝灰岩からなる遠部層と変質の著しい角礫凝灰岩からなる阿仁合層に対応している。HT-1坑(新エネルギー総合開発機構, 1983c)を参考にする、測点105の深度1 kmまでの低比抵抗は、変質安山岩や粗粒凝灰岩によるものである。とくに、比抵抗モデルの深度200 mから400 mの5 Ωmの極低比抵抗部は、電気検層(第14図)でも顕著に捉えられている。H-20坑(新エネルギー総合開発機構, 1986e)の地質、電気検層データを参考にする、測点104の深度200 mから400 mの低比抵抗は、玉川溶結凝灰岩類の関東森層、小和瀬川凝灰岩の火山礫凝灰岩、角礫凝灰岩によるものと推定できる。

以上をまとめると、MT法から求められた低比抵抗層は、第13図にあるように、湖成堆積物からなる石仮戸沢層、凝灰岩質的な遠部層、泥質な阿仁合層に対応していると言える。またMT法から求めた比抵抗構造(第11図)は、坑井の電気検層結果(第14図)と調和的であると言える。

5.1.4 シュランベルジャー法電気探査との比較

八幡平北部のシュランベルジャー法電気探査データについては、内田ほか(1987)が再解析結果を示している。MT法のY測線に対応するのは、HCM-74測線(地質調査所, 1975)とSGN-85B測線(新エネルギー総合開発機構, 1986e)の東半分を足し合わせたものである。

Y測線の大沼以西はHCM-74測線と比較できる。HCM-74測線で、シュランベルジャー法の測点8から測点23まで深度300 mないし500 m以深に2-7 Ωm の低比抵抗が解析されているが、その構造は本稿のMT測線の43から69までの構造と一致していると言える。さらに、その深度の比抵抗が、後生掛温泉に向かって高くなることも、MT法とシュランベルジャー法とで整合性がある。

MT法のY測線の大沼以東は、シュランベルジャー法のSGN-85B測線の東半分と比較できる。ふたつの方法の測点が全く一致しているわけではないが、解析結果には概ね整合性がある。すなわち、(1)深度およそ1 kmに1,000 Ωm の高比抵抗基盤が現われること、(2)深度600 m程度までに10 Ωm 以下の低比抵抗層が存在すること、(3)低比抵抗層と高比抵抗基盤の間に10-30 Ωm の中間層が存在することは、MT法の解析結果と整合性がある。ただし、(4)草ノ湯において基盤が浅くなること、(5)狐ノ森、長沼で基盤が深くなることはMT法のモデルでは表現されていない。

また、大沼付近では、与良ほか(1973)、与良・伊藤(1974)によるシュランベルジャー法電気探査の報告があるが、MT法の解析結果は、これとも整合性がある。

5.1.5 深部構造

本解析では、MT法の応答が浅部の側方変化に大きく影響されることを考慮して解析を行っている。すなわち、浅部の比抵抗構造の側方変化が深部の偽の構造を生じないように注意を払っている。そのため、深部についてはなるべく単純な構造を仮定し、万一その単純な構造では説明できないと判断された場合に限って深部に側方変化を許した。そのため、実際には深部に側方変化があってもMT法の応答として感度の鈍い構造はモデルに入っていないことになる。

本測線では、第12図のように、全測点で周波数0.1 Hz付近に見掛比抵抗曲線の平坦になる部分があり、0.1 Hz以下で見掛比抵抗曲線は、より高比抵抗を示すようになる。位相曲線について言えば、0.1 Hz付近に位相の極大値がある。この特徴は、深度20 kmまで1,000 Ωm の高比抵抗部があり、深度20 kmから30 kmまでは100 Ωm の低比抵抗、さらにその深部に1,000 Ωm の高比抵抗があるモデルによって説明できる。

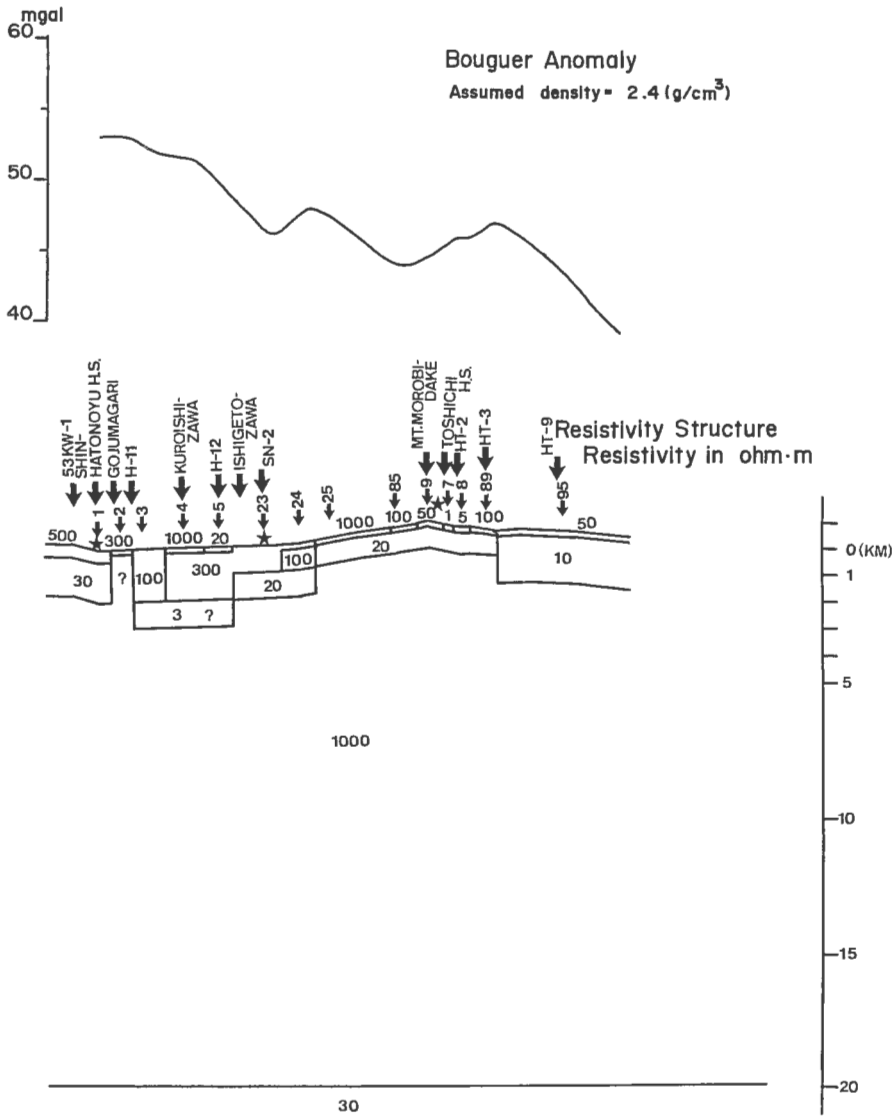
5.2 N測線の2次元解析

地質図(第3図)、重力異常図(第4図)からわかるように、この測線は、花輪低重力帯の南方延長(LG1)が不明瞭になる位置にあり、また玉川溶結凝灰岩の露出地域の北縁にある。そのため2次元解析にとっては必ずしも適した測線とは言えない。しかしながら、LG1に沿った低比抵抗(第5図)が、N測線の西半分を北東-南西に貫き、東半分をほぼ南北に貫くことを考慮して、N測線において2次元解析することに意味があると判断した。

5.2.1 モデル計算値と測定値の適合

第15図、第16図に、N測線の2次元抵抗モデル及び計算値と測定値の適合を示す。

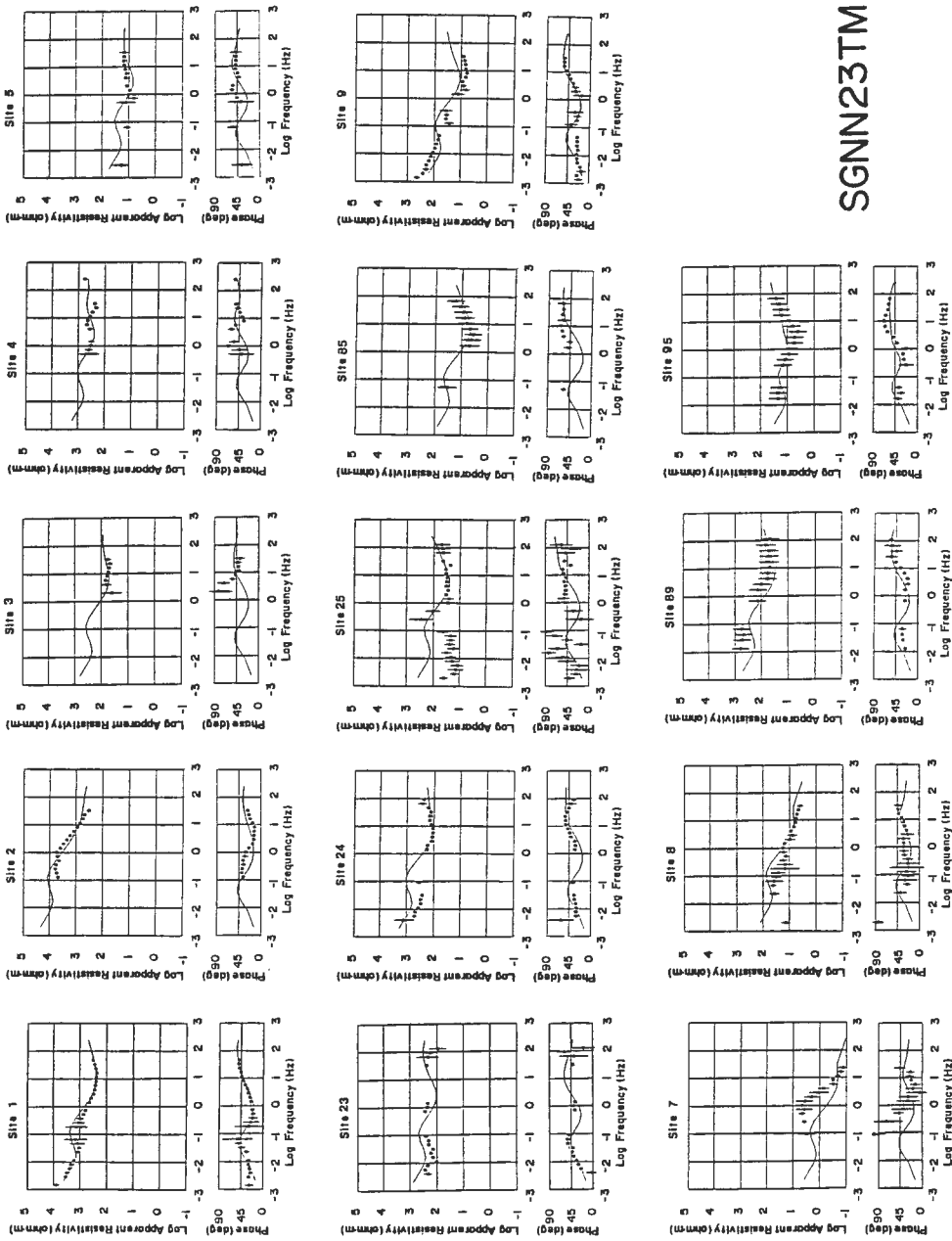
N測線では探査曲線は7つのグループに分けられる。第1のグループは、測点1であり、高周波から低周波に向けて高→低→高という形を示し、見掛比抵抗曲線の極小は10 Hzにある。これは、比較的浅部に低比抵抗層を挟んだ構造を示唆する。第2のグループは、測点2の見掛比抵抗曲線であり、高周波から低周波に向けて、低→高と急激に見掛比抵抗が上昇する。これは、浅部から高比抵抗に感応していることを示している。第3のグループは測点3から23にあり、低周波にむけて高→低→高となり、第1のグループと同様の傾向を示すが、見掛比抵抗曲線の極小が1 Hz付近にあり、低比抵抗層は第1のグループより深いと推定される。ただし、測点5では、表層に局所的な低比抵抗異常が存在するため



第15図 N測線の2次元比抵抗モデルとブーゲ異常. 2次元モデルの縦横比は1:1. 矢印付き番号は, MT測点を表わし, 星印は温泉を示す.

Fig. 15 Resistivity model of N-line together with Bouguer anomaly. No vertical exaggeration. Numbers in the structures are resistivity in ohm-m. Numbers with arrows are MT stations and solid stars are hot springs.

に, 見掛比抵抗曲線はその周囲の測点と比較すると, 1オーダー程度下方にシフトしている. 第4のグループは, 測点24から9にある. 見掛比抵抗曲線は, 低周波に向けて, 高→低→高というパターンを示し, 見掛比抵抗曲線の極小は周波数10 Hz付近になり, 第3のグループより低比抵抗層の深度が浅いことを意味する. 第5のグループは測点7にあり, 見掛比抵抗曲線は, 全周波数にわたって低い. これは, 測点近傍の局所的な比抵抗異常によって見掛比抵抗曲線がシフトしていると考えられる. 観測された見掛比抵抗曲線は, 10 Hzから1 Hzに向かって傾き1以上の急勾配を有しており, 十分なフィットが得られたとは言えない. 第6のグループは, 測点8であり, 低周波数に向けて低→高というパターン



SGNN23TM

第16図 N 測線の探査曲線。観測値を黒丸で示し、観測値の標準偏差を縦線で示す。また、第15図のモデルに対する計算値を実線で示す。
 Fig. 16 Magnetotelluric sounding curves in N-line. Dots represent observed apparent resistivity and phase values with error bars. Solid lines represent the calculated sounding curves for the model in Fig. 15.

を示す。これは第4のグループの表層の高比抵抗のない構造に対応する。第7のグループは測点89, 95に見られ、低周波数に向けて高→低→高となり、第5のグループ同様に、低比抵抗層を挟んだ構造を示唆する。

モデル計算値と測定値の適合度について言えば、測点2, 3, 4では周波数1 Hzから10 Hzの位相について、適合が十分でない。これは、これらの測点での比抵抗構造の走向が南北というよりはむしろ東西であることが関係していると考えられる。すなわち、1 Hzから10 Hzで位相が45度を越え、低比抵抗を感応するが、それはその測点下の構造ではなく、その北方に広がる低比抵抗(第5図)に感応している可能性がある。測点7, 8では周囲の測点とは異なった形の見掛比抵抗曲線が得られているが、これらに対するモデル計算のフィットは良くない。これは、この測点近傍に特異な構造があるものの、本解析では、有限要素の数に制約があって、十分に細かい格子を与えられなかったためであると考えられる。とくに測点7についてはそうである。

5.2.2 比抵抗基盤の構造と重力異常

測線の西部の測点1から測点24では、高比抵抗基盤の深度は、2 km-3 kmに解析された。ただし、測点2では高比抵抗部が浅所から存在している。測点2の位置は、第5図の高比抵抗(H2)に対応しており、構造境界を与えるものと考えられる。測点25から測点89までは、高比抵抗基盤が深度1 kmに解析された。ここは、N測線の北方から南北に続く瀬ノ沢隆起帯(高重力異常帯, HG2)と対応している。また、測線の東縁では基盤深度が2 kmと深くなる。

重力異常との対応という点からみると(第15図)、測点5付近の局所的な低重力異常は低密度な石仮戸沢層の分布の張り出しに対応している。また、(1)測点5付近を除けば測点24以西は高重力異常、(2)測点25から測点85までは低重力異常、(3)測点9から測点89までは高重力異常、(4)測点95以東は低重力異常を示している。このうち、(1)は高密度な強溶結の玉川溶結凝灰岩類の分布、(3)は瀬ノ沢隆起帯に対応して、高重力異常を示していると考えられる。

5.2.3 比抵抗構造と地質構造、坑井データとの対応

N測線の比抵抗モデル(第15図)と坑井から得られる地質構造(第17a, b図)、電気検層結果(第16図)と比較する。坑井データの資料は、日本地熱資源開発促進センター(1979b)、新エネルギー総合開発機構(1982b, 1983c, 1985b)を用いた。

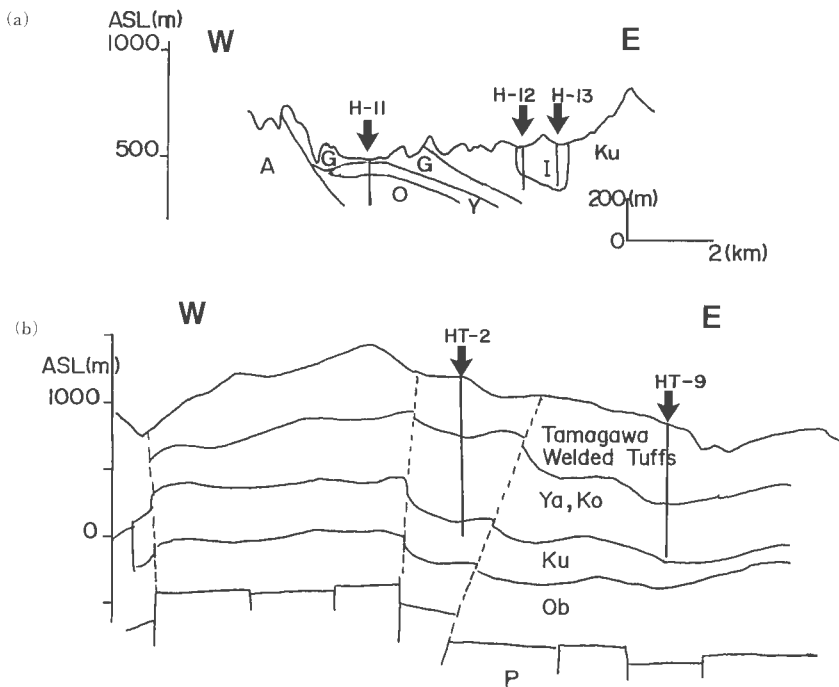
測線西端の測点1は、新鳩ノ湯の53 kW-1坑(日本地熱資源開発促進センター, 1979b)の近傍にあり、それと比較することができる。測点1の深度300 mから2 kmまでの30 Ω m層は、少なくとも深度600 mまでは火山砕屑岩、デイサイト質溶結凝灰岩からなる玉川溶結凝灰岩類に対比される。それ以降について阿仁合層の泥質岩、凝灰岩に対応すると思われる。また、測点2では新第三系の構造が分断されていると考えられる。

測点3はH-11坑(新エネルギー総合開発機構, 1982b; 第17図a)と比較できる。H-11坑では電気検層が行われていないが、200 m深度まで玉川溶結凝灰岩類の五十曲凝灰岩部層が存在している。100 Ω mという値は、凝灰岩として異常な値ではない。

測点5はH-12坑(新エネルギー総合開発機構, 1982b; 第17図b)と比較できる。ここでも電気検層はないが、深度140 mまでが石仮戸沢層があり、それ以降200 mまでが小和瀬川凝灰岩部層が存在している。測点5で200 m以浅が低比抵抗に解析されるのは、低比抵抗の石仮戸沢層があるからである。(Y測線参考)と解釈できる。

測点3から測点24まで、強溶結の玉川溶結凝灰岩類の分布に対応して、100-300 Ω mの高比抵抗ブロックが解析され、その厚さは2 kmに及んでいる。この厚い玉川溶結凝灰岩類の分布は、高比抵抗異常のみならず、高密度ゆえに高重力異常の原因にもなっている。

測点3から5にかけては深度2 kmから深度3 kmにかけて阿仁合層の泥質岩が深く落ち込んで分布していると解釈できる。その深度は、測点23, 24, 25で次第に浅くなる。測点23近傍の1,500 m級坑井



第17図 (a)N測線西部の地質断面モデル(新エネルギー総合開発機構, 1982b). Iは石仮沢層, Ku, G, Yは小和瀬川凝灰岩の倉沢山凝灰岩部層, 五十曲凝灰岩部層, 湯ノ又沢凝灰岩部層, Aは阿仁合層を表わす. 岩相は第4表を参考のこと.
 (b)N測線東部の地質断面モデル(新エネルギー総合開発機構, 1983c). Yは泥岩, 凝灰岩からなる山津田層, Koは黒色泥岩, 凝灰岩からなる小志戸前層, Kuは凝灰岩, 変質安山岩からなる国見峠層, Obは珩質頁岩, 安山岩からなる生保内層, Pは先第三系基盤を表わす.

Fig. 17 (a) Geological model for western part of N-line (after New Energy Development Organization, 1982b). (b) Geological model for eastern part of N-line (after New Energy Development Organization, 1983c).

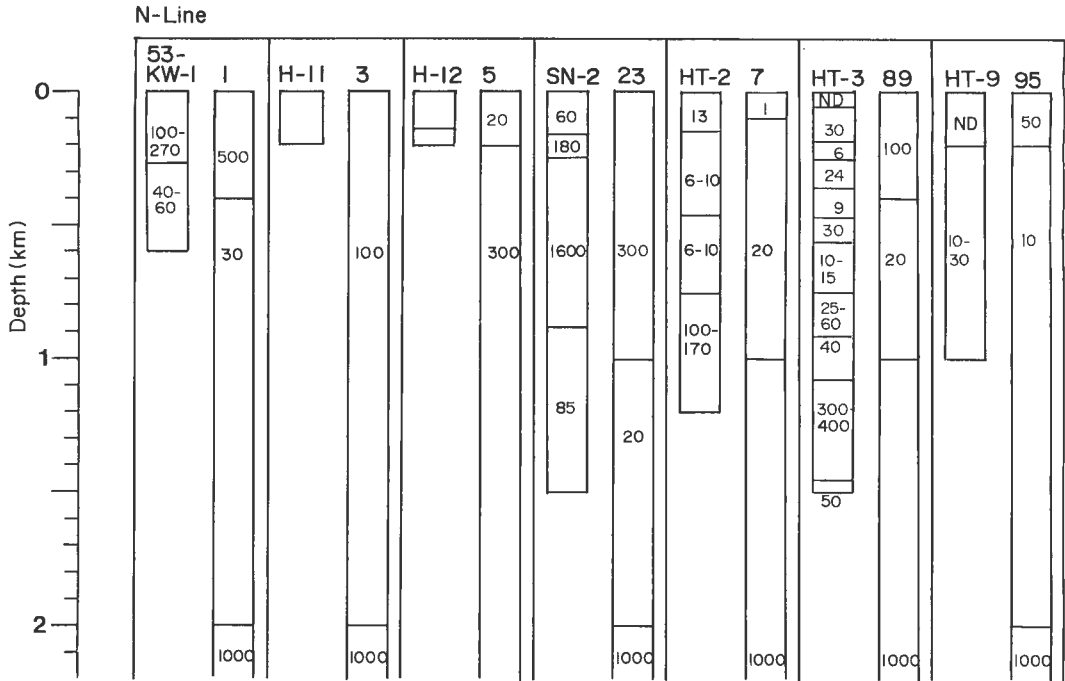
SN 2坑(新エネルギー総合開発機構, 1985b)の電気検層によれば, 深度880 mから阿仁合層の泥岩による低比抵抗になっている. この対応を外挿すると, 測点3から5にかけて阿仁合層の泥岩がつながって分布していると考えられる. しかしながら, N測線北方に広がる低比抵抗の分布(第5図)がゴーストとして捉えられた可能性もある.

測点25から測点89までは深度1 km以下に20 Ωmの低比抵抗層が得られ, この部分が瀬ノ沢隆起帯にあることを考慮すると, Y測線と同様に, この低比抵抗部は新第三紀の泥質岩, 凝灰岩によると解釈される. 実際に, 八幡平東部地熱開発促進調査(新エネルギー総合開発機構, 1983c; 安藤, 1985)で掘削された坑井(HT-2坑, HT-3坑, HT-9坑等; 第17図b)と比較すると, 20 Ωm層は変質を受けた玉川溶結凝灰岩類及び変質を受けた新第三系の泥岩, 凝灰岩に対応する.

測点95では基盤が2.5 kmと深くなる. この傾向は, 第17図(b)にある地質断面やブーゲー異常とも調和的である.

5.2.4 シュランベルジャー法電気探査との比較

MT法のN測線は, シュランベルジャー法のSGN81測線(内田ほか, 1987, 第12図)と対応する. ただし, 西縁部については, MT法の測線が南西に, シュランベルジャー法測線が西に伸びており相違を生ずる. SN-2坑以東で深度1 km程度以下に20 Ωm程度の顕著な低比抵抗層が現われること, 及び,



第18図 N 測線の 2 次元比抵抗モデルと坑井の電気検層との比較.
Fig. 18 Comparison between the resistivity model of N-line and the result of electrical loggings in geothermal wells.

SN-2 坑以西で1,000 Ωm の高比抵抗基盤が落ち込むことは、MT 法とシュランベルジャー法との双方で得られている。2つの方法には十分な整合性が認められると言える。

5.2.5 深部構造

N 測線では、周波数0.1 Hz に見掛比抵抗曲線の平坦な部分がある、あるいは、0.01 Hz 付近に見掛比抵抗曲線の極小値があり(特に測点1, 23で顕著)。これらは、深度20 km から深度30 km に30 Ωm に低比抵抗層を置き、さらに30 km 以深には1,000 Ωm の高比抵抗部を置くモデルによって説明できる。この構造はY 測線の構造とほぼ同じ構造である。

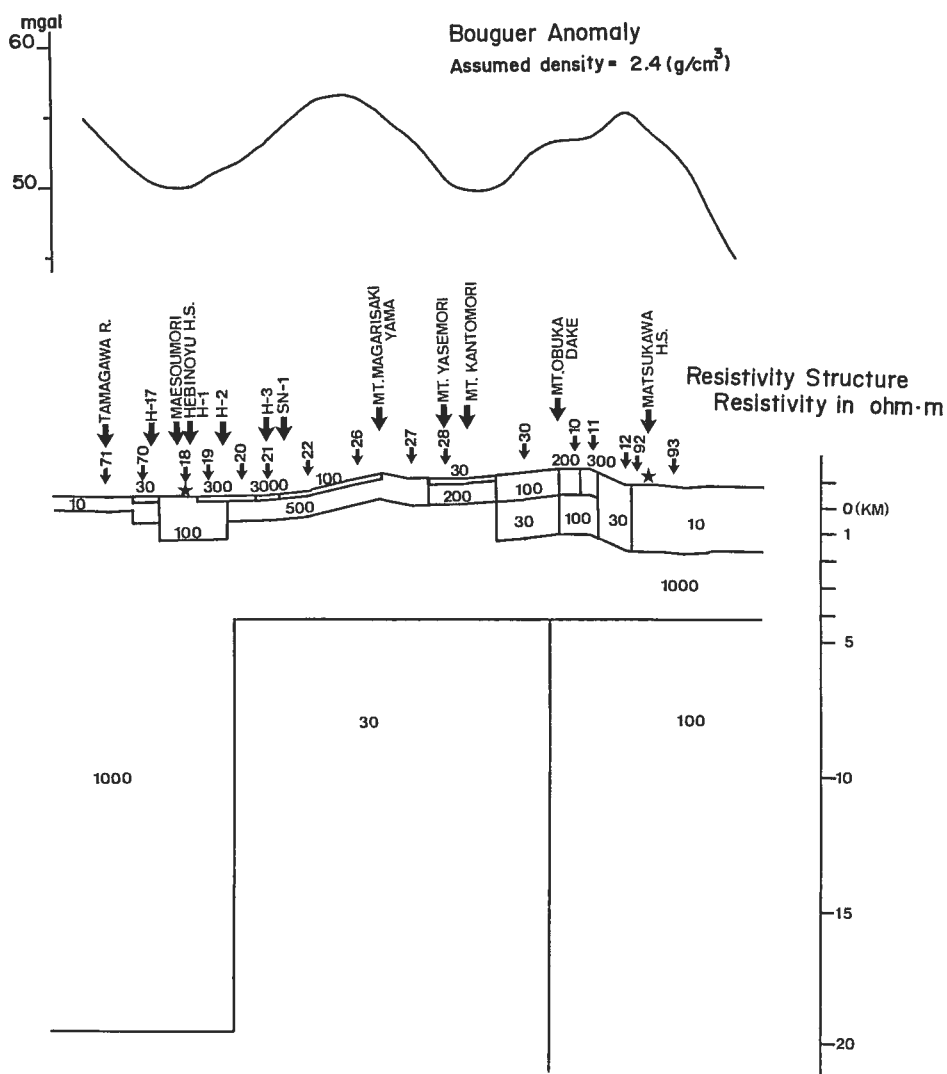
5.3 S 測線の 2 次元解析

S 測線は、小和瀬 曲崎山—大深岳—松川を通る東西測線である。この地域は、曲崎山を中心とする玉川溶結凝灰岩の分布に対応して見掛比抵抗が高いのが特徴である。

5.3.1 モデル計算値と測定値の適合、コントロール・データとしての坑井データ

この測線に対する 2 次元モデルを第19図に示す。またこのモデルによる見掛比抵抗及び位相の計算値と、測定値と適合を第20図に示す。

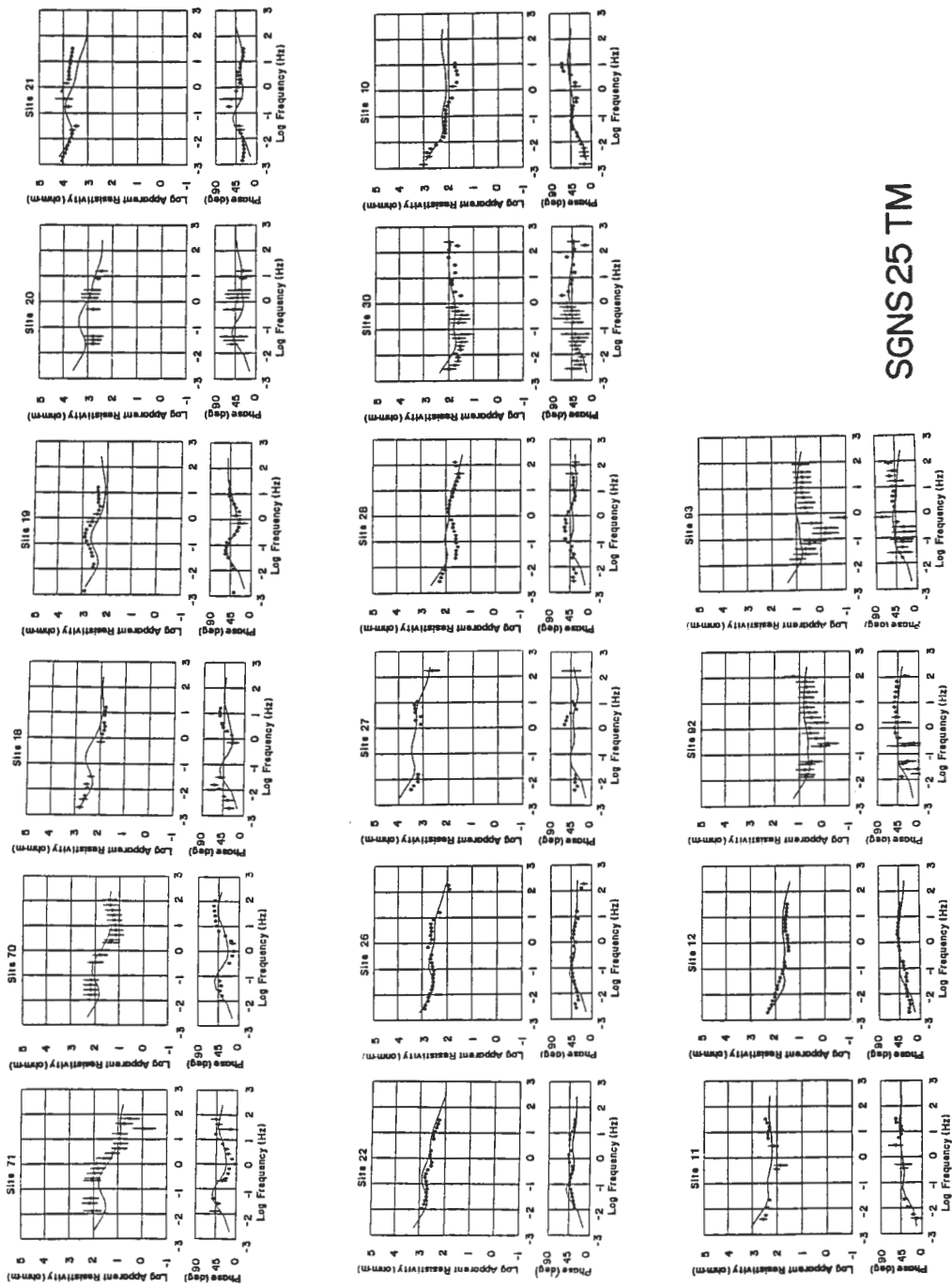
この測線では、大きく分けて7つのグループの見掛比抵抗曲線がある。第1のグループは、測点71から21までの曲線であり、10 Hz まで10 Ωm の低比抵抗を示し、10 Hz 以下で急激に高比抵抗になる。これは、浅部に薄い低比抵抗層が存在することを意味する。第2のグループは、測点18から20に見られる。ほぼ第1のグループと同じ傾向を示すが、10 Hz 以上の見掛比抵抗が約100 Ωm と高くなっている。第3のグループは測点21から26に見られ、低周波に向けて、低→高→低→高のパターンを示すが、10



第19図 S測線の2次元比抵抗モデルとブーゲ異常. 2次元モデルの縦横比は1:1. 矢印付き番号は, MT測点を表わし, 星印は温泉を示す.

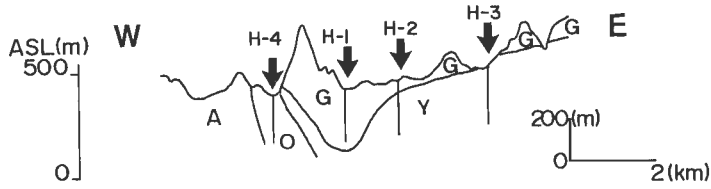
Fig. 19 Resistivity model of S-line together with Bouguer anomaly. No vertical exaggeration. Numbers in the structures are resistivity in ohm-m. Numbers with arrows are MT stations and solid stars are hot springs.

Hz から 1 Hz の範囲で見掛比抵抗曲線が平坦になるのが特徴である. これは, モデル図(第19図)に示したように, 深度 5 km 以深に低比抵抗を置くことによって説明できた. 第4のグループは, 測点27, 28にあり, 1 Hz に見掛比抵抗曲線の極大を持ち, 1 Hz 以下で見掛比抵抗値が顕著に下がることが特徴である. この特徴に対し, モデル計算は十分なフィットを与えたとはいえない. 第5のグループは測点30から11にあり, 低周波に向けて, (高)→(低)→(高)→(低)→高というパターンを示す. 0.01 Hz より低周波側の“高”を除けばそれぞれのコントラストが弱いのが特徴である. これは, 深度 5 km 以深に 100 Ωm の低比抵抗層を考えることで説明された. 第6のグループは, 測定12から93までであり, 見掛比抵抗曲線が全周波数について低比抵抗を示し, 極大値, 極小値が顕著でないのが特徴である. 第5のグループ同様, 深度 5 km 以深の100 Ωm の低比抵抗層によってこの特徴が説明された.



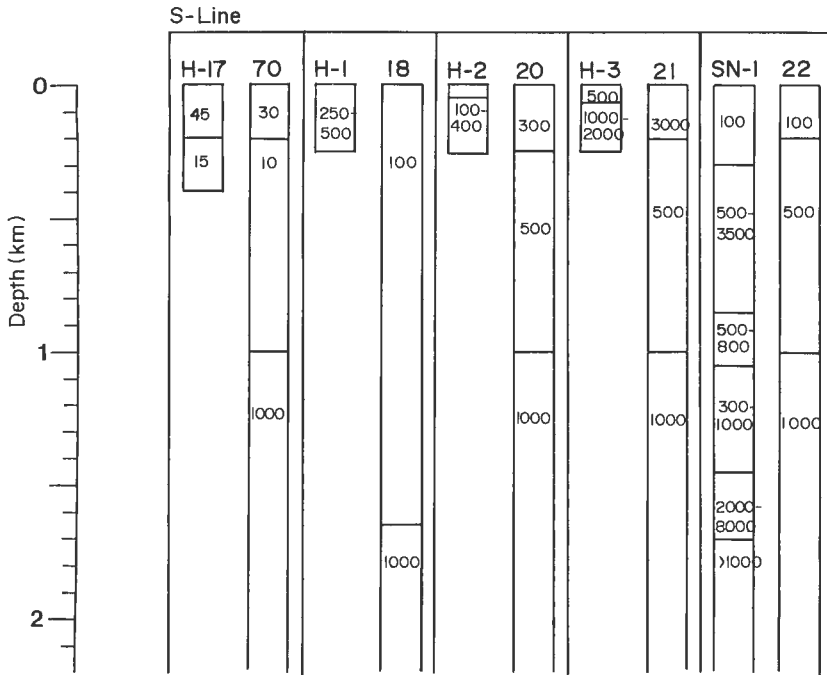
第20図 S 測線の探査曲線。観測値を黒丸で示し、観測値の標準誤差を縦線で示す。また、第19図のモデルに対する計算値を実線で示す。

Fig. 20 Magnetotelluric sounding curves in S-line. Dots represent observed apparent resistivity and phase values with error bars. Solid lines represent the calculated sounding curves for the model in Fig. 19.



第21図 S 測線西部の地質断面モデル。(新エネルギー総合開発機構, 1982b)。G, Yは小瀬川凝灰岩の五十曲凝灰岩部層, 湯ノ又沢凝灰岩部層, Aは阿仁合層を表わす。岩相は第4表を参考のこと。

Fig. 21 Geological model for western part of S-line (after New Energy Development Organization, 1982b).



第22図 S 測線の2次元比抵抗モデルと坑井の電気検層との比較。

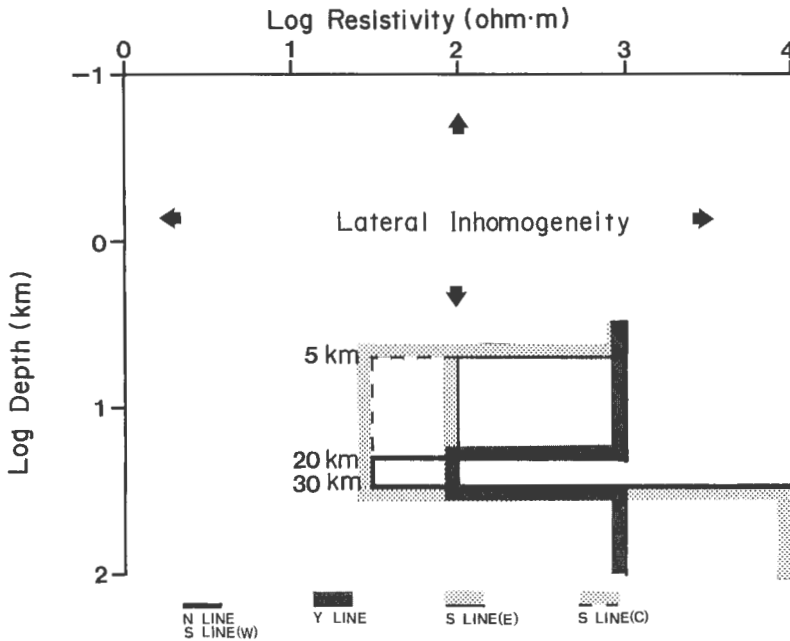
Fig. 22 Comparison between the resistivity model of S-line and the result of electrical loggings in geothermal wells.

計算値と測定値との適合は測点28の1 Hz から0.1 Hz の部分を除けば十分であるといえる。

このMT法の測線と対比できる坑井としては、H-17坑、H-1坑、H-2坑、H-3坑、SN-1坑がある。これらのうちで先第三系の基盤に当たっている坑井はない。SN-1坑は正の重力異常を与える場所で掘削され、当初に基盤の隆起が予測されたが、かわりに高密度の玉川溶結凝灰岩類が厚く積もっていることが判明した。MT法の2次元解析における拘束条件として、SN-1坑の電気検層結果を参考にして、深度約1,000 mを初期モデルにおけるモデリング上のひとつの境界面とした。

松川地熱地域では、昭和27年から日本重化学工業(株)と地質調査所による試錐調査、物理探査が行われている(中村, 1967; 早川, 1967; 片桐, 1981; 井出, 1985)。試錐調査から新第三紀の緑色凝灰岩層(グリーン・タフ)が深度1,000 m以深に存在することがわかっており、さらに反射法地震探査からは深度2,000-2,500 mに古生層の上面が推定されている。本解析では、測線東縁で深度2.5 kmをひとつの比

Regional Deep Resistivity Structure Beneath Sengan Geothermal Area



第23図 仙岩地域の深部構造モデル。Y測線(Y line)、N測線(N line)、S測線西部(S line(w))、S測線の中部(S line(c))、S測線の東部(S line(e))の深部構造をまとめて示した。

Fig. 23 Deep crustal resistivity model beneath the Sengan geothermal area inferred from two dimensional resistivity modelings along three lines.

抵抗境界面として選び、これを初期モデルのコントロール・データとした。

5.3.2 比抵抗基盤と重力異常

S測線の基盤構造の特徴は以下の3点にある。すなわち、第1に前宗森を中心とした深度1,500 m程度の低比抵抗の凹部があること。第2に曲崎山を中心として基盤が1 kmに盛り上がっていること。第3に大深岳から松川にかけて基盤が2.5 kmに深くなること。以上の3点である。ここでいう基盤とは、あくまでも比抵抗から求めた基盤である。たとえば、測点20から測点27まで続く1 kmという深度は、SN 1坑を参考にすれば、溶結度の高い玉川溶結凝灰岩に対応するものであって、先第三紀の基盤を意味するものではない。

次に、この基盤構造と重力異常とを比較した。前宗森を中心とした高比抵抗基盤の凹部は、重力からも負の異常を形成しており、重力異常と調和的である。測点20から測点27では、深度1 kmという浅い比抵抗基盤に対応して、重力異常も測点22、26を中心とした高重力異常を呈している。これは、SN-1坑からわかるように、溶結度が高く高密度で高比抵抗な玉川溶結凝灰岩が、1,700 mにも厚く堆積していることによっている。

5.3.3 比抵抗構造と地質構造、坑井データとの対応

坑井及び地質図を参考にすることによって、比抵抗構造を担っている岩相、地質、あるいは地質構造について検討した。測線西部の小和瀬川沿いでは、新エネルギー総合開発機構(1982b)による地質構造推定図(第23図)がある。電気検層データについては、新エネルギー総合開発機構(1982b, 1984,

1985b)が参考になる(第24図)。

測点70近傍の H-17坑(新エネルギー総合開発機構, 1984)では, 深度300 m までが小和瀬川凝灰岩のうちの湯ノ又沢凝灰岩部層, それ以深が大倉沢火山角礫凝灰岩層の泥質泥礫岩が現われる。これを考慮すると, 測線の西端の測点71, 70付近の10 Ωm は, 泥質泥礫岩からなる大倉沢火山角礫岩層, あるいは新第三紀中新世の泥質な地層であると考えられる。

測点18から測点19には, 100-300 Ωm の下に凸の構造があるが, これは H-1 坑(新エネルギー総合開発機構, 1982b)によると五十曲凝灰岩部層の分布に対応する。H-1 坑の電気検層から, 深度400 m までが250-500 Ωm (ロングノルマル見掛比抵抗)と高比抵抗になっている。この高比抵抗は, 強溶結, 弱変質の小和瀬川凝灰岩に対応する。

測点20では200 m 以浅が300 Ωm , それ以深が500 Ωm に解析された。これに対し, H-2 坑の電気検層結果からは, 深度200 m まで100-400 Ωm (ロングノルマル見掛比抵抗)の高比抵抗を示す。この深度に対する測点20の解析結果は300 Ωm であり, 調和的である。この高比抵抗の原因も H-1 坑と同様に強溶結の小和瀬川凝灰岩による。

また, 測点21では浅部200 m までの比抵抗が3,000 Ωm もの高比抵抗に解析されているが, このことは, その近傍の H-3 坑(新エネルギー総合開発機構, 1982b)の電気検層から得られている見掛比抵抗(ロングノルマル見掛比抵抗)が500-1,500 Ωm の極めて高い比抵抗を示すことに対応する。この高比抵抗は測点21の近傍だけに存在しており, そのことが測点21の見掛比抵抗曲線にスタティック・シフトを与えている。地質学的にこの高比抵抗は, H-2 坑よりも強いアルカリ性変質を受けた湯ノ又沢凝灰岩部層に対比される。

測点22は, SN-1 坑(新エネルギー総合開発機構, 1983b)と比較できる。SN-1 坑では深度300 m 以浅に流紋岩質溶結凝灰岩層があり, それは検層からは100 Ωm 程度の低比抵抗を示す。また深度300 m から1,000 m までは500-1,000 Ωm の高比抵抗を示し, さらにそれ以深は1,000 Ωm 以上の高比抵抗を示す。これは測点22の解析結果と対応が良い。

曲崎山から大深岳に至る測線東部では, 対比すべき坑井がない。よって求めた比抵抗構造に対する地質学的な意味付けは困難であり, 推測の域を出ない。測点28から測点30にかけては, 砂岩, シルトを含む軽石凝灰岩, 溶結凝灰岩からなる葛根田川層が地表を覆っている(地質調査所, 1985)ことを考慮すると, 測点30付近の深度1 km から2.5 km に見いだされた30 Ωm の低比抵抗層は, 八瀬森から大深岳にかけて新第三紀層の堆積岩類が隆起構造を示していることを意味する。

測点10, 11の深度1 km から2.5 km は100 Ωm に解析され, このやや高比抵抗な部分とその西側と東側のより低比抵抗な30 Ωm の構造を分断しているように解釈できる。

測点12以東の松川地熱地域では低比抵抗層が厚く2.5 km 深度に解析されている。このことは, 先第三紀の基盤深度程度まで低比抵抗層が厚いことを意味する。

5.3.4 シュランベルジャー法電気探査との比較

MT 法の S 測線の測点70から測点21までの範囲は, シュランベルジャー法の KOWASE 76-C 測線(内田ほか, 1987)に対応する。KOWASE 76-C 測線は最大の AB/2 が1,000 m であり, 内田ほか(1987)では深度800 m までの構造が示されている。これを MT 法の解析結果と比較すると, 以下の点が2種類の解析結果において, 整合性を持っている。すなわち, H-1 坑以東の深度1 km では300 Ωm 程度の高比抵抗になること, H-1 坑以西では100 Ωm 以下の低比抵抗になること, また H-17坑付近の深度500 m 以浅が10 Ωm 程度の低比抵抗になること, H-11坑以東の浅部200 m 以浅についても300-500 Ωm の高比抵抗になること, H-17坑付近の深度100 m 程度までは, 比較的高比抵抗な40 Ωm 程度の部分があること, 以上の点である。

松川地熱地域では, 地質学的には地表から160 m 程度まで松川安山岩, その下位に玉川溶結凝灰岩類が1,000 m 深まで存在し, さらにその下位には頁岩や安山岩質凝灰岩からなる山津田層が存在している(片桐, 1981;井出, 1985)。このことと対応して, 小野ほか(1961)や馬場ほか(1967)による比抵抗法電

気探査では松川安山岩が100-500 Ωm の高比抵抗, その下の玉川溶結凝灰岩類が数 Ωm -100 Ωm の低比抵抗に解析されている. 一方, 今回の解析では松川安山岩の高比抵抗部は検出されず, 深度2.5 km まで10-30 Ωm の低比抵抗構造が得られている. また, 馬場ほか(1967)で報告された貫入岩の構造は捉えられていない.

5.3.5 深部構造

測点71から19では, 0.01 Hz 付近の見掛比抵抗曲線の極小を説明するために, 直下の深度20 km から深度30 km までに30 Ωm の低比抵抗層が必要になった. また, 測点22から26では, 10 Hz から1 Hz の見掛比抵抗曲線の平坦な部分を説明するために, これらの直下の深度5 km から30 km に30 Ωm 層が必要になった. また, 測点27, 28で見掛比抵抗曲線が0.1 Hz で極小になること, 測点30から93で高比抵抗基盤に対する感応が鈍いことから深度5 km から30 km に100 Ωm の低比抵抗層の存在することが必要になった.

結果として, 曲崎山以东では低比抵抗層は東上がりに深度5 km にまで浅くなる. この原因の一つとして, マグマの上昇が考えられるが, 現在他の調査によってその証拠は得られていないので, さらに検討を要する. あるいは, もうひとつの原因として, 浅部かつ遠方の低比抵抗の分布が深部に低比抵抗のゴーストを生じている可能性も, 現状では否定できない.

6. 議 論

各測線で得られた比抵抗構造と地熱異常との関係について考察を加える.

6.1 Y 測線について

窪田(1985)は八幡平—焼山北部の地熱モデルを提唱している. この地熱モデルは, 焼山と菰ノ森に熱源があり, それらを地熱流体の上昇域, 大沼を下降域とする熱水対流系である. 地熱流体は孔隙率の高い地層と開いた割れ目に貯留されている. これに対し, MT法の解析でも深度1 km 以下に顕著な低比抵抗(2-10 Ωm)が存在しており, これが透水性の熱水貯溜層に対応すると考えられる. Y測線ではこの低比抵抗が焼山以东の測線全体を通じて解析されており, 熱水対流系で窪田(1985)の指摘するよりもさらに広く, 安比まで広がっている可能性がある. しかしながら, この低比抵抗は過去の地熱系の化石である可能性も残されている. 野田ほか(1987)は熱水の化学成分の因子分析から, 花輪沈降帯にNaCl型の熱水が広く存在することを報告しており, MT法から推定された低比抵抗部は, 少なくとも花輪沈降帯では, 熱水の存在によるものと考えられる.

窪田(1985)は八幡平北部地域には本来火山と関連した断層系が発達しており, その中を熱水が流れることによって熱水の下流部でシリカの沈殿が起り, 割れ目を自己閉塞してゆく過程を考えている. このモデルにおいて, 大沼は熱のDischarge域と考えられ, 周辺に比べて温度がむしろ低いために, 大沼付近では割れ目が自己閉塞され, 熱水の透過が妨げられていると考えられている. このモデルから, 大沼付近が焼山北東部に比べて比抵抗が高くなるのが推定される. 実際に, MT法の解析結果はこの推定を支持している. これは, 内田ほか(1987)のシュランベルジャー法測線HCM-74の解析結果によっても支持される.

窪田(1985)によれば, 焼山北東部には, 高温の蒸気貯留部が存在し, 湖成堆積層(本論文の石仮戸沢層)が蒸気のキャップの働きをしていることが報告されている. この位置は, 八幡平—焼山北部地域の熱水の上昇域の一つと考えられている場所である. MT法から求めた測点43から69までの深度200 m から1,000 m の2 Ωm の極低比抵抗(第11図)は, この高温部に対応していると考えられる. 一方, 窪田(1985)のもう一つの熱源である菰ノ森については, MT法から見るかぎり, とくに大沼付近と異なった構造を有していない. 菰ノ森に関するMT法の結果は, 自然電位異常から菰ノ森が異常を示さないこと(菊地ほか, 1987)と調和する.

焼山の北西の測点64の表層200 mの2 Ω m 層、安比温泉(測点107)の表層200 mの10 Ω m 層は、酸性変質に対応した局所的な浅部の低比抵抗異常となっている。このように、表層にある薄い局所的な低比抵抗は、酸性変質帯に相当している。

Y 測線では、焼山と狐ノ森に熱源が推定されている(窪田, 1985)。測線全体にわたって、深度20 kmから30 kmに低比抵抗層が推定されているが、この層は特に焼山や八幡平直下で盛り上がるような異常は示していない。このことは、これら活動的な火山のマグマだまりに関連した低比抵抗があっても、それがMTのTMモードの応答として捉えられないような、縦に細長い構造をしていることが考えられる。

6.2 N 測線について

N 測線には新鳩ノ湯、又口小屋、藤七の地熱微候がある。これらの地熱微候をMT法の解析から求めた構造からながめ、考察を加えた。

新鳩ノ湯は、測点1の近傍にある。今回のMT法の解析(第15図)から、測点1と2の間に構造の不連続が認められている。これは、金原・松永(1985)が述べているように、新鳩ノ湯は、玉川溶結凝灰岩類の分布の縁にあり、地質構造の継ぎ目が熱水系を形成していると考えられる。その熱源については、変質帯分布やヒート・ホールからのデータから熱源は焼山にあると推測されている(金原, 1982; 金原・松永, 1985)。

SN-2坑及び測点23近傍に、又口小屋(72°C)の地熱微候がある。MT法の解析から、ここは測点23付近に構造の不連続が推定された(第15図)。ここでも、新鳩ノ湯と同様に地質構造の継ぎ目、あるいは断裂に沿った地熱系が形成されていると考えられる(金原・松永, 1985)。一方、測点23以東について見ると、MT法から推定された構造は、東方の構造と同様であり、深度1 kmまでに20 Ω m という低比抵抗層が分布している。これを考慮すると、又口小屋は、藤七からつながる熱水系の西縁になっていると考えられる。また、深度1 kmまでに低比抵抗になる構造は、北方のY測線とも類似しており、N測線東部はY測線と連続性を持った構造になっている。

測定7, 8には、藤七がある。藤七周辺では測点7, 8の100-200 m以浅の数 Ω m の局所的な低比抵抗異常が存在し、測点24から測点89にいたるまで広い範囲で、深度1 kmまで20 Ω m の低比抵抗層が存在しているのが特徴である。金原(1983)を参考にすれば、浅部の局所的な低比抵抗異常は、酸性変質帯、それ以深の深度1 kmまでの20 Ω m 層は、熱水対流系に対応したアルカリ性変質帯による低比抵抗と考えられる。この構造は安藤(1985)の結論とも調和的である。すなわち、深度300 m付近にH₂S-CO₂ガスで満たされた貯溜層が局所的に存在し、深度500-800 mにNa-SO₄型の熱水が水平方向に分布することがわかっており、さらに、地下深部にNa Cl型熱水が貯溜層をなすことが推定されている。第1の貯溜部は、MT法解析結果の数 Ω m の極低比抵抗に、第2の貯溜部は、20 Ω m 層に対応すると考えられる。これら熱水系の熱源は、新エネルギー総合開発機構(1983c)の坑井調査から八幡平火山にあると考えられる。MT法の解析からは、Y測線と同様に、特に八幡平火山に近い藤七周辺の直下深部に低比抵抗異常があるとは判断できない。

6.3 S 測線について

S 測線に沿った地熱微候としては、測線西部の測点18近傍に低温の蛇ノ湯(41°C)、及び測線東部の測点12以東に蒸気卓越型の松川地熱地域がある。

蛇ノ湯は、玉川溶結凝灰岩類と新第三紀の堆積岩類との境界部の玉川溶結凝灰岩類より湧出しており、この境界による断裂によって熱水系を形成している。このような玉川溶結凝灰岩類の周縁部の地熱微候としては、又口小屋や鳩ノ湯が挙げられる(金原・松永, 1985)。

松川については、MT法の解析から深度2.5 kmまで10 Ω m の低比抵抗層が存在するモデルを得た。松川は、代表的な蒸気卓越型の地熱地帯であり、貯溜層は、玉川溶結凝灰岩類下部と山津田層との境界部に沿って横方向に広がる部分と、玉川溶結凝灰岩類を貫く貫入岩に沿って縦方向に伸る部分からなっ

ている(井出, 1985). MT法から得られた10 Ω m層は, これらの蒸気貯溜部を含んだものと考えられる.

曲崎山を中心とする地域には, 広域にわたって高比抵抗, 高密度の玉川溶結凝灰岩が分布している. この玉川溶結凝灰岩類は著しいアルカリ性変質作用を受けている. もともと強溶結で空隙の乏しい玉川溶結凝灰岩類が, 熱水流動によって自己閉塞を起こし, さらに高密度化, 高比抵抗化が進んだと思われる. また, SN-1坑の新第三系の阿仁合層がホルンフェルス化を受けていることから, ここがかつて玉川溶結凝灰岩類の火成活動に関連した中心部であったと考えられ, 直下に大規模な貫入岩体が存在していると考えられる(金原・松永, 1985). これに対して, MT法の解析から, 曲崎山以東に, 深度5 kmの低比抵抗体が推定されており, この低比抵抗異常は, 玉川溶結凝灰岩類を噴出させたマグマ溜りに相当するとも考えられるが, すでにマグマ溜りの中心部は300°C程度にまで固化していると推定されていることから, その可能性は少ない. むしろ, 泥質岩よりなる新第三紀層が隆起していることによって低比抵抗異常を示している可能性がある.

6.4 深部構造

3本の測線で得られた地殻下部の深部構造には共通点がある. 第23図に3本の2次元断面から得られた深部構造を示した. どの測線でも深度3 km以浅では比抵抗の側方変化が大きいが, それ以深はS測線の東部を除けば, すべて深度20 kmから30 kmまでに30-100 ohm.mの低比抵抗層がある. このような火山地域の下部地殻の低比抵抗層については, 東北地方について, OGAWA *et al.* (1986), 小川ほか(1986b)の報告があり, また, 中部日本でもUTADA *et al.* (1986)の報告があり, 第四紀火山地域の下部地殻は低比抵抗になると考えられる. 須藤・向山(1987)は, 地質学的な観点から仙岩地域全域にわたってマグマだまり, あるいはそれらの集合体があることを推定している. また, 小原(1984)は, 仙岩南部の秋田駒ヶ岳, 荷葉岳周辺で行ったP波速度の3次元分布の解析から深度16 km以深に低速度異常が水平に広がる結果を得ている. このことから, 仙岩地域において深度20 kmから深度30 kmに求まった低比抵抗層はマグマと関連する可能性がある.

しかし, S測線の東部に深度5 kmから存在する低比抵抗体は深度が異常に浅いといえる. これもマグマと関連する構造である可能性がある. 小原(1984)によれば, 深度16 km以浅では岩山付附近に低速度異常が存在していることが見いだされており, このことはS測線の東部の深度5 kmの低比抵抗異常と対応すると考えられる. このことから, S測線深部の低比抵抗層の起状はマグマと関係がある可能性がある. 一方, この深度は, 岩石学的に推定した, 玉川溶結凝灰岩類を噴出させたマグマ溜りの深さ(3-15 km, 笹田, 1983)とも調和的である.

ところが, 深度数kmとなると, MT法の3次元効果の影響や, 広域的な比抵抗異常の影響によって深部に偽の構造を生じたことも現段階では否定できない. 仙岩地熱地域で行われたMT法探査では, 周波数0.01ないし0.001 Hzまで測定しているため, 深度数10 kmまで探査する潜在能力を有している. しかしながら, 低周波数の情報は, 一方で深部の情報でもあるが, また一方でより広域的な影響, 3次元的な影響を受けた情報でもある. よって深部構造については, より広域的な見地から見直す必要がある.

小川ほか(1986)では, 秋田県五城日町から岩手県普代村にいたる北緯40度に, 測線長160 kmのMT測点(全35点)を展開し, 仙岩地熱地域を含んだ広域的な深部構造の推定を行った. その結果, 火山フロント以西に深度20 kmから30 kmに顕著な対比抵抗ブロックの存在するモデルが求められた. この広域モデルの低比抵抗異常の分布は, 本報告の深度20 kmから30 kmに現われた低比抵抗層と調和的である.

7. 結 論

仙岩地熱地域において新エネルギー総合開発機構が取得したMT法探査データを再解析した. 解析

は、見掛比抵抗のマッピング、及び、3本の測線に関する2次元比抵抗構造解析からなる。

結論は以下のようにまとめられる。

(1) 8 Hzの見掛比抵抗マップから、局所的な低比抵抗異常が地熱微候と対応して分布することがわかった。また、広域的な比抵抗異常は、重力異常、温度分布と調和的な分布を示す。

(2) Y測線(焼山—八幡平北部の東西断面)の2次元解析から、玉川温泉以東において深度1 kmまで10 Ω m以下の低比抵抗層が解析された。これは、熱水の貯留部と考えられる。特に、焼山北東部では2 Ω mの極めて低い比抵抗が深度0.2 kmから1 kmまで存在し、温度の異常に対応している。

(3) N測線(焼山—八幡平南部の東西断面)の2次元解析から、測線東半分の深度1~2 km以浅に20 Ω mの低比抵抗層が解析された。これは熱水の貯留部と考えられる。

(4) S測線(曲崎山—大深岳を通る東西断面)の2次元解析から、測線東縁の松川地熱地域では、深度2.5 km程度まで10 Ω mの低比抵抗が解析された。これは、松川の蒸気貯留部に対応すると考えられる。

(5) 仙岩地域の地熱微候には、比抵抗構造の接合部に位置する中低温のものと、顕著な低比抵抗異常を伴う高温のものがあることがわかった。

(6) 仙岩地域全域にわたって、深度20 kmから30 kmに低比抵抗層が推定された。特に、曲崎山以東では深度5 kmまでこの層の上面が盛り上がっている可能性がある。これらの深部構造は、当地域の温度異常と関連すると思われる。

謝辞

本研究はサンシャイン計画の一環として地熱探査技術等検証調査において行われた。本解析では、地質調査所のSIGMAシステムを計算に使用した。解析に用いたMT法探査データの取り扱いについては、新エネルギー総合開発機構に便宜を図っていただき、また本稿をまとめるにあたっては、花岡尚之地質情報解析室長、金原啓司地殻熱部地熱資源課長に、貴重な助言と批判をいただいた。ここに感謝する次第である。

文 献

- 安藤重幸(1985) 八幡平東部地域の地熱系モデル。日本地熱学会誌, vol. 7, p. 215-229.
- ANDRIEUX, P. and WIGHTMAN, W. E. (1984) The so-called static corrections in the magnetotelluric measurements. Presented at the 54th Annual SEG meeting, Atlanta.
- BERDICHEVSKY, M. N., VANYAN, L. L., KUZNETS, V. A., LEVANDY, V. T., MANDELBAUM, M. M., NECHAEVA, G. P., OKULESSKY, B. A., SHILOVSKY, P. P. and SHPAK, I. P. (1980) Geoelectrical model of the Baikal region. *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 22, p. 1-11.
- , Dmitriev, V. I. (1976) Distortion of magnetic and electrical fields by near surface inhomogeneities. *Acta Geodat., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung. Tumulii* (3-4), p. 447-483.
- 地質調査所(1975) 昭和49年度全国地熱基礎調査報告書, no. 10, 八幡平北部。
- 早川正己・森 喜義(1962) 松川地熱地帯における地震探査。地調月報, vol. 13, p. 643-648.
- (1967) 松川地熱地帯における物理探査。地熱, no. 10, p. 35-51.
- 井出俊夫(1985) 松川及び葛根田地域の地熱系モデル, 日本地熱学会誌, vol. 7, p. 201-213.
- 片桐邦雄(1981) 松川周辺の地熱地域における探査について。物理探鉱, vol. 34, p. 267-281.
- 菊地恒夫・杉原光彦(1984) 流電電位法の研究。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. 61-82.
- ・———・石戸恒雄(1987) 八幡平・焼山周辺の自然電位。地調報告, no. 266, p. 533-542.
- 金原啓司(1979) 玉川溶結凝灰岩類の変質(その1)—岩手県葛根田川および北の又川地域—。岩鉱, vol. 74, p. 433-442.
- ・大久保太治・角 清愛・千葉義明(1982) 玉川溶結凝灰岩類の変質(その2)—岩手県葛根田

- 川上流および秋田県玉川上流地域一. 岩鉱, vol. 77, p. 86-93.
- 金原啓司(1982) 変質帯調査. 地熱開発総合ハンドブック, 湯原浩三監修, フジテクノシステム, p. 41-52.
- (1983) 八幡平東部地域における地熱変質帯と地熱系. 岩鉱, vol. 78, p. 479-490.
- (1985) 仙岩広域地熱地域の地熱系モデルの概要. 日本地熱学会誌, vol. 7, p. 189-200.
- ・松永栄勇(1985) 仙岩西部地域の地熱系モデル. 日本地熱学会誌, vol. 7, p. 247-260.
- 駒澤正夫・須藤 茂・須田芳朗(1984) 精密重力解析. 昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書. 地熱探査技術等検証調査, そのI 仙岩地域, 地質調査所, p. 298-314.
- ・————(1985) 仙岩地域精密重力解析(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, 地熱探査技術等検証調査, そのI 仙岩地域, 地質調査所, p. 365-372.
- KU, C. C., HSIEH, M. S. and LIM, S. H. (1973) The topographic effect in electromagnetic fields. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 10, p. 645-656.
- 窪田康宏(1985) 八幡平—焼山北部地域の地熱系モデル. 日本地熱学会誌, vol. 7, p. 231-245.
- 中村久由(1967) 松川地熱地域の地下構造. 地熱, no. 10, p. 13-34.
- NEWMAN, G. A., WANNAMAKER, P. E. and HOHMANN, G. W. (1985) On the detectability of crustal magma chambers using the magnetotelluric method. *Geophysics*, vol. 50, p. 1136-1143.
- 日本地熱調査会(1981) 地熱開発精密調査報告書, no. 5, 八幡平北部.
- 日本地熱資源開発促進センター(1979a) 地熱開発基礎調査報告書. no. 3, 小和瀬, そのII(昭和53年度).
- (1979b) 昭和52年度発電用地熱開発環境調査報告書, no. 1, 澄川.
- 野田徹郎・阿部喜久男・竹野直人・高橋正明(1987) 坑井水化学調査から推定される仙岩地域の熱水系. 地調報告, no. 266, p. 295-319.
- OGAWA, Y., YUKUTAKE, T. and UTADA, H. (1986) Two-dimensional resistivity structure beneath the Tohoku district, northern Honshu of Japan, by a finite element method. *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 38, p. 45-79.
- 小川康雄・佐藤 功・菊地恒夫(1984) MT法解析プログラムの拡張. 昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのII 栗駒地域, 地質調査所, p. 65-76.
- ・内田利弘・佐藤 功・村上 裕・菊地恒夫(1986a) 鬼首カルデラ南部の比抵抗構造. 昭和59年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのII 栗駒地域, 地質調査所, p. 29-45.
- ・村上 裕・内田利弘(1986b) 五城目—普代測線の2次元比抵抗モデル. 日本地球電気磁気学会春季講演予稿集, p. 166.
- (1986) MT法の2次元効果と解釈上の注意点—地熱地域の比抵抗構造を中心として. 物理探査, vol. 39, p. 160-173.
- ・内田利弘(1987) MT法から求めた鬼首カルデラ南部の比抵抗構造. 物理探査, vol. 40, no. 1, p. 22-41.
- 小原一成(1984) 東北日本弧における地殻・上部マントルの三次元速度構造. 東北大学修士論文, 122 p.
- 岡崎金雄・吉村雄三郎(1985) MT法における地形の影響について. 物理探査, vol. 38, p. 300-321.
- 小野吉彦・陶山淳治・高木慎一郎(1961) 松川地域地熱電気探査. 地調月報, vol. 12, p. 667-685.
- PARK, S. K., ORANGE, A. S. and MADDEN, T. T. (1983) Effects of three-dimensional structure on magnetotelluric sounding curves. *Geophysics*, vol. 48, no. 10, p. 1402-1405.
- REDDIG, R. P. and JIRACEK, G. R. (1984) Topographic modelling and correction in magnetotellurics.

Presented at the 54th Annual SEG meeting, Atlanta.

- RODI, W. L. (1976) A Technique for improving the accuracy of finite element solutions for magnetotelluric data. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, vol. 44, p. 483-506.
- 笹田政克(1983) 火山岩圧力計の研究. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 深部地熱資源探査技術に関する研究. 地質調査所, p. 103-115.
- 佐藤 功・小川康雄・内田利弘(1986) MT 法情報システム. 地調報告, 第265号, 地熱情報データベース・システムの研究, 地質調査所, p. 247-264.
- 佐藤 浩・安藤重幸・井出俊夫・鷹 守彦・斉藤清次・千葉義明・土井宣夫・岩田忠雄(1981) 八幡平地域, 玉川溶結凝灰岩類の層序. 地質雑, vol. 87, p. 265-275.
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985) 10万分の1 仙岩地熱地域地質図及び同説明書, 23p.
- 新エネルギー総合開発機構(1982a) 昭和56年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域電磁法(MT法)調査報告書.
- (1982b) 昭和56年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域200 m 級坑井調査報告書(要約).
- (1983a) 昭和57年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域電磁法(MT法)調査報告書.
- (1983b) 昭和57年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域坑井調査報告書.
- (1983c) 地熱開発促進調査報告書, no. 1, 八幡平東部地域(要約).
- (1983d) 昭和57年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域200 m 級坑井調査報告書.
- (1984) 昭和57年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域400 m 級坑井調査報告書(要約).
- (1985a) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域地磁気電流法(MT法)調査報告書.
- (1985b) 昭和58年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域1,500 m 級坑井調査報告書(要約).
- (1985c) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域チューベル調査報告書(要約).
- (1985d) 昭和60年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域シュランベルジャー法調査報告書(要約).
- (1985e) 昭和60年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域400 m 級坑井調査報告書(要約).
- (1986a) 昭和60年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域地磁気電流法(MT法)調査報告書.
- (1986b) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域1,500 m 級坑井調査(N59-SN-5)報告書.
- 新エネルギー財団(1981) 発電用地熱開発環境調査報告書. no. 11, 菰ノ森地区.
- 須藤 茂(1982) 仙岩地域地質構造調査—その2, 玉川溶結凝灰岩類. 昭和56年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのI 仙岩地域, 地質調査所, p. 83-115.
- (1983) 玉川溶結凝灰岩類(地質断面作成その2). 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのI 仙岩地域, 地質調査所, p. 105-123.
- (1987) 仙岩地熱地域中心部の地質構造. 地調報告, no. 266, p. 43-76.
- ・向山 栄(1987) 仙岩地熱地域北部の火山岩の古地磁気と火山活動の推移, 地調報告, no. 266, p. 143-158.
- TING, S. C. and HOHMANN, G. W. (1981) Integral equation modeling of three dimensional magnetotelluric responses. *Geophysics*, vol. 46, p. 182-197.
- 内田利弘・小川康雄・菊地恒夫(1987) シュランベルジャー法による仙岩地域の比抵抗構造. 地調報告, no. 266, p. 505-531.
- 上村不二雄(1983) 新第三系から見た仙岩熱水系モデル. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのI 仙岩地域, 地質調査所, p. 177-186.
- (1987) 仙岩地域の広域地熱地質構造とその形成. 地調報告, no. 266, p. 25-41.
- UTADA, H., HAMANO, Y. and YUKUTAKE, T. (1986) A two-dimensional conductivity model across Central Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 38, p. 447-473.
- WANNAMAKER, P. E., WARD, S. H., HOHMANN, G. W. and SILL, W. R. (1980) Magnetotelluric models of

the Rosevelt Hot Springs thermal area, Utah, Dept. Geol. and Geophys., Univ. Utah Topical Report, Contract No. DE-AC07-79ET27002, 213p.

横山秀吉・中塚勝人・阿部 司・渡辺賢一(1983) 含水岩石の比抵抗の温度依存性と地下温度予測への応用について. 日本地熱学会誌, vol. 5, p. 103-120.

与良三男・脇田健治・本田朔郎(1973) 秋田県大沼地熱地帯の探査. 地熱, no. 10, p. 27-44.

———・伊藤潤二(1974) 北八幡平地域の物理探査. 鉱山地質, vol. 24, p. 149-156.

———・渡辺憲一・伊藤潤二・脇田健治・窪田康宏(1977) 八幡平北部地域の地熱系. 鉱山地質, vol. 27, p. 233-244.

シュランベルジャ法による仙岩地域の比抵抗構造

内田利弘*・小川康雄*・菊地恒夫**

Resistivity structure of the Sengan geothermal area, northeast Japan, as inferred from the two-dimensional interpretation of Schlumberger soundings

By

Toshihiro UCHIDA*, Yasuo OGAWA*
and Tsuneo KIKUCHI**

Abstract: Two-dimensional analysis has been applied to the Schlumberger soundings in the north-western Sengan geothermal area, North-East Japan. Schlumberger surveys discussed in this paper are “Hachimantai-hokubu” in 1974 and 1975, “Kowase” in 1976, and “Sengan” in 1981 and 1985.

The results of analysis are as follows;

(1) Resistivity of rocks varies according to types of the rocks. For example, resistivity of mudstone, tuff, and tuffbreccia of the Aniai Formation (Miocene) is less than 5 ohm-meters when they are altered, although it is more than 100 ohm-meters when they are not altered. Most of the Kowasegawa Welded Tuff has resistivity of more than 500 ohm-meters. The electrical loggings of test wells correspond well with the variation of lithology of the formation of the wells, and the Schlumberger resistivity models are also in harmony with the loggings.

(2) All of the low resistivity zones are located around Yakeyama and Hachimantai volcanoes, and are closely related to extensive geothermal activity. The Kowase area lacks such a conductive layer.

(3) Extremely conductive layers whose resistivities are 3 or 4 ohm-meters are found beneath the survey lines SGN-85B, HCM-74, HCM-75A, and HCM-75B. They correspond to tuff, tuffbreccia, and mudstone of the Ishigetzawa Formation (Quarternary) and the Aniai Formation, which have been altered to a great extent. The conductive layers beneath Yakeyama and Hachimantai have thickness of more than about 700 m.

(4) The results analyzed from Survey lines SGN-81 and SGN-85B, which have large investigation depth up to about 3000 m, delineate the structure of the resistivity basement which is assumed to be the non-altered Aniai Formation or pre-Tertiary rocks. The basement fits the Bouguer anomaly and shows horst structure beneath Hachimantai and Morobi-dake, which seems to develop fracture zones where geothermal water can circulate.

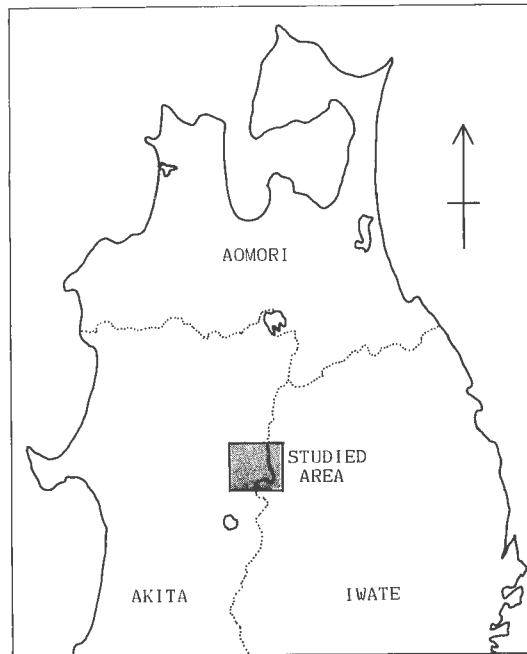
(5) Two-dimensional analysis has to be applied to all Schlumberger soundings in geothermal areas. Two-dimensional effect is very large because of the complex underground structure, and the effect due to rugged topography is also significant.

* 物理探査部 ** 地殻熱部
* Geophysics Department
** Geothermal Research Department

1. はじめに

仙岩地域北部・西部では、昭和56及び60年度、新エネルギー総合開発機構(以下 NEDO と呼ぶ)によってシュランベルジャ法垂直探査が実施された(新エネルギー総合開発機構, 1982c, 1985e). また、それに先立つ、全国地熱基礎調査、地熱開発基礎調査等においても、『八幡平北部』、『小和瀬』地区においてシュランベルジャ法の調査が実施されている(地質調査所, 1975; 日本地熱調査会, 1976; 通商産業省, 1978). 第1表にそれらの調査の諸元を示す. 筆者らはこれらのデータについて2次元解析による再解析を行い、同地域で実施された地質調査(例えば仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985), MT法調査(新エネルギー総合開発機構, 1982b, 1983a, 1985b, 1986a; 菊地・小川ほか, 1984; 小川ほか, 1987), 重力探査(駒澤ほか, 1984), 調査井(日本地熱調査会, 1976; 日本地熱資源開発促進センター, 1979a, b; 新エネルギー総合開発機構, 1982a, 1983b, c, 1984, 1985a, d, 1986b, c; 新エネルギー財団, 1981)等のデータを参照して、仙岩地域における比抵抗構造と地熱モデルの関係について考察を加えた. 本地域のシュランベルジャ法調査について、菊地・内田ほか(1984), 内田ほか(1985)が再解析を行い、中間的な報告をしたが、本報告はさらに解析を進めた結果をまとめたものである. また、澄川周辺において企業が実施した電気探査等について、与良ほか(1973, 1974, 1977)が報告しているの、それらを参照した.

本報告では、各々の調査において付けられた測線名をもとに記号化したもの(第1表)を測線名として用いる. また、測定データは、NEDO の昭和60年度の調査を除き、地質調査所の地熱情報データベース・システム SIGMA にバンキングされているもの(内田・佐藤, 1986)を用いた.



第1図 仙岩地熱地域の位置.
Fig. 1 Location of the Sengan geothermal area.

第1表 仙岩地域北西部において実施されたシュランベルジャ法調査.

Table 1 A list of Schlumberger surveys in the north-western part of the Sengan geothermal area.

測線名	年度	調査名	測点数	測点間隔	最大AB/2	記号
八幡平北部	49	全国地熱基礎調査	43	250m	1000m	HCM-74
八幡平北部A B	50	地熱開発精密調査	27 31	250m	2000m	HCM-75A HCM-75B
小和瀬A B C	51	地熱開発基礎調査	19 27 19	250m	1000m	KWS-76A KWS-76B KWS-76C
仙岩	56	地熱探査技術等検証調査	17	1000m	6000m	SGN-81
仙岩A B	60	地熱探査技術等検証調査	8 15	1000m	6000m 4000m	SGN-85A SGN-85B

2. 2次元解析について

シュランベルジャ法が地熱探査に用いられる場合、調べようとする対象構造の深度・大きさに応じて最大AB/2(電流電極間隔の1/2)、測点間隔を決め、調査地内に1-数本の測線を設定して、それに沿って数10個の測点が配置される。測線に沿って電極間隔を変化させて垂直探査を行う。通常、測点間隔は最大AB/2の1/4-1/5に設定される。仙岩地域では、『八幡平北部』、『小和瀬』地域の調査が、測点間隔250m、最大AB/2が1,000-2,000mという仕様であり、NEDOの調査では、測点間隔1,000m、最大AB/2が6,000mという仕様である。

シュランベルジャ垂直探査は測点毎の1次元解析を基本とする。実際に層状大地に近いフィールドでは問題ないが、地熱地域のように複雑な地下構造に用いられた場合、1次元解析の前提である水平多層構造の仮定に矛盾するものであり、真実の地下構造を表現していないことになる。シュランベルジャ法では探査深度を増すために電極間隔を大きくするので、水平方向の比抵抗変化の影響を受けることは避けられない。また、地熱地域では地形が急峻であるため、データ解析にはその影響も考慮に入れなければならない。これまでの調査報告書では1次元解析にとどまっておらず十分な解析ではなかった。これらの問題に対処するために2次元解析を適用した。

シュランベルジャ法の2次元解析については、TRIPP *et al.* (1978)、佐々木(1981a, b)が報告している。本報告で述べる2次元解析は内田・村上ほか(1986)に従っている。

2次元解析では2種類のメッシュを用いる。1つは測線下の比抵抗構造を表現する構造メッシュ、もう1つは有限要素法の計算のための計算メッシュである。計算メッシュは基本的に左右対称で、原点(地表の中央の点)がシュランベルジャ法の測点に対応する。ある測点について計算を行うときには、計算メッシュの原点を構造メッシュの測点の位置に重ね合わせ、対応する構造メッシュの格子の比抵抗値を計算メッシュの格子に当てはめる。1つの測点について1回の計算を行う。全測点の計算が終われば、計算値と測定値の差を調べる。差が小さくなるように構造メッシュの各格子の比抵抗を修正し、再び計算を行う。このようにして最適な構造メッシュを求める。

構造メッシュは以下のように作成した。測線下の断面を矩形の格子に分割する。鉛直方向には後述する計算メッシュと同じ間隔で30個の格子に分割し、水平方向には測点間を二等分し、1測点につき2つ

の格子の割合で分割する。各々の格子に独立に比抵抗を与える。構造メッシュの格子は深さ 1,000 m 付近で鉛直方向に約 200 m の大きさを有するので、モデルの鉛直方向の精度はその程度である。水平方向には測点間隔の半分と考えてよい。AB/2 が測点間隔に比べて十分小さい付近については 2 次元効果を正確にモデリングする情報がないので、1 次元解析の結果をそのまま用いることとし、構造メッシュでも測点間隔の半分の距離まで比抵抗は一定であるとしている。

次に計算メッシュについて述べる。2 次元のシミュレーションには有限要素法を用いた。地下構造を 2 次元、電流場を 3 次元として扱った (PELTON *et al.*, 1978)。シュランベルジャ法では、AB/2 を 10 数 1,000 m まで変化させる。AB/2 が小さい場合と最大の場合を同時に精度よく計算するには、比較的小さい格子間隔で大量の格子が必要であり、それでは計算時間やプログラムのメモリ領域が膨大になる。それで今回の計算では、中心(原点)付近では細かい格子間隔で、周辺に向かって順次大きな格子間隔になるようにし、水平方向が 70、鉛直方向が 30 の矩形メッシュを作成した。さらにそれを三角形に二分して要素方程式を立てた。そして、相反定理に従い、正負一組の電流電極を原点付近に置き、外側の格子点の電位を計算するという方法を取った。この計算メッシュでは、均質で地形が平坦な場合について計算したとき、真の比抵抗より最大 5% 程度小さい値になる傾向にある。実際の解析では構造モデルを置いたときの比抵抗値を、均質のときの値で補正して計算値とした。また、地表の標高に合わせて格子点の位置を鉛直方向に平行移動させるようになっている。このメッシュを、比抵抗コントラストが 100:1 の水平多層モデルに対して試験した結果、理論値に対する誤差は見掛比抵抗が急に変化するところで最大約 5% であり、実際のデータ解析に用いるには十分な精度を有することがわかる。

以上の方法を用い、全ての測線について 2 次元解析を行った。作業途中においては、できるだけ他の調査データを参照しながら、整合性のある構造モデルを作成した。なお、測線沿いの地形データは測線 SGN-85A、B は現地調査の際の測量データを用い、その他の測線については、測点位置を地形図にプロットし標高を読んで求めた。

3. 地層と比抵抗

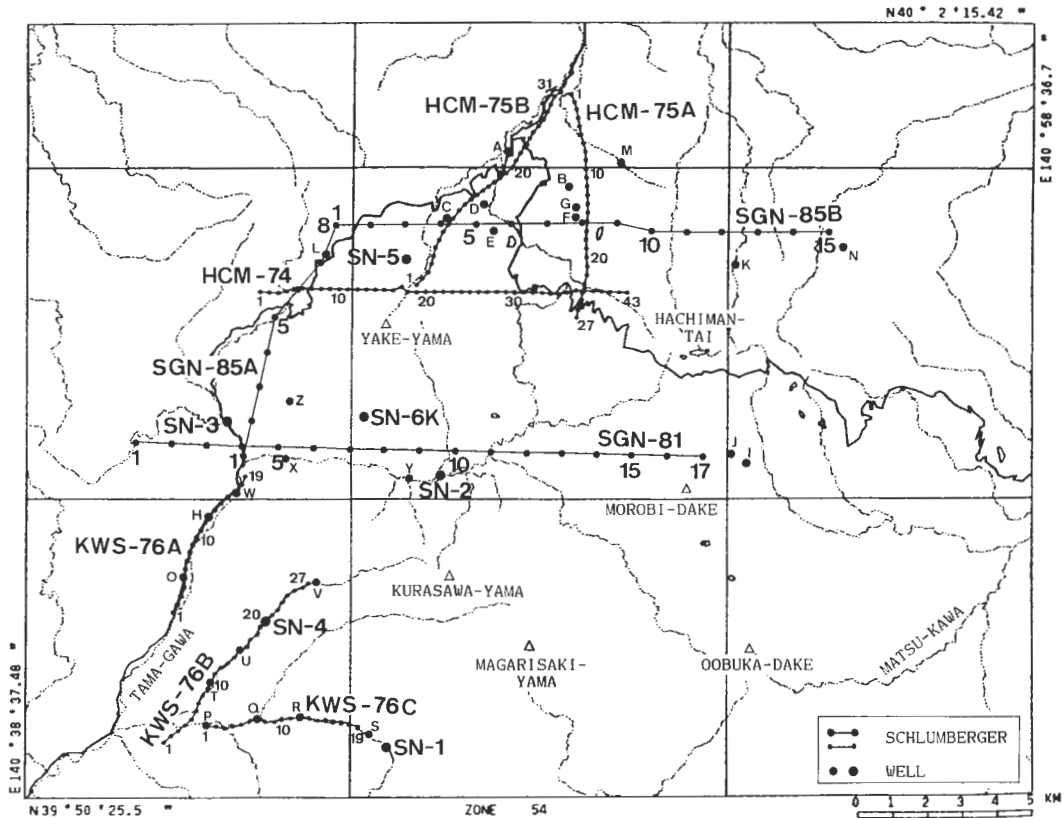
仙岩地域では地熱資源調査のために多くの調査井が掘削され、電気検層もほとんどの坑井で実施されている。本地域に分布する地層の特徴的な比抵抗について、検層データ、特にロングノルマルの電気検層をもとに述べる。電気検層の値は同じ地層の中でも短波長で頻繁に変化するが、それらの平均的な値を読んで代表値と考えた。

第 1 図に調査地の位置を、第 2 図にシュランベルジャ法測線と主な坑井の位置を示す。測線と地図情報の表示には、地質調査所の地熱情報データベース・システム SIGMA を用いた。第 2 表には第 2 図に英字で示した坑井の諸元を示す。また、第 3 図には簡略化した地質図(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)に測線を重ねたものを示す。シュランベルジャ法調査が行われた地域に分布する主な地層は、下位から順に、中新世の阿仁合層、遠部層、鮮新世—更新世の玉川溶結凝灰岩類(石仮戸沢層、小和瀬川溶結凝灰岩)、更新世以降の焼山・八幡平火山噴出物である。それらの詳細を第 3 表に示す。第 3 表は新エネルギー総合開発機構(1985d, 1986b)から引用し簡略化したものである。また、先第三紀の花崗岩類、堆積岩類が基盤として深部に存在すると推定されている。

地層の比抵抗は岩石中の間隙水の比抵抗と量ではほぼ決まる。間隙水の比抵抗は溶解イオンの濃度と温度に依存する。変質帯の中の間隙水は溶解成分に富み低比抵抗である。従って、変質の強い区域は通常低比抵抗を示す。また、地熱地域の温度の高い所は低比抵抗になる。

焼山火山噴出物は主として安山岩溶岩からなり、凝灰角礫岩、火山角礫岩を挟在する。これらの地層は坑井 H-14, SN-5, SN-6K で確認されている。安山岩溶岩の比抵抗は、電気検層によると 200–1,500 Ωm の高比抵抗、火山角礫岩は 30–100 Ωm の中比抵抗である。

石仮戸沢層は主として湖成堆積物(礫岩、砂岩、泥岩、シルト岩、凝灰岩)からなり、溶結凝灰岩を挟在する。坑井 H-12, H-14, H-18, SN-2, SN-5, SN-6K、及び HM-3 で確認されている。湖成堆積物の



第2図 シュランベルジャ法探査測線と坑井の位置。坑井の語元は第2表に示す。河川(鎖線)と道路(実線)は国土地理院による国土数値情報を用いた。

Fig. 2 Locations of Schlumberger soundings and test wells. Rivers (Chain lines) and roads (solid lines) are due to the digital data of the Geographical Survey Institute.

比抵抗は、値が電気検層図のスケールに比べて小さく、正確な数値として読みづらいが、1-50 Ωm の低一中比抵抗である。SN-2 坑では 50 Ωm と高く、焼山に近い坑井ほど低比抵抗を示す。湖成層であることを考慮すると、もともとの堆積物の比抵抗は 30-50 Ωm 以上であり、SN-5 坑で 5 Ωm 以下の値が見られるのは、熱水変質によって低比抵抗化したためと考えられる。

小和瀬川凝灰岩は 6 層の細かい地層(K-1~6)に分類される。K-1~3 層は主として溶結凝灰岩で構成され、凝灰角礫岩を挟在しており、玉川及び小和瀬川に囲まれた区域に掘削された坑井で確認されている。溶結凝灰岩は坑井 H-1, H-2, H-3, H-7, H-8, H-9, H-10, H-15, SN-1, SN-2, SN-4, 及び SN-6K で数 100-2,000 Ωm の高比抵抗を示す。凝灰角礫岩は SN-2, SN-6K 坑で見られるが、40-200 Ωm の中比抵抗を示す。安比温泉付近の H-20, H-21 坑に見られる凝灰角礫岩は 20-100 Ωm の低一中比抵抗を示す。K-4~6 層は主に泥礫岩と溶結凝灰岩からなり、凝灰角礫岩を挟在する。坑井 H-4, H-5, H-10, H-16, H-17, SN-1, 及び SN-4 に見られる溶結凝灰岩は 300-2,000 Ωm の高比抵抗を示し、凝灰角礫岩は 200-300 Ωm の中比抵抗を示す。泥礫岩は坑井 H-4, H-5, H-10, H-16, 及び H-17 で見られ、10-50 Ωm の低一中比抵抗を示す。

阿仁合層は 5 層の細かい地層(A-1~5)に分類される。A-1 層は変質安山岩、凝灰角礫岩、泥岩・砂岩、溶結凝灰岩の多くの地層からなり、比抵抗はどの岩相に当たるかによって大きく変化する。変質安山岩は 200 Ωm 程度(SN-3, SN-4)、凝灰角礫岩は H-16 坑では 20-50 Ωm と低比抵抗であるが、SN-4

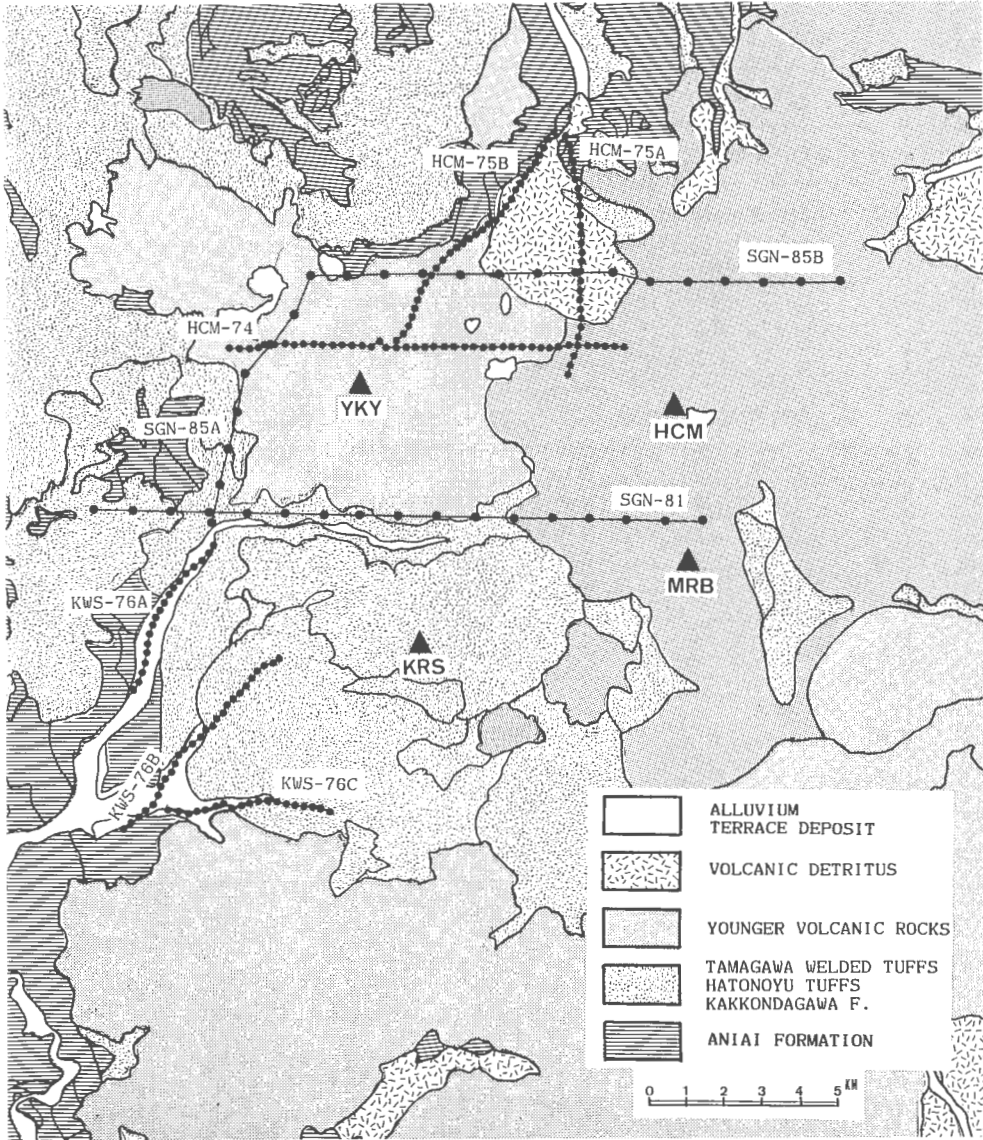
第2表 仙岩地域北西部の坑井の諸元。記号は第2図に対応する。

Table 2 Specification of test wells in the Sengan geothermal area. Alphabets correspond to those of Figure 2.

記号	坑井名	標高	掘削深度	調査地名
	SN-1	550m	2002m	仙岩
	SN-2	560	1501	仙岩
	SN-3	490	1505	仙岩
	SN-4	485	1501	仙岩
	SN-5	1040	1700	仙岩
	SN-6K	900	1501	仙岩
A	50HM-1	590	502	八幡平北部
B	50HM-2	900	501	八幡平北部
C	50HM-3	980	501	八幡平北部
D	52E-SM-1	757	1003	澄川
E	52E-SM-2	897	1001	澄川
F	54E-KMN-1	995	1502	菰ノ森
G	54E-KMN-2	965	902	菰ノ森
H	53KW-1	430	602	小和瀬
I	N55-HT-2	1250	1201	八幡平東部
J	N56-HT-7	1235	703	八幡平東部
K	N55-HT-1	1120	802	八幡平東部
L	H-18	935	401	仙岩
M	H-19	735	402	仙岩
N	H-20	1000	401	仙岩
O	H-16	405	401	仙岩
P	H-17	403	404	仙岩
Q	H-1	430	250	仙岩
R	H-2	485	250	仙岩
S	H-3	525	250	仙岩
T	H-4	414	250	仙岩
U	H-5	430	201	仙岩
V	H-7	605	201	仙岩
W	H-10	440	251	仙岩
X	H-11	478	201	仙岩
Y	H-12	559	200	仙岩
Z	H-14	820	200	仙岩

坑の深部1,400 m付近の地層は400 Ωmで高比抵抗である。A-2~4層は泥岩、砂岩、シルト岩、凝灰岩、凝灰角礫岩から成り、SN-2、SN-6K坑では100 Ωm前後の中比抵抗、SN-3坑では400 Ωmの高比抵抗になっている。また、澄川の52E-SM-1, 2坑、菰ノ森の54E-KMN-1, 2坑にもこれらの地層が存在し、120 Ωmの低比抵抗を示す。A-5層は変質安山岩主体の地層でSN-3坑では400 Ωmの高比抵抗、52E-SM-2、SN-5坑では40-50 Ωm、54E-KMN-1坑では約15 Ωmを示す。SN-3坑のA-3~5層は珪化変質に富み高比抵抗の傾向にある。このように、比抵抗は変質の種類と程度、存在する深度によってかなり変化するものと考えられる。また、SN-5坑で確認された第三紀貫入岩(花崗閃緑岩)は1,000 Ωm程度の高比抵抗を示す。

地層はもととその種類によって特有の比抵抗値を有し、破碎・熱水変質によって低比抵抗化が進むと考えられる。また、現在の温度も比抵抗を左右する(横山ほか, 1983)。変質にも種々の状態があり、溶解イオンの濃度が高く間隙水の連結度が高ければ低比抵抗になるが、変質鉱物が析出するような環境(たとえば自己閉塞作用)にあれば高比抵抗になる。



第3図 仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985)を簡略化した地質図とシュランベルジャ法測線。凡例には代表的な地層名を入れた。▲印は山を表す。YKY：鹿山，HCM：八幡平頂上，KRS：倉沢山，MRB：諸松岳。

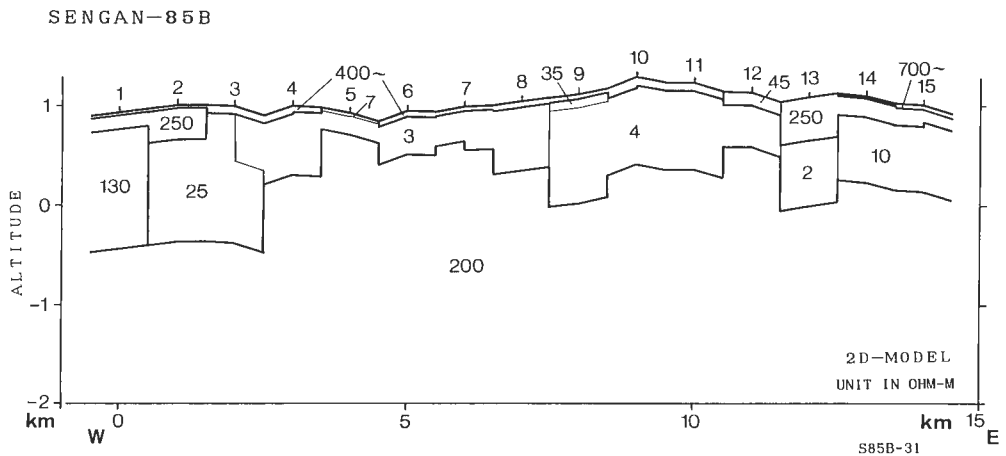
Fig. 3 Simplified geologic map modified after Research group for the geological map of Sengan Geothermal Area (1985) and locations of the Schlumberger soundings. Major formation is listed in the legend. Abbreviation for mountains (solid triangles) is as follows; YKY: Yakeyama, HCM: Hachimantai, KRS: Kurasawayama, and MRB: Morobidake.

4. 解析結果

第1表に示す9測線について2次元解析を行い，得られた比抵抗モデルを前章のデータをもとに解釈した。以下にその結果を示す。

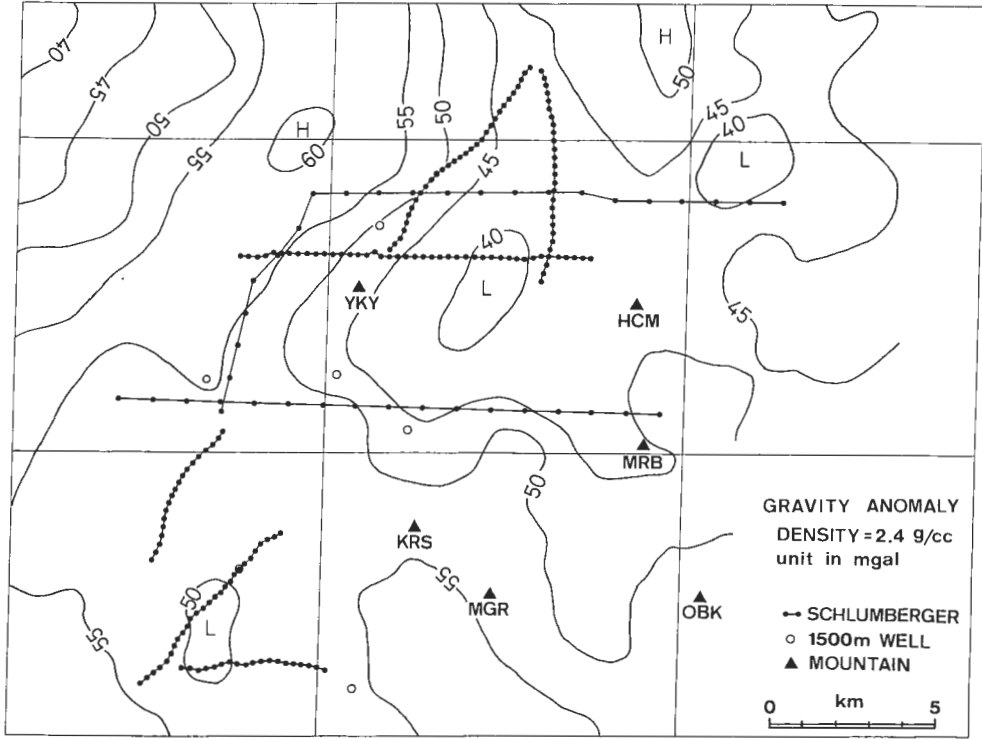
第3表 仙岩地域北西部の層序. (新エネルギー総合開発機構, 1986b).
 Table 3 Stratigraphy in the Sengan geothermal area simplified after NEDO (1986b).

時代	層序	岩質
第四紀	新期火山噴出物	安山岩、凝灰角礫岩、火山角礫岩
	玉川溶結凝灰岩類	
	石仮戸沢層	
	I 1 I 2 I 3	礫岩、砂岩、泥岩、シルト岩 溶結凝灰岩 凝灰岩、シルト岩、泥岩、溶結凝灰岩
新第三紀	小和瀬川溶結凝灰岩	
	K 1 K 2 K 3 K 4 K 5 K 6	溶結凝灰岩、凝灰角礫岩 溶結凝灰岩 溶結凝灰岩、凝灰角礫岩 泥礫岩、溶結凝灰岩、凝灰角礫岩 泥礫岩、凝灰岩、溶結凝灰岩、凝灰角礫岩 泥礫岩、溶結凝灰岩
	遠部層	泥岩、凝灰岩、安山岩
	阿仁合層	
	A 1 A 2 A 3 A 4 A 5	変質安山岩、泥岩・砂岩、凝灰角礫岩、溶結凝灰岩 泥岩・砂岩、凝灰岩、凝灰角礫岩 珪質泥岩、珪質シルト岩 硬質シルト岩、硬質砂岩、凝灰岩 変質安山岩



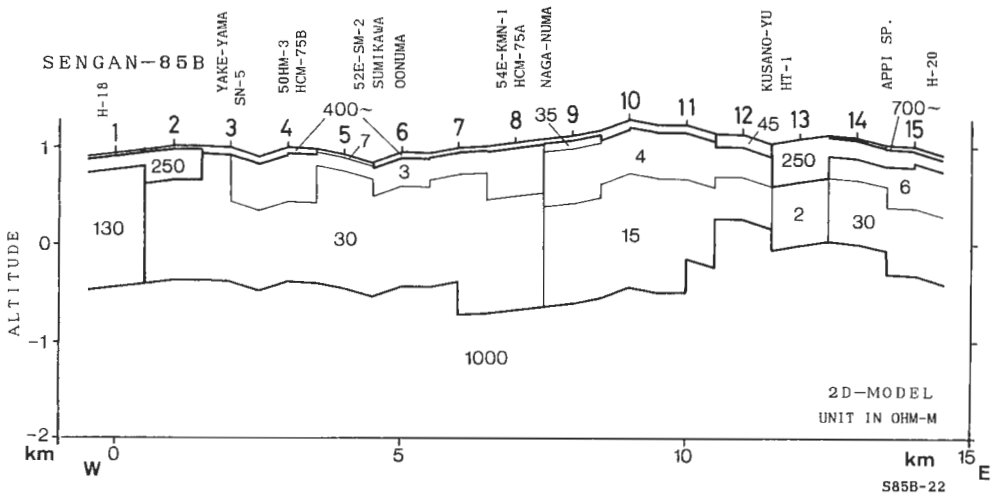
第4図 測線 SGN-85B の2次元比抵抗モデル(途中段階). 図中の数字はブロックを代表する比抵抗値(Ωm). 縮尺の関係で浅部の構造は省略した.

Fig. 4 Simplified two-dimensional resistivity model of SGN-85B (first approximation). A representative resistivity value in ohm-m is shown in each block.

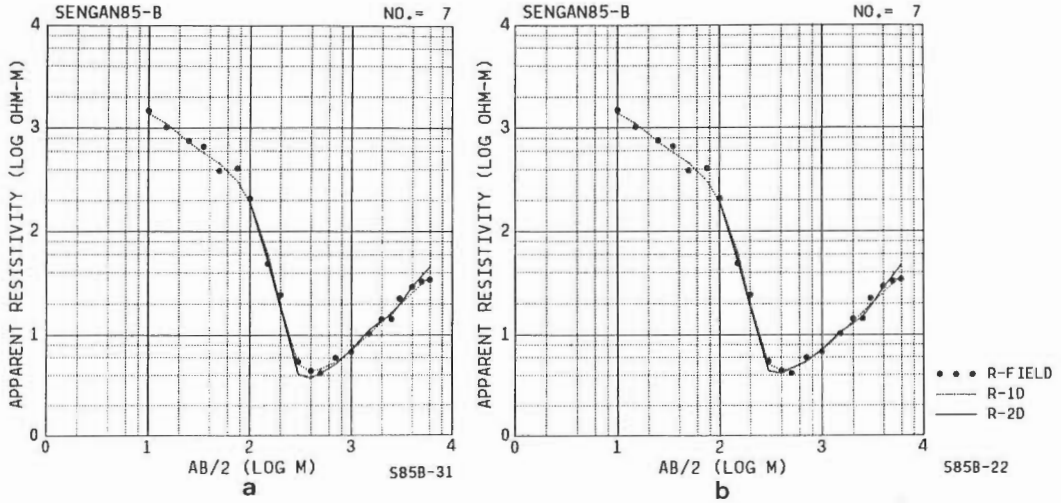


第5図 ブーゲー異常図(駒沢ほか, 1984を簡略化)とシュランベルジャ法測線。コンター間隔: 5 mgal, MGR: 曲崎山, OBK: 大深岳。

Fig. 5 A Bouguer anomaly map drawn after KOMAZAWA *et al.* (1984). The contour interval is 5 mgal. Abbreviation for mountains is as follows; YKY: Yakeyama, HCM: Hachimantai, KRS: Kurasawayama, MRB: Morobidake, MGR: Magarisakiyama, and OBK: Oobukadake.



第6図 測線 SGN-85B の最終的な2次元比抵抗モデル。
Fig. 6 Two-dimensional resistivity model of the line SGN-85B.



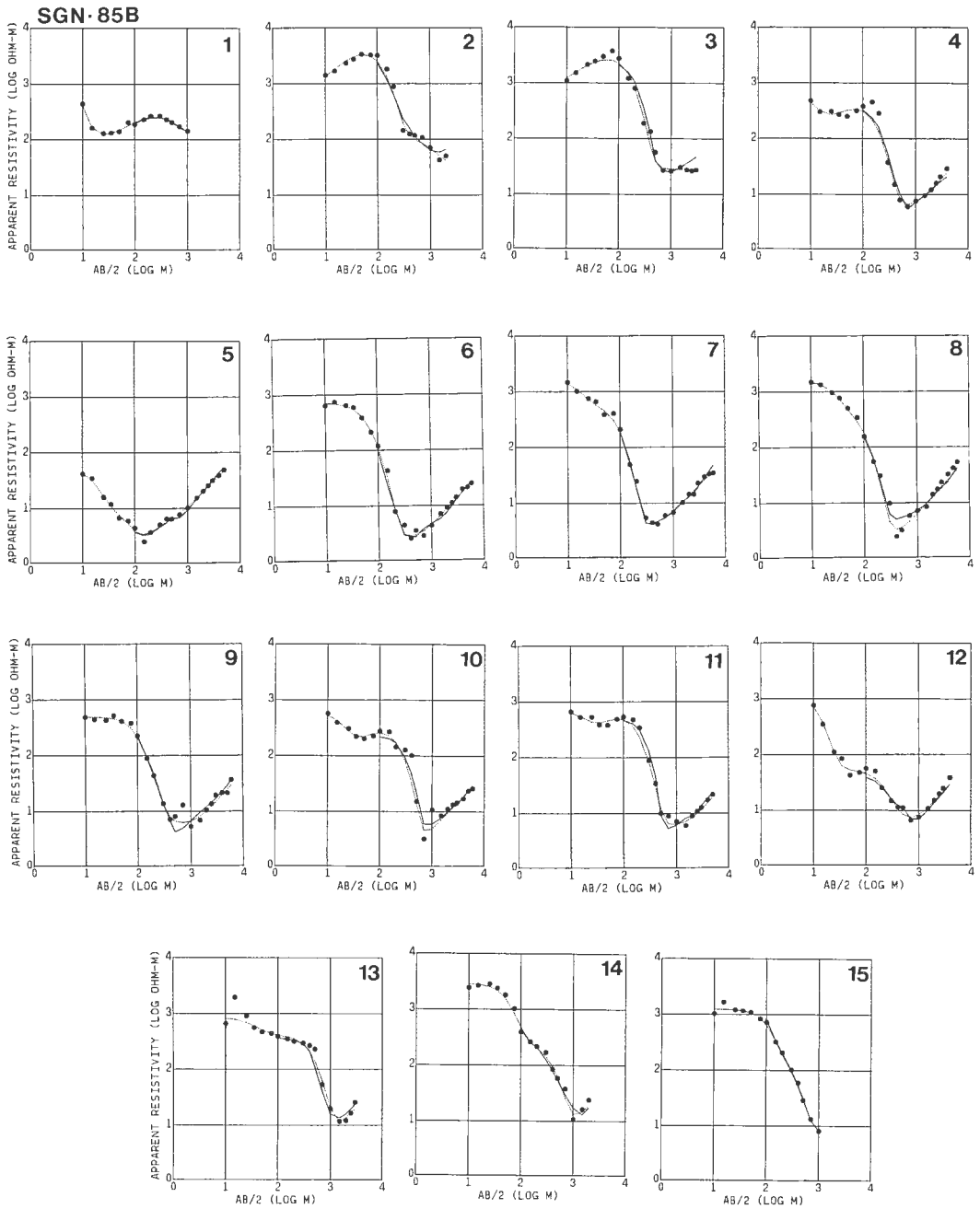
第7図 測線SGN-85B, 測点7のVES曲線. 黒丸は測定値, 実線は2次元解析の計算値, 点線は1次元の最適モデルに対する計算値を表す.
 (a) 第4図のモデルに対する計算値.
 (b) 第6図のモデルに対する計算値.

Fig. 7 Fit for the Schlumberger sounding at point No. 7 of SGN-85B in the models of (a) Figure 4 and (b) Figure 6. Solid circles are observed data, dotted lines are of the best-fit one-dimensional model, and solid lines are of two-dimensional models.

4.1 測線SGN-85B

本測線の地形データは現地調査における測量結果を用いた. 基本的に200m間隔で, 地形が急に変化する場所では細かく標高値を与えた.

測線SGN-85Bの測点数は15であり, そのほとんどのVES曲線は, 地表から順に高一低一高比抵抗の3層構造をとる. 見掛比抵抗の最小値が3-6Ωmの小さな値になる測点が多く, 解析される比抵抗が2-5Ωmの低比抵抗層が広く分布する. しかし, 高比抵抗基盤によるVES曲線の立上がりが始まる電極間隔AB/2は400-600mと比較的小さく, 基盤の深度は浅く解析される. 低比抵抗層のすぐ下に200Ωmの高比抵抗基盤が存在すると仮定して得た2次元比抵抗モデルを第4図に示す. 実際の計算では上述のように細かく地形を考慮しているが, 図では500mおきの標高を示している. また, 図の縮尺の関係で浅部の構造を省略してある. 第5図に示す重力異常図(駒沢ほか, 1984)と比較すると, 重力異常の極小値が測点6-10に見られるのに対し, このモデルでは測点9-11で基盤深度が最大になり, 測点6-8の基盤深度は約500mと浅く解析される. また, 澄川, 菰ノ森地区の52E-SM-2, 54E-KMN-1坑の深度1,000m付近の阿仁合層の比抵抗は, 電気検層によると10-50Ωmと低い. そこで, 低比抵抗層と高比抵抗基盤の間に比抵抗約30Ωm及び約15Ωmの中間層を置いて解析を進めた. 最終的に得た比抵抗モデルを第6図に示す. 基盤の比抵抗は200Ωm以上と推定されるが, ここでは南側の測線SGN-81の解析結果と整合させるため1,000Ωmとした. 測点1, 2, 14, 15については最大AB/2が1,000及び2,000mで探査深度が小さく, 基盤深度は正確につかめないで, フィットを失わない範囲で測線中央からの構造を連続させた. 第4図と第6図における測点7のVES曲線を第7図に示す. 30Ωm層が存在する場合も存在しない場合も同程度のフィットが得られる. また, 30Ωmの値を30%程度変化させても, 境界の深度を1格子分変えれば同じ程度のフィットを与えるモデルが得られる. このように, 2次元解析では比抵抗モデルの任意性は避けられない. できるかぎり他のデータを参考にして信頼性のあるモデルを作る必要がある. 第6図では, 3-4Ωm層と15, 30Ωm中間層の境界は精度良く求まったが, 中間層と1,000Ωm基盤との境界は, 1メッシュ分(約300-500m)深くても同程度のフィットを得るこ

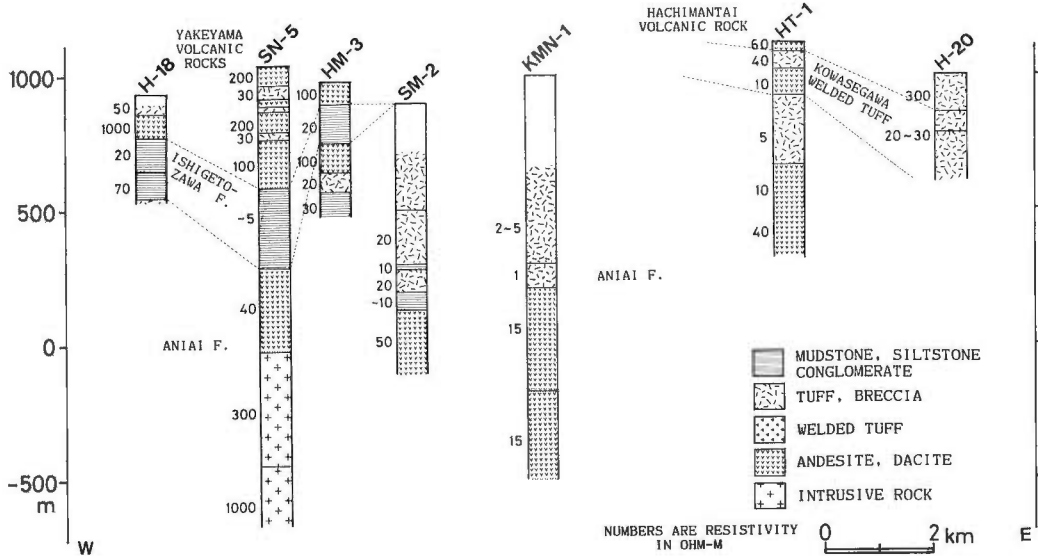


第8図 第6図のモデルによるVES曲線.

Fig. 8 Fit for the Schlumberger soundings of the two-dimensional model illustrated in Figure 6. Legend is referred to Figure 7.

とができる。ただ、図より浅くすると良いフィットは得られない。

第6図のモデルから計算したVES曲線を第8図に示す。測点3, 8, 9, 10を除く測点で測定値と計算値の良いフィットが得られた。測点3ではAB/2の最大の所で測定値の見掛け抵抗が増加せず、測定値と



第9図 測線SGN-85B近傍の坑井の模式柱状図。各々の地層を代表する電気検層の比抵抗値(ロングノルマル)を入れた。

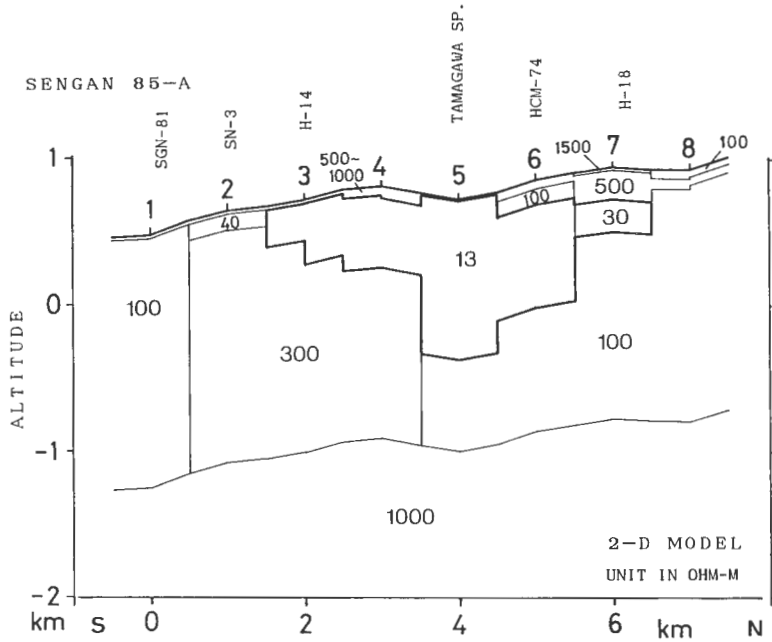
Fig. 9 Simplified geologic columns from test wells, as projected on the line SGN-85B. Mean resistivity values are obtained from electrical loggings.

計算値を合わせることはできない。それは、隣の測点4では高比抵抗基盤の存在が確かであるので、連続性を考えて測点3にも基盤を置くことが妥当と考えたためである。測点8-10については、 $AB/2=500-1,000$ mにおけるデータの質が良くないためフィットが悪くなった。測点13では250 Ω m層が厚く、2 Ω m以下の異常な低比抵抗層が解析された。しかし、 $AB/2$ が400 m前後のデータが不自然であり、地形の影響が残っている可能性があり、測点12, 14の構造を連続させたモデルを考えた方がよいと思われる。

測線近傍に存在する坑井の柱状図を簡略化し、電気検層による代表的な比抵抗値を入れたものを第9図に示す。第6図と第9図を比べると、測点5を除いて、測線全体にわたって地表に分布する400 Ω m以上の高比抵抗層は焼山及び八幡平の火山噴出物、特に、安山岩溶岩に相当する。SN-5坑における焼山火山噴出物の厚さがおよそ500 mであるのに対し、測点3では150 m程度である。これは、噴出物の底面の標高が北に向かって高くなり、層厚も薄くなることを示している。測点5は澄川温泉付近に位置し、地表からすぐ7 Ω mの低比抵抗を示す。ここは焼山火山噴出物が地表に分布する(第3図)が、それが変質を受けて低比抵抗になっていると考えられる。

比抵抗3-4 Ω mの地層は、測点3-5の範囲が石仮戸沢層に、測点6-12が阿仁合層の凝灰岩・凝灰角礫岩(A-1~3層)に相当する。前者は湖成の泥岩、凝灰岩が変質を受けて3 Ω mになり、後者はもともと100 Ω m以上の高比抵抗を有していた凝灰岩・泥岩(SN-2坑参照)が変質を受け、高温の状態にあることによって3-4 Ω mを示すと考えられる。SN-3坑の層は珪化によって500 Ω m前後の高比抵抗である。しかし、本測線測点8近傍の54E-KMN-1坑にも珪化した頁岩が見られ、電気検層では15 Ω m程度の低比抵抗を示す。この差は他の変質や温度の差によると考えられる。

坑井54E-KMN-1, 52E-SM-2, 及びN55-HT-1を参考にすると、15-30 Ω mの中間層は阿仁合層の変質安山岩・石英安山岩(A-4, 5層)に相当することがわかる。SN-3坑のA-4, 5層は400 Ω m程度の比抵抗を示しており(第14図)、本測線ではかなり低比抵抗である。それは、SN-3坑に比べてこの付近の地温が高いことだけでは説明できない。また、温度の低い浅部の凝灰岩・泥岩の方が3-4 Ω mと低比抵



第10図 測線 SGN-85A の 2 次元比抵抗モデル。
 Fig. 10 Two-dimensional resistivity model of the line SGN-85A.

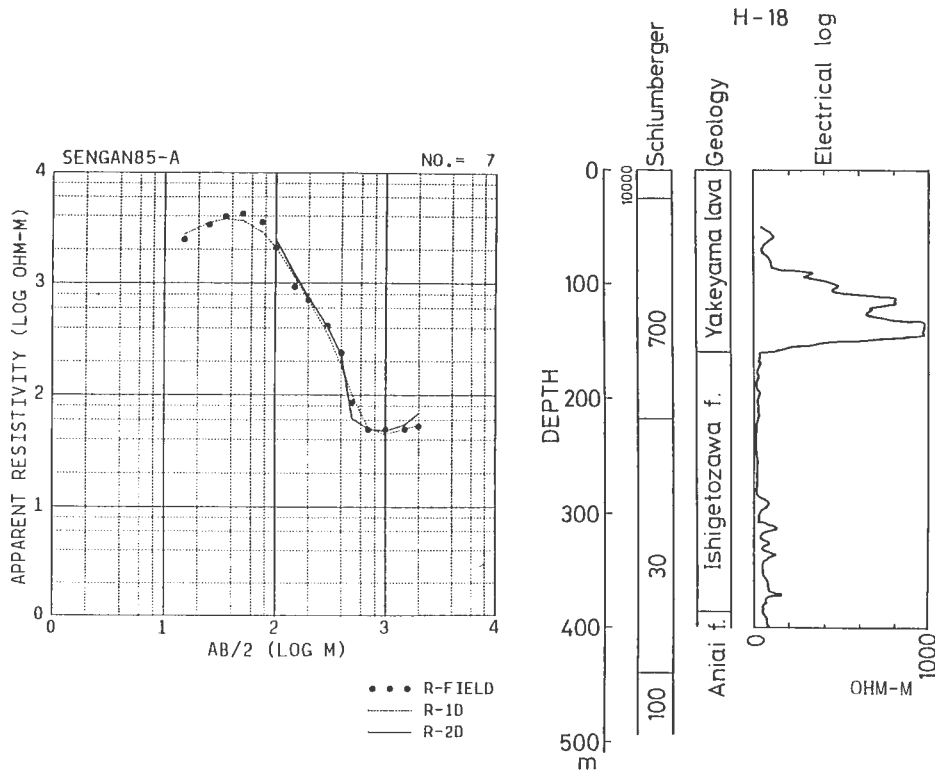
抗であることは、それらの地層がより強く変質を受けていることを示すものである。同じ性質・規模の熱水が地層に侵入し得たと仮定すると、凝灰岩と安山岩ではクラックの生じやすさ・間隙率の差が原因となって、凝灰岩・泥岩の方が強く変質を受け、また、現在の間隙率が大きく低比抵抗の熱水を大量に含むと考えられる。

水平方向の変化を見ると、中間層の比抵抗 30 Ωm と 15 Ωm の差は VES 曲線から判断して有意であり、変質の程度は測点 9 11 付近が強い。また、3, 4 Ωm 層が菰ノ森の東で厚く、大沼付近で薄くなり、その西で再び厚くなるのは、窪田(1985)の示した温度分布によく調和する。測点 1 の 130 Ωm 層も同じ阿仁合層であるが、あまり変質を受けていない。1,000 Ωm の基盤は測線の西半分ではほぼ平坦、東の測点 12-13 で隆起構造を示す。この層は第三紀貫入岩あるいは先第三紀の基盤岩類と推定される。この隆起に伴う断裂系を通して、地下からの熱水が供給されたと仮定すると、測点 9, 10 で低比抵抗層が厚いことによく対応する。

4.2 測線 SGN-85A

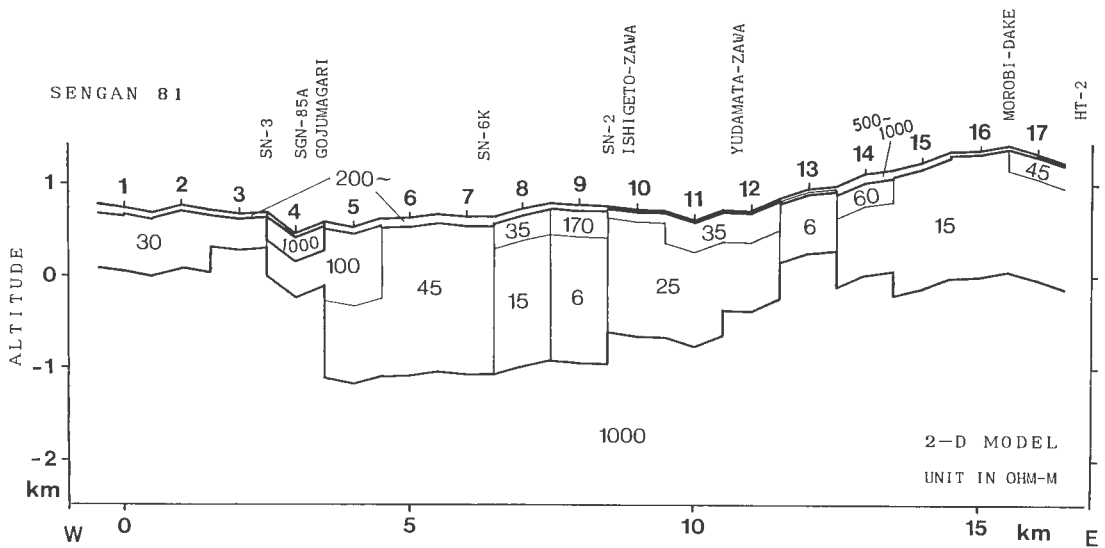
第10図に 2 次元解析の最終比抵抗モデルを示す。本測線には 10 Ωm 以下の低比抵抗層はない。測点 5 を中心に約 13 Ωm の低比抵抗層が分布する。この層は熱水変質、特に、玉川温泉をもたらす熱水活動に対応する。

本測線付近には SN-3, H-14, H-18 坑がある。互いに近接する H-18 坑の電気検層図と測点 7 の VES 曲線を第11図に示す。H-18 の電気検層は焼山火山噴出物と石仮戸沢層の比抵抗の相違を明確に捉えている。電気検層では、石仮戸沢層のほぼ上半分は約 20 Ωm、下半分は約 70 Ωm で、測点 7 の 30 Ωm の低比抵抗層によく対応する。測点の位置が約 200 m 異なるため、地層境界の深度が比抵抗モデルの 1 メッシュ分(約 40 m)だけ深くなっている。H-14 坑でも焼山火山噴出物が見られる。火山噴出物の層厚は、測点 3 では約 25 m と解析され、焼山に近い H-14 坑の 160 m に比べて薄い。その下位にある石仮戸沢層は、H-14, H-18 と同様の深度にあるが、測点 7 では約 30 Ωm、測点 3 では約 13 Ωm と解



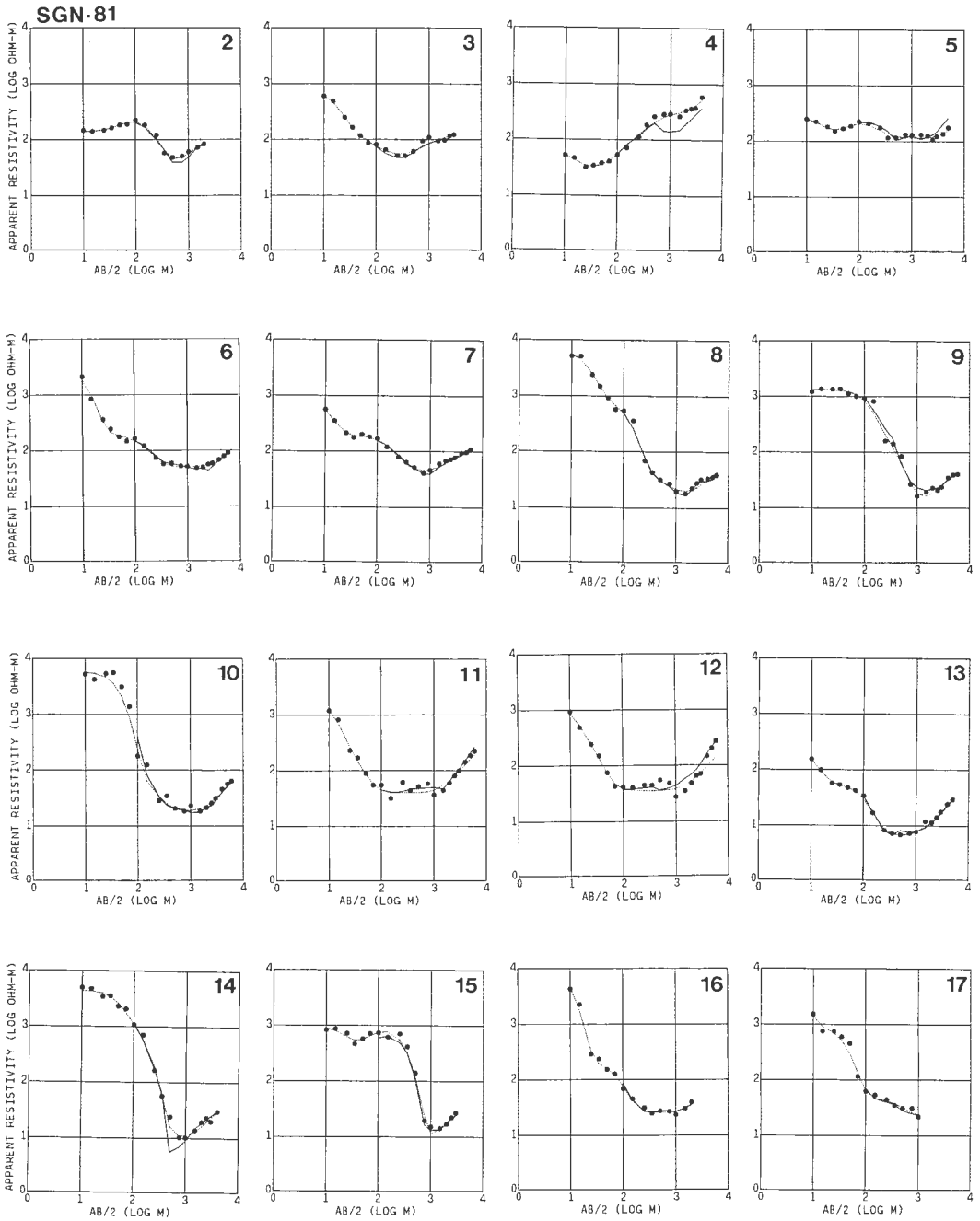
第11図 測線SGN-85A、測点7のVES曲線・比抵抗モデルと、H-18坑の柱状図・電気検層の比較。

Fig. 11 Comparison between the sounding curves at No. 7 of SGN-85A and the geologic column of the well H-18 with the electrical logging.



第12図 測線SGN-81の2次元比抵抗モデル。

Fig. 12 Two-dimensional resistivity model of the line SGN-81.

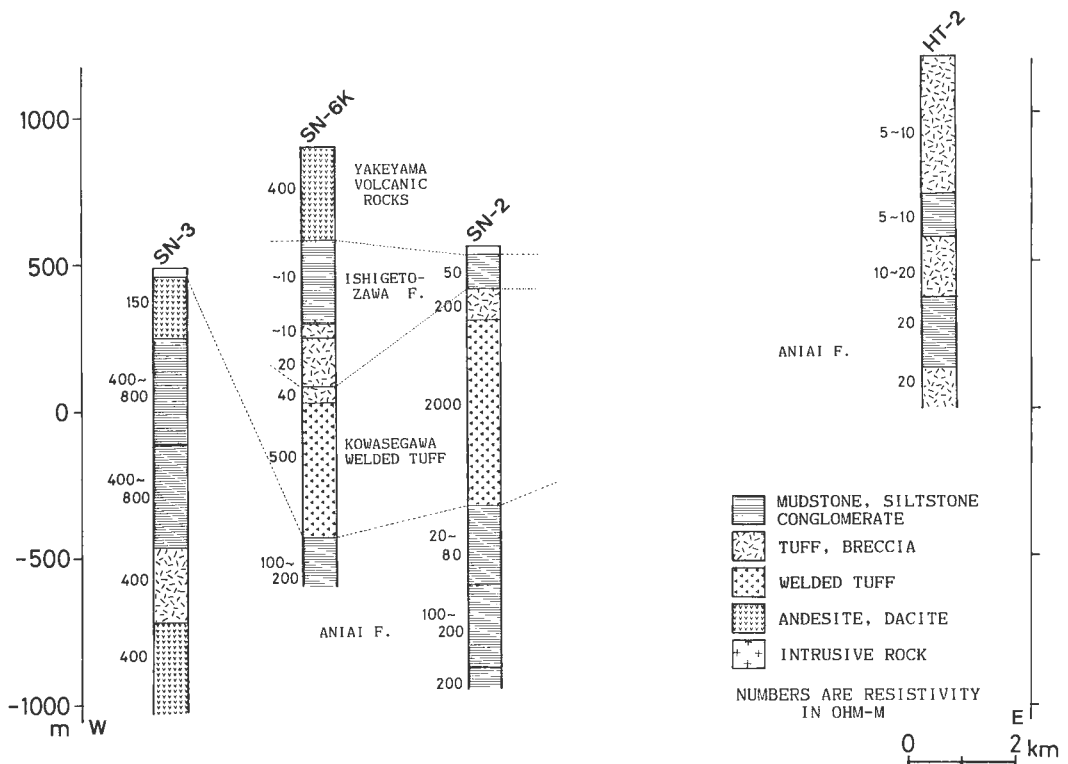


第13図 第12図のモデルによるVES曲線.

Fig. 13 Fit for Schlumberger soundings of the two-dimensional model illustrated in Figure 12.
Legend is referred to Figure 7.

析された。これは両測点位置における変質の差を示すものである。

測点3-6の範囲で $13 \Omega\text{m}$ と解析された部分の上半分は石坂戸沢層に対応する。阿仁合層は測点3-7ではおよそ300m以深に、測点1, 2, 8では地下浅部から分布すると見られる。測点5では深さ1,000



第14図 測線 SGN-81近傍の坑井の模式柱状図。
 Fig. 14 Simplified geologic columns from test wells, as projected on the line SGN-81.

mまで低比抵抗層が続き、地表付近も低比抵抗である。測点5の近くに玉川温泉が位置することによく対応している。ここでは、阿仁合層も変質を強く受けていることがわかる。玉川温泉の熱源が焼山火山にあるとすれば、この低比抵抗層は東に連続するものと考えられる。その他の部分の阿仁合層は100-500 Ωmである。これはSN-3坑で得られた電気検層の比抵抗値によく一致する。測線 SGN-85Bの測点1と本測線の測点8は同じ地点で、電極の展開方向が約80°異なるが、VES曲線はほぼ等しいものが得られている。

4.3 測線 SGN-81

本測線の地形データは調査報告書(新エネルギー総合開発機構, 1982c)に添付された測点位置図から、基本的に250 m間隔で、地形の急変部では細かく標高を読んで求めた。

2次元解析の最終モデルを第12図に示す。本測線のVES曲線は高比抵抗基盤による立上がりりがそれほど浅くなく、また、浅部に顕著な低比抵抗層が存在しないので、測線 SGN-85Bに用いたような30-15 Ωm中間層は想定しなかった。測点8-17の範囲で50 Ωm程度の中間層を入れることができるが、そうした場合、1,000 Ωm基盤の深度は300-500 m深くなる。

第12図に対するVES曲線計算結果を第13図に示す。測点11, 12の $AB/2=250-1,000$ mの値は浅部の比抵抗異常を受けてバラツキが大きく、25, 35 Ωmの比抵抗値は信頼性が小さい。測点4は、地形の急峻な谷を横切って電極が展開されたため、VES曲線はやや擾乱を受けているが、深部まで高比抵抗であることは確かである。また、VES曲線が測点3, 5と著しく異なるため、それらを全て満足するモデルは作れなかった。

第12図の比抵抗モデルを考察するために、第14図に測線近傍の坑井による地質柱状図と代表的な比抵抗値を示す。地表の高比抵抗層は焼山等の火山噴出物に対応する。1,000 Ωm の高比抵抗基盤は先第三系の花崗岩類、堆積岩類であると推定される。ただ、測点1-4については珪化した阿仁合層が基盤になっている(SN-3坑)。それらに挟まれた低比抵抗中間層は測線SGN-85Bのような顕著な低比抵抗を示さない。測点8-9, 13-17に10 Ωm 前後の比抵抗層が存在する。

本測線の中央部は、小和瀬川溶結凝灰岩が北に向かって消滅するという、東西走向の地質構造に沿って、東西方向の測線が設定されている。そのため、2次元解析の仮定には問題があり、その地質解釈も問題が多い。SN-6K坑は測線の北側、SN-2, H-12坑は南側に掘られている。SN-2坑で見られた玉川溶結凝灰岩(小和瀬川溶結凝灰岩)による高比抵抗層は、北へ1km弱離れた測点9の下にはない。測点9では、SN-6K坑の焼山火山噴出物による高比抵抗層(170-1,000 Ωm)、石仮戸沢層・阿仁合層による低比抵抗層(6 Ωm)が解析された。SN-6K坑でも捉えられている小和瀬川溶結凝灰岩が電気検層で約500 Ωm の高比抵抗を示すこと、測点9で6 Ωm の層が得られたこと、そして、又口小屋の高温湧水の存在(金原ほか, 1982)を考慮すると、小和瀬川溶結凝灰岩は測点9では層厚がかなり小さくなっており(新エネルギー総合開発機構, 1986b, c; 須藤, 1986)、また、阿仁合層はかなり低比抵抗化していなければならないと考えられる。SN-6K坑との位置関係から判断して、測点6, 7の下部には小和瀬川溶結凝灰岩が存在すると推定されるが、2次元モデルの45 Ωm の値は小和瀬川溶結凝灰岩にしては小さすぎる。これは、北に分布する石仮戸沢層、阿仁合層の低比抵抗層の影響によると考えられる。

測点11より東側の測点における低比抵抗層は主として阿仁合層の泥岩・凝灰岩層が変質を受けたものに対応する。測点11, 12付近に132°Cの温度を示す高熱隧道(金原ほか, 1982)がある。データが良くないため低比抵抗として捉えていないが、測点9, 10から測点13まで低比抵抗層が連続すると考えてもおかしくない。測点13-17では変質が強く、特に、測点13は顕著に低比抵抗である。これは、後生掛温泉—湯田又沢に多く見られる地表地熱徴候の南への延長、及び、『八幡平東部』の調査で掘られたHT-2, HT-7坑において地下1,200mまで約20 Ωm の低比抵抗が続くことに対応する(安藤, 1985)。この低比抵抗は湯田又沢の地熱徴候や藤七温泉をもたらした地熱活動によるものであろう。

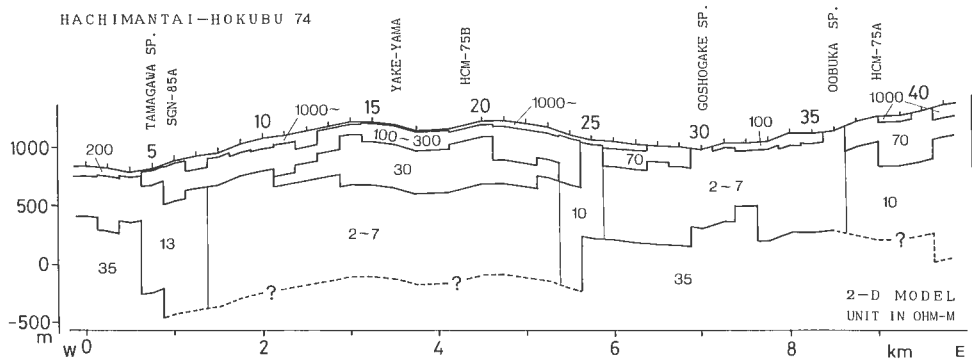
高比抵抗基盤は測点1-4で浅く、測点5-11でペーズン構造、測点12-17にかけて隆起構造を示す。また、測点13に小さな隆起構造が見える。先に述べたように、本測線が南北走向の大きな構造に、測線中央部の東西走向の構造が混在する地域にあるため、測線中央部の基盤構造を議論するのは難しいが、これらの基盤深度の変化は重力異常とよく対応している。測点13の隆起は、南側の高重力異常(第5図)を作る岩体に起因するものと思われる。測線東側の基盤の隆起は大深岳—八幡平を結ぶ隆起帯に相当し、藤七温泉、湯田又沢に地熱徴候をもたらした断裂系生成に係わるものと推定される。

4.4 測線 HCM-74, HCM-75A, HCM-75B

これらの測線の地形については測線を地形図にプロットした後、250m間隔で標高を読んだ。

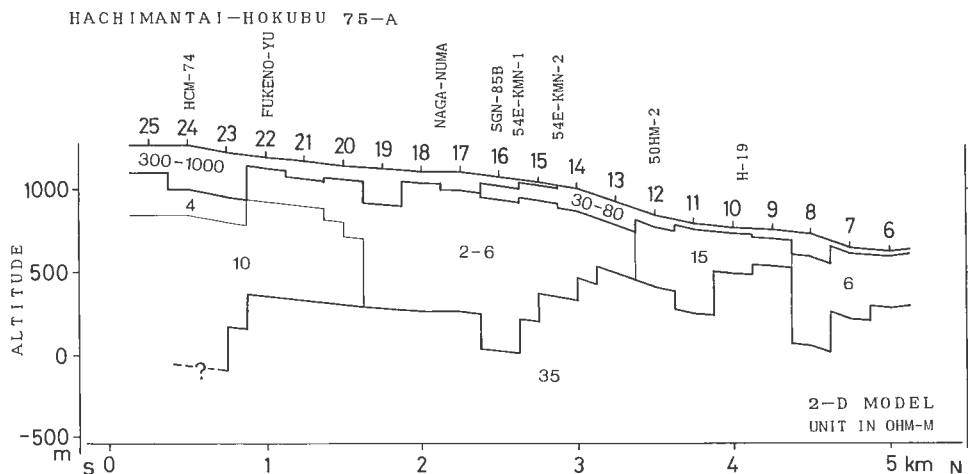
第15, 16, 17図に測線 HCM-74, HCM-75A, HCM-75B の2次元解析の最終モデルを示す。測線 HCM-75A, HCM-75B は最大 AB/2 が 2,000m で探査深度が大きく、35 Ωm の下部層が推定されるが、測線 HCM-74 は最大 AB/2 が 1,000m と小さく下部層を捉えていない測点が多い。第15図では、そのような測点についてフィットを失わない範囲で深部に 35 Ωm の地層を仮定した。図ではその境界を破線及び?印で示す。下部層の比抵抗として 35 Ωm の値を統一的に用いている。測線 HCM-75A, HCM-75B の南端部の測点については深部に高比抵抗層の見えない測点があり、測線 HCM-74 の場合と同様に扱った。また、比抵抗モデルでは、測線 SGN-85B, SGN-81 に従い、さらに深い場所に 1,000 Ωm 層を置いているが、図では示していない。

測線 HCM-74 は玉川温泉から、焼山の北側、後生掛温泉、大深温泉を通る。まず、測線の西半分について述べる。ほとんどの測点で浅部に 1,000 Ωm 以上、ときには 10,000 Ωm にもなる高比抵抗層が分布する。その下に 100-300 Ωm の中間層、さらに 2-13 Ωm の低比抵抗層が存在する。測点11-23には 30 Ωm の中間層を入れた。SN-5, SN-6K, SN-2 坑から推定される焼山火山噴出物の下限は標高 500-



第15図 測線 HCM-74 の 2次元比抵抗モデル。破線は、VES 曲線が高比抵抗基盤を捉えていない測点について、35 Ωm 層を最大限浅くモデリングしたときの深度を表す。

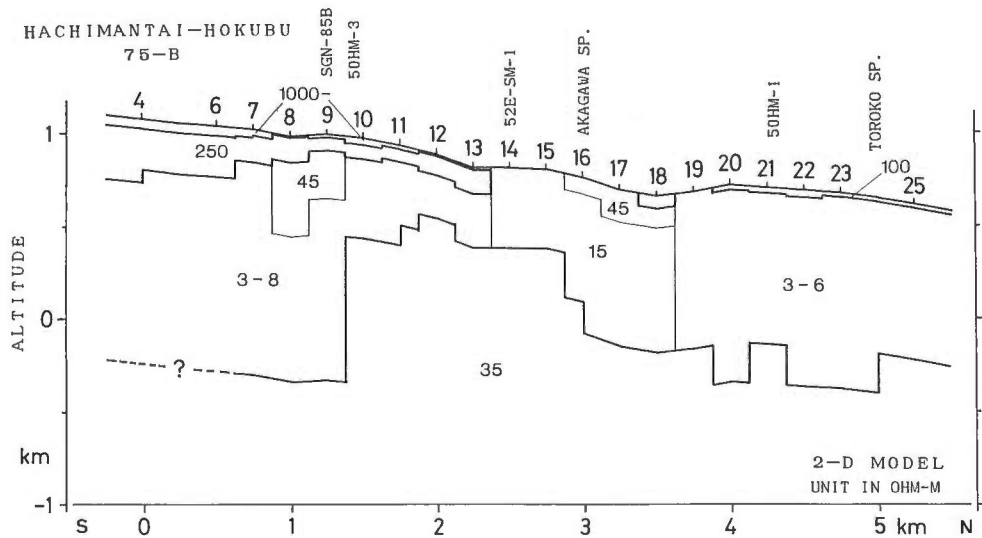
Fig. 15 Two-dimensional resistivity model of the line HCM-74. The dash line is the upper most limit of 35 ohm-m layer which keeps good fit to observed data.



第16図 測線 HCM-75A の 2次元比抵抗モデル。

Fig. 16 Two-dimensional resistivity model of the line HCM-75A.

600 m であることから、本測線の測点 5-25 の範囲ではその深さまで焼山火山噴出物が分布し、その下に層厚約 300 m の石仮戸沢層が堆積していると推定される。従って、その範囲では、1,000 Ωm 以上の層、100-300 Ωm 層、及び 30 Ωm 中間層が火山噴出物に相当し、石仮戸沢層は 2-7 Ωm の低比抵抗層に含まれることになる。30 Ωm 層は、焼山火山噴出物の下限が坑井データから推定されていることから、モデルに加えたものである。石仮戸沢層の下には阿仁合層が存在すると推定されているが、その上部は 2-13 Ωm の低比抵抗層の中に、下部は 35 Ωm 層に含まれることになる。焼山火山噴出物は、当初、溶岩は 1,000 Ωm 以上、凝灰角礫岩は 100 Ωm 以上の比抵抗を有していたが、その後、変質作用を受けて約 30 Ωm まで比抵抗が低下したものと考えられる。石仮戸沢層も変質を受け数 Ωm の低比抵抗を示す。また、阿仁合層は下部が 35 Ωm、上部が 2-13 Ωm であるが、その差は、変質の程度の外に、もともとの岩相が上部と下部で異なっていたこと(例えば上部が堆積岩主体の層、下部が A-5 層の安山岩主体の層)に起因するとも考えられる。低比抵抗域は玉川温泉の東側まで達し、この付近は玉川温泉の活動に関連した大きな変質帯域であると推定される。玉川温泉より西側は低比抵抗層が薄くなり、地熱活動が



第17図 測線 HCM-75B の2次元比抵抗モデル。
Fig. 17 Two-dimensional resistivity model of the line HCM-75B.

乏しくなることがわかる。

測線の東半分の下部にも 2-10 Ωm の低比抵抗が広く分布する。測点25-35の VES 曲線は高比抵抗基盤の存在を示す形状を示し、この区間では両側に比べて 35 Ωm 層が浅くなっていることがわかる。測線の東半分には参考のできる坑井がなく、八幡平の火山噴出物の層厚はわからない、浅部の 70-1,000 Ωm 層がそれに対応する。石仮戸沢層はこの区間には存在しないと推定されている。2-10 Ωm の層は主として阿仁合層上部層が強い変質を受けたもの、35 Ωm 層は同じく阿仁合層(A-5層)の変質安山岩に相当すると推定される。後生掛温泉及び大深温泉にあたる測点30、36では地表から低比抵抗を示し、すでに述べた澄川温泉、玉川温泉と同じ特徴を有する。温泉徴候の多く見られる後生掛温泉付近の低比抵抗層が比較的薄く、焼山、八幡平の周辺の VES 曲線に基盤が現れないことは、本地域の地熱活動が焼山及び八幡平火山に熱源をもち、熱せられた水が後生掛温泉や玉川温泉で上昇して、そこに変質帯を形成したことを示唆するものである。これは菊地・杉原(1984)の自然電位法の結果とも整合性がある。

測線 HCM-75A は大深温泉から蒸ノ湯、菰ノ森を通り、志張温泉に至る。第16図では2次元解析を行った範囲の測点を示している。地質図(第3図)によると、測線の南側1/3の範囲の浅部には八幡平の火山噴出物が分布し、300-1,000 Ωm の高比抵抗層が分布する。北側2/3の範囲には主に火山性の泥流堆積物が分布し、30-80 Ωm の中比抵抗を示す。その下には阿仁合層が厚く堆積していると推定される。比抵抗モデルでは測点17を中心に 2-6 Ωm の厚い低比抵抗層、そして、測線の南端と北端にも同程度の低比抵抗層が存在する。それらの下部には 35 Ωm の地層を置いた。測線の近くに坑井 54E-KMN-1、54E-KMN-2、50HM-2、及び H-19 が掘られている。54E-KMN-1 坑ではコアによって岩相が確認された深度のうち、350-800 m が阿仁合層(A-3、4層)の石英安山岩及び凝灰岩の互層、800 m から坑底の 1,500 m までが同じく阿仁合層(A-5層)の安山岩及び石英安山岩である(第9図)。電気検層では前者が 1-5 Ωm 、後者が 15 Ωm 程度になっている。54E-KMN-2 坑では 54E-KMN-1 坑の A-3、4層に相当する地層が坑底 900 m まで存在し、比抵抗は 2-4 Ωm の間で変化する。それらは測点15、16の解析結果によく一致する。HM-2 坑では、深さ 100 m まで新期の凝灰角礫岩で約 50 Ωm 、それ以上は阿仁合層の凝灰岩、泥岩、石英安山岩等で 20-70 Ωm である。測点12の 15 Ωm に比べて少し高比抵抗であるが、凝灰岩と石英安山岩の比率が場所によって変化するのであろう。また、H-19 坑では深さ 160 m まで小和瀬川溶結凝灰岩で比抵抗 50-100 Ωm 、深さ 160-200 m が遠部層の凝灰岩で比抵抗約 2 Ωm 、深さ 200

m から坑底 400 m まで阿仁合層であり、そのうち、330 m から上部が角礫凝灰岩主体で 1-5 Ωm 、それ
以深が細粒凝灰岩で 30 Ωm 程度である。これも測点10の解析結果と良く合う。

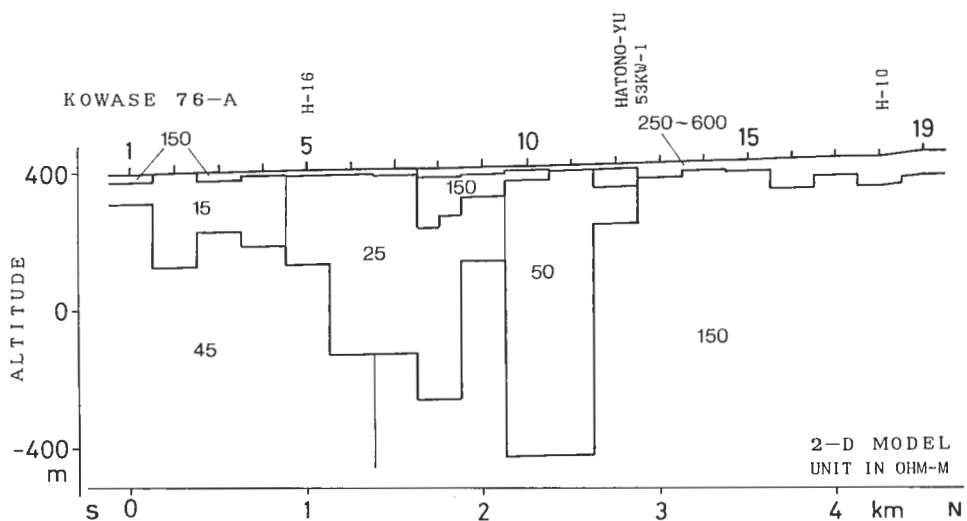
阿仁合層 A-5 層の安山岩・石英安山岩に相当すると思われる 35 Ωm 層は測点16-19で深く、測点 9-
10, 12-13 で浅くなる。また、低比抵抗層は測点 9-12 で 15 Ωm と周囲より少し比抵抗が大きい。測点
23-25 には深部に 4, 10 Ωm の低比抵抗層がある。この部分のVES 曲線は深部で見掛比抵抗の立上がり
が見られず、高比抵抗基盤はかなり深いことから、この付近が深部の地熱活動の熱源に近いことを示
す。また、測点16-19の厚い低比抵抗層も地熱活動の大きさを示唆するものであろう。

測線 HCM-75B は焼山の北側から赤川温泉、トロコ温泉を通り、志張温泉に至る。測線の南半分では、
層序は地表から焼山火山噴出物、石仮戸沢層、阿仁合層の順である。比抵抗モデルでは、焼山火山
噴出物は表層の 1,000 10,000 Ωm の高比抵抗層、及び 250 Ωm の中比抵抗層に相当する。火山噴出物の
厚さは焼山に向かって増す傾向にある。その下の石仮戸沢層は 3-8 Ωm の低比抵抗を示す。また、阿仁
合層の上部はやはり 3-8 Ωm の低比抵抗と解析され、下部は 35 Ωm の中比抵抗として解析した。HM-
3 坑は測点 9 の近くにあるが、深さ 80 m まで安山岩溶岩で 100 Ωm 、深さ 220 m まで石仮戸沢層相当の
凝灰岩・泥岩で 20 Ωm 、その下から坑底 500 m までは阿仁合層 A-3, 4 層相当の石英安山岩・凝灰岩・
泥岩層で、前者が 10 Ωm 、後二者が 20-30 Ωm である。HM-3 坑とシュランベルジャ法の結果はよい整
合性を示す。測点14の南東側の 52E-SM-1 坑では、深さ 450 m までが阿仁合層 A-1 層相当の泥岩が主
体で比抵抗は 5 Ωm 程度、それから坑底 1,000 m までが A-2, 3 層に相当し、450-750 Ωm が凝灰岩で 5
 Ωm 程度、それ以深が泥岩で 10 Ωm 程度である。位置がすこし離れているため、52E-SM-1 坑の電気
検層の層境界はシュランベルジャ法の比抵抗モデルとすこし異なる。比抵抗 35 Ωm の地層は測線
HCM-75A の A-5 層(変質を受けた安山岩)に相当すると推定される。測点10-15で 35 Ωm 層の深度は
浅く、測点 9 以南では急に深くなる。同じ地層が急に消滅するとは考えにくいので、これは A-5 層が
測点 9 以南で強変質を受けたと考えるのが妥当である。この付近は自然電位が正異常を示し(菊地・杉
原, 1984)、熱水の上昇域にあたる。南側から熱水が上昇して、測点10-13の 3-8 Ωm の部分に変質を起
こし、澄川温泉をもたらしたと考えられる。また、これは窪田(1985)の言う開放性裂隙系に沿った上昇
流に相当すると考えられる。測点 1-7 の VES 曲線には、測線 HCM-75A と同じく高比抵抗基盤が見え
ない。やはり、変質帯が深部まで続いているものと推測される。これらは、第14図の測線 HCM-74 で
低比抵抗層が深部まで続く部分に相当する。

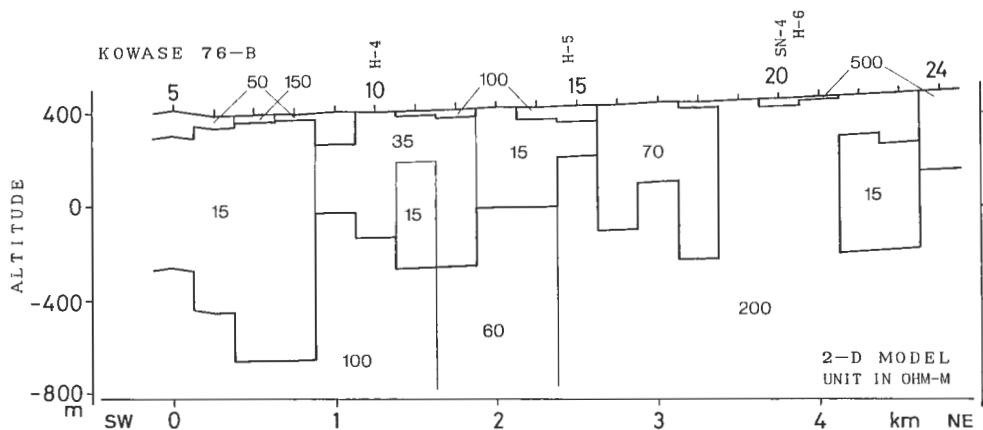
測線の北半分では、地表の高比抵抗層は非常に薄い。浅い所から 10-20 Ωm 、あるいは、3-6 Ωm の
低比抵抗層がかなり厚く分布する。その下には 35 Ωm の中比抵抗層をおいて解析した。HM-1 坑が測
点21の北西に掘られており、深さ 500 m の坑底まで阿仁合層の凝灰岩・泥岩が分布し、比抵抗は浅部
が約 50 Ωm 、深部が約 30 Ωm の値を中心に小さく変化する。これは、測点21のモデルと比抵抗値が 1
桁異なる。変質の程度が北西に向かって急激に弱くなると考えられる。測点17-26に厚く分布する低比
抵抗層は 1 つの大きな変質帯で、別の熱源を考える必要がある。

4.5 測線 KWS-76A, KWS-76B, KWS-76C

測線 KWS-76A, KWS-76B, KWS-76C の比抵抗モデルを第18, 19, 20図に示す。最大 AB/2 が 1,000
m で探査深度は小さい。これらの測線では全般的に比抵抗が高く、地熱活動の規模は小さいと考えら
れる。南西部を中心に比抵抗 10 30 Ωm 程度で小規模の低比抵抗層が分布するだけである。数多く掘ら
れているヒートホールの結果によると、それらの低比抵抗層のほとんどは、小和瀬川溶結凝灰岩の泥礫
岩(K-4, 5, 6 層)及び阿仁合層の泥岩・凝灰岩に相当する。泥礫岩は H-4, H-5, H-17 坑で、阿仁合層
は H-16 坑で確認されている。比抵抗値は場所によって少し変化し、それは同じ泥礫岩での岩相の変化
と変質の程度に依存するものであろう。2次元モデルでは、これらの低比抵抗層以外は 40-300 Ωm の
中一高比抵抗層が比較的一様に広がっていると解析された。これらは小和瀬川溶結凝灰岩の溶結凝灰岩
層に相当する。溶結凝灰岩は坑井 53KW-1, H-1, H-2, H 5, H-10, H-17, SN-1, 及び SN-4 で確認され
ている。SN-1, SN-4 坑の電気検層では 1,000 Ωm の高比抵抗を示すが、その他の坑井では 50-200 Ωm



第18図 測線 KWS-76A の 2次元比抵抗モデル。
 Fig. 18 Two-dimensional resistivity model of the line KWS-76A.

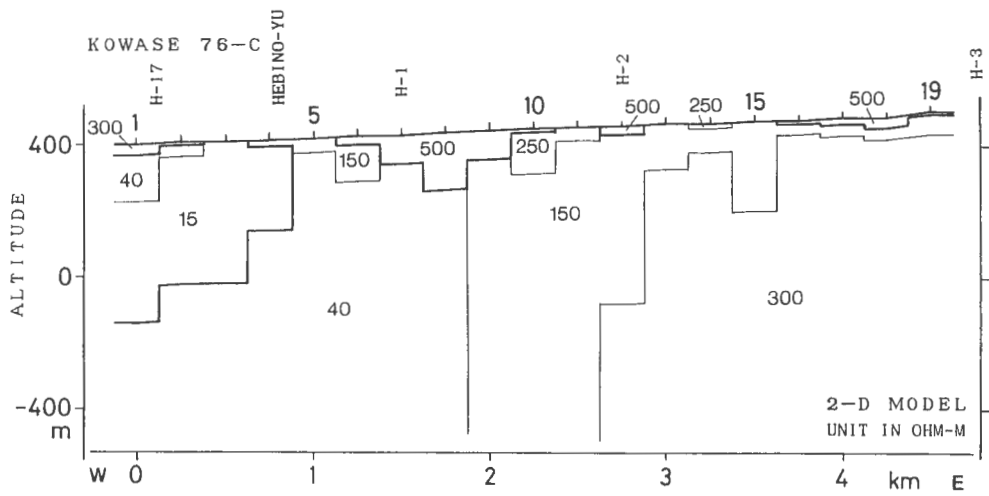


第19図 測線 KWS-76B の 2次元比抵抗モデル。
 Fig. 19 Two-dimensional resistivity model of the line KWS-76B.

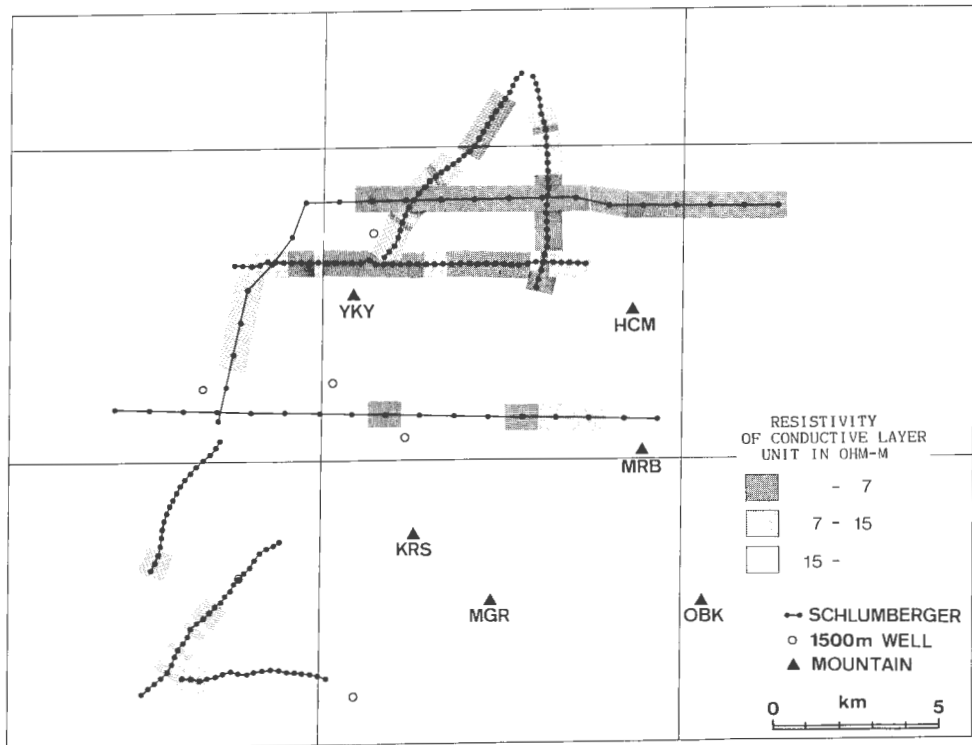
の値で、溶結凝灰岩としてはかなり小さい。シュランベルジャ法でも 500 Ωm を越す値は見られない。広域的な変質を受けているものと推定される(金原ほか, 1982, 1985; 金原, 1985)。新鳩ノ湯、蛇ノ湯温泉等の地表徴候の見られる区域は低比抵抗層が存在する。新鳩ノ湯温泉ではその南側に低比抵抗層が広がり、北側は溶結凝灰岩の 100 Ωm 以上の層が広く存在する。蛇ノ湯では西側に低比抵抗層が広がり、東側は 150-300 Ωm の中一高比抵抗である。新鳩ノ湯と蛇ノ湯を結ぶ区域の低比抵抗層は後で示す低比抵抗層の分布(第21図)でも明確に確認でき、地温分布(第23図)とも整合性が高い。これは温泉活動と比抵抗の高い相関を示すものである。

4.6 比抵抗の平面分布

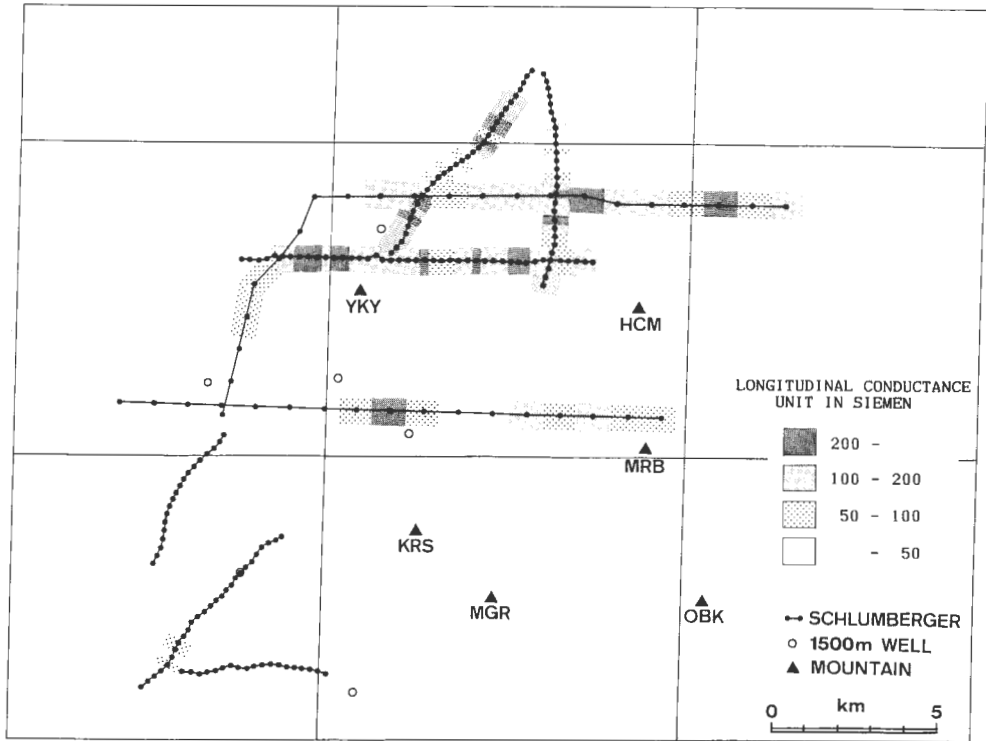
これまで、各々の測線の 2 次元比抵抗構造断面について議論したが、本節では 2 次元解析結果をもと



第20図 測線 KWS-76C の 2次元比抵抗モデル。
 Fig. 20 Two-dimensional resistivity model of the line KWS-76C.



第21図 低比抵抗層の比抵抗値。
 Fig. 21 Resistivity values of conductive layers. Abbreviation for mountains is referred to Figure 5.

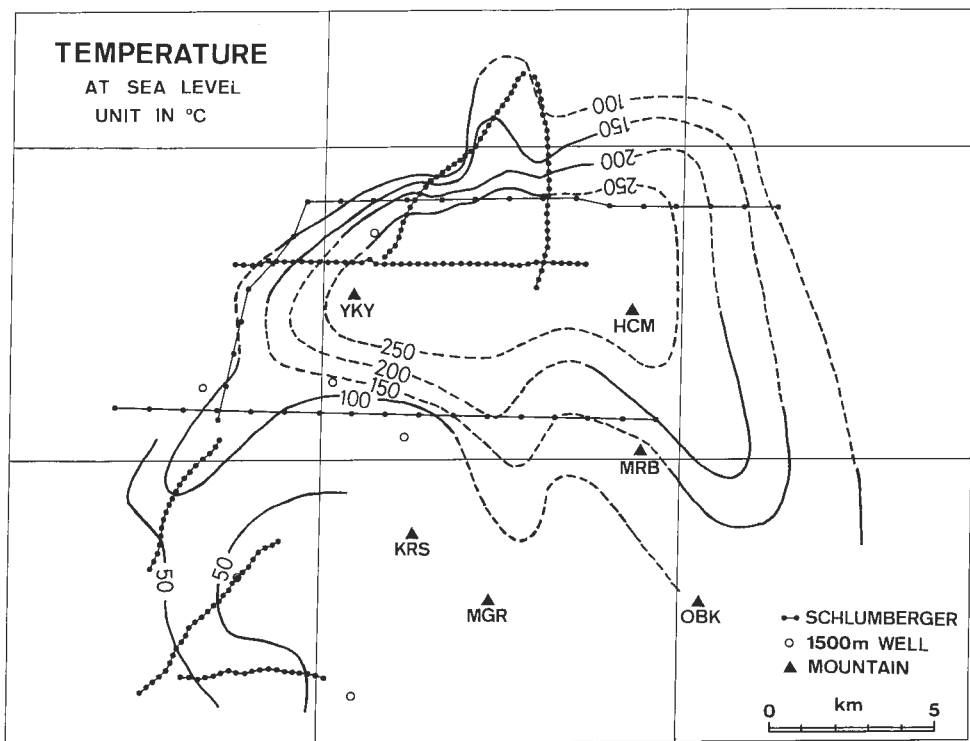


第22図 低比抵抗層の縦伝導度。(低比抵抗層の導電率に層厚を掛けた値, 単位は siemen).
 Fig. 22 Longitudinal conductance in siemen of conductive layers whose resistivities are less than 50 ohm-m. Abbreviation for mountains is referred to Figure 5.

に比抵抗の平面分布を示し, それと温度分布, 重力異常等との比較をする。

第21図は, 各々の測点に低比抵抗層が存在するとき, その層の比抵抗値によって分類したものである。白抜き(HATCHを施していない)測点は低比抵抗層の見られないもの, あるいは, 比抵抗が15 Ωm 以上の層である測点を表す。比抵抗値の区分を設定した7, 15 Ωm の値は, 全体の分布が分かりやすいように決めたものである。モデリングの際, 1つの低比抵抗層に許される比抵抗にある程度の幅があるので, 多少の任意性はあるが, この図で濃く示された部分の集中する所は明らかに低比抵抗域である。図によると, 7 Ωm 以下の低比抵抗層を有する測点は焼山及び八幡平の北側の測線に集中することがわかる。測線 SGN-81 の2測点に7 Ωm 以下の層があるのを除いて, 玉川上流一小和瀬川周辺地域は一部に15 Ωm 以下の地層が存在するだけである。焼山の北側でも測線 SGN-85B の西端や SGN-85A はあまり低比抵抗ではない。

第22図は, 低比抵抗層の全体的な電気伝導度を示すため, その層の導電率に厚さを掛けた値(縦伝導度, 単位 S: siemen)をプロットしたものである。値の大きい測点ほど低比抵抗層の規模が大きいことを意味する。比抵抗50 Ωm 以下の地層を有する測点について, この値を算出した。測線 HCM-74 等において, 高比抵抗基盤のない層についても, 第15-17図に示した破線の深度を用いて計算してあるので, それらの点ではもっと大きい値になることも考えられる。測線 SGN-85B では, 同じ7 Ωm 以下の地層が存在しても, その層の厚さによって縦伝導度が変化することがよくわかる。焼山周辺, 後生掛温泉, 孤ノ森, 及び, トロコ温泉に規模の大きい低比抵抗域がある。測線 SGN-81 の測点9, 13-17に小規模の低比抵抗域がある。小和瀬地区にはほとんど顕著な低比抵抗域はないと言える。縦伝導度の大きい所は変質の規模が大きく, 温度の高い区域であることは確実であるが, それが即ち, 貯留層として有望で



第23図 海水準における推定地温分布。(新エネルギー総合開発機構(1985d)による)。
Fig. 23 Assumed temperature distribution at sea level after NEDO (1985d). Abbreviation for mountains is referred to Figure 5.

あるというわけではない。それには、

- ① 低比抵抗層の深度
- ② 母岩の種類
- ③ 周囲の測点との関係一構造の中における低比抵抗層の意味

等を考慮しなければならない。

第23図に坑井データから推定された海水準における地温分布(新エネルギー総合開発機構, 1985d)を示す。地温分布、縦伝導度の両方とも、少ないデータから求めたものであるが、焼山、八幡平を中心とする200°C以上の高温域は、第22図の縦伝導度の大きい区域とほぼ一致する。測線 HCM-75B の中央部は温度が低い傾向にあり、縦伝導度も相対的に低くなっていることに対応する。測線 SGN-81 付近の推定地温コンターは縦伝導度とピークの位置が少しずれている。焼山と八幡平の中間の高温域は第4図に示した低重力異常域ともよく一致する。

5. ま と め

シュランベルジャ法データの2次元解析から明らかになったことを整理すると、次のようになる。

- ① 仙岩地熱地域に分布する地層は、その岩相によって特有の比抵抗を有し、電気検層、シュランベルジャ法でそれらの値を正確に把握することができる。たとえば、阿仁合層の泥岩・凝灰岩は変質が弱ければ100 Ωm 前後の比抵抗を有する(SN-2 坑)が、澄川、菰ノ森の坑井では1-5 Ωm の低比抵抗を示し、強い変質を受け高温であると推定される。また、SN-3 坑では珪化変質を受けて約500 Ωm の高比

抵抗になっている。小和瀬川溶結凝灰岩層のほとんどの溶結凝灰岩は 500-2,000 Ωm の高比抵抗である。

② 仙岩地域北西部の低比抵抗域は焼山―八幡平周辺に限られる。玉川溶結凝灰岩が厚く堆積した小和瀬地区には顕著な低比抵抗域は存在しない。

③ 低比抵抗域でその縦伝導度の大きい区域は、焼山周辺、後生掛温泉、孤ノ森、トコロ温泉である。

④ 温泉等の地表徴候のある澄川、玉川、後生掛、大深温泉付近の測点は、地表付近から深部まで低比抵抗を示す。

⑤ 焼山、八幡平では低比抵抗層が深くまで続き、地熱活動の熱源の存在を示唆する(測線 HCM-74, HCM-75A, HCM-75B)。また、澄川温泉、後生掛温泉では 35 Ωm 層の深度が浅く、熱源がその直下ではなく、横から熱水が流動し、地表に湧き出しているものと考えられる。それは、自然電位の正異常に対応する。澄川温泉が東西性の開放性裂隙系が熱水の通路になって形成されたと考えられている(窪田, 1985)ことと、比抵抗モデルは整合的である。

⑥ 比抵抗の平面分布は海水準地温分布及び重力異常とよい相関を示す。すなわち、焼山から八幡平にかけての低比抵抗域が低重力異常及び高温域に相当する。これは、変質・高温に伴って比抵抗が低下することをよく示すものである。

⑦ 八幡平―大深岳に対応する高比抵抗基盤の隆起構造が見られる。これは重力異常とも対応する。隆起部の東西の裾に藤七、後生掛、大深、蒸ノ湯、草ノ湯等の温泉があり、隆起に伴う断層系に沿った熱水の上昇が考えられる。

また、シュランベルジャ法の 2 次元解析に関して、以下の知見が得られた。

① シュランベルジャ法は地下構造の水平方向の不均質の影響を強く受け、1 次元解析では正しいモデルを得られない場合が多い。地熱地域のように複雑な地質構造の場合は 2 次元解析が不可欠である。

② 地形の影響を強く受けるため、地形を考慮した精度の高い計算法が必要である。また、現地測定の際、正確な測量が必要である。

③ 比抵抗モデルの自由度が大きく、坑井・地質等のコントロールデータが必要である。

④ 測線 SGN-81 の中央部は 3 次元構造の環境にあり、2 次元解析では限界がある。

6. おわりに

仙岩地熱地域のシュランベルジャ法調査について、これまで行われなかった 2 次元解析を実施し、測定値を満足する比抵抗モデルを得ることができた。また、シュランベルジャ法が地熱資源評価のために有効な情報を与えることがわかった。

今後、比抵抗モデルを有効に利用するために、地熱貯留層がどのように形成されるかを示すモデルが確立され、その中で比抵抗分布が地下深部の状態において何を意味するかということにより明確に知る必要がある。

本研究に用いたシュランベルジャ法解析プログラムは、『地熱探査技術等検証調査』の一環として開発したものである。

本研究を進めるにあたり、新エネルギー総合開発機構地熱調査部にはシュランベルジャ法調査・坑井調査等のデータを使わせて頂いた。また、本報告をまとめるにあたり、地質調査所地質情報解析室長花岡尚之氏、地殻熱部地熱資源課長金原啓司氏には多大な助言を頂いた。ここに深く感謝の意を表す。

文 献

- 安藤重幸(1985) 八幡平東部地域の地熱系モデル, 日本地熱学会誌, Vol. 7, No. 3, p. 215-229.
地質調査所(1975) 昭和49年度全国地熱基礎調査報告書, No. 10, 八幡平北部。

- 菊地恒夫・杉原光彦(1984) 流動電位法の研究, 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. 61-82.
- ・小川康雄・佐藤 功(1984) MT法再解析, 昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, その1, 仙岩地域, p. 231-261.
- ・内田利弘・村上 裕(1984) 電気探査再解析, 昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, その1, 仙岩地域, p. 262-297.
- 金原啓司・大久保太治・角 清愛・千葉義明(1982) 玉川溶結凝灰岩類の変質(その2)—岩手県葛根田川上流および秋田県玉川上流地域—, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 77, No. 3, p. 86-93.
- (1985) 仙岩広域地熱地域の地熱系モデルの概要, 日本地熱学会誌, Vol. 7, No. 3, p. 189-200.
- ・松永栄勇(1985) 仙岩西部地域の地熱系モデル, 日本地熱学会誌, Vol. 7, No. 3, p. 247-260.
- 駒澤正夫・須藤 茂・須田芳朗(1984) 精密重力解析, 昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, その1, 仙岩地域, p. 298-314.
- 窪田康宏(1985) 八幡平—焼山北部地域の地熱系モデル, 日本地熱学会誌, Vol. 7, No. 3, p. 231-245.
- 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. 5, 八幡平北部.
- 日本地熱資源開発促進センター(1979a) 昭和52年度発電用地熱開発環境調査報告書, No. 1, 澄川.
- (1979b) 昭和53年度地熱開発基礎調査報告書, No. 3, 小和瀬, そのII.
- 小川康雄・内田利弘・菊地恒夫・佐藤 功(1987) 仙岩地熱地域におけるMT法探査. 地調報告, no. 266, p. 467-503.
- PELTON, W. H., RIJO, L. and SWIFT, C. M. Jr.(1978) Inversion of two-dimensional resistivity and induced-polarization data, *Geophysics*, Vol. 43, No. 4, p. 788-803.
- 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.
- 佐々木裕(1981a) 比抵抗垂直探査における2次元構造の自動解析(I), 物理探査, Vol. 34, No. 5, p. 341-350.
- (1981b) 比抵抗垂直探査における2次元構造の自動解析(II), 物理探査, Vol. 34, No. 6, p. 422-434.
- 新エネルギー総合開発機構(1982a) 昭和56年度地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域200m級坑井調査報告書.
- (1982b) 昭和56年度地熱探査技術等検証調査, 電磁法(MT法)調査報告書.
- (1982c) 昭和56年度地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域電気探査(シュランベルジャー法)報告書.
- (1983a) 昭和57年度地熱探査技術等検証調査, 電磁法(MT法)調査報告書.
- (1983b) 昭和57年度地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域200m級坑井調査報告書.
- (1983c) 地熱開発促進調査, No. 1, 八幡平東部地域(要約).
- (1984) 昭和57年度地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域400m級坑井調査報告書.
- (1985a) 昭和58年度地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域1,500m級坑井調査報告書.
- (1985b) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査, 地磁気地電流法(MT法)調査報告書.
- (1985c) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域チューベル法調査報告書.
- (1985d) 昭和60年度地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域400m級坑井調査報告書.
- (1985e) 昭和60年度地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域シュランベルジャー法調査報告書.
- (1986a) 昭和60年度地熱探査技術等検証調査, 地磁気地電流法(MT法)調査報告書.
- (1986b) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域1,500m級坑井調査(N59-SN-5)報告書.

- 新エネルギー総合開発機構(1986c) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域 1,500 m 級坑井調査(N59 SN-6K)報告書.
- 新エネルギー財団(1981) 昭和54年度発電用地熱開発環境調査報告書, No. 11, 菰ノ森地区.
- 須藤 茂(1986) 秋田焼山火山の地下構造, 日本火山学会講演予稿集, 1986年度春季大会, p. 91.
- TRIPP, A. C., WARD, S. H., SILL, W. R., SWIFT, C. M. Jr. and PETRICK, W. R. (1978) Electromagnetic and Schlumberger resistivity sounding in Roosevelt Hot Spring KGRA, *Geophysics*, Vol. 43, No. 7, p. 1450-1469.
- 通商産業省(1978) 昭和51年度地熱開発基礎調査報告書, No. 3, 小和瀬, その I.
- 内田利弘・菊地恒夫・村上 裕(1985) 電気探査による仙岩地域北部の比抵抗モデル, 昭和59年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, 仙岩地域, p. 339-364.
- ・佐藤 功(1986) 電気探査データベース・システム, 地調報告第265号, p. 221-245.
- ・村上 裕・小川康雄(1986) 常総台地北部地域におけるシュランベルジャ法と CSAMT 法の 2 次元解析, 物理探査, vol. 39, no. 4, p. 243-254.
- 与良三男・脇田健治・本多朔郎(1973) 秋田県大沼地熱地帯の探査, 地熱, Vol. 10, No. 4, p. 27-44.
- ・伊藤潤二(1974) 北八幡平地熱地域の物理探査, 鉱山地質, Vol. 24, p. 149-156.
- ・渡辺憲一・伊東潤二・脇田健治・窪田康宏(1977) 八幡平北部地域の地熱系, 鉱山地質, Vol. 27, p. 233-244.
- 横山秀吉・中塚勝人・阿部 司・渡部賢一(1983) 含水岩石の比抵抗の温度依存性とその地下温度予測への応用について, 日本地熱学会誌, Vol. 5, No. 2, p. 103-120.

八幡平・焼山周辺の自然電位

菊地恒夫*・杉原光彦*・石戸恒雄*

Self-potential of the Hachimantai-Yakeyama geothermal area

By

Tsuneo KIKUCHI*, Mitsuhiko SUGIHARA* and Tsuneo ISHIDO*

Abstract: Self-potential surveys were conducted five times during the last eight years (1978-1986) in the Sengan geothermal area, northeast of Japan. Obvious self-potential anomalies of positive and negative polarity are found in areas around an active volcano, Mt. Yakeyama in Hachimantai. The positive anomalies can be attributed to an electrokinetic source mechanism; the upward movement of heated pore fluids that gives rise to streaming potential is believed to have caused the observed positive surface potentials. The hydrological model based on the self-potential data reveals to be in harmony with the drilling data in the Sumikawa area. The negative anomaly in the Tamagawa hot spring area can also be attributed to an electrokinetic source mechanism, but because of the extremely low pH of the pore waters (pH~1), a mechanism related to the acidic altered zone should also be considered.

1. はじめに

自然電位法は物理探査法の一つとして長い歴史を持つが、近年地熱探査の分野で活発に用いられるようになった(CORWIN and HOOVER, 1979)。

地質調査所では、1980—1985年にかけて、深部地熱資源探査技術に関する研究(サンシャイン計画の一部)の中で、流動電位法の研究を行った。この研究は、自然電位発生メカニズムのうちの流動電位に着目したものであり、地下の熱水流動に密接に関係した自然電位異常の観測に成功している。自然電位法はマッピング手法として使われているのが現状であるが、地熱系における地下水理を論ずる上で、他の探査手法からは得られない情報を提供してくれる。

仙岩地域での自然電位調査は、地質調査所によって1979—1986年の間、5回にわたって実施されている。このうち最も大規模に行われたのは1983年の焼山周辺の調査である。本報告では主としてこの結果について述べる。

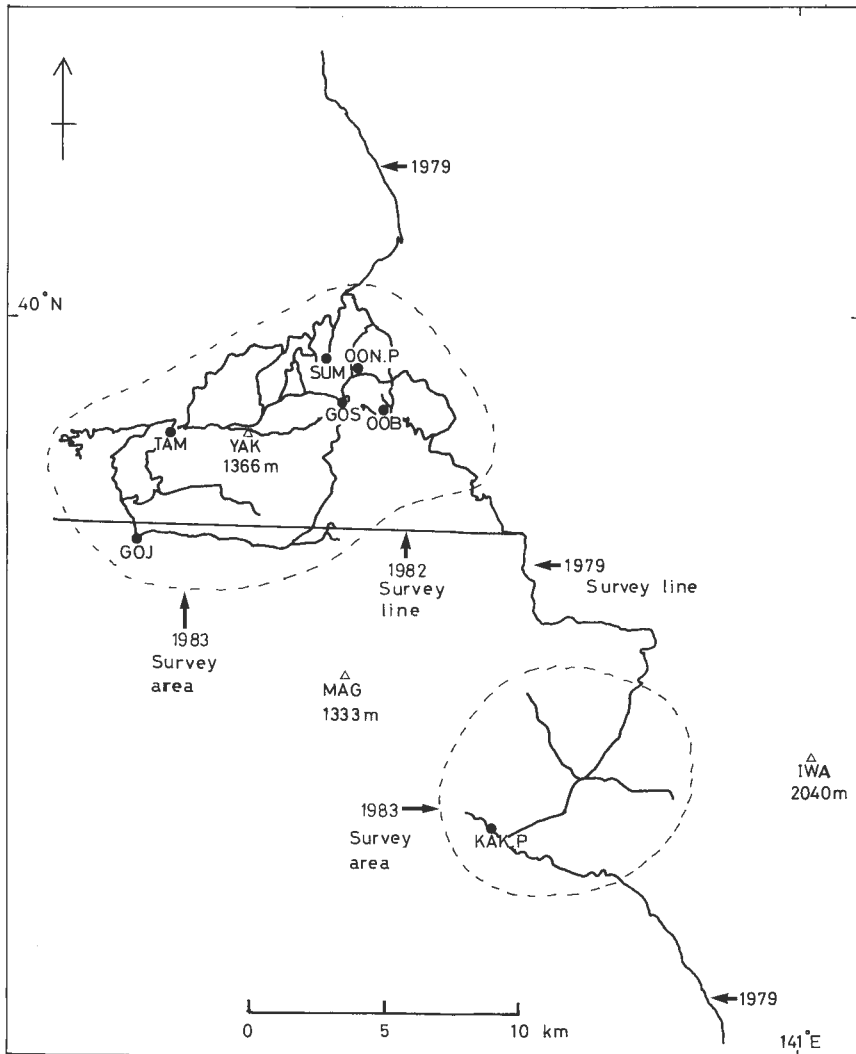
2. 仙岩地域での調査概要

これまでに仙岩地域で行ってきた自然電位調査の概要を年度順に記す(第1図参照)。

1979年10月には、測線長70 kmの測定を行った。測線は秋田県鹿角市永田から、大沼温泉、後生掛温泉、蒸ノ湯、八幡平山頂付近、藤七温泉、下倉山、松川温泉、三ツ石峠、滝ノ上温泉(葛根田地熱発電所)を経て、岩手県雫石町岩井花に至る。測点間隔は100 m、電極は銅—硫酸銅電極を使用した。調査の結果から、三ツ石峠、松川温泉間には、200 mVの正異常が見出された。地熱発電所の運転されて

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department



第1図 調査位置図.

Fig. 1 Location map of survey area.

- | | | | |
|-------|-----------------------------------|-------|--------------------------------|
| GOJ | : Gojumagari | OON.P | : Onuma geothermal power plant |
| GOS | : Goshogake hot spring | SUM | : Sumikawa hot spring |
| IWA | : Mt. Iwatesan | TAM | : Tamagawa hot spring |
| KAK.P | : Kakkonda geothermal power plant | YAK | : Mt. Yakeyama |
| OOB | : Oobuka hot spring | | |

いる松川及び葛根田地域には比較的短波長の負異常がみられた(石戸, 1981).

1982年には, 地電流補正の方法の検討を含め新エネルギー総合開発機構(NEDO)の電気探査, 屈折法測線を利用して電位調査を行った(菊地・杉原, 1984). 1983年には, 焼山周辺地域で電位測定を行った. また松川温泉から三ツ石峠を経て滝ノ上温泉に至る測線については1979年に続き再測を行った. 測定電位の再現性は極めて良く, 200 mVの正異常を再確認している. これらの調査結果については本稿で詳しく述べる.

1985年には, 焼山周辺で, 土壌の pH 等が測定電位に及ぼす影響を明らかにする目的で, 電位の再調

査を行い土壌のサンプリングを行った。

1986年には、後生掛温泉南方約3 km で小規模な電位調査及び土壌のサンプリングを行い、約300 mV の正異常の再確認を行っている。

3. 焼山周辺及び松川・葛根田地域の自然電位調査

3.1 自然電位測定

測定は、1983年10月15日から、同年11月14日にかけて、焼山周辺及び松川・葛根田地域について行った(第1図参照)。

総測線長は約145 km で、測点数は1,454点であった。測点間隔は100 m である。

1つの測線の長さは最大2 km とした。また異なった基準地点に属する測線の重ね合わせは、3点以上の重複測定によって行った。

使用した電極は、銅-硫酸銅電極と鉛-塩化鉛電極である。測定に際しては、いずれの電極種についても電極を複数用意し、その中から分極電位差の小さいもの2つを選んで電極対とした。この電極対のうち、一方は基準地点に設置する固定電極、もう一方は測線上を100 m 間隔で設置し、移動する移動電極である。

固定-移動電極間の電位差の測定は、移動電極を設置後30秒間おき、電位が安定したところを読み取った。測定には、直流電位差計(入力抵抗10 MΩ 以上)を使用した。ただし電位に周期的変動のある地点では、さらに1分間の測定を行い平均をとった。また1つの測線に対し、測定の開始-終了時には、固定-移動両電極を飽和硫酸銅溶液(銅電極の場合)、または飽和塩化カリウム溶液(鉛電極の場合)に浸し、溶液中に常時置かれている同種の基準電極との間の分極電位を測定して次式により補正を行った。

$$P_u = ((S_m - S_f) + (E_m - E_f)) / 2$$

ここに

P_u : 分極補正值

S_f : 測定開始時の基準電極と固定電極の電位差

S_m : 測定開始時の基準電極と移動電極の電位差

E_f : 測定終了時の基準電極と固定電極の電位差

E_m : 測定終了時の基準電極と移動電極の電位差

測定上の留意点として、表土を10-20 cm 剥して電極を設置し、接触抵抗が低くなるようにした。また設置地点は冠水している場所や、土質が明らかに周囲と異なっている地点は避けた。

3.2 地電流観測

地電流観測は、トロコ温泉付近において自然電位測定開始の3日以上前から行った。なおモニター点のトロコ温泉付近は、焼山・八幡平付近に広く分布する低比抵抗帯に位置している(小川ほか、本報告)。電極配置は、南北100 m, 150 m, 200 m, 東西100 m, 150 m, 200 m とし、この6成分について連続記録を取った。各成分とも他の成分の電極を共用せず、それぞれ2個の電極を使用した。

電極は150 m 成分は炭素棒、その他の成分は鉛-塩化鉛電極とした。

記録は150 m 成分はペンレコーダーに連続記録を行い、他の成分は、自然電位測定を行っている時間帯に、データロガーで1分間隔でデジタル記録(磁気カートリッジ)を行った。

実際に調査が実施された時間帯の地電流の変化(電極間隔に比例した電位変化)は、全測定日数(24日)のうち6日あった。その大きさは、最大4 mV/100 m で、9時間程度続く変化が見られた。また雨または雪の影響と思われる10 mV/100 m を越すノイズもみられた。

しかしながら地電流補正には、同じ地域内でも、地電流の大きさ、方向が一定でないなどの問題があり(菊地・杉原、1984)、今後の検討が必要と思われるので、今回は地電流補正は行わなかった。

3.3 基交点合わせと閉塞誤差の補正

測定結果を電位図またはコンターマップとして表示するためには、いわゆる基交点合わせを行う必要がある。これは、各測線毎にそれぞれの基準地点に対し記録されている電位値を、調査地域内のある一地点の電位を基準(0 V)とした値に変換する作業である。

基交点合わせは、焼山周辺では藤七温泉北西約3 kmの地点(測点番号008)を基準とし、松川・葛根田地域では、松川温泉の国民宿舎前の地点(測点番号301)を基準として行った。

基交点合わせを行ったデータに対し、閉塞誤差の補正を行うために焼山周辺においては1次—3次の閉塞ルートを設けた。最も長い1次ルートの測点数は487点で、その閉塞誤差は銅—硫酸銅電極の場合5.0 mV、鉛—塩化鉛電極の場合6.22 mVであった。これから、1測点当り各々0.01 mV、0.013 mVの補正を行った。2, 3次のルートは複数になるが、それぞれ閉塞誤差を評価し補正を行った。

松川・葛根田地域では、閉塞路線が取れず、この補正を行っていない。

3.4 等電位線図の作成

等電位線図の作成には、地熱情報データベースに備えられたコンタリングプログラムCPS-1を使用した。コンタリングに際しては、短波長成分(≤500 m)を除去するためのスムージングを行っている。スムージングは、グリッド間隔0.1 km、内挿円の半径 $R=1.5$ km、重み関数 $W(r_i, R) = \{(1-r_i/R)^2(1+2r_i/R)\}^3$ (ただし r_i はグリッドのノードから測点までの距離)として、各グリッドの値を求めた。

なお松川・葛根田地域については、測点密度が小さいため等電位線図の作成は行わず、電位図として結果を表示した。

4. 調査結果及び考察

4.1 調査結果

焼山周辺については、第2図に電位値と測定標高の相関図を、第3図に等電位線図をそれぞれ示した。第3図は銅—硫酸銅電極による結果であるが、鉛—塩化鉛電極による結果もほとんど同じであった。また第3図は、1982年に調査したNEDOの電気探査・屈折法測線についての結果も取り込んでいる。

第2図から、焼山周辺について電位と標高の関係を求めたところ -0.014 mV/m程度であって、第3図の結果を解釈する上で、地形の影響(浅層地下水による流動電位)は考慮する心要がないと考えられる。

第3図を見ると50 mV以上の正異常が、澄川西方を中心にさらに西側に延びているのが見られる。また後生掛温泉の南方3 km付近では、300 mV近い正異常がみられる。

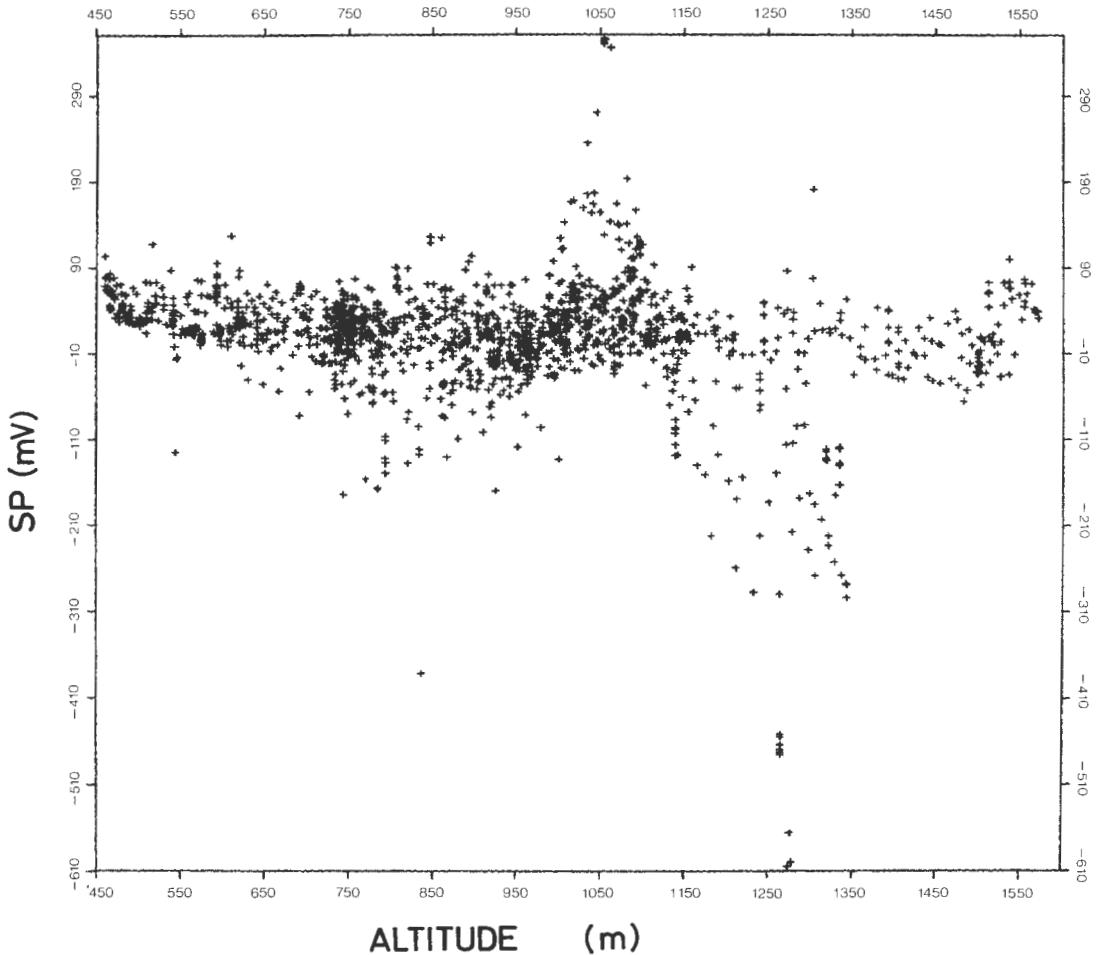
負異常は焼山東方に -300 mV以上の異常がみられ、また西方にも -100 mV程度の異常が存在する。また玉川温泉付近にも、 -100 mV程度の異常が存在する。

焼山頂上付近は、東・西両側を負異常帯に囲まれた高電位帯となっている。等電位線図には示されていないが、焼山火口近傍には200 mVの正異常が存在している。

その他の興味深い点として、後生掛、澄川、蒸ノ湯等の温泉付近で、等電位線図に表示されていない短波長の異常は別として、これといった異常の存在しないことが挙げられる。

次に、松川・葛根田地域の自然電位の測定結果(電位図)を第4図に示す(第4図の電位図は、100 m間隔の測点・電位をそのまま結んだもので、スムージングは行っていない。この地域内では、かなり短波長の異常が発生しているのが特徴で、焼山周辺と様相を異にしている)。顕著な正異常が、三ツ石湿原北東から大松倉山付近にみられる。また負異常が小畚山付近に観測された。また葛根田地熱発電所付近にも短波長の負異常がみられる。

松川・葛根田地域の測線の一部は、1979年に行ったものと全く同一のものである。測定結果を比較してみると再現性は良好で、特に三ツ石湿原付近に見られる顕著な正異常は、非常によく似ている。



第2図 電位と測点標高の関係(八幡平・焼山周辺地域)。縦軸が自然電位(単位:mV)、横軸が測定点の標高(単位:m)。

Fig. 2 Relationship between self-potential and altitude of station.

4.2 焼山周辺について

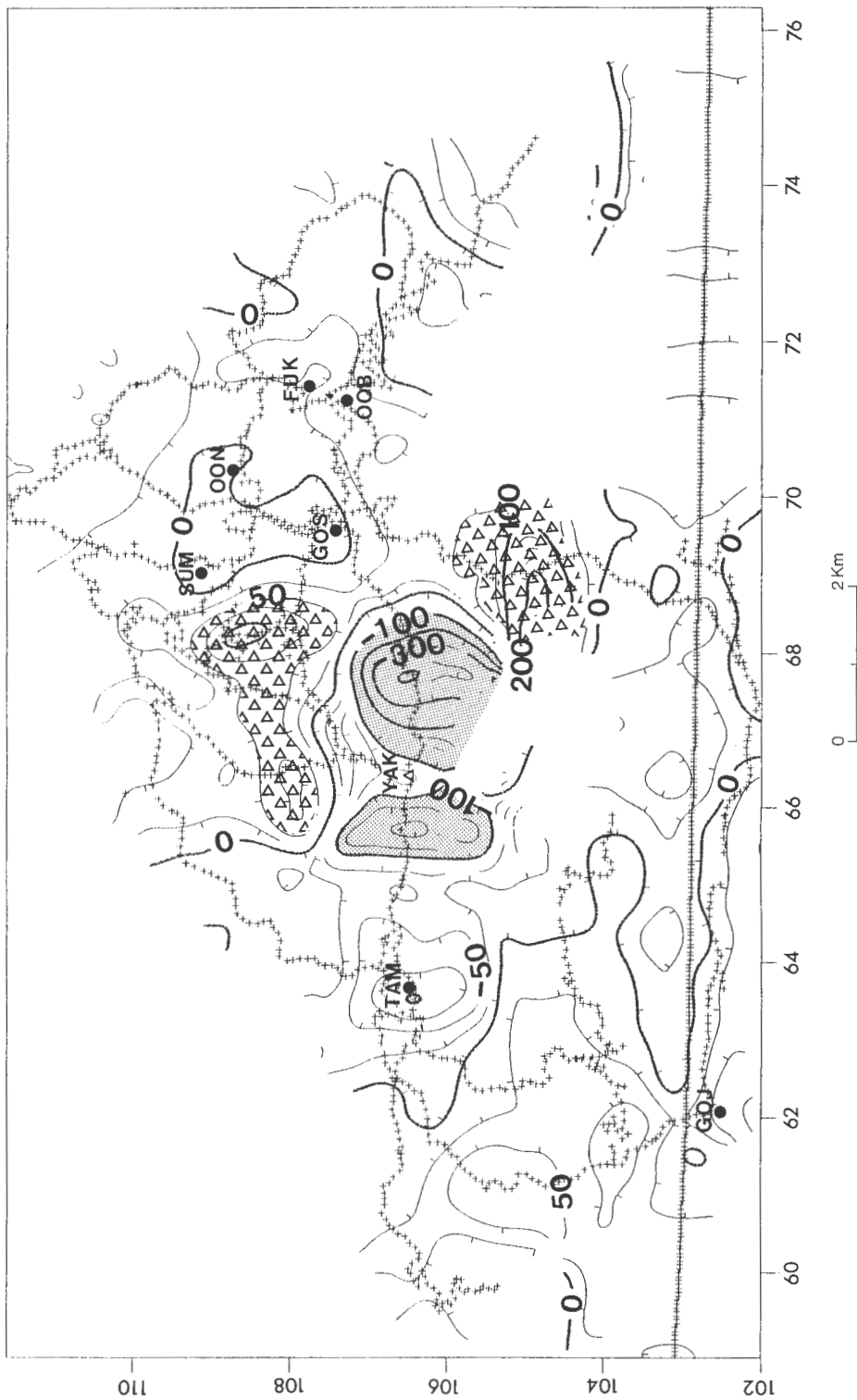
4.2.1 正電位異常について

石戸(1981)によるモデル計算によれば、地熱地域でごく一般的な化学的性質の熱水が対流運動を起こした場合、熱水の上昇部においては、流動電位を原因として正電位の発生が期待される。また地表を通しての流れがある場合には、地表水流入域に負電位が発生する。

焼山山頂を中心に自然電位異常の分布を見ると(第3図)、焼山火口付近に1 km 弱の広がりを持つ正異常が存在し、その外側を2 km 程度の広がりで見られる負異常が取り囲んでいる。そしてさらにその外側、澄川南西と後生掛南方の2ヶ所に、1-2 km の広がりを持つ正異常が存在している。

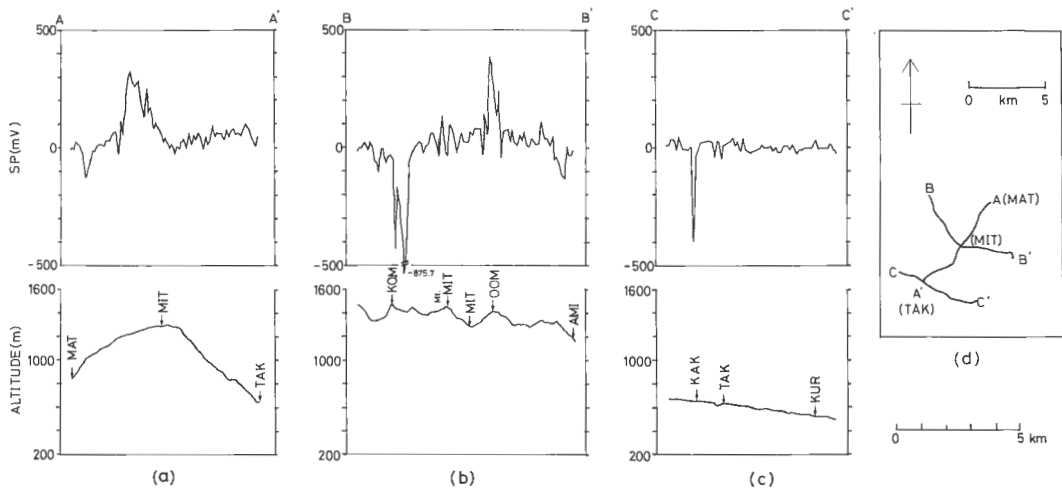
これらの異常を流動電位をメカニズムとして説明すると、正異常部は熱水の上昇部と解釈される。

焼山山頂を通る北東-南西の断面について、推定される地下水理モデルを描くと第5図のようになる。澄川南西の正異常帯の中では三菱金属(株)による調査井掘削が行われ、海水準で250°Cといった高温ゾーンが発見されており(窪田, 1985)、正異常から推定される熱水の上昇部が確認されている。なお正異常帯の下で、熱水の上昇流が側方流動に転じているように描いているのは、この地域で地表への熱



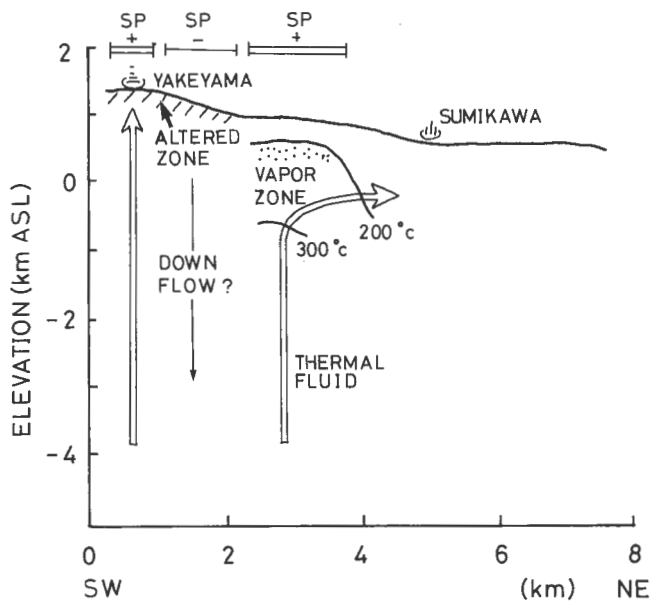
第3図 八幡平・焼山周辺の自然電位の等電位線図。コンター間隔は25 mV。+は測定点。△は電位が50 mV以上の正の部分。影付きは-100 mV以下の負の部分を表す。略号の意味は、FUK(蒸ノ湯)、GOS(後生掛温泉)、OOB(大深温泉)、OON(大沼温泉)、SUM(沼川温泉)、TAM(沼川温泉)、GOS(玉川温泉)、GOJ(五十曲)、YAK(焼山)。

Fig. 3 Self-potential contour map of the Hachimantai-Yakeyama area. Contour interval is 25 mV. Locations of stations are shown by +. Positive anomalies above 50 mV are shown by triangles. Negative anomalies below -100 mV are shaded. Abbreviations are as follows: FUK (Fukenoyu), GOS (Goshogake hot spring), OOB (Oobuka hot spring), OON (Oonuma hot spring), SUM (Sumikawa hot spring), TAM (Tamagawa hot spring), GOJ (Gojumagari), YAK (Mt. Yakeyama).



第4図 松川・葛根田周辺の自然電位. (a)-(c)とも上側に自然電位, 下側に地形断面を表す. (d)は測線位置である. 略号の意味は, MAT (松川温泉), MIT (三ツ石温泉), TAK (滝の上温泉), KOM (小倉山), Mt. MIT (三ツ石山), OOM (大松倉山), AMI (網張元湯), KAK (葛根田地熱発電所), KUR (黒滝沢).

Fig. 4 Self-potential profiles of the Matsukawa-kakkonda area. Abbreviations are as follows: MAT (Matsukawa hot spring), MIT (Mitsuishi sitsugen), TAK (Takinoue hot spring), KOM (Ko-mokkoyam), Mt. MIT (Mitsuishiyama), OOM (Oomatsukurayama), AMI (Amiharimotoyu), KAK (Kakkonda geothermal power plant), KUR (Kurotaki zawa).



第5図 焼山周辺の正・負異常を説明する地下水理モデル. 正異常は熱水の上昇流に伴う流動電位によって発生している. 澄川温泉南西に期待される高温ゾーンは掘削によって確認されている (窪田, 1985). 負異常は地下水の下降流または酸性変質帯に伴って発生していると考えられる.

Fig. 5 Hydrological model of the region around Mt. Yakeyama, based on the self-potential distribution. Up-ward flows of thermal fluids are expected to occur under the areas of positive SP anomalies. Temperature logs of the several wells have confirmed the high temperature zone expected to the southwest of Sumikawa hot spring. Negative SP anomalies are thought to be associated with streaming potential caused by descending meteoric water, or to be associated with the existence of acidic altered zone.

水、蒸気の湧出がないためである。

正異常帯の地下では正電荷が集積されているわけであるが、これは熱水の上昇に伴う温度変化(例えば300°C→200°C)によるものと考えられる(石戸, 1981)。この地域の地下では、標高500 m付近に蒸気卓越の二相ゾーンが発見されており(窪田, 1985)、あるいはこの蒸気ゾーンの存在が正電荷集積のメカニズムとして重要なかもしれない。

ジュランベルジャー法及びMT法の両解析結果(内田ほか, 本報告; 小川ほか, 本報告)によると、焼山北部には、標高-500 m~500 mの間に、比抵抗が5 Ωm程度のきわめて低比抵抗のゾーンが存在している。澄川南西の正異常帯は、ほぼこの低比抵抗ゾーンの中に入っており、しかも北及び東の端は低比抵抗ゾーンのそれとほぼ一致しているのが注目される。正異常帯の下部には熱水の上昇流のみならず、比抵抗構造や掘削データ(窪田, 1985)から明らかなように、貯留構造が発達しているものと考えられる。

標高-500 m以深での熱水の上昇がどのような流路を通っているかははっきりとは言えないが、一つの可能性として仙岩地域の等重力線編集図(駒沢ほか, 1984)から読み取れる重力傾斜に沿った南北性の断裂が考えられる。その位置は比抵抗構造の不連続から判断すると、澄川、後生掛を結ぶ線の西側、おそらく1 km程度のところ(自然電位正異常帯の東端付近)と思われる。

後生掛温泉の南方3 kmほどのところにも正異常帯が存在する(第3図)、これも上に述べたように熱水の上昇流によって説明できるかも知れない。場所的に低重力異常のほぼ南端に当たっており、陥没構造を支配する断層に沿って熱水が上昇し、比較的浅部で側方へ流動しているのかも知れない。

後生掛、澄川、大沼、蒸ノ湯等の温泉付近(熱水の地表への流出部)で、これといった異常の存在しない理由については、湧出熱水のpHが2-3の間のもが多く、ゼータ電位(岩石-水の固-液界面に発生している電位差)が零に近い(ISHIDO and MIZUTANI, 1981)ためと考えられる。この場合、熱水の湧出があっても地表に電荷がたまらない。なお大沼、澄川地域の坑井からの噴出流体の化学性状はおおむね中性で、塩分濃度も2,000 ppm程度であり(SAKAI and MORI, 1981)地表に流出している温泉水とはかなり性質を異にしている。このような化学成分の熱水に関しては、負のかなり大きいゼータ電位発生が考えられ、熱水の上昇に伴って澄川南西で観測されたような正異常を発生させるものと考えられる。

4.2.2 負電位異常について

自然電位の正異常の原因については、熱水の上昇運動に伴う流動電位のみが提出されているが、負異常の原因については、次のようなものが考えられており複雑である。

- 1) 熱水対流の下降部
- 2) 地表の変質帯(熱水変質による明ばん石の存在など(CORWIN and HOOVER, 1979))
- 3) 導電性鉱床(SATO and MOONEY, 1960)

これらの点を考慮して焼山周辺地域に見られる負異常を説明する。

玉川温泉付近は大量の熱水が湧出しているにもかかわらず、第3図に示すように負異常帯となっている。まず熱水の上昇に伴って正電位異常の発生しない原因としては、熱水のpHが1(塩酸性)と極めて低いことがあげられる。このように強酸性であると、通常負であるゼータ電位が正に逆転する(ISHIDO and MIZUTANI, 1981)。この場合、熱水の流出部には負異常が発生することになるが、その絶対値は非常に小さいと考えられる。従って、玉川温泉付近の負異常の原因としては他の原因、すなわち地表の酸性変質帯の存在も考えなければならない。1985年に測定した土壌の摩削pHは全般に低く、pH 3程度の値も検出されている(通常はpH 6-7)ので、この可能性は高いと思われる。

焼山山頂の東西の負異常帯は、流動電位をメカニズムとした解釈では、1)の地下水の下降部とも推定されるが、2)の酸性変質帯の存在等によるものも考えられる(第5図参照)。これは焼山山頂の東西の負異常帯が、酸性変質帯の分布(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)と一部重なるためである。このため1985年に焼山周辺で電極接地点の土壌サンプリングを行っている。土壌の摩削pHを測定したが、一部の測点ではpHの低異常と電位の負異常が相関していた。

焼山周辺における酸性変質帯の分布は、上に述べた玉川温泉付近及び焼山山頂付近の他に、後生掛温泉及び澄川温泉から銭川温泉にかけての地域についても、その分布が知られている。これら後者の地域については、4.1及び4.2.1で述べたように、これといった電位異常が発生していない。酸性変質帯の分布が、必ずしも負異常を発生させる訳ではなく、2)の地表の変質帯による負異常については、今後の研究課題である。

4.3 松川—三ツ石山—葛根田測線について

三ツ石湿原北東から大松倉山にかけて存在する正異常は、大きさが300 mVと極めて顕著である(第4図(a), (b))。この異常を流動電位メカニズムで解釈すると、松川温泉の南南西1-2 kmの地下に熱水の上昇流の存在が示唆される。この上昇流は松川の貯留層へ熱水を供給しているのかも知れない。

第4図(b)に示されているように、小畚山付近には-1 V近い負異常が存在している。この測定地域では、酸性変質帯が広く分布しているが、この負異常はパイロフィライト帯の分布(金原, 1983)に一致している。

第4図(c)に現れている葛根田地熱発電所近くの局所的な負電位についてはその原因がはっきりしないが、人工構造物の影響等も考慮しなければならない。なお葛根田や松川のようにすでに地熱発電所の稼働している地区では、貯留層内で生産・還元に伴う熱水流動が発生しており、それによる流動電位が自然のものに加わっている可能性がある(菊地・杉原, 1986)。従って第4図の結果だけから、これらの地区での熱水流動等を議論することは不可能である。

5. ま と め

1979年から1986年の間、仙岩地域とくに焼山周辺地域において自然電位調査を行ってきた。その結果、数カ所で顕著な正負の電位異常を検出した。またこれらの電位異常にはよい再現性が認められた。

熱水上昇に伴う流動電位が正異常を引き起こすという観点から、焼山周辺での熱水流動について推定を行った。澄川南西の正異常帯に期待される熱水の上昇流は、掘削等のデータと調和的であった。後生掛温泉南方の正異常帯にも、熱水の上昇流が期待されるが、この地区については今後の調査が望まれる。

玉川温泉付近には、大量の熱水が湧出しているにもかかわらず負異常となっているが、これは熱水のpHが1と極めて低いことと、地表の酸性変質帯の存在等によるものと推定される。

その他の負異常については、流動電位をメカニズムとした地下水の下降流に伴うものが考えられるが、熱水変質帯の影響も考えられるので、今後さらに検討を行う予定である。

謝辞

1983年の調査では、新エネルギー総合開発機構の屈折法・電気探査測線を使用させて頂いた。また1983年調査では、三菱金属㈱に調査の便宜をはかっていただいた。新エネルギー総合開発機構地熱調査部、同秋田調査事務所の各位及び三菱金属㈱にここに深く感謝する次第である。

文 献

- CORWIN, R. F. and HOOVER, D. B. (1979) The self-potential method in geothermal exploration. *Geophysics*, vol. 44, p. 226-245.
- FITTERMAN, D. V. (1979) Calculation of self-potential anomalies near vertical contacts. *Geophysics*, vol. 44, p. 195-205.
- 石戸経士(1981) 地熱水対流に伴う流動電位—地熱地域における自然電位異常のメカニズムとして—。日本地熱学会誌, vol. 3, p. 85-100.

- ISHIDO, T. and MIZUTANI, H. (1981) Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *J. Geophys. Res.*, vol. 86, p. 1763-1775.
- 菊地恒夫・杉原光彦(1984) 流動電位法の研究(昭和58年度). 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. 61-81.
- ・—————(1986) 流動電位法の研究(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. 123-149.
- 金原啓司(1983) 八幡平東部地域における地熱変質帯と地熱系. 岩鉱, vol. 78, p. 479-490.
- 駒沢正夫・須藤 茂・須田芳郎(1984) 仙岩地域精密重力解析, 昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, その I 仙岩地域. p. 298-314.
- 窪田康宏(1985) 八幡平一焼山北部地域の地熱系モデル. 日本地熱学会誌, vol. 7, p. 231-245.
- SAKAI, S. and MORI, H. (1981) Ohnuma geothermal field, in Field excursion guide to geothermal fields of Tohoku and Kyushu, *Volcanological Soc. Japan*, p. 21-29.
- 小川康雄・内田利弘・菊地恒夫・佐藤 功(1987) 仙岩地熱地域における MT 法探査. 地調報告, no. 266, p. 467-503.
- SATO, M. and MOONEY, H. M. (1960) The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. *Geophysics*, v. 25, p. 226-249.
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985) 10万分の1 仙岩地熱地域地質図及び同説明書. 地質調査所.
- 内田利弘・小川康夫・菊地恒夫(1987) シュランベルジャー法による仙岩地域の比抵抗構造. 地調報告, no. 266, p. 505-531.

仙岩北部地域の屈折法解析

菊地恒夫*・村田泰章**・津 宏治***

Analysis of the refraction seismic survey in the northern Sengan area

By

Tsuneco KIKUCHI*, Yasuaki MURATA** and Hiroji TSU***

Abstract: In the northern Sengan area, a refraction seismic survey was carried out in 1981. After the survey, two wells (SN-2 and SN-3, both are 1,500 m deep) were drilled. So we re-calculated the velocity structure under the survey line, using core test data of SN-2 and SN-3 as the control data. We obtained two velocity structures, one consists of four velocity layers, the other consists of five velocity layers containing one low velocity layer.

1. はじめに

秋田、岩手両県にまたがる仙岩地熱地域では、1981年より地熱探査技術等検証調査の一環として、多くの地表調査及び坑井調査が、新エネルギー総合開発機構(NEDO)により行われてきた(新エネルギー総合開発機構, 1982a, 1982b, 1985)。これらの調査の内、屈折法地震探査は最も初期に行われた調査の1つであり、既に構造解析も行われた(新エネルギー総合開発機構, 1982a)。その後、測線近傍にNEDOによりSN-2, SN-3号井という2本の坑井が掘削され、コアの弾性波速度測定の結果などが明らかにされた(新エネルギー総合開発機構, 1985)ので、これらのデータをコントロールデータとして用い、再度、屈折法地震探査データの解析を行った。ここではその結果について述べる。

2. 調査概要

測線は第1図に示したように、柵森より五十曲、巻岳を経て藤七温泉に至る、ほぼ東西方向の延長約18 kmであり、刈払いを行って直線状に設定されている。

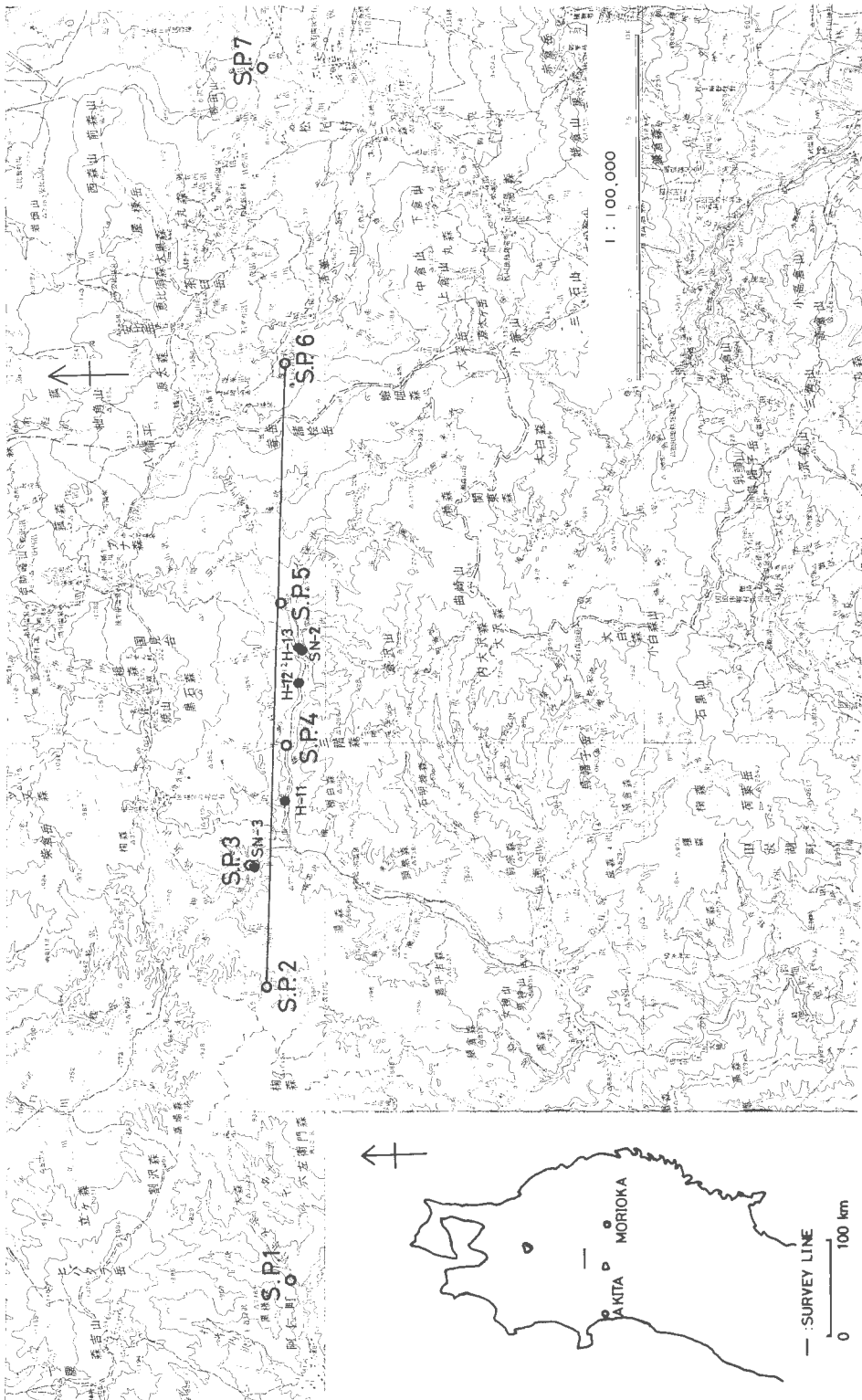
ショットポイントは、SP1からSP7の7点が同図に示したように測線に対し多少のオフセットを持って設定されている。なお測線西端から西方へ約8.4 kmの地点のSP1と、測線東端から東方へ約8.9 kmの地点のSP7は、基盤速度を求めるための遠隔ショットポイントである。発破坑は、1ショットポイントにつき2坑の計14坑である。発破に関する諸元を第1表に示す。

受振点は191点で、受振点間隔は100 mである。受振器は、固有周波数4.5 Hzの受振器を2種類用いている(新エネルギー総合開発機構, 1982a)。

記録方法は次の通りである。4班の観測班のうち1班が精度 10^{-6} の水晶時計を持ち、その時刻信号を分配器で振幅を調整して、電話線を通して他の観測班に送る。ショットマークと水晶時計の信号は電磁オシログラフのNo. 25トレースに入り、振動の信号は24個の受振器から増幅器を経て、電磁オシログラフのNo. 1からNo. 24トレースに入り光学的記録となる。この24成分のうちの6成分の振動信号は、

* 地殻熱部 ** 地質情報解析室 *** 物理探査部

* Geothermal Research Department ** Information and Analysis Office *** Geophysics Department



第1図 1981年に実施された屈折法測線位置図 図中のS.P.は、ショットポイントを表す。H-11、H-12及びH-13は、200 m、SN-2及びSN-3は、1,500 mの坑井である。

Fig. 1 Location of the refraction seismic survey line. Notations of S.P.s are shot points. H-11, H-12 and H-13 are wells of 200 m deep, SN-2 and SN-3 are wells of 1,500 m deep.

第1表 発破に関する諸元.

Table 1 Amount of explosives and depth of blastings.

発破点	発破坑	薬量(kg)	坑底深度(m)	薬長(m)	薬頭深度(m)
SP1	A	315.0	58.7	15.3	43.4
	B	405.0	64.5	19.4	45.1
SP2	A	225.0	50.7	10.6	40.1
	B	292.5	57.6	13.5	44.1
SP3	A	225.0	46.4	10.7	35.7
	B	157.5	38.2	7.5	30.7
SP4	A	202.5	47.6	9.3	38.3
	B	225.0	50.6	10.5	40.1
SP5	A	247.5	51.4	11.2	40.2
	B	180.0	46.9	8.5	38.4
SP6	A	270.0	57.1	13.3	43.8
	B	202.5	48.8	9.3	39.5
SP7	A	360.0	64.7	16.6	48.1
	B	292.5	56.5	13.5	43.0
合計	14坑	3600.0			

分配器を経て7チャンネルのデータレコーダーに記録される。データレコーダーの残りの1チャンネルには刻時信号を記録する。ただデータレコーダーに記録を行ったのは、ほぼ受振点4点につき1点の割合である(新エネルギー総合開発機構, 1982a)。

3. 観測記録

第2(a), (b)及び(c)図に、ショットポイント2, 3及び6のペーストアップ図を示した。これはデータレコーダーにより記録した振動を再生したものである(新エネルギー総合開発機構, 1982a)。

今回の解析に使用した観測走時は、読み取り精度1m secで、発破坑の直角オフセット補正、深度補正及び2坑の発破坑が、見かけ上1坑となるような補正を加えたものである。

第3図には、解析に使用した走時図を示した。

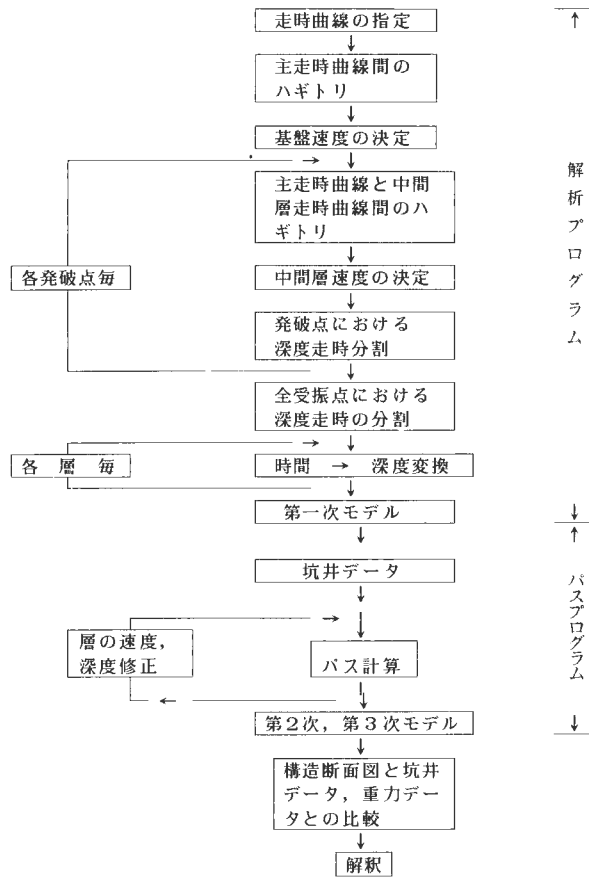
4. 解析方法

本解析に使用した方法は大きく2つに分けられる。1つは、会話形式屈折法地震データ解析システム(津ほか, 1982)と呼ばれるもので、第4図に示した処理フローのように、ハギトリ法(萩原, 1938)を適用して地下の速度構造を求めるものである。今後は、このプログラムを解析プログラムと呼ぶ。なお解析プログラムは、地熱情報データベース・システム SIGMA の一環として開発された。

もう1つは、解析プログラムで求めた速度構造について、筆者の一人(村田)が開発した方法によりパス計算を行うものである(仲澤・村田, 1983)。今後はこのプログラムをパスプログラムと呼ぶ。

このプログラムは、与えられた構造から理論走時曲線を計算して観測走時と比較し、解析により求めた構造が正しいか検討するもので、必要があれば構造を修正することができる。

パスプログラムのアルゴリズムは、ホイヘンスの原理を応用したものである(伊藤ほか, 1983)。これは、地下構造モデルをグリッドに切って入力し、ショットポイントとするグリッドから、その回りのグ



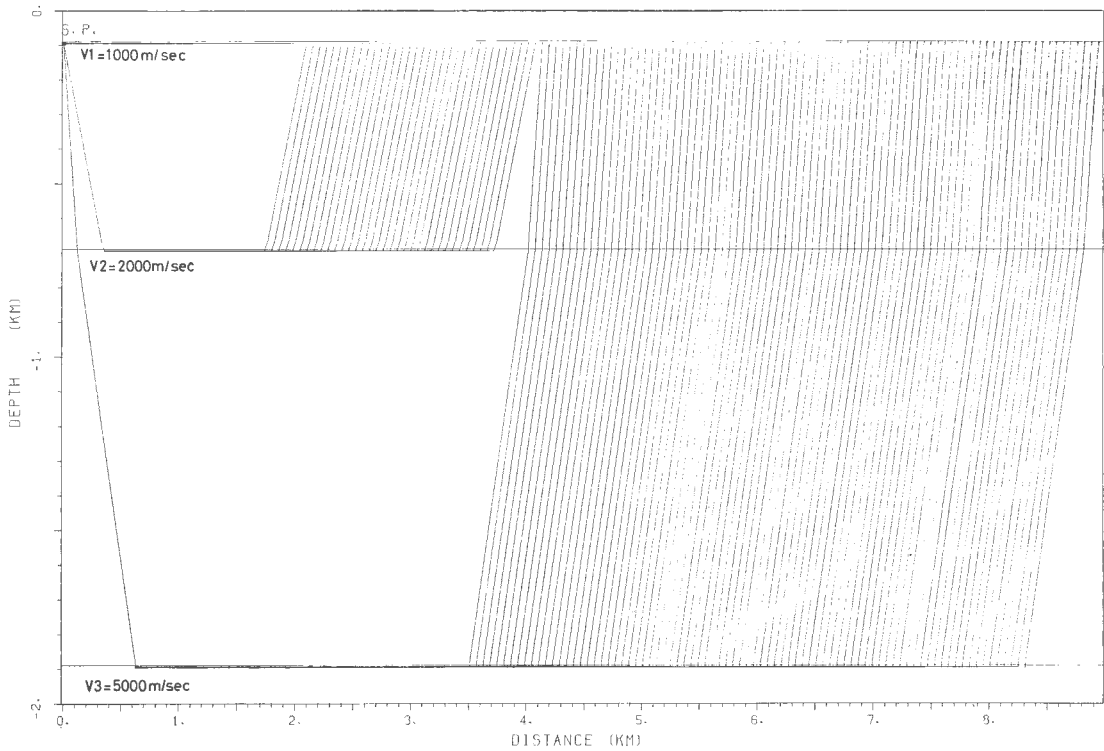
第4図 解析プログラムのフローチャート.
Fig. 4 Flow chart of the calculation of the velocity structure.

リッドに対し初動の到着時間を計算し、次にその初動の到着時間の計算されたグリッドから、回りに計算を広げ到着時間を加算していくものである。この計算法は、次の様な特徴を持つ(仲澤・村田, 1983)。

- ① 地下構造モデルをグリッドで与えるため、複雑な構造にもかなり対応できる。
- ② 計算時間が短い。
- ③ 各グリッドにおいて、そのグリッドに初動を与えたグリッドを記憶させれば、ショットポイントのグリッドから任意のグリッドまでの波の経路を表示させることができる。
- ④ 三次元の計算も可能である。

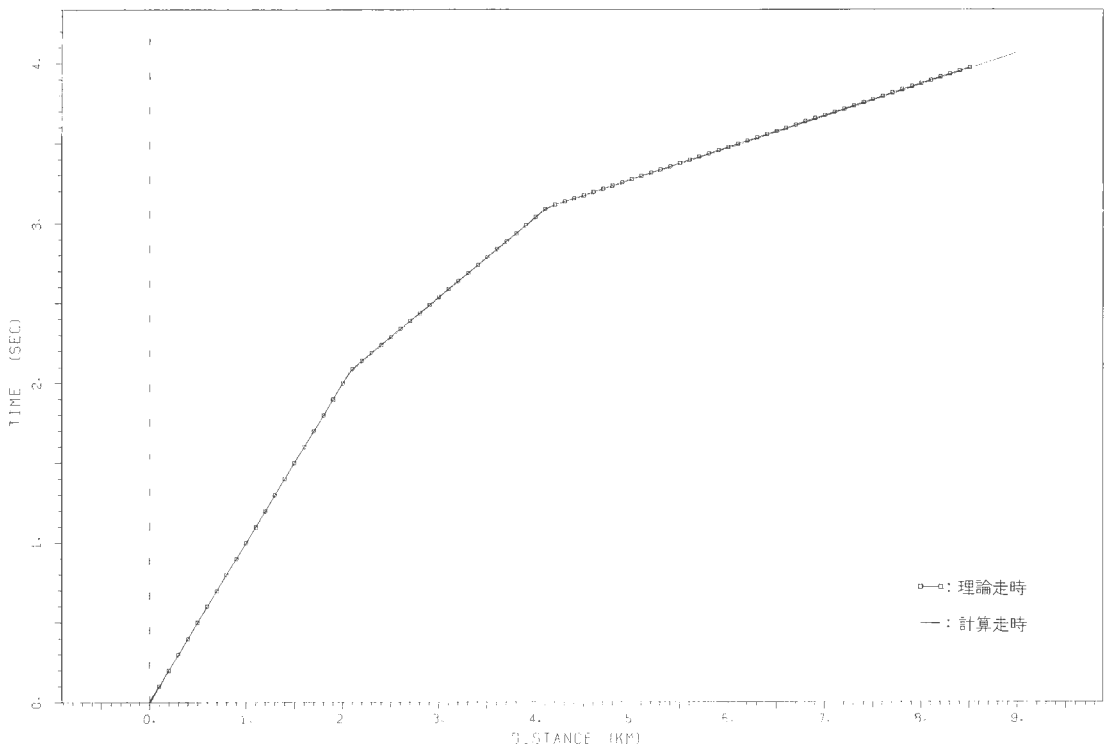
計算精度を評価するために、まず簡単な3層構造及びミラージ層モデルでシミュレーション計算を行い、理論式より求めた走時と比較した。なおグリッド間隔を、3層構造では、水平方向に30 m、深度方向に10 m、ミラージ層モデルでは、水平方向に30 m、深度方向に30 mとした。

第5(a)図は、3層構造を示したもので、各層の速度を1 km/s(第1層)、2 km/s(第2層)及び5 km/s(第3層)とし、各層の上面の深度を、地表面より-100 m、-700 m及び-1,900 mとした。図中の細い実線が波線を表す。第5(b)図は、理論式より求めた走時(正方形)及びシミュレーションで求めた走時(実線)を示したもので、両者は良く一致している。理論走時とシミュレーションで求めた走時の誤差は、平均0.14%である。



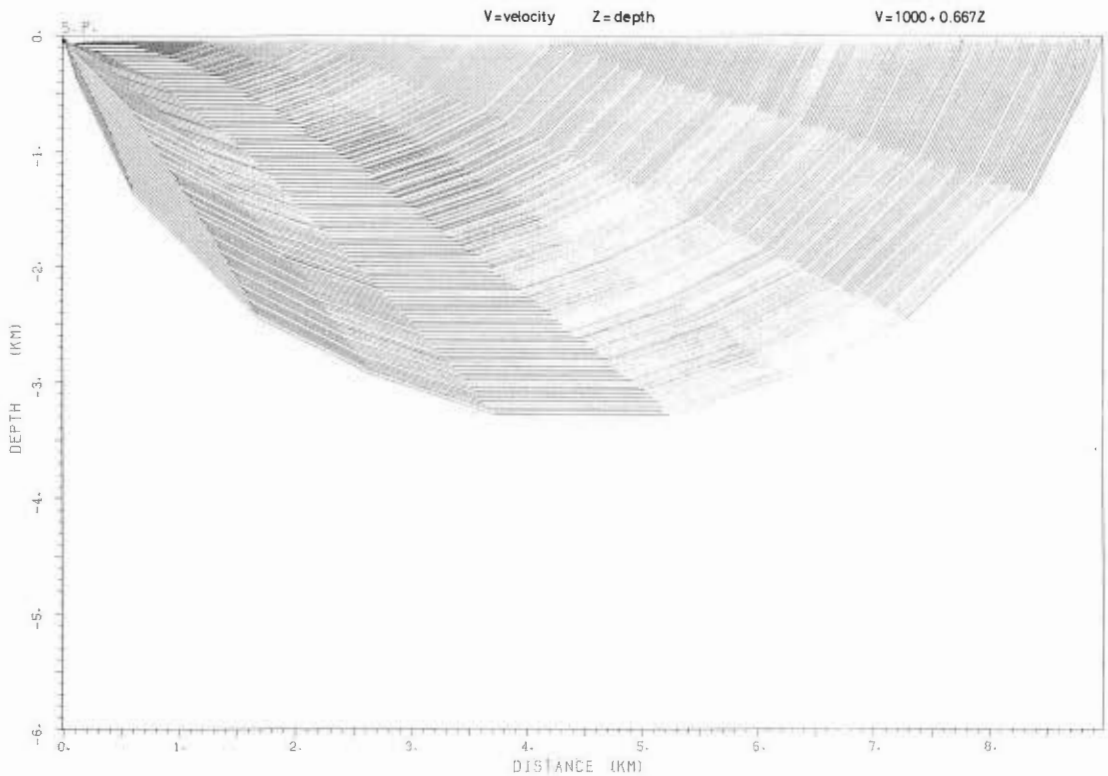
第 5(a) 図 伊藤ほか(1983)のパス計算法の精度を知るために与えた 3 層構造モデル 各層の速度は、第 1 層 1,000 m/sec、第 2 層 2,000 m/sec、第 3 層 5,000 m/sec である。

Fig. 5(a) A three-layer model provided to verify the accuracy of the method proposed by ITO *et al.* (1983).



第 5(b) 図 3 層構造における理論走時(正方形)と伊藤ほか(1983)のパス計算法により求めた計算走時(実線)の比較。

Fig. 5(b) Comparison between theoretical and calculated travel time in three-layer model.



第 6(a) 図 伊藤ほか(1983)のパス計算法の精度を知るために与えたミラージ層モデル 深度と速度の関係は、

$$V=1000+0.667Z$$

ここで

V : 速度 (m/s)

Z : 深度 (m)

である。

Fig. 6 (a) A mirage layer model provided to verify the accuracy of the method proposed by ITO *et al.* (1983).

第 6(a) 図には、

$$V=1000+0.667Z \quad (1)$$

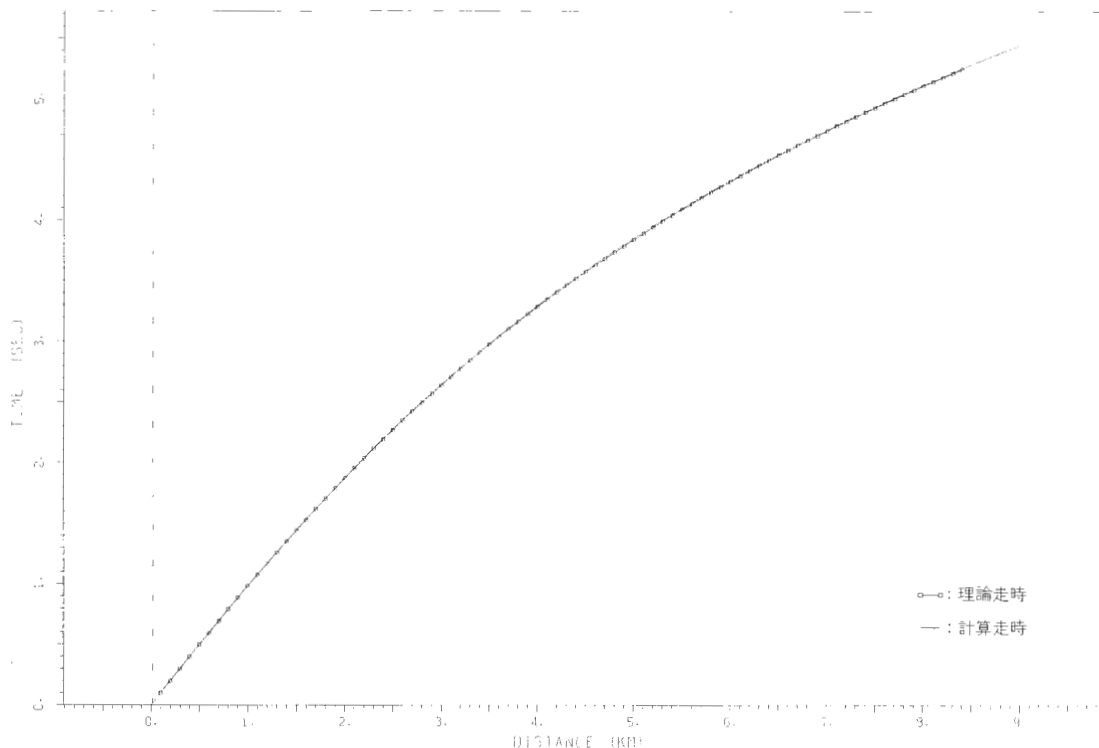
V : 弾性波速度 (m/s) Z : 深度 (m)

の速度分布のミラージ層モデルによる弾性波の経路が示されている。第 6(b) 図に、理論式より求めた走時を正方形で、シミュレーションで求めた走時を実線で示した。平均誤差率は 0.48% である。これは、ショットポイント付近の誤差が多少大きくなっているためである。

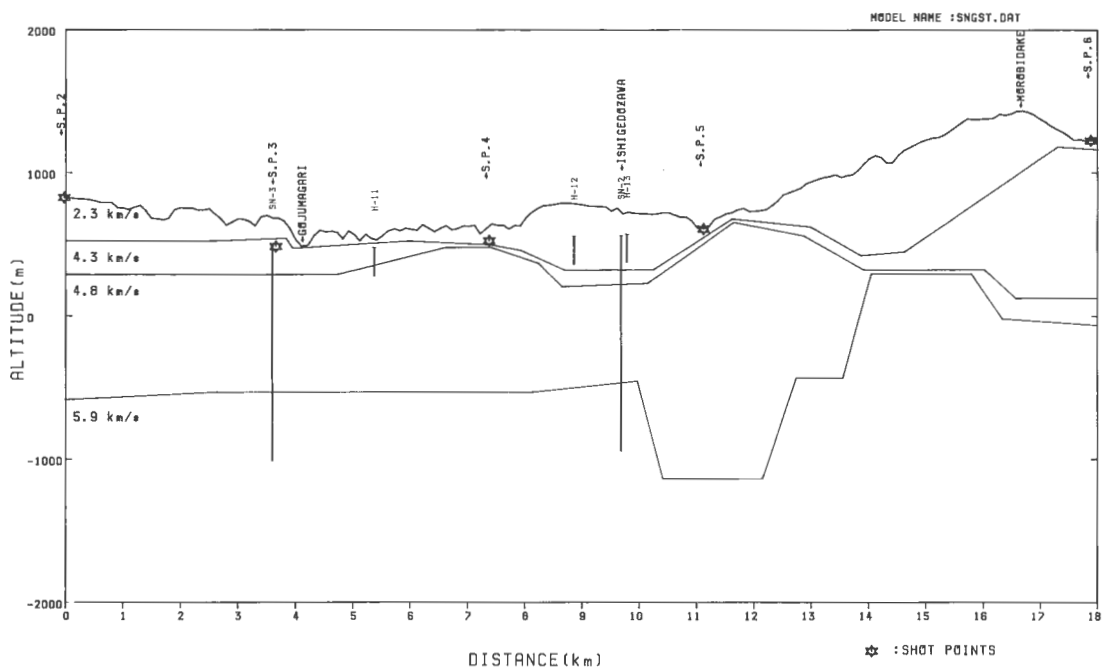
以上のように、このパス計算法によって求めた走時と理論式より求めた走時は良く一致しており、十分実用に耐えると思われる。

5. 地下構造

地下構造は、第 4 図に示すフローに従って求めた。



第6(b)図 ミラージュ層における理論走時(正方形)と計算走時(実線)の比較。
 Fig. 6(b) Comparison between theoretical and calculated travel time in mirage layer model.



第7図 第1次速度構造モデル(4層構造). 各層の速度は、第1層2.3 km/s、第2層4.3 km/s、第3層4.8 km/s、第4層5.9 km/sである。同図には、測線付近に掘削された坑井の位置も示した。

Fig. 7 First velocity structure model (4-layer model).

5.1 第1次構造モデル

走時データの変曲点の数から4層構造モデルを仮定し、解析プログラムにより遠隔ショットを主走時曲線としてハギトリを行い、基盤の速度を求めた。

主走時曲線より求めた基盤速度は5.9 km/sである。

次に中間層の速度を求めた。この作業は各ショットポイント毎に行い、各ショットポイント毎に求めた中間層の速度の平均値をその層の速度とした。この結果、測線付近の速度構造が次のように求まった。

第1層	2.3 km/s
第2層	4.3 km/s
第3層	4.8 km/s
第4層(基盤)	5.9 km/s

このようにして各層の速度を求め、各ショットポイント及び各受振点における深度走時分割を行って、第1次の地下構造断面図を求めた。この地下構造断面図を第7図に示す。ここまでの解析作業を解析プログラムで行った。

第2表 ショットポイント毎のバス計算誤差。

Table 2 The errors between observed and calculated travel time with shot points 2, 3, 4, 5, 6.

ショットポイント	誤差 (%)		
	第1次構造モデル (4層)	第2次構造モデル (4層)	第3次構造モデル (5層)
S P 2	5.1	3.8	4.0
S P 3	8.6	7.9	7.8
S P 4	4.3	4.1	4.4
S P 5	6.5	7.9	6.0
S P 6	6.4	3.1	3.3
平均	6.2	5.3	5.1

第3表 SN-2号井のコアの弾性波速度による深度区分。

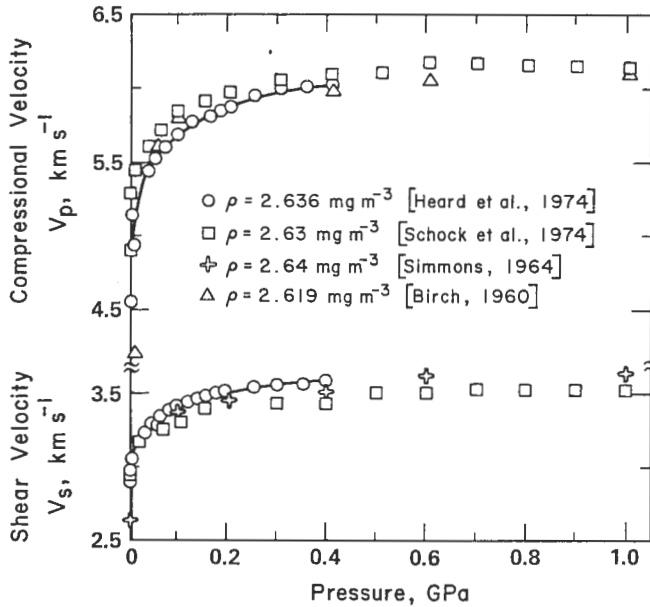
Table 3 Five sections divided by ultrasonic compressional velocity of core samples obtained in the SN-2 well.

深度区分	速度値
~ 250.0 m	2.66 km/s
270.0 m ~ 570.1 m	4.45 km/s
590.1 m ~ 870.0 m	5.15 km/s
891.2 m ~ 1120.5 m	3.44 km/s
1149.6 m ~ 1489.6 m	4.77 km/s

第4表 SN-3号井のコアの弾性波速度による深度区分。

Table 4 Three sections divided by ultrasonic compressional velocity of core samples obtained in SN-3 well.

深度区分	速度値
30.1 m ~ 842.6 m	4.31 km/s
859.5 m ~ 960.6 m	3.52 km/s
980.55 m ~ 1500.0 m	5.09 km/s



第8図 圧力の増加に伴い、超音波速度が増大する様子を示したもの。測定に使用した岩石は花コウ岩である。(BONNER and SCHOCK, 1981).

Fig. 8 Ultrasonic compressional and shear wave velocities in Westerly granite as a function of hydrostatic pressure (BONNER and SCHOCK, 1981).

5.2 パス計算と坑井データの利用

第1次地下構造モデルに対しパス計算を行った。ハギトリ法により求めた構造のパス計算の結果と観測された走時との差は、第2表に示すような結果となった。この差をより小さくするために、パス計算の結果を見ながら速度構造を修正した。この修正作業にはかなりの任意性が伴うので、その任意性を減ずるために、SN-2及びSN-3のコアの弾性波速度の測定結果を、コントロールデータとして使用した。

SN-2及びSN-3号井のコアの弾性波による深度区分を各々第3表、第4表に示した。SN-2号井においては明瞭に第3表に示すような5層の深度区分を行う事ができた。

SN-3号井では、SN-2号井に比べ深度区分を行うことが難しい。しかしながら屈折法のコントロールデータという観点からみれば、少数の低速度または高速度のデータに捕らわれる事なく、全体の傾向を把握することが重要であると考え、第4表に示すような区分を行った。

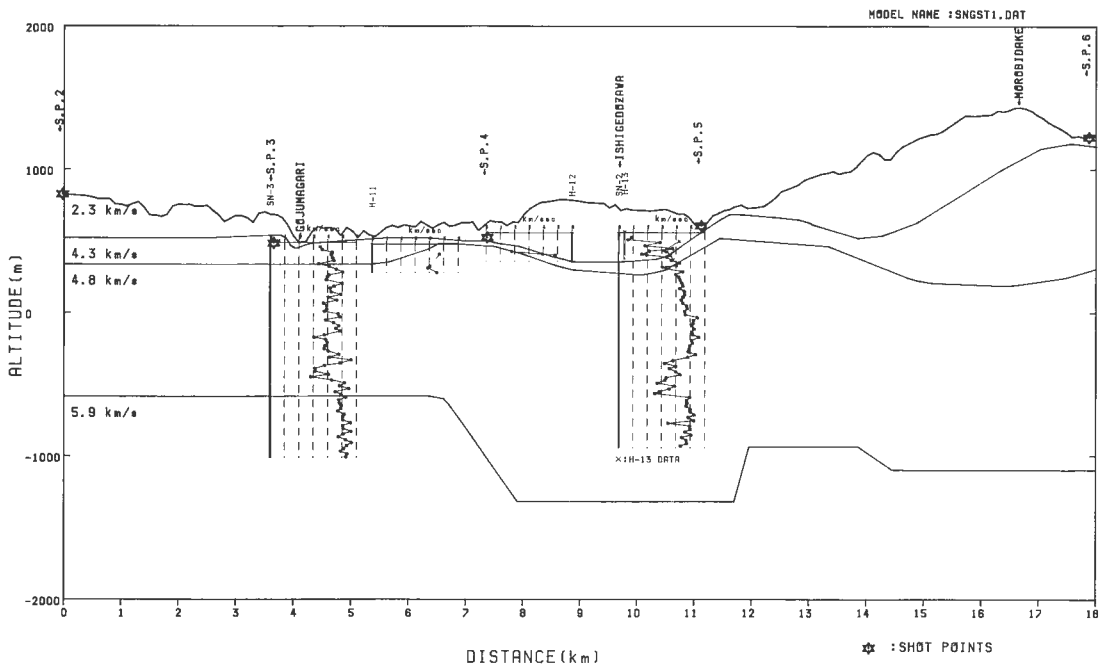
これらの坑井のコアの弾性波速度測定は、常圧下で行われたために、圧力の増加による弾性波の速度の増加が考慮されていない。弾性波速度は、第8図(BONNER and SCHOCK, 1981)に示したように、静水圧の増加と共に増大する。そこでCARLSON and GANGI (1985)が示したモデルにより、圧力の増大による速度の増加を計算したところ、封圧40 MPaのとき、弾性波速度はモデル計算に使用した凝灰岩では、封圧が加わっていない状態に比べて数%から20%、安山岩では数%増加することが分かった。

この計算結果を直接にSN-2, SN-3号井等に当てはめるわけにはいかないが、SN-2及びSN-3号井で測定されたコアの弾性波速度も、浅部のものを除けば、地下では当然より大きな値を示すと推定される。

従って、これらの坑井データを屈折法のコントロールデータとして使用するに当たり、上述のことに留意した。

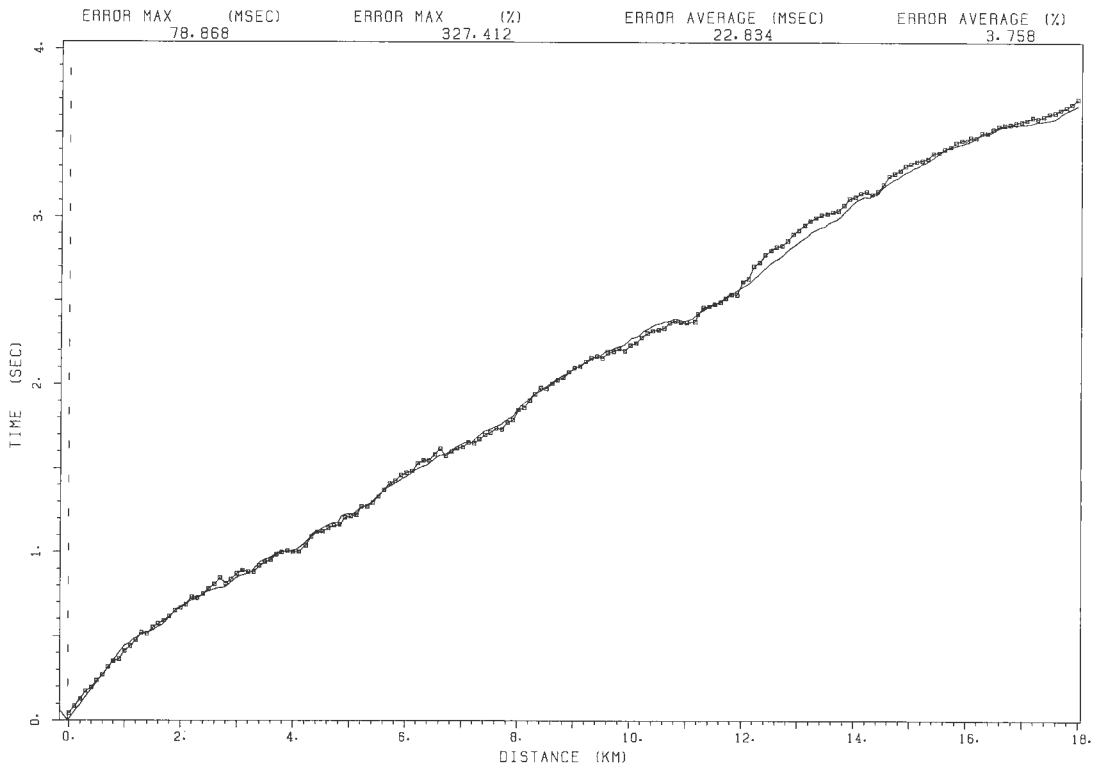
またH-11, H-12及びH-13のコアの弾性波速度の測定結果を深度区分の参考とした。

H-11, H-12及びH-13は、深度200 mの坑井(新エネルギー総合開発機構, 1982b)である。



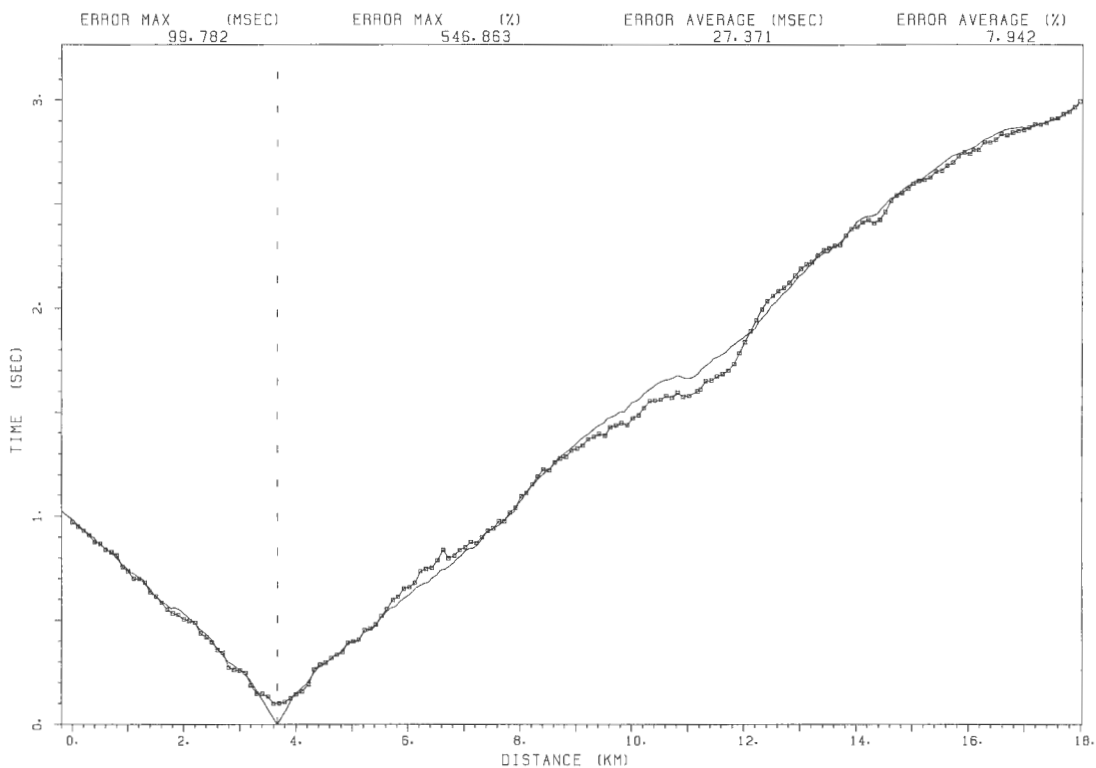
第9図 速度構造解析断面図(4層構造)と測線付近に掘削された坑井のコアの弾性波速度測定データを示した。各層の速度は、第1層2.3 km/s、第2層4.3 km/s、第3層4.8 km/s、第4層5.9 km/sである。

Fig. 9 Velocity structure (4-layer model) and core data of SN-2 and SN-3.



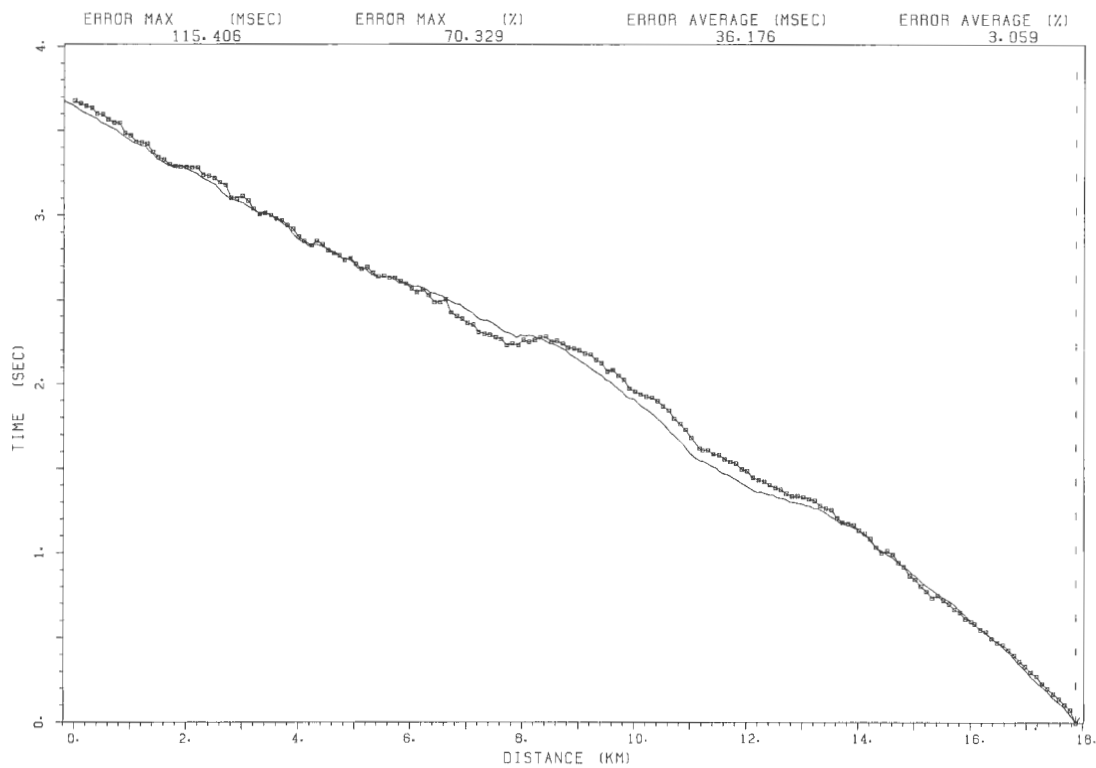
第10(a)図 4層構造のパス計算結果より求めた計算走時(ショットポイント2)。正方形は実測走時、実線は計算値である。

Fig. 10(a) Calculated and observed travel time (4-layer model, shot point 2).



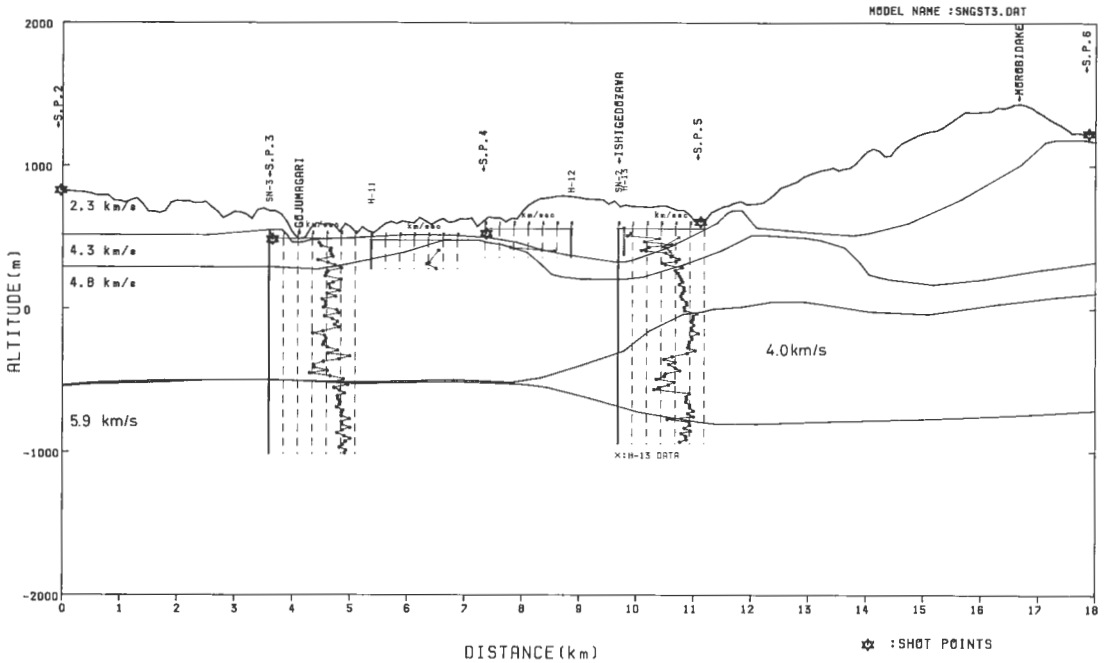
第10(b)図 4層構造のパス計算結果より求めた計算走時(ショットポイント3). 正方形は実測走時, 実線は計算値である.

Fig. 10(b) Calculated and observed travel time (4-layer model, shot point 3).



第10(c)図 4層構造のパス計算結果より求めた計算走時(ショットポイント6). 正方形は実測走時, 実線は計算値である.

Fig. 10(c) Calculated and observed travel time (4-layer model, shot point 6).



第11図 速度構造解析断面図(低速度層を含む5層構造)と測線付近に掘削された坑井のコアの弾性波速度測定データを示した。各層の速度は、第1層2.3 km/s、第2層4.3 km/s、第3層4.8 km/s、第4層4.0 km/s、第5層5.9 km/sである。

Fig. 11 Velocity structure (5-layer model containing one low velocity layer) and core data of SN-2 and SN-3.

5.3 第2次構造モデル(4層構造)

第1次モデルで推定された速度値は変更せず、坑井データで速度区分を行った境界を固定して、トライアンドエラーで修正した4層構造モデルを第9図に示した。固定した各層の深度は、第3表及び第4表に示されている。同図には、測線付近の坑井の位置と、コアの弾性波速度測定結果を速度構造図と共に示した。

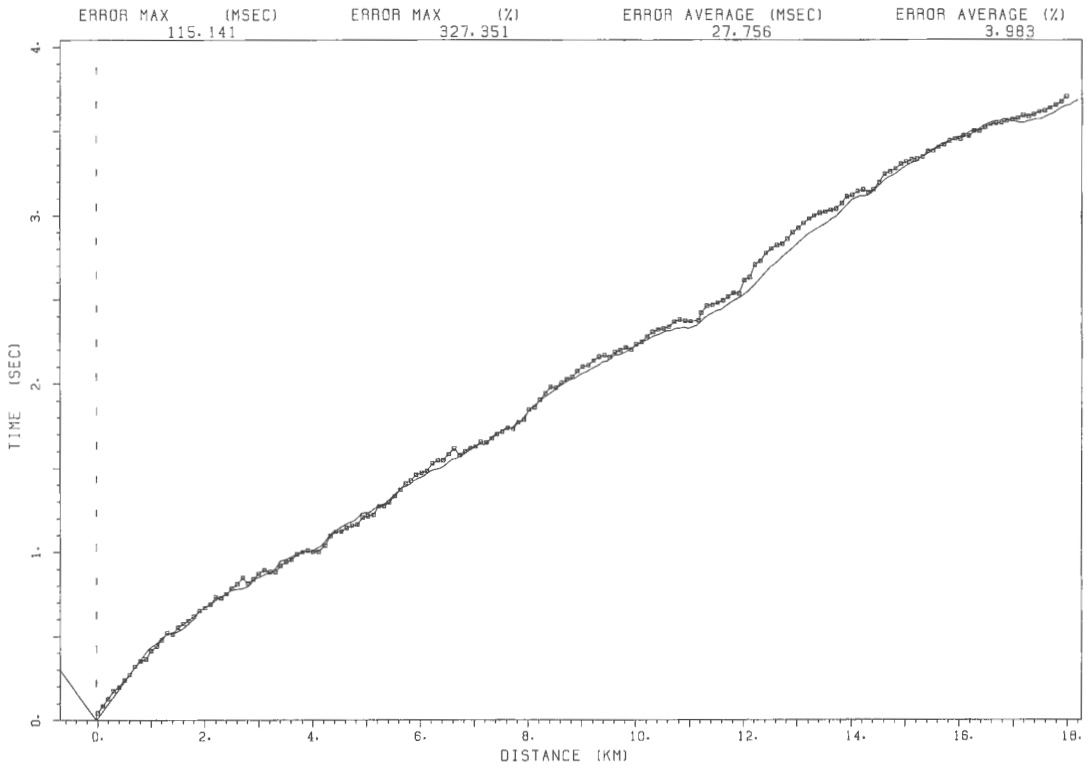
第9図の構造についてのパス計算結果の一部を、第10(a), (b), (c)図に示した。(a), (b), (c)は、各々ショットポイント2, 3, 6のショットによる観測走時(□)と計算走時(実線)である。

5.4 第3次構造モデル(5層構造)

第3表から、SN-2号井では、深度891.2 mから1,120.5 mの範囲に低速度層が認められたので、低速度層を含む5層構造モデルについてもパス計算を行った。低速度層の速度値は、コアデータの値から、封圧の増加を考慮して4.0 km/sとした。

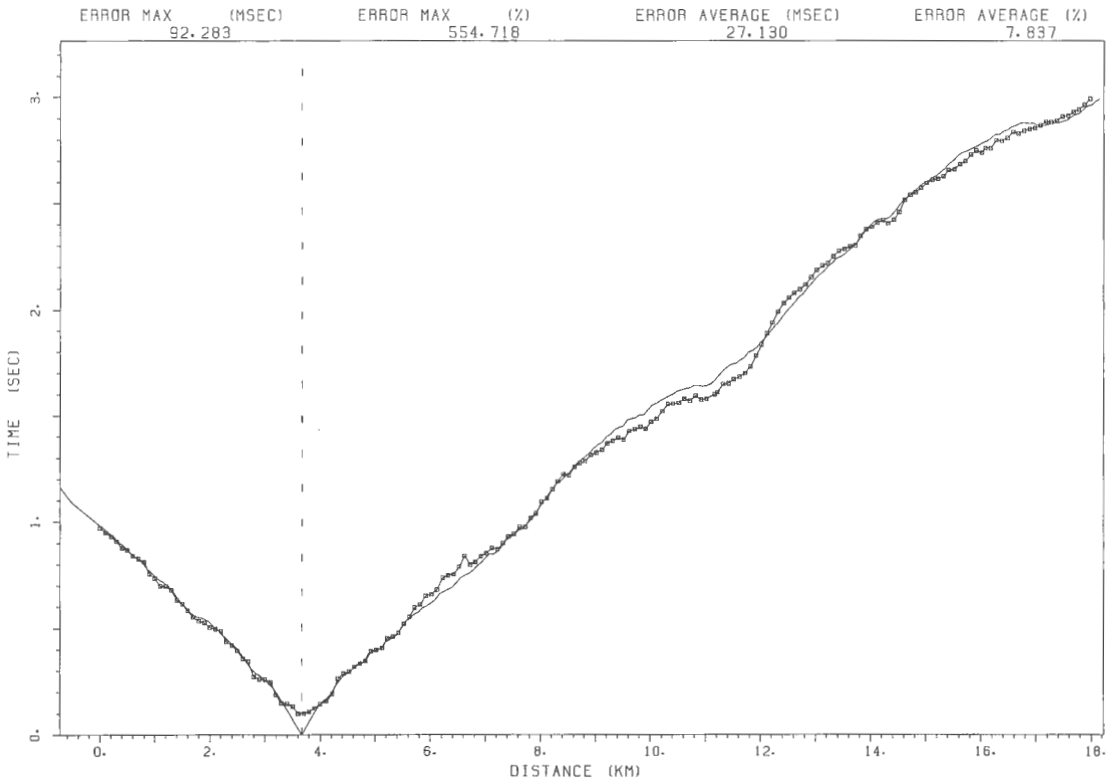
5層構造モデルを第11図に示した。各層の深度は4層構造の場合と同様に、第3表及び第4表の値をコントロールポイントとして用いた。同図には、測線付近の坑井の位置と、コアの弾性波速度測定結果を速度構造図と共に示した。

第11図の構造についてのパス計算結果の一部を、第12(a), (b), (c)図に示した。(a), (b), (c)は、4層構造の場合と同様である。



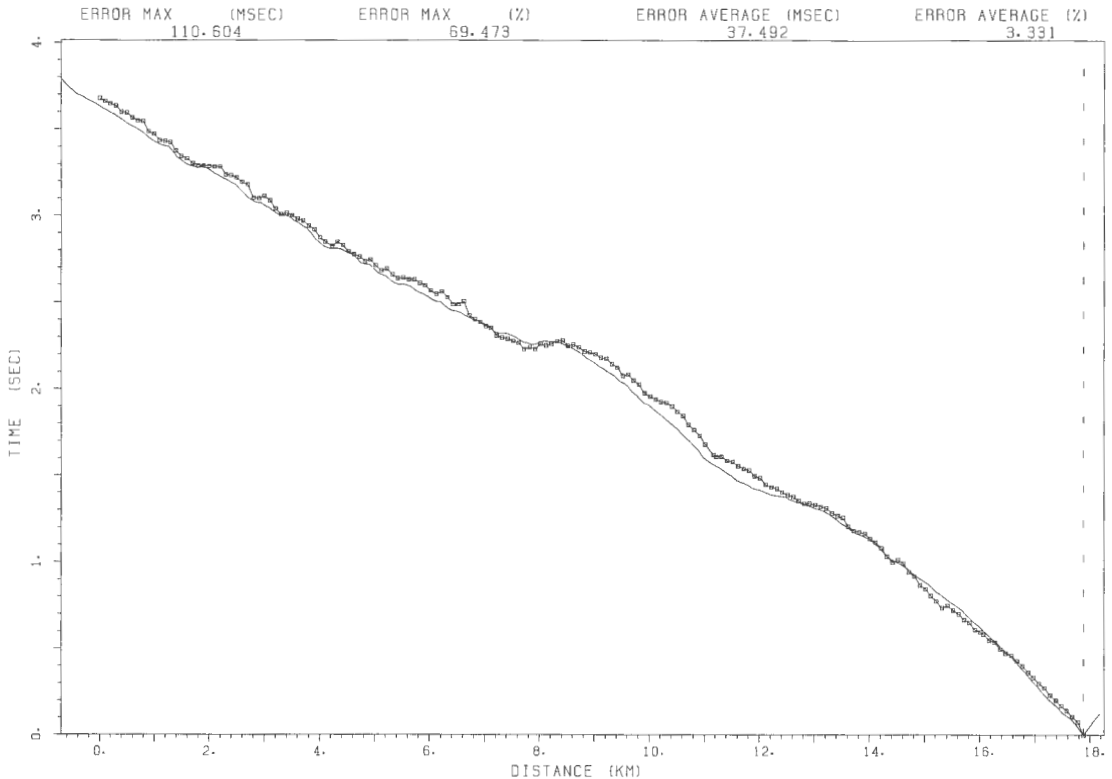
第12(a)図 5層構造のパス計算結果より求めた計算走時(ショットポイント2). 正方形は実測走時, 実線は計算値である.

Fig. 12(a) Calculated and observed travel time (5-layer model, shot point 2).



第12(b)図 5層構造のパス計算結果より求めた計算走時(ショットポイント3). 正方形は実測走時, 実線は計算値である.

Fig. 12(b) Calculated and observed travel time (5-layer model, shot point 3).



第12(c)図 5層構造のパス計算結果より求めた計算走時(ショットポイント6). 正方形は実測走時, 実線は計算値である.

Fig. 12(c) Calculated and observed travel time (5-layer model, shot point 6).

6. 議 論

6.1 第1次, 第2次及び第3次構造モデルの比較とその特徴

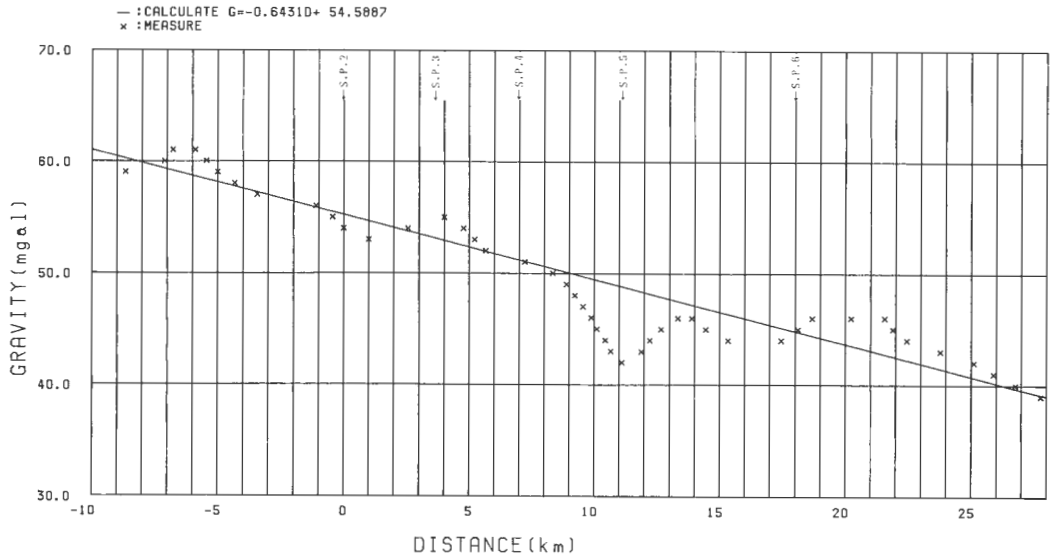
第1次, 第2次及び第3次構造モデルについて, 全てのショットポイントにおける観測走時と, 計算走時の誤差を第2表にまとめた. 明らかに, 第1次モデルより第2次(4層), 第3次(5層)モデルの方が, より良く観測走時を説明していることが分かる. さらに5層構造の場合は, 4層構造より誤差が小さい.

第2次及び第3次モデルについて, 各ショットポイント毎の特徴について述べる. ショットポイント3と5で誤差が大きくなっている. これは, ショットポイント3では, 9から12kmの範囲(測線西端を0kmとする. 以下同じ)で誤差が大きくなっているためである. この付近は1層目と2層目が, 西から東にかけて隆起している部分に当たっており, 構造が複雑になっているものと推定される.

ショットポイント5では, 特に誤差が大きい部分は見られず全体的に誤差が生じている.

この二つのショットポイントを除けば, 他のショットポイントの誤差は5%以内と小さい.

次に, これら二つの構造モデルの特徴について述べる. 第1層及び第2層には大きな違いはない. 測線西側(0-5kmの範囲)では, これらの層はほぼ水平である. 5-9kmの範囲では, 多少第2層が薄くなる傾向がある. また11-14kmの範囲では, 第1層及び第2層とも薄くなる. 測線東側に向かうにつれ第1層は薄くなり, 第2層は厚くなる.



第13図 重力値の一次傾向面。+は、駒沢ほか(1984)による等重力線図(補正密度2.4)から読み取った重力値。0の位置がショットポイント2である。重力値G (mgal)と距離D (km, 東向きを正とする)の関係は、次のようになる。

$$G = -0.6431D + 5887$$

Fig. 13 Trend of gravity values near the refraction survey line.

基盤は、測線西側(0-7 kmの範囲)では、ほぼ水平でその深度は-600 mである。4層構造モデルの場合は、7-12 kmの範囲で基盤の落込みがあり、その落差は、西側で約700 m、東側で約400 mである。さらに14 km付近から、再び基盤の落込みがみられ、これより東側では、基盤深度は-1,100 mと一定となる。これに対し5層構造モデルでは、基盤は8 km付近から徐々に深くなり、11 km付近から東側では、その深度は約-700 mとほぼ一定である。このモデルでは、8 km付近から、4 km/sという低速度層が基盤の上に存在している。この低速度層は、東側に向かうにつれて徐々に厚くなり、12 km付近からその層厚はほぼ一定(約800 m)となる。このように低速度層を仮定することにより、基盤の落込みは小さくなり約300 mとなる。

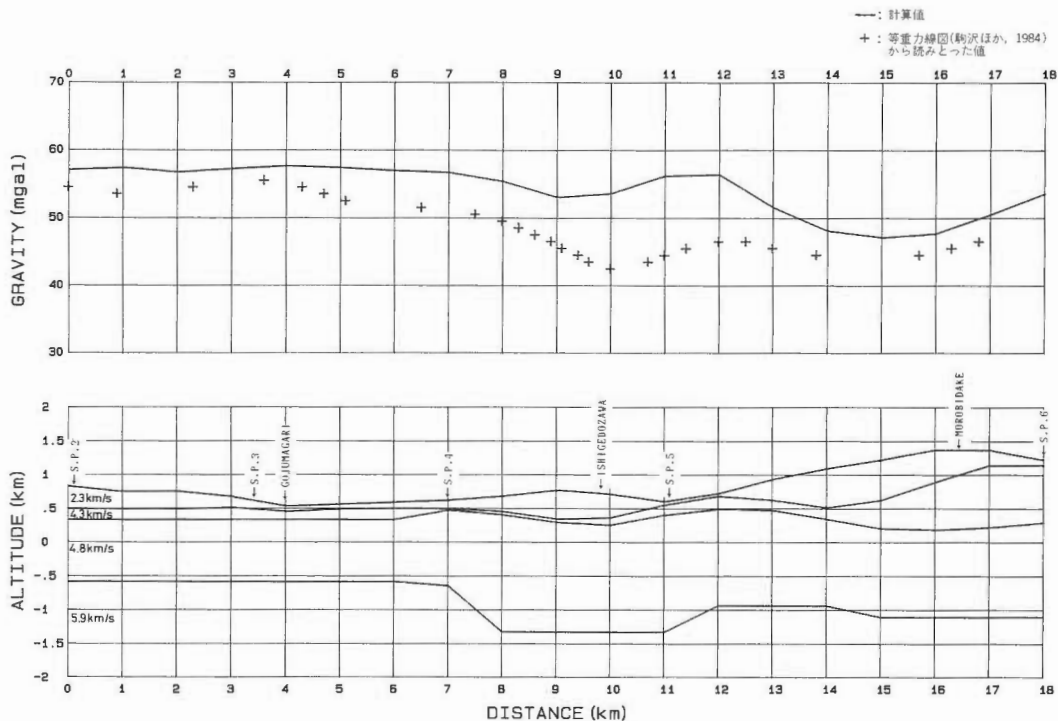
なおここで得られた4層及び5層構造のモデルのいずれも、測線の両端付近の構造(特に基盤構造)については任意性が強い。これは、測線両端の基盤の形状が、パス計算にほとんど影響を及ぼさないためである。

6.2 重力探査との比較

求めた2つの速度構造の妥当性を検討するために、速度構造に密度値を当てはめて計算される重力値と、重力探査の結果を比較した。比較に使用した重力探査のデータは、駒沢ほか(1984)による等重力線編集図(補正密度 $\rho=2.4$)のコンターから、屈折法測線付近の重力値を読み取ったものである。

速度構造から重力値を求めるために、TALWANI *et al.* (1959)によって示された二次元解析の手法を用いた。この手法を使って重力値を求めるには、各層の密度値を知る必要がある。そのために各層の速度値から密度を推定した(長谷川, 私信)。その結果を次に示す。

2.3 km/s 層	2.1 g/cm ³
4.0 km/s 層	2.5 g/cm ³
4.3 km/s 層	2.5 g/cm ³
4.8 km/s 層	2.6 g/cm ³



第14図 重力値による比較(4層構造). 上は+, 駒沢ほか(1984)による等重力線図(補正密度2.4)から読み取った重力値, 実線がTALWANI *et al.* (1959)の方法で速度構造から計算した重力値を表す. 下は速度構造を表す.

Fig. 14 Comparison between measured and calculated (TALWANI *et al.*, 1959) gravity values in 4-layer model.

5.9 km/s 層 2.7 g/cm³

これらの値は, SN-2 及び SN-3 号井のコアデータの密度測定結果とも良く一致する.

観測された重力値の広域的トレンドを補正するために, 測線及び測線両端から10 km の範囲で重力値の一次傾向面を最小自乗法により求めた. その結果を第13図に示す. 測線西端を0 とおくと, 距離と重力値の関係は次のようになる.

$$G = -0.6431D + 54.6 \quad (2)$$

ここで

G : 重力値(mgal)

D : 測線西端から東側への距離(km)

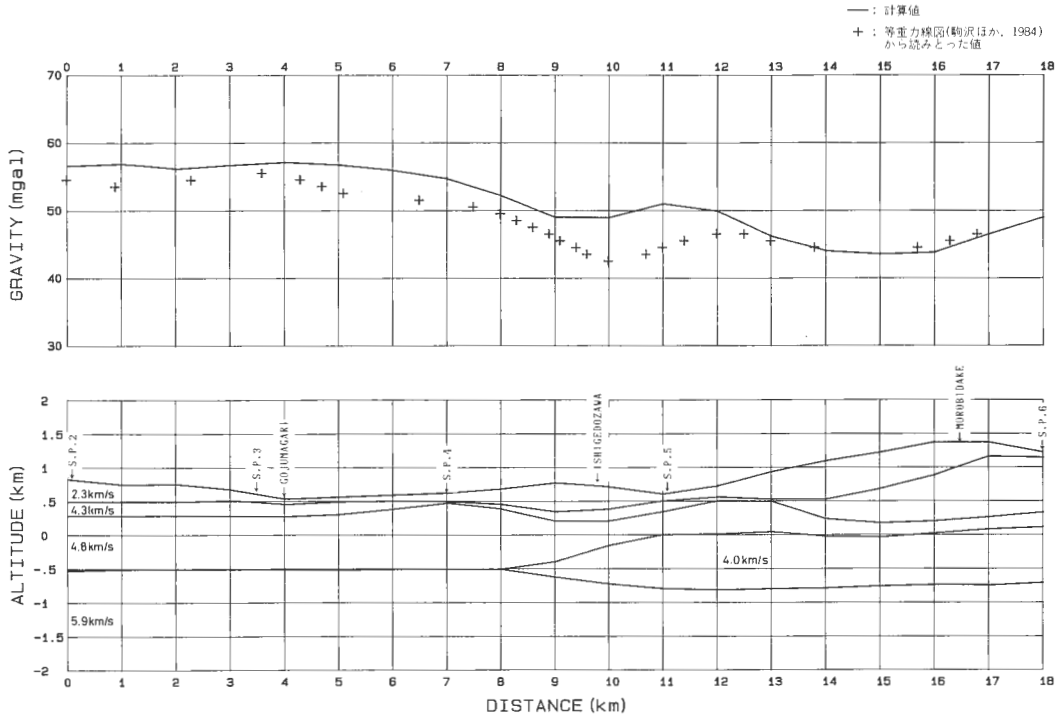
第14図(4層構造)及び第15図(5層構造)の上側に, 細い実線で速度構造から求めた重力値に(2)式の重力値の広域的トレンドを補正した結果を示した. +は, 前述した駒沢ほか(1984)の等重力線図から読み取った値である. 図の下側は速度構造を示している.

第14図は, 4層構造について計算したものである. 8 km より西側では, 実測値と計算値との差は, ほぼ5 mgal 程度に収まっているが, 東側では10 mgal 以上の差がある. 第15図に示した5層構造の例では, 一部5 mgal 以上の差が見られるが全体としては良く合っている.

4層構造及び5層構造を比較した場合, 5層構造の方が観測された重力値をよく説明できる.

6.3 地質構造との比較

SN-2, SN-3 号井の地質を第5表に(新エネルギー総合開発機構, 1985), 屈折法より求めた構造と各



第15図 重力値による比較(5層構造). 上は+が、駒沢ほか(1984)による等重力線図(補正密度2.4)から読み取った重力値、実線が TALWANI *et al.* (1959)の方法で速度構造から計算した重力値を表す。下は速度構造を表す。

Fig. 15 Comparison between measured and calculated (TALWANI *et al.*, 1959) gravity values in 5-layer model.

第5(a)表 SN-2号井の地質。
Table 5(a) Geology of SN-2 well.

深度	地層	岩石名
~114.6m	石坂戸沢層 I ₁	砂岩, れき岩, 安山岩質溶結凝灰岩
114.6~145.9m	石坂戸沢層 I ₂	安山岩質溶結凝灰岩
145.9~250.9m	小和瀬川凝灰岩 K ₁	凝灰角れき岩など
250.9~878.6m	小和瀬川凝灰岩 K ₂	流紋岩質溶結凝灰岩
878.6~1142.95m	阿仁合層 A ₂	泥岩, 砂岩など
1142.95~1426.0m	阿仁合層 A ₃	泥岩, 砂岩, シルト岩など
1142.95m~	阿仁合層 A ₄	泥岩, 砂岩, シルト岩など

第5(b)表 SN-3号井の地質。
Table 5(b) Geology of SN-3 well.

深度	地層	岩石名
~237.3m	阿仁合層 A ₁	変質安山岩
237.3~597.3m	阿仁合層 A ₂	凝灰岩, 泥岩, 砂岩, シルト岩など
597.3~947.3m	阿仁合層 A ₃	泥岩, 砂岩, シルト岩など
947.3~1202.5m	阿仁合層 A ₄	シルト岩, 凝灰岩など
1202.5m~	阿仁合層 A ₅	変質安山岩

第6(a)表 4層構造における速度構造と地質構造の比較(SN-2号井).

Table 6(a) Comparison between the velocity structure of 4-layer model and geology of SN-2.

層 N O .	速度境界深度	各速度層に含まれる地層名
第1層	~250m	石坂戸沢層 (I_1, I_2) 小和瀬川凝灰岩 (K_2)
第2層	250~360m	小和瀬川凝灰岩 (K_2)
第3層	360~870m	小和瀬川凝灰岩 (K_2)
第4層	870~1240m	阿仁合層 (A_2, A_3)
基盤	1240m~	阿仁合層 (A_3, A_4)

第6(b)表 4層構造における速度構造と地質構造の比較(SN-3号井).

Table 6(b) Comparison between the velocity structure of 4-layer model and geology of SN-3.

層 N O .	速度境界深度	各速度層に含まれる地層名
第2層	~200m	阿仁合層 (A_1)
第3層	200~1030m	阿仁合層 (A_1, A_2, A_3, A_4)
基盤	1030m~	阿仁合層 (A_4, A_5)

第7(a)表 5層構造における速度構造と地質構造の比較(SN-2号井).

Table 7(a) Comparison between the velocity structure of 5-layer model and geology of SN-2.

層 N O .	速度境界深度	各速度層に含まれる地層名
第1層	~200m	石坂戸沢層 (I_1, I_2) 小和瀬川凝灰岩 (K_1)
第2層	200~290m	小和瀬川凝灰岩 (K_2)
第3層	290~	小和瀬川凝灰岩 (K_2) 阿仁合層 (A_2, A_3, A_4)

第7(b)表 5層構造における速度構造と地質構造の比較(SN-3号井).

Table 7(b) Comparison between the velocity structure of 5-layer model and geology of SN-3.

層 N O .	速度境界深度	各速度層に含まれる地層名
第2層	~200m	阿仁合層 (A_1)
第3層	200~1030m	阿仁合層 (A_1, A_2, A_3, A_4)
基盤	1030m~	阿仁合層 (A_4, A_5)

坑井の地質との比較を、4層構造と5層構造の各々について、第6及び7表にまとめた。

SN-2号井付近では、4層構造の場合、基盤はSN-2号井の深度より深く地質と対比することが出来ない。5層構造の場合は、第7表(a)のようになる。一方SN-3号井付近の速度構造は4層構造と5層構造では、ほぼ同一である。

5層構造の場合、第1層から第3層までは両坑井で違いますが、基盤は両坑井とも阿仁合層(A_3, A_4, A_5)で一致している。従って本測線の基盤は、阿仁合層 A_3, A_4, A_5 と推定される。SN-2号井で低速度を示すのは、阿仁合層 A_2 であるが、この層はSN-3号井に存在するにもかかわらずそれほど低速度を示さない。これは、地質的に同一の地層でも、物性値は空間的に同一でないことを示している。

7. まとめと今後の問題点

仙岩北部地域で行われた屈折法の再解析を行い速度構造を求めた。ハギトリ法からは、4層構造と推定されたが、測線付近に掘削された坑井のコアデータから、低速度層の存在が認められたので、ハギトリ法から求めた構造に変更を加え、5層構造として、4層構造と併行してパス計算を行った。パス計算を行う際には、坑井のコアの弾性波速度測定の結果を利用した。

パス計算の結果、4層モデルより5層モデルの方が計算走時の誤差は小さくなった。各構造から重力値を求め観測値と比較したところ、5層構造モデルの方が良く観測値と一致することが判明した。

この5層構造モデルと地質構造を比較したところ、基盤は阿仁合層の下部の分布と良く一致することが分かった。

今後の問題点として、SN-2及びSN-3号井のコアで封圧をかけた三軸試験を行い、弾性波速度を求める必要がある。これは、両坑井のコアの弾性波速度をより地下の状態に近い条件で求めることが、精度の高い速度構造モデルを得るのに必要と考えるためである。今後この両坑井だけでなく、コアの弾性波速度を求めるには三軸試験が不可欠であると考えられる。

また、SN-3号井で実施された音波検層が、1トランスミッター、1レシーバータイプの検層機を使用しており、音波が泥水中を通過する時間の補正が必要で、また初動の判定法にも信頼性を欠くこと、また密度検層の結果と矛盾する結果を示していることなどを考慮して、音波検層の結果は使用しなかった。今後は、少なくとも1トランスミッター、2レシーバー以上の検層機で音波検層を実施すべきで、記録もデジタル記録が望ましく、質の高いデータが得られれば、屈折法による地下構造調査結果の解析・解釈がより信頼性が増すものと思われる。

謝辞

新エネルギー総合開発機構には、屈折法のデータの使用を許可して頂いた。地質調査所環境地質部の長谷川功技官には、屈折法の解析及び重力計算について御指導及びプログラムの提供を頂いた。また地質調査所地殻熱部の松林修技官には、有益な示唆を頂いた。ここに記して深く感謝する次第である。

文 献

- BONNER, B. P. and SCHOCK, R. N. (1981) Seismic wave velocity, in TOULOUKIAN, Y. S., JUDD, W. R. and ROY, R. F., ed., *Physical properties of rocks and minerals*, McGRAW HILL BOOK Co., New York, p. 221-256.
- CARLSON, R. L. and GANGI, A. F. (1985) Effect of cracks on the pressure dependence of P wave velocities in crystalline rocks. *J.G.R.*, vol. 90, no. B10, p. 8675-8684.
- 萩原尊礼(1938) 基盤面の傾斜が一樣でない場合の走時曲線解析法。地震, vol. 10, p. 463-468.
- 伊藤憲一・斉藤 猛・山田英雄(1983) 電子計算機を使用して屈折法のパス計算を近似的に行う一方法。昭和58年度物理探査学会春季講演予稿集, p. 11-12.
- 駒沢正夫・須藤 茂・須田芳郎(1984) 仙岩地域精密重力解析, 昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのI 仙岩地域, p. 298-314.
- 仲澤 敏・村田泰章(1983) 豊肥屈折法地震データ再解析, 豊肥重力データ再解析。昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのI 総合解析の研究, p. 5-20.
- 新エネルギー総合開発機構(1982a) 昭和56年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域屈折法(中発破調査)報告書, 92p.
- (1982b) 昭和56年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域200 m 級坑井調査報告書, 359 p.

新エネルギー総合開発機構(1985) 昭和58年度地熱探査技術等検証調査仙岩地域坑井調査報告書, 619 p.

TALWANI, M., WORZEL, L. and LANDISMAN, M. (1959) Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J.G.R.*, vol. 64, no. 1, p. 49-59.

津 宏治・石原丈実・小川克郎・飯室 弘(1982) 会話形式屈折法地震データ解析法, 物理探鉱, vol. 35, no. 6, p. 30-41.

仙岩地域圧力試験

伊藤久男*・菊地恒夫*

Hydraulic fracturing stress measurements in the Sengan area

By

Hisao ITO* and Tsuneo KIKUCHI*

Abstract: Using the hydraulic fracturing technique, a series of in-situ stress measurements have been made in six wells drilled in the Sengan geothermal area. All wells are 250 m deep and 158 mm in diameter. The impression packer and ultrasonic borehole televiewer have been used to detect the orientation of the induced fractures. The azimuth of the maximum horizontal stress, which is determined from the fracture orientation, is almost NW-SE. This is in good agreement with the stress direction estimated from focal mechanism of microearthquakes, directions of active faults, volcanic dykes and cones. The maximum and minimum horizontal stresses are estimated from fracture opening pressure and shut-in pressure, and vertical stress is calculated from density of core sample as overburden pressure. The result shows that the minimum principal stress is the vertical stress.

1. はじめに

新エネルギー総合開発機構が、仙岩地域に掘削した250 m級坑井において水圧破壊法による地殻応力測定を行った。水圧破壊法は坑井内に水を圧入し割れ目を生成させ、その時の圧力から地殻応力の値を、割れ目の方向から応力の方向を知るものである。地殻応力を知る方法としては他に、オーバーコアリング法等が試みられているが、地下深部での地殻応力を直接知るものとしては、水圧破壊法が唯一のものである。

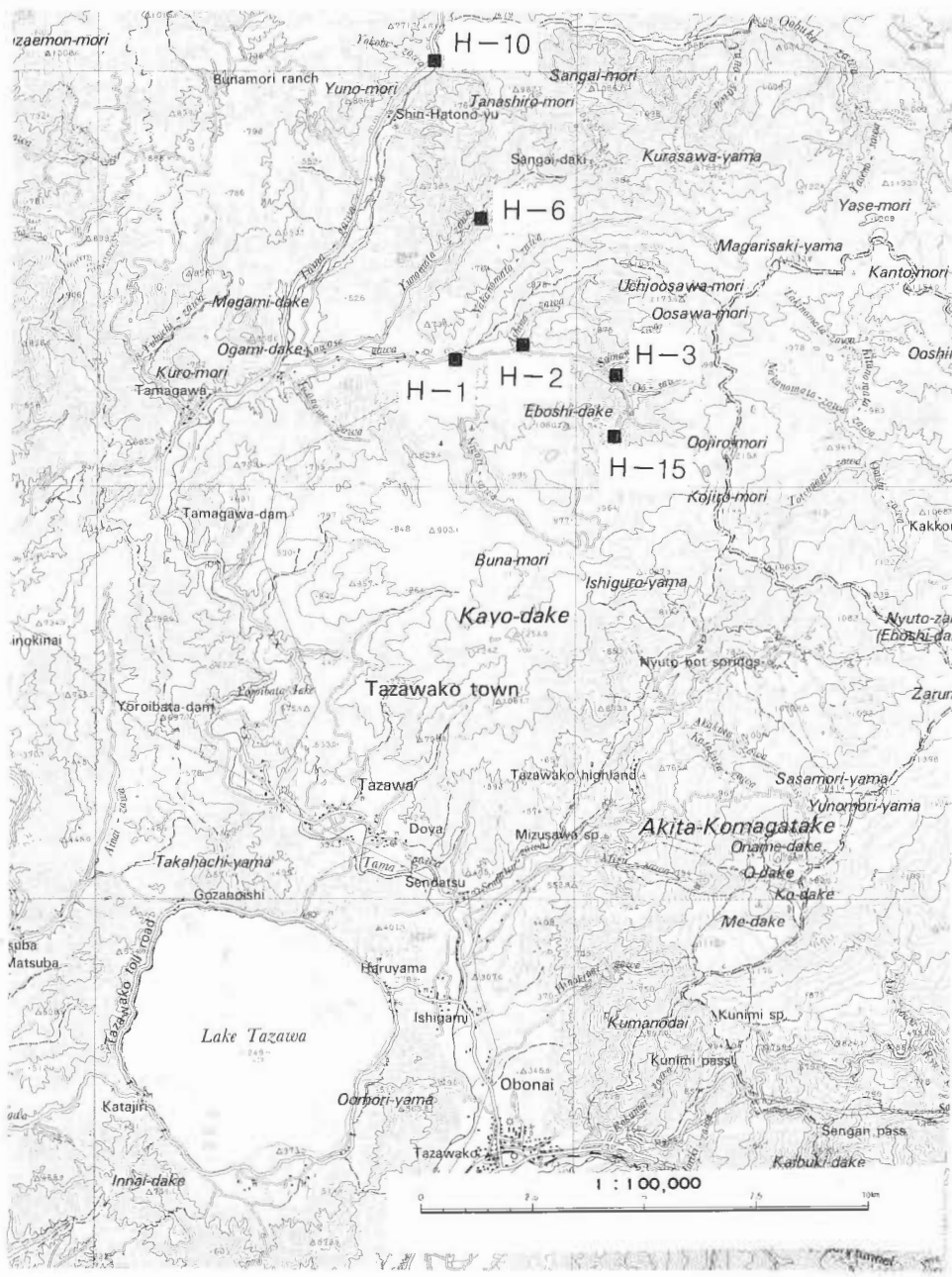
水圧破壊法の地熱への応用としては、大規模水圧破壊による坑井刺激、高温岩体研究等が行われているものの、地殻応力の地熱地域での測定例は少ない。近年地熱貯留層形成に関する断裂系の重要性が認識されつつあり、また断裂系の生成、進展は地殻応力に強く規制されていることも明らかになりつつある。例えば、高温岩体では、既存のジョイント等と地殻応力に規制されて新たに生成されるキ裂が貯留層を形成する。天然熱水系では断裂系は過去の諸プロセスを通じて断裂系が形成されたものと考えられるが、なお新たなキ裂の進展あるいは過去に形成されたキ裂の開口等は現在の地殻応力条件によって規定されており、地殻応力の測定の意義は大きい。

2. 試験地点

水圧破壊実験は、秋田県仙北郡田沢湖町に新エネルギー総合開発機構が掘削した250 m級坑井6本(H-1, H-2, H-3, H-6, H-10, H-15)において行った。坑井位置を第1図に示す。坑井は深度250 mの垂直井であり、50 m以下は直径約16 cmの裸坑である。掘削はオールコアリングで行われたが、コア

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department



第1図 坑井位置図.

Fig. 1 The location of the wells for which the hydraulic fracturing stress measurements were made.

の観察によれば坑底まで玉川溶結凝灰岩であり、H-15では強い変質を受けている。

3. 原 理

地殻応力を測定する方法としては(1)オーバーコアリング法等の応力解放法、(2)水圧破壊法があり、また間接的な方法としては、火山の側噴火の配列、貫入岩脈の方向、地震の発震機構から知る方法がある。側噴火の配列、貫入岩脈の方法からは、過去の応力場についての情報を得ることができる。しかし、地殻応力の絶対値及び方向をしかも地下深部において直接的に知る方法としては水圧破壊法が一番優れているといえる。

水圧破壊法は、そもそも1960年代に石油・ガス井の刺激法として発達したテクニックであるが、近年地殻応力測定法として、世界各地で広く実施され始めている(例えば ZOBACK *et al.*, 1980, ZOBACK and HAIMSON (Eds.) 1983)。

水圧破壊法による地殻応力測定のためには、坑井内の一部をパッカーでシールし、その区間に水を圧入し、新たに微小キ裂を発生させる。水圧破壊により生じたキ裂の方向から最大水平応力の方向を、水圧の変化から地殻応力の絶対値を知る。

水圧破壊によって生じたキ裂は、地殻応力に抗して生じるものであるから、キ裂の方向が最大水平応力と一致する。このキ裂の検出はボアホールテレビュアーあるいはインプレッション(型撮り)パッカーによって行う。

ボアホールテレビュアーは超音波(周波数約 1.2 MHz)を坑壁へ向けて発射し、その反射波を検出することにより坑壁の状態を調べるものである(ZEMANEK *et al.*, 1969)。キ裂がある場合、入射超音波が散乱され、反射波の強度が弱くなり、暗部となり記録される。発振子は一定速度で回転し、坑壁全体を走査する。またテレビュアーを一定速度で坑井内を動かすことにより、画面上にキ裂の記録をとる。付属のマグネトメーターにより磁北を検出することによって、キ裂の方位が決定できる。インプレッション(型撮り)パッカーは、表面が膨張性の軟質ゴムでできており、坑壁に圧着し、坑壁のキ裂の型撮りを行うものである。

水圧の変化から地殻応力の絶対値を求めるためには

$$P_b(T=0) = 3S_h - S_H - P_p \quad (1)$$

による。ここで

$P_b(T=0)$: 割れ目開口圧(fracture opening pressure)

S_h : 最小水平応力

S_H : 最大水平応力

P_p : 間隙水圧

である。上式は、主応力の一つが垂直であり、坑井方向と一致するとして、二次元弾性理論より導き出されたものである。

(1)式のもとになるのは

$$P_b = 3S_h - S_H - P_p + T \quad (2)$$

である。ここで

T : 岩石の引張強度

P_b : 破壊水圧(breakdown pressure)

である。水圧破壊で水を圧入すると岩石の引張強度に達したところで(2)式に従い、キ裂が生じる。この新しいキ裂が生じた時点の圧力が破壊水圧である。ただし(2)式は① T について、実験室での引張強度の測定は誤差が大きく、(2)式中の T と実験室での引張試験とが必ずしも対応するものではない、② P_b は圧入の rate dependent であるといった限界がある。従って(2)式中での T を使わない応力値を求める方法が提案され(BREDEHOEFT *et al.*, 1976, ZOBACK *et al.*, 1980)、(1)式に表現されている。(1)式を使うために、同じ位置で何回か加圧を行う必要がある。2回目以降の加圧では一度できた割れ目が開くため、

$T=0$ と考えてよく、このときの水圧を $P_b(T=0)$ とすれば(2)式より(1)式が求まる。

破壊後、水の圧入を止め、バルブを閉め、シャットイン状態にすると、キ裂面と垂直な方向の地殻応力とキ裂内の水圧がつり合う。パッカーが柔らかいゴム製であり、上下パッカーを繋いでいるマンドレルが比較的自由に動くタイプのパッカーの場合、坑壁の応力集中の関係から常に垂直キ裂が生じることが知られている (ROEGERS *et al.*, 1973) ので、シャットイン圧力は最小水平圧力と等しくなる。すなわち

$$P_i = S_h \quad (3)$$

従って間隙水圧 P が求まれば、 $P_b(T=0)$: 割れ目開口圧及び P_i : シャットイン圧力を測定することにより、(1)、(3)式より最大、最小主応力 S_H , S_h が求まる。ここで P_p は水頭圧に等しいと仮定する。

垂直応力については載荷圧力と考え、コアサンプルの密度 $\rho(D)$ より深度 Dm での応力を

$$S_v = \int_0^D \rho(D) dD \quad (4)$$

として求める。

4. 測定方法

4.1 物理検層

水圧破壊の実験箇所を選定するために、裸坑部分すべてについて、坑径・温度・音波検層及びボアホールテレビュアー検層を行った。

第2図に坑径・温度・音波検層の結果を示す。なお使用した機器は以下の通りである。

坑径：ギャハートオーエン社製

温度：サーミスター式

音波：ギャハートオーエン社製 SBM301 型

ボアホールテレビュアー：シンプレック社製

H-10 井では深度 150-180 m 間で坑径の著しい拡大がみられる。これはその後、コアリング後掘削した際偏芯したことが原因として考えられることが判明した。その他の部分についてはほぼ良好な坑井仕上げの坑井である。H-15 井は、100~150 m 間に 2 箇所、220 m 以深の 3 箇所に大規模な坑径の拡大が見られ、これらについては、崩壊の発生が認められた。その他の部分についても、コアは強度の変質を受けており、軟弱な地層と判断された。

4.2 水圧破壊作業

(1) 破壊箇所選定

上記物理検層とコアサンプルの観察により、水圧破壊の実施箇所を選定した。パッカー間隔は約 2 m であり、この区間に既存キ裂が存在しないことが、水圧破壊の実施には必要であるが、このようにメートル単位でキ裂の有無を判断するためには、ボアホールテレビュアー検層の結果が特に有用であった。

(2) 水圧破壊

水圧破壊については以下の手順で行った。

破壊箇所選定

破壊箇所洗浄

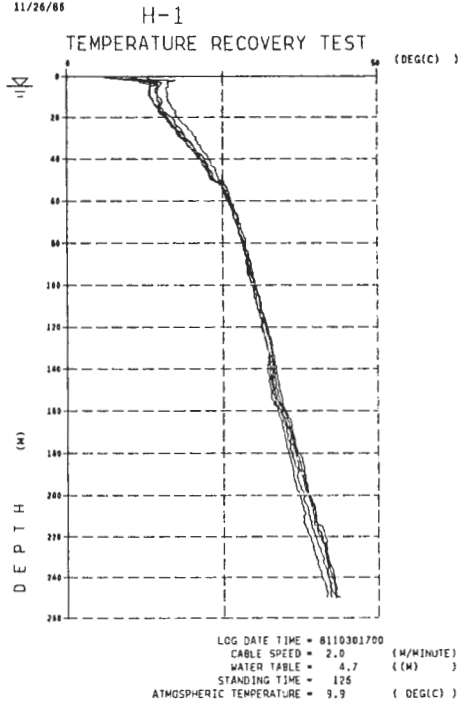
破壊前ボアホールテレビュアー検層

水圧破壊

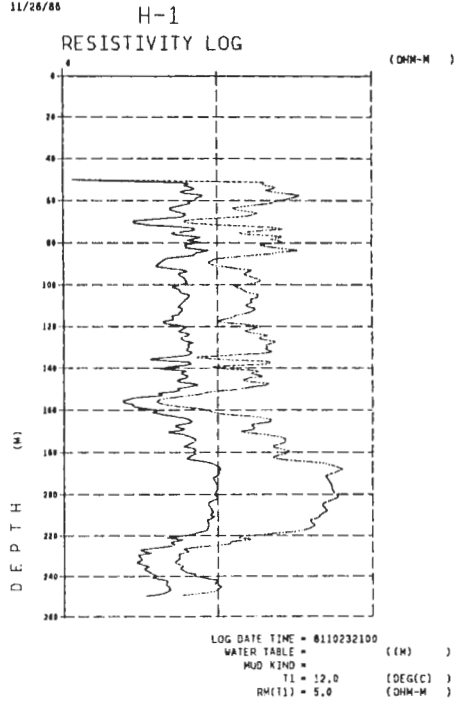
破壊後ボアホールテレビュアー検層及びインプレッションパッカーによる型撮り

(1)で述べた方法で水圧破壊箇所を選び、この区間約 5 m ずつについて、加圧作業の直前に洗浄とボアホールテレビュアー検層を行った。洗浄は特殊水圧ノズルを用いて水で行った。水圧破壊にはライズ社製ストラドルパッカーを使用した。パッカー間隔は約 2 m であり、この区間に水が圧入される。

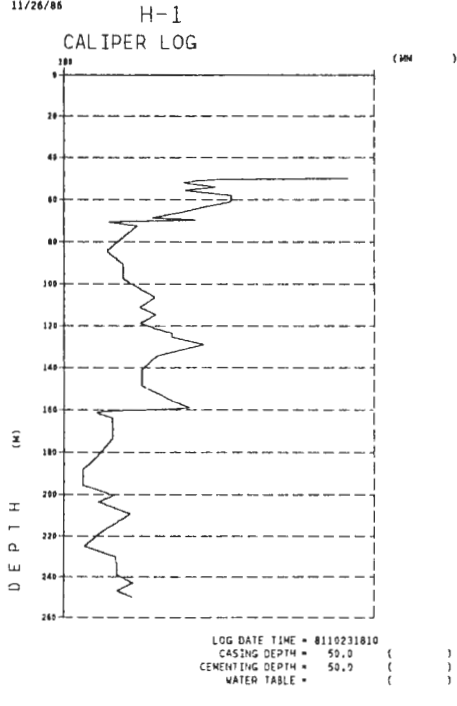
11:42:25
11/26/88



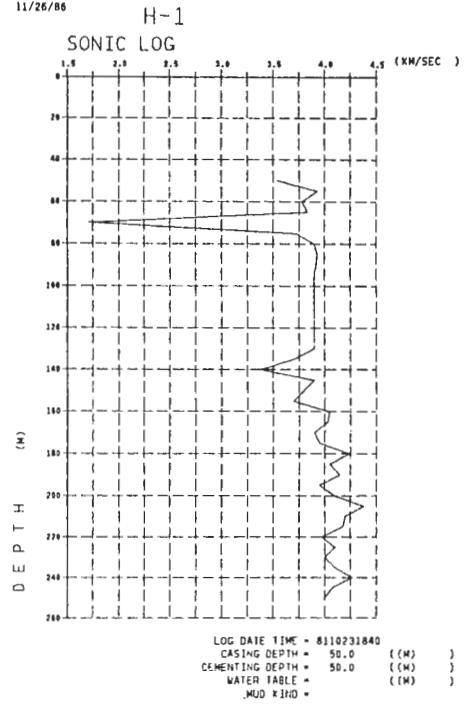
11:43:00
11/26/88



11:43:53
11/26/88



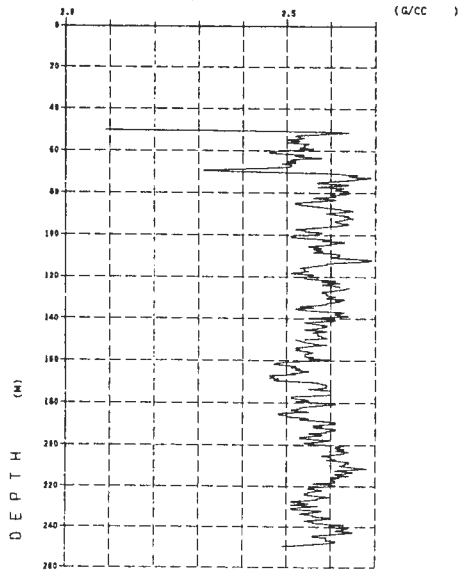
11:44:06
11/26/88



第2図 検層結果図 温度回復データは新エネルギー総合開発機構の測定による。
Fig. 2 Well logging data.

11:44:33
11/26/86

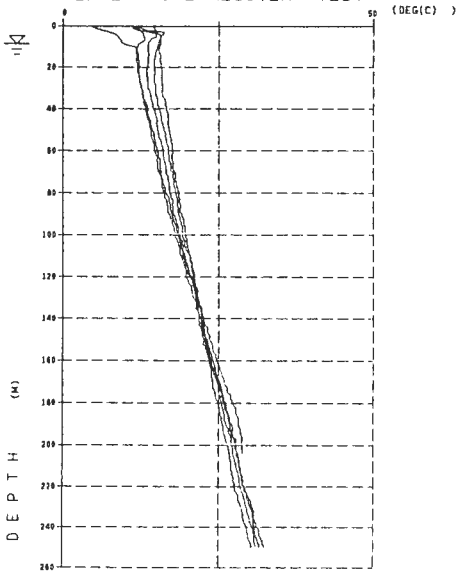
H-1 DENSITY LOG



LOG DATE TIME = 8110231930
WATER TABLE = (M))
MUD DENSITY = 1.06 ((G/CC))
CASING DEPTH = 50.0 ((M))
CEMENTING DEPTH = 50.0 ((M))

11:45:19
11/26/86

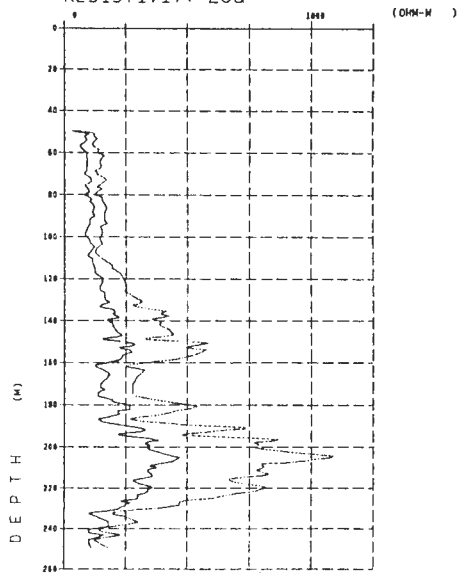
H-2 TEMPERATURE RECOVERY TEST



LOG DATE TIME = 8110251300
CABLE SPEED = 2.0 (M/MINUTE)
WATER TABLE = 8.8 ((M))
STANDING TIME = 125
ATMOSPHERIC TEMPERATURE = 2.8 ((DEG(C))

11:45:35
11/26/86

H-2 RESISTIVITY LOG

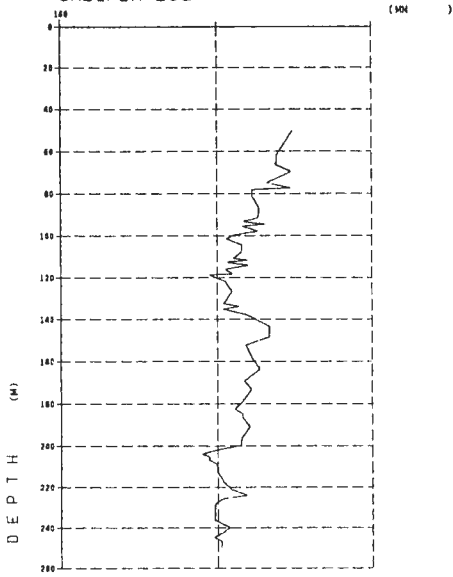


LOG DATE TIME = 8110191850
WATER TABLE = (M))
MUD KIND =
FI = 8.0 ((DEG(C))
RM(FI) = 9.0 ((OHM-M))

第2図 (つづき)
Fig. 2 (continued)

11:45:53
11/26/86

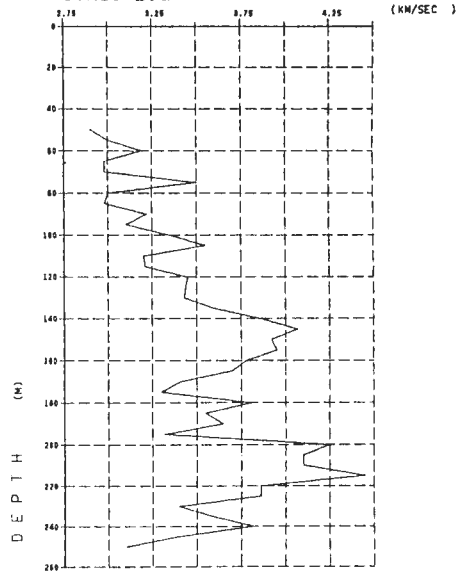
H-2
CALIPER LOG



LOG DATE TIME = 8110192150
CASING DEPTH = 50.0 ()
CEMENTING DEPTH = 50.0 ()
WATER TABLE = ()

11:46:03
11/26/86

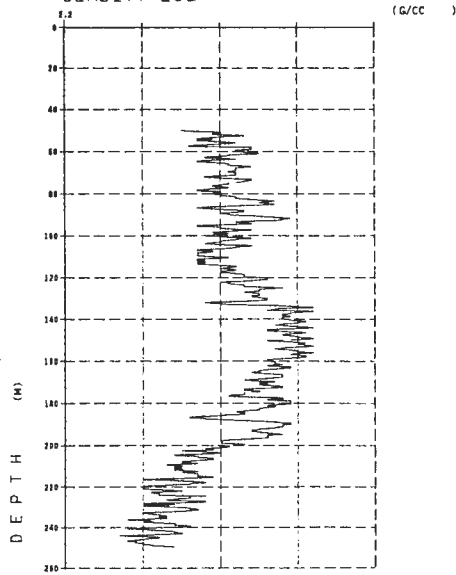
H-2
SONIC LOG



LOG DATE TIME = 8110191930
CASING DEPTH = 50.0 (M)
CEMENTING DEPTH = 50.0 (M)
WATER TABLE = (M)
MUD KIND =

11:46:27
11/26/86

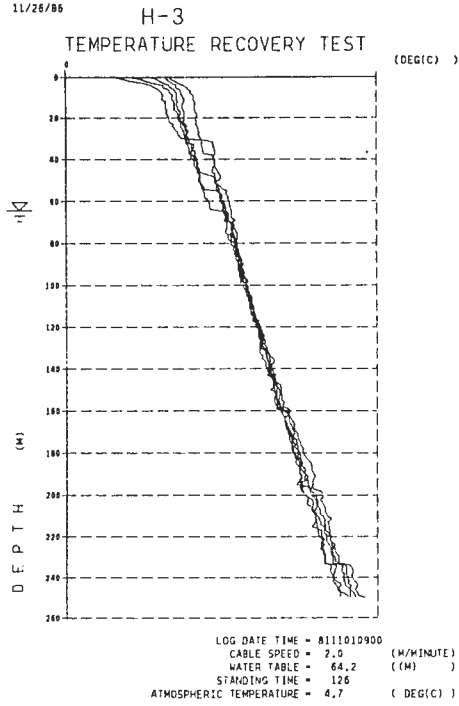
H-2
DENSITY LOG



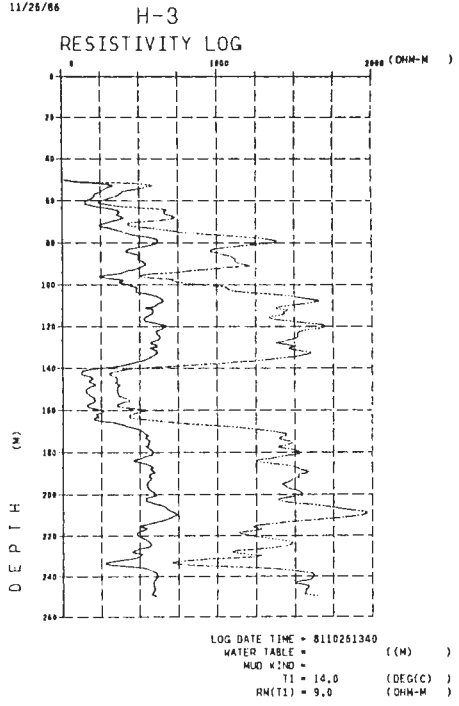
LOG DATE TIME = 8110192015
WATER TABLE = (M)
MUD DENSITY = 1.05 (G/CC)
CASING DEPTH = 50.0 (M)
CEMENTING DEPTH = 50.0 (M)

第2図 (つづき)
Fig. 2 (continued)

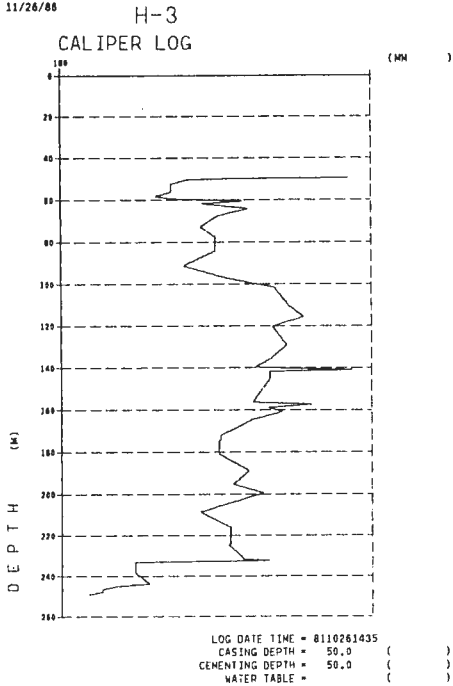
11:47:18
11/26/86



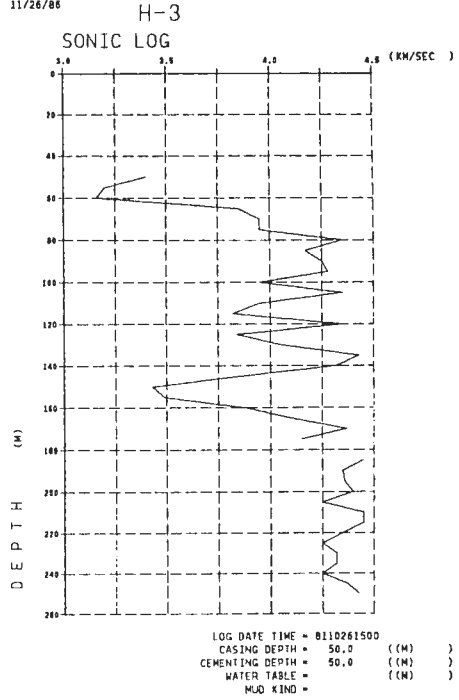
11:47:42
11/26/86



11:48:02
11/26/86

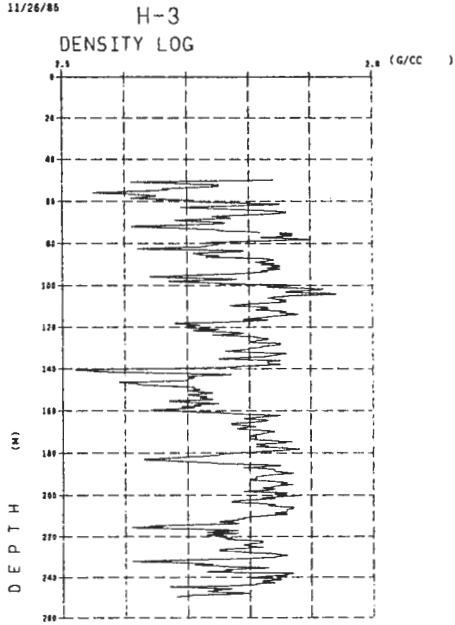


11:48:13
11/26/86



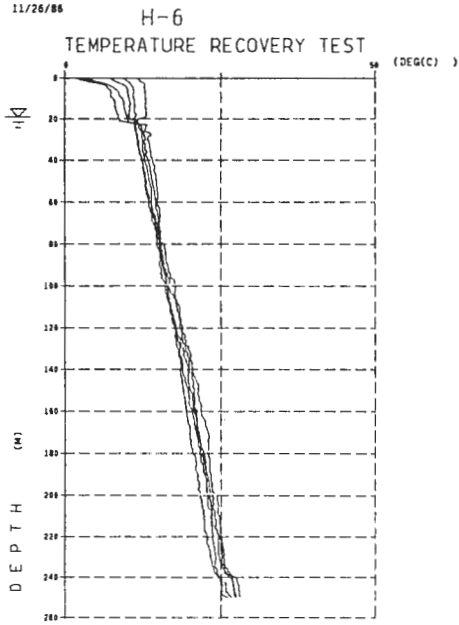
第2図 (つづき)
Fig. 2 (continued)

11:48:30
11/26/86



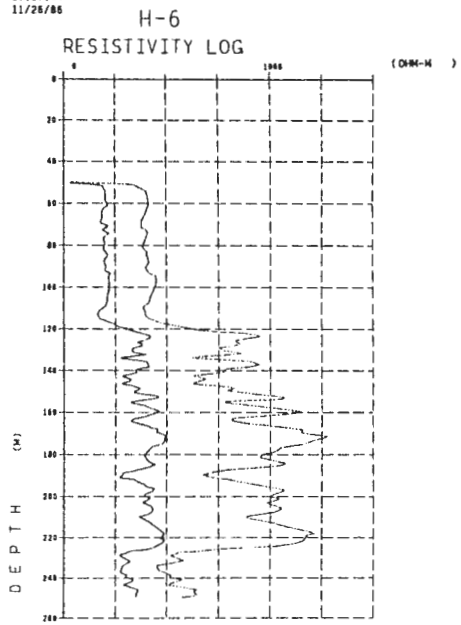
LOG DATE TIME = 8110261545
 WATER TABLE = (M))
 MUD DENSITY = 1.05 (G/CC))
 CASING DEPTH = 50.0 (M))
 CEMENTING DEPTH = 50.0 (M))

16:10:00
11/26/86



LOG DATE TIME = 8110291300
 CABLE SPEED = 2.0 (M/MINUTE)
 WATER TABLE = 19.0 (M))
 STANDING TIME = 126)
 ATMOSPHERIC TEMPERATURE = 8.6 (DEGC))

16:10:34
11/26/86

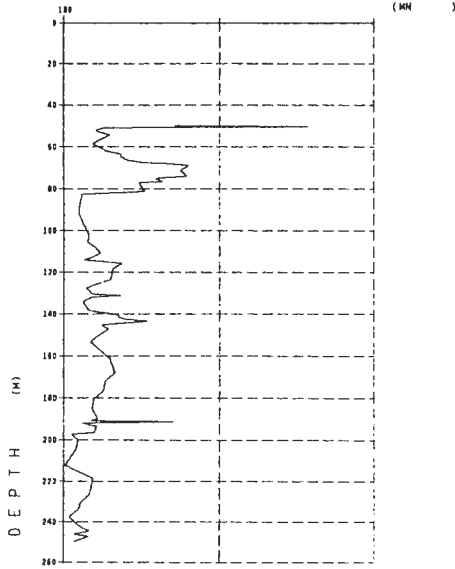


LOG DATE TIME = 8110231520
 WATER TABLE = (M))
 MUD KIND =)
 T1 = 15.0 (DEGC))
 RN(T1) = **** (OHM-M))

第2図 (つづき)
Fig. 2 (continued)

16:12:38
11/26/86

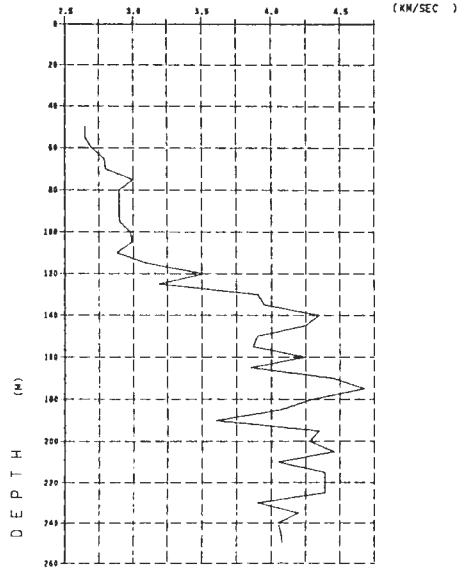
H-6
CALIPER LOG



LOG DATE TIME = 8110231730
CASING DEPTH = 50.0 ((M))
CEMENTING DEPTH = 50.0 ((M))
WATER TABLE = ((M))

16:12:59
11/26/86

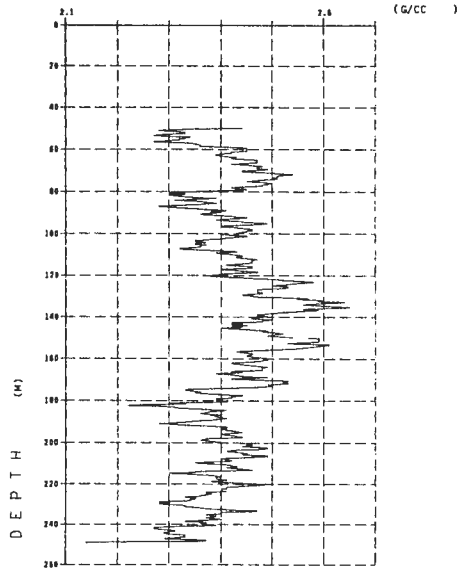
H-6
SONIC LOG



LOG DATE TIME = 8110231545
CASING DEPTH = 50.0 ((M))
CEMENTING DEPTH = 50.0 ((M))
WATER TABLE = ((M))
MUD KIND =

16:13:25
11/26/86

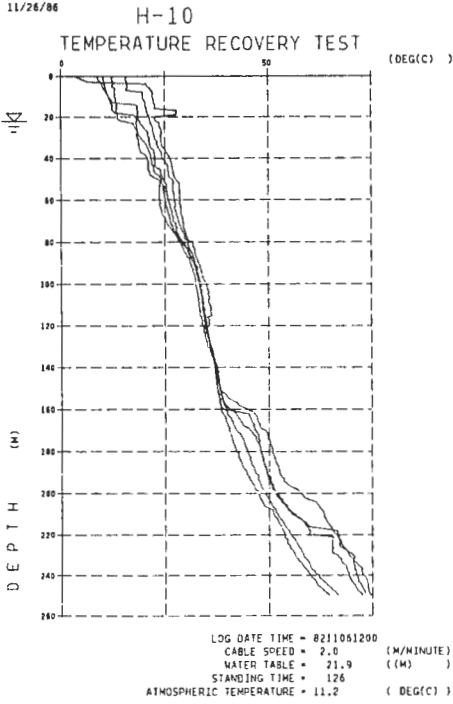
H-6
DENSITY LOG



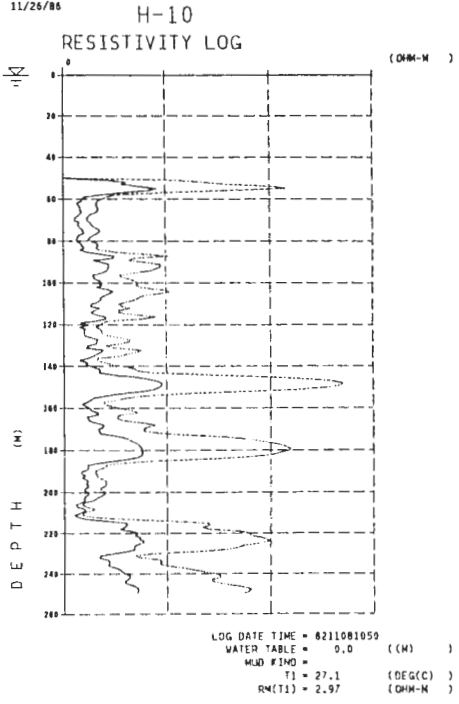
LOG DATE TIME = 8110231610
WATER TABLE = ((M))
MUD DENSITY = 1.05 ((G/CC))
CASING DEPTH = 50.0 ((M))
CEMENTING DEPTH = 50.0 ((M))

第2図 (つづき)
Fig. 2 (continued)

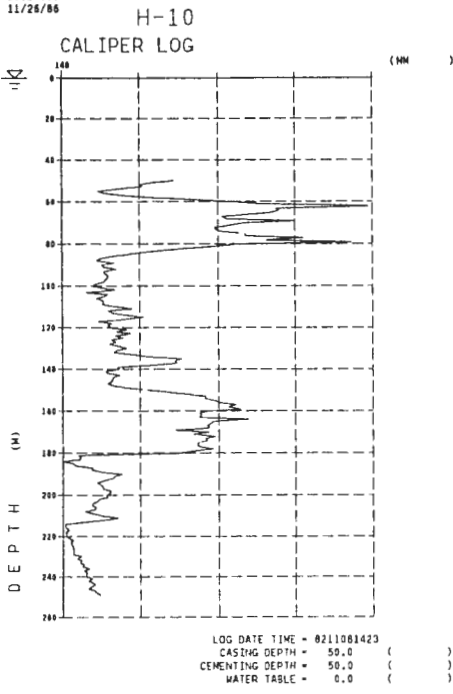
16:16:43
11/26/86



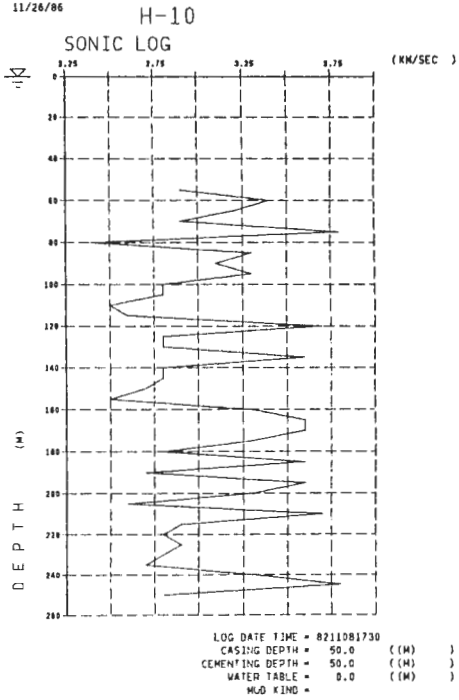
16:17:15
11/26/86



16:17:53
11/26/86



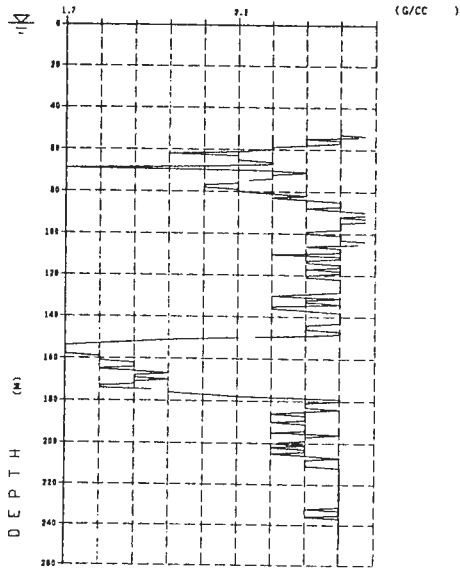
16:18:18
11/26/86



第2図 (つづき)
Fig. 2 (continued)

16:18:41
11/26/86

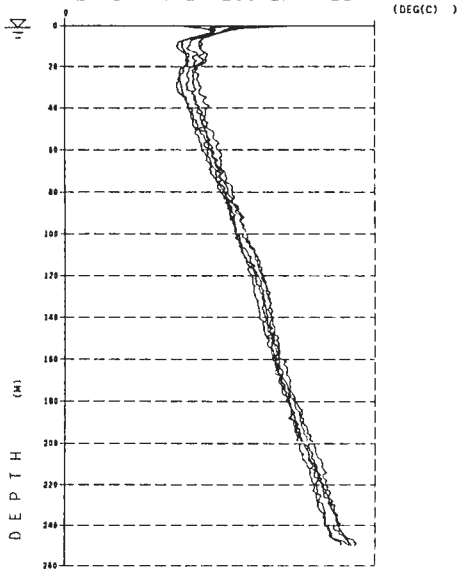
H-10 DENSITY LOG



LOG DATE TIME = 8211081320
WATER TABLE = 0.0 ((M))
MUD DENSITY = 1.06 ((G/CC))
CASING DEPTH = 50.0 ((M))
CEMENTING DEPTH = 50.0 ((M))

16:19:13
11/26/86

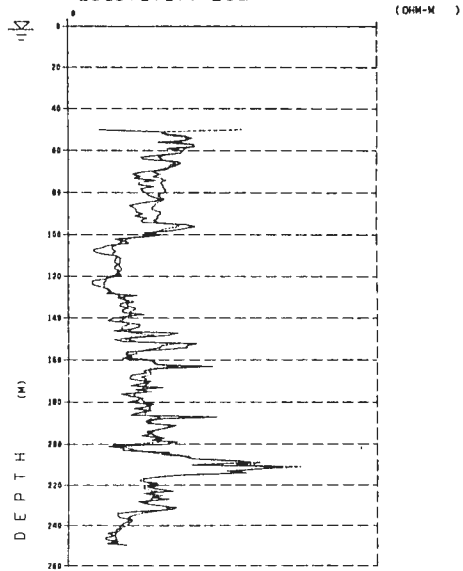
H-15 TEMPERATURE RECOVERY TEST



LOG DATE TIME = 8210111200
CABLE SPEED = 2.0 ((M/MINUTE))
WATER TABLE = 0.0 ((M))
STANDING TIME = 125
ATMOSPHERIC TEMPERATURE = 15.2 ((DEG(C)))

16:19:55
11/26/86

H-15 RESISTIVITY LOG

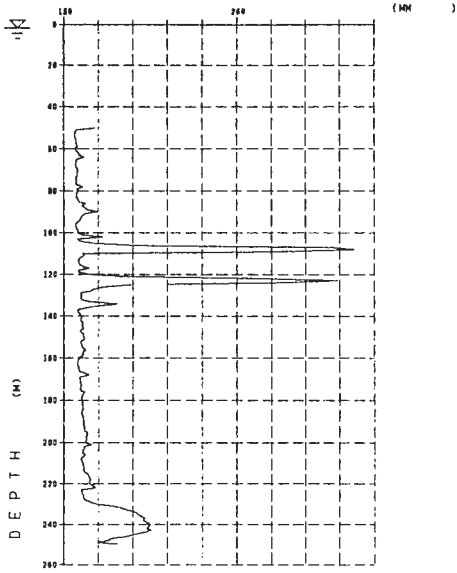


LOG DATE TIME = 8209301800
WATER TABLE = 1.7 ((M))
MUD RESIST =
T1 = 15.9 ((DEG(C)))
RM(T1) = 8.0 ((OHM-M))

第2図 (つづき)
Fig. 2 (continued)

16:20:24
11/26/86

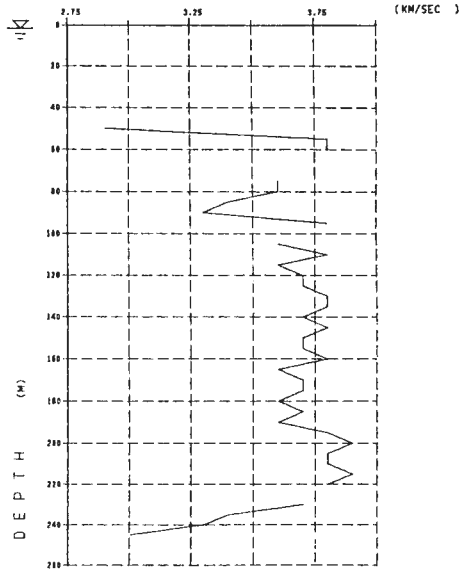
H-15 CALIPER LOG



LOG DATE TIME = 8209302305
 CASING DEPTH = 50.0 ()
 CEMENTING DEPTH = 50.0 ()
 WATER TABLE = 1.7 ()

16:20:42
11/26/86

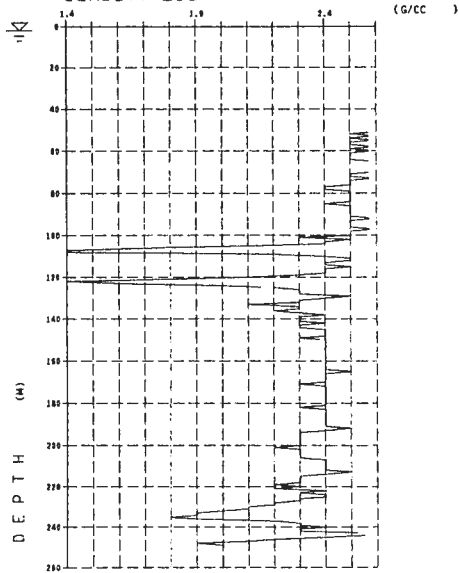
H-15 SONIC LOG



LOG DATE TIME = 8209301300
 CASING DEPTH = 50.0 ((M))
 CEMENTING DEPTH = 50.0 ((M))
 WATER TABLE = 1.7 ((M))
 MUD KING =

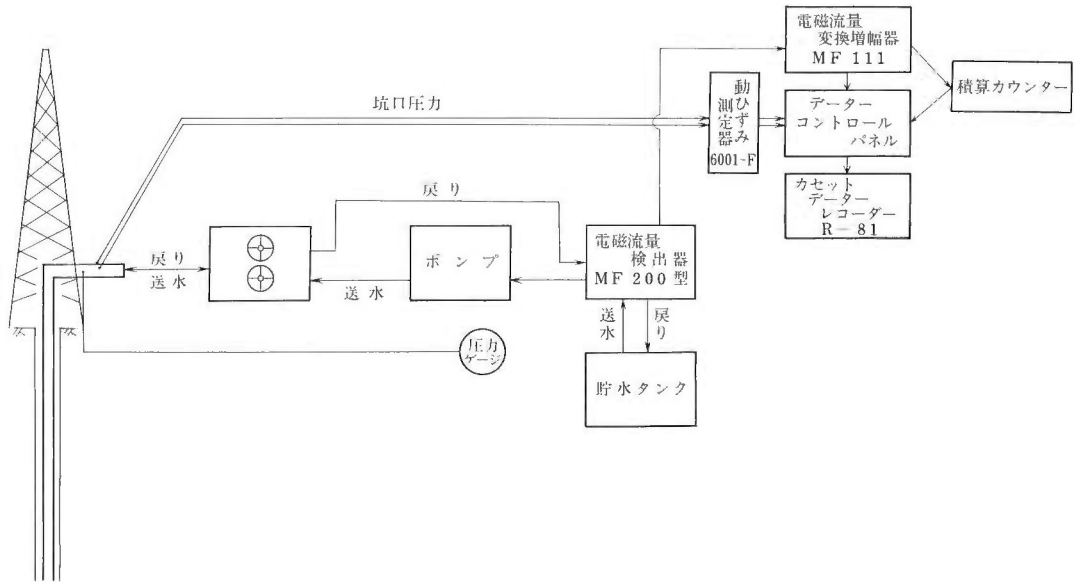
16:21:02
11/26/86

H-15 DENSITY LOG



LOG DATE TIME = 8209301900
 WATER TABLE = 1.7 ((M))
 MUD DENSITY = 1.06 ((G/CC))
 CASING DEPTH = 50.0 ((M))
 CEMENTING DEPTH = 50.0 ((M))

第2図 (つづき)
Fig. 2 (continued)



第3図 圧力、流量測定ブロック図。
Fig. 3 Schematic diagram showing surface pressure and flow rate measuring system.

パッカーを3 1/2インチドリルパイプにより目的深度まで降下させ、空気抜きを完全に行い、坑口装置をつけ、パッカーに圧力をかけ、パッカーをセットする。パッカーセット後は、管内の圧力をはらい、ワイヤーラインウインチにより、垂錘を降下させ、サーキュレーションスリーブのポートシャーピンを切断し、ポートを開き、加圧作業を開始する。

加圧には、昭和56年度の実験(H-1, H-2, H-3, H-6)については、ハリバートン社製 HT-400, T-10型ポンプを使用した。これらはセメンチング作業等に使用される大型ポンプであるため、流量の制御が著しく困難であった。

このため、昭和57年度の実験(H-10, H-15)については新たに流量制御の容易なポンプ(有光工業製 FB-50CPH 型プランジャーポンプ)を使用した。本ポンプは最高吐出圧力 310 kg/cm²、流量は35, 45, 61リットル/分(理論値)の3段切り換えである。

ブレイクダウン発生直後まで注水を続け、ブレイクダウン発生後、ポンプを停止し、管内圧力を開放し、戻り水量を測定する。この後同様の加圧サイクルを数回繰り返す。これは割れ目開口圧とシャットン圧力を正確に求めるためである。また S_0 が最小主応力である場合、坑壁では垂直割れ目が発生し、キ裂の進展とともに、水平に方向をかえるため2種類のシャットイン圧力が観測されることが理論上予想されるが、加圧を繰り返すことによりキ裂を進展させ、この2種類のシャットイン圧力を観測する目的ももつ。

流量は原則として約30~60リットル/分とし、圧力・流量の測定は地上で行い、チャートレコーダーとデータレコーダーに記録した。圧力の測定には、ストレインゲージタイプの圧力計、流量の測定には電磁流量計を使用した。電磁流量計は一方方向のみ測定が可能であるため、戻り水量は、弁を切り換え、同一の測定システムで行った。地上の測定ブロック図を第3図に示す。

水圧破壊後、ポアホールテレビュアー検層とインプレッションパッカーによる型撮りを行い、キ裂の方位検出を試みた。

5. 結 果

5.1 破壊実験

H-1, H-2, H-3, H-6 の 4 坑については昭和56年度に, H-10, H-15 の 2 坑については昭和57年度に実験を行った。

H-1, H-2, H-3, H-6 坑については良好な坑井状況であったため, 水圧破壊前の坑井洗浄作業は順調に行われた。しかしながら, H-10 坑については, 深度 150~180 m の区間で著しい坑径の乱れがあった。ボアホールテレビュアー検層の結果からみて, コア採取後の掘削の際の偏芯によるものと思われる。この区間は, コアサンプルの観察からも堅硬な地層と推定され, また深度としても是非破壊実験を行いたい区間であったが, 実験を断念せざるを得なかった。また, 危険を覚悟で 181 m 付近でパッカーセットを行ったが, パッカーセットの段階でパッカーが破裂, 破損した。結局, 応力値の計算に成功したのは 3 回のみであった。

H-15 坑は, 全体に変質が著しく, 崩壊があったため, 140 m 付近及び 200 m 付近の 2 箇所をセメントチングした。セメントは 197 m より約 100 リットル, 137 m より約 104 リットル注入した。硬化待ち後, 深度 137 m にセメント棚のヘッドを確認し, 同深度よりセメント 1,400 リットル(比重 1.74)を注入したが, セメントヘッドは深度約 107 m であったため, 更に 560 リットルのセメントを追加し, その後 20 時間硬化待ちした後追切りをした。

水圧破壊にあたっては流量を約 30 ないし 40 リットル/分の出来るかぎり一定にし, 数回の加圧サイクルを繰り返した。1 回の加圧時間は高々数分であり, 各加圧サイクルごとに, 圧力をゼロに払い, 戻り水を確認した。戻り水の流量測定のために, 弁を切り換えた(第 3 図)。水圧破壊の詳細については付図に記す。付図中戻り水は, マイナスの流量として表わされている。

5.2 応力値

(1), (3), (4)式より応力値を求めた。

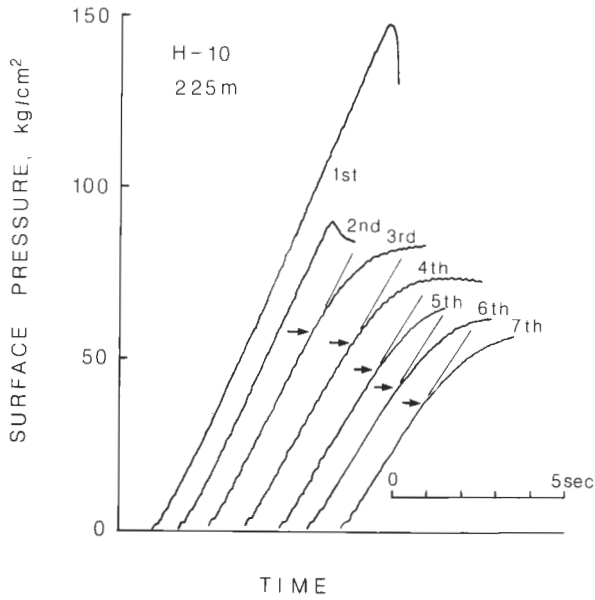
割れ目開口圧 $P_0(T=0)$ の決定は以下の様にした。一定の流量で加圧し, 圧力~時間曲線が直線からずれる点を求め, この点を $P_0(T=0)$ とする。これを各加圧サイクル毎に求め, 数回の加圧サイクル後, 落ち着いた値をその深度での割れ目開口圧とした。第 4 図, 第 5 図に H-10 坑での例を示す。第 4 図中矢印で示した点が割れ目開口圧を示す。第 5 図に示すように, 最初の数サイクルの後にはほぼ一定値をとる。第 4 図の例では, 第 1 回目の加圧記録と同じ勾配の直線からずれる点を示した。本来割れ目開口圧はこうして求めるべきであるが, 加圧の際一定流量を保つ必要がある。特に昭和57年度の測定については, 加圧ポンプの動作不良から上記の条件が必ずしも満たされなかった。この場合, 夫々の加圧サイクルで圧力曲線が直線からずれる点を割れ目開口圧とした。

第 6 図にシャットイン圧力の決定例を示す。シャットイン圧力も割れ目開口圧と同様, 数回の加圧サイクルによりほぼ一定の値をとる。この例を第 7 図に示す。

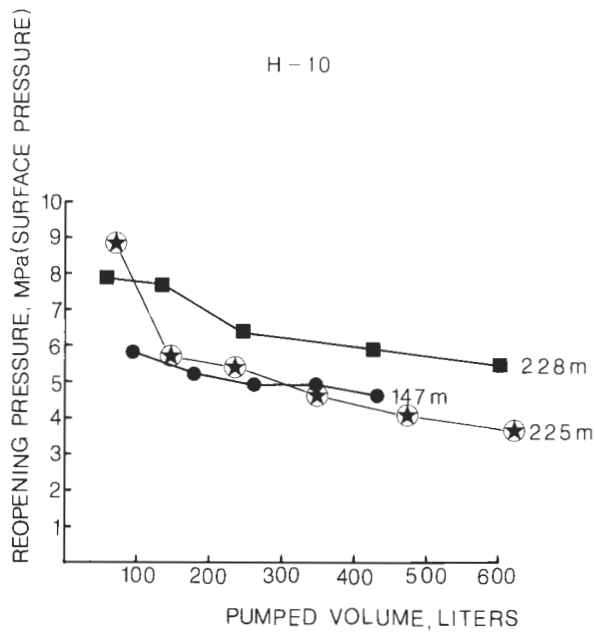
第 6 図ではシャットイン圧力が明瞭であるが, シャットイン後の圧力記録に明確な折れ曲がりとしてあらわれない場合があり, こういった場合の対策についていくつかの提案がされている。そのうちの, 実験方法そのものについては, 粘性の高い流体を水の代わりに使う (ENEVER and WOOLTON, 1983) というものである。しかし粘性流体を使った場合, 粘性が, 時間, 場所とともに変化する可能性があり, 結果の解釈が困難になるおそれがある。またブレイクダウンは, 加圧流体の粘性と, 流量に依存している (ZOBACK and POLLARD, 1978) ので, 出来得る限り清水を使うこととした。

その他の方法は, シャットイン後の圧力記録からシャットイン圧力を求める方法についてであり, 以下のような方法が提案されている。

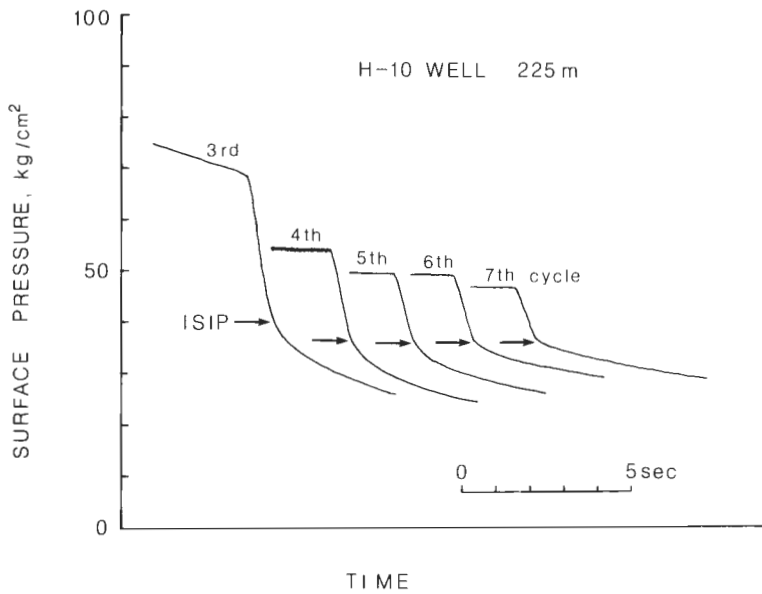
(a) シャットイン直後の圧力曲線の接線 t_1 と, 圧力曲線が t_1 からずれた点での接線 t_2 との交点をシャットイン圧力とする (GRONSETH and KRY, 1983)。



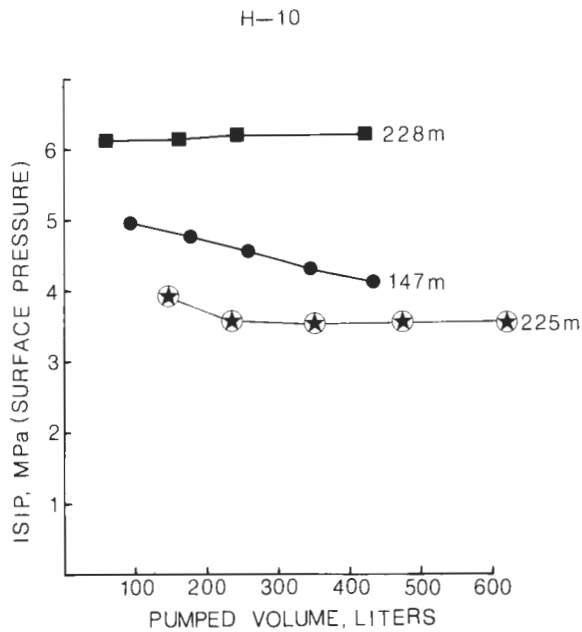
第4図 割れ目開口圧決定例。矢印が割れ目開口圧を示す。
 Fig. 4 An example of fracture reopening pressure determination. The fracture opening pressure is determined from the pressure where the pressure curve deviates from a linear trend.



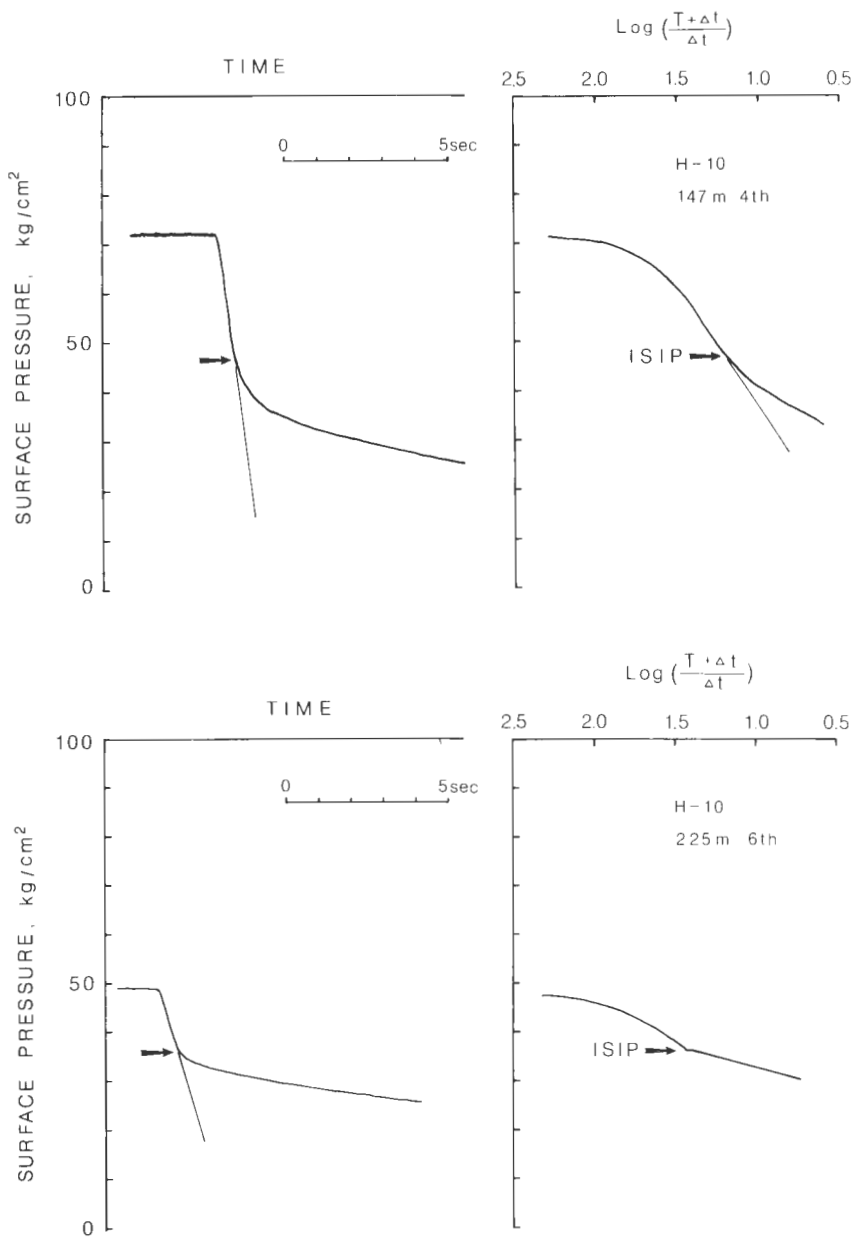
第5図 加圧サイクルによる割れ目開口圧の変化。
 Fig. 5 The change of fracture opening pressure with pressurization cycles.



第6図 シャットイン圧力決定例。 矢印がシャットイン圧力を示す。
 Fig. 6 An example of pressure records which clearly show the instantaneous shut-in pressure.



第7図 加圧サイクルによるシャットイン圧力の変化。
 Fig. 7 The change of instantaneous shut-in pressure with pressurization cycles.



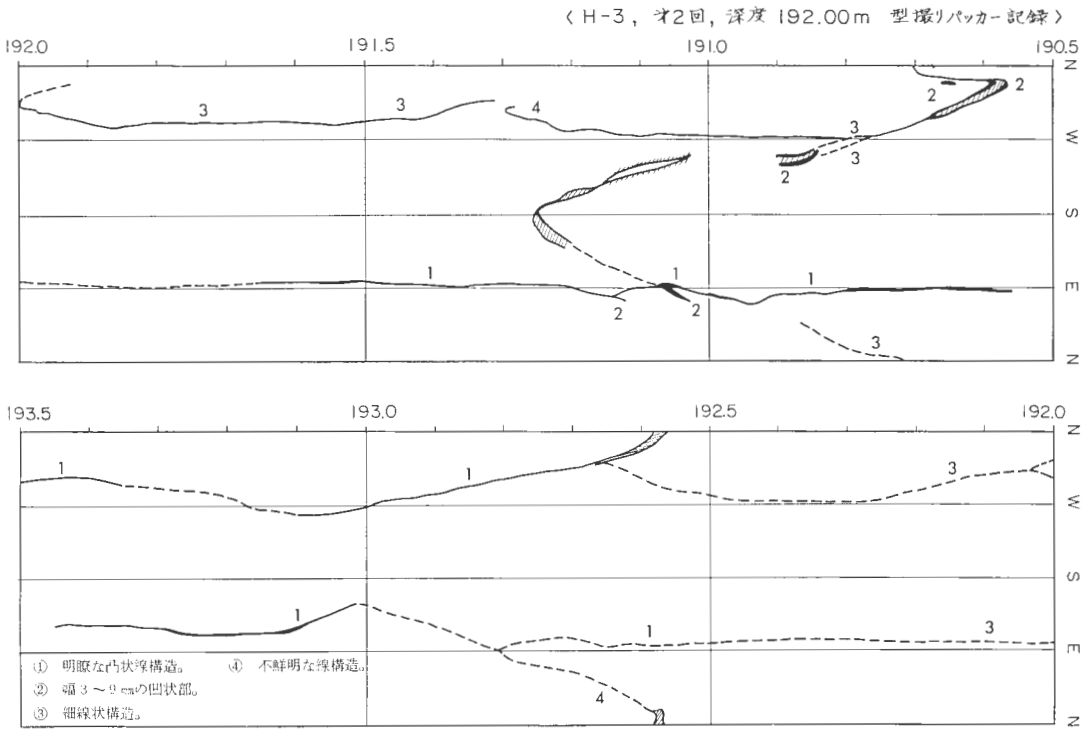
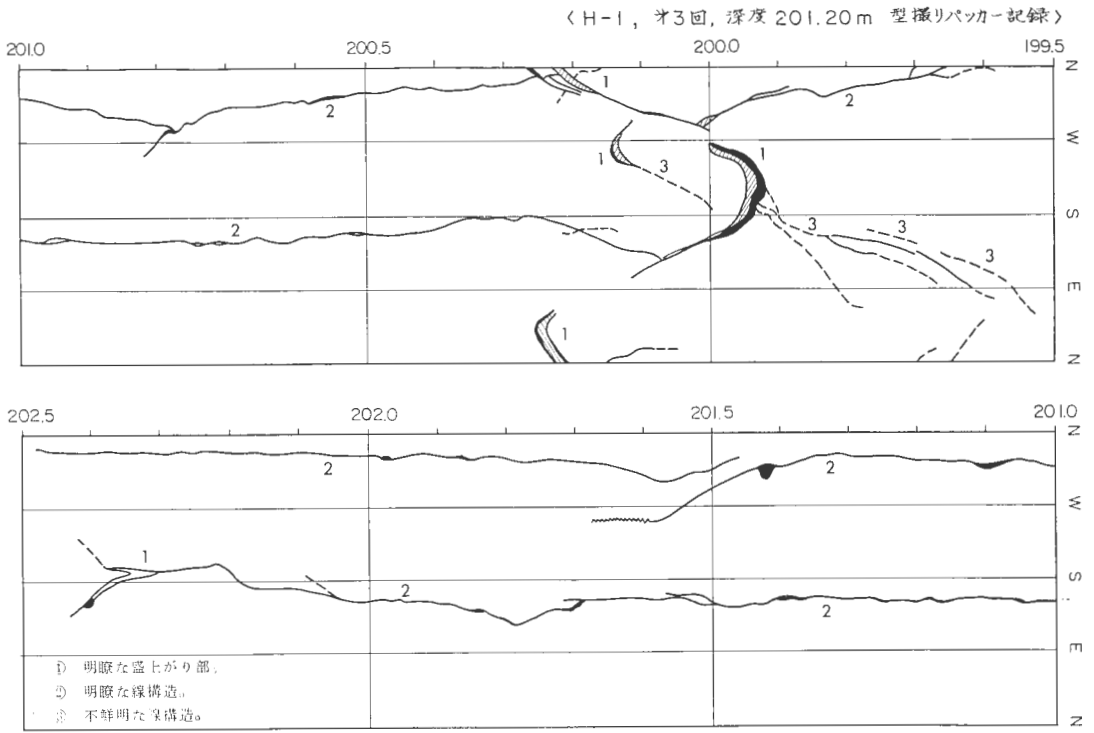
第8図 対数プロットによるシャットイン圧力の決定。
 Fig. 8 The instantaneous shut-in pressure was determined by means of logarithm plot of the pressure record.

(b) 圧力値と $\log \left(\frac{T+\Delta T}{\Delta T} \right)$ をプロットし、その折れ曲がりの点をシャットインとする (McLENNAN and ROEQUIERS, 1983)。ここで

T : ポンピング時間

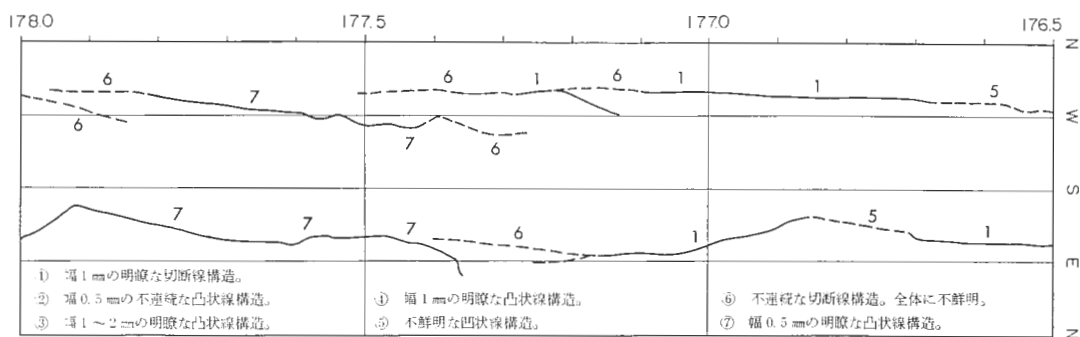
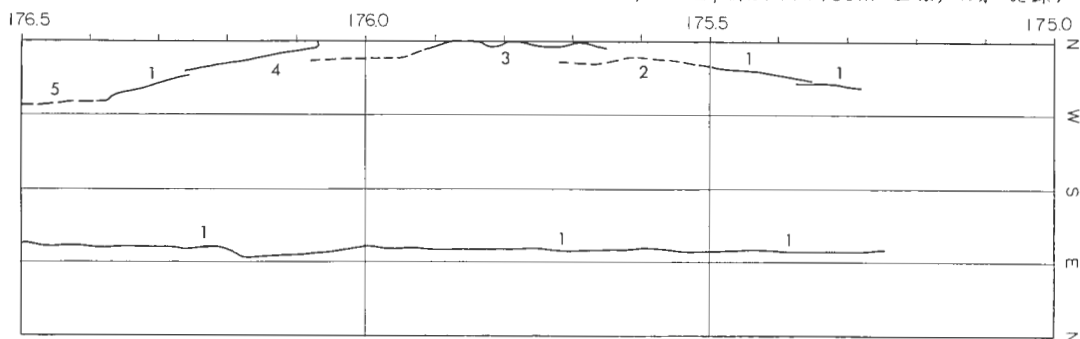
ΔT : シャットインからの時間

である。

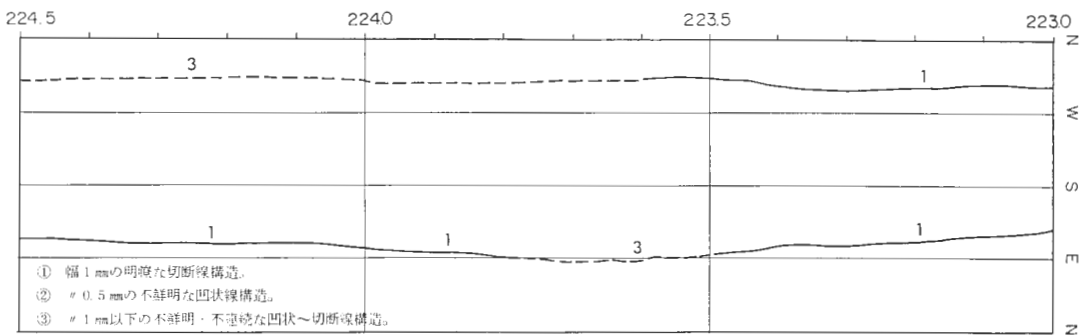
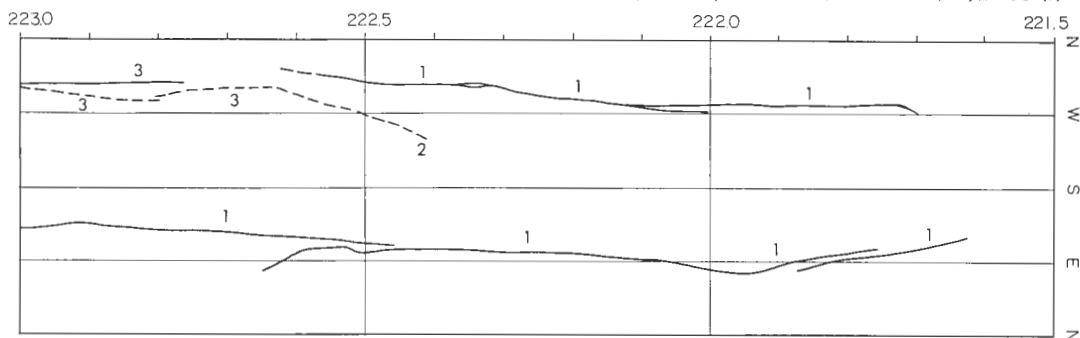


第9図 インプレッションパッカーのスケッチ。
Fig. 9 The interpretive line drawings of the impression packer results.

〈H-3, 才3回, 深度177.00m 型撮リバッカー記録〉

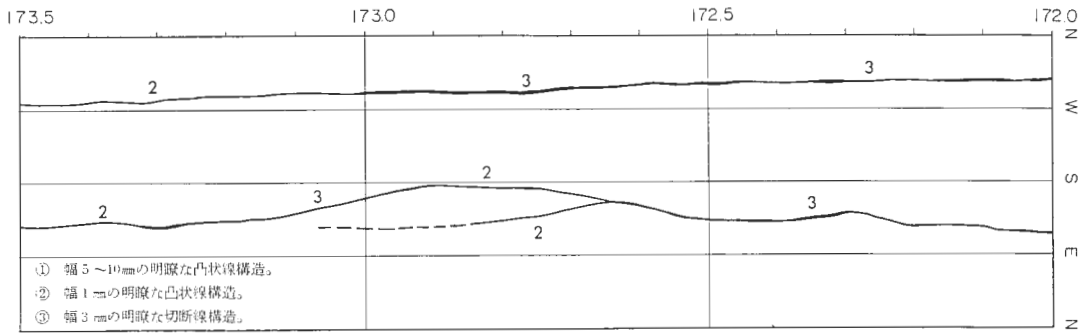
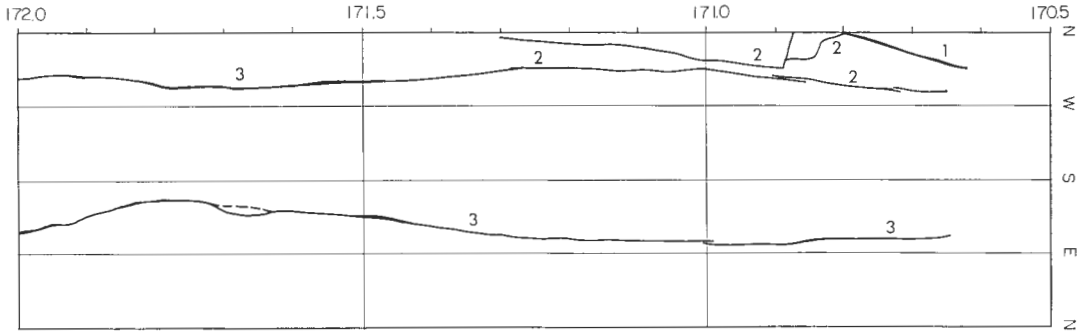


〈H-6, 才1回, 深度223.13m 型撮リバッカー記録〉

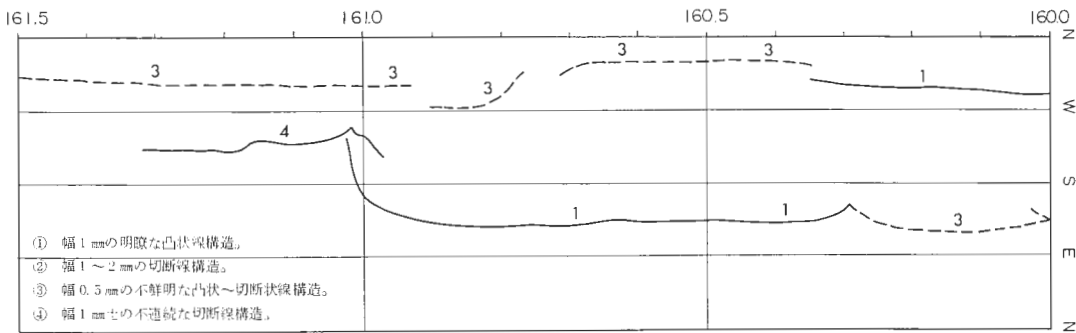
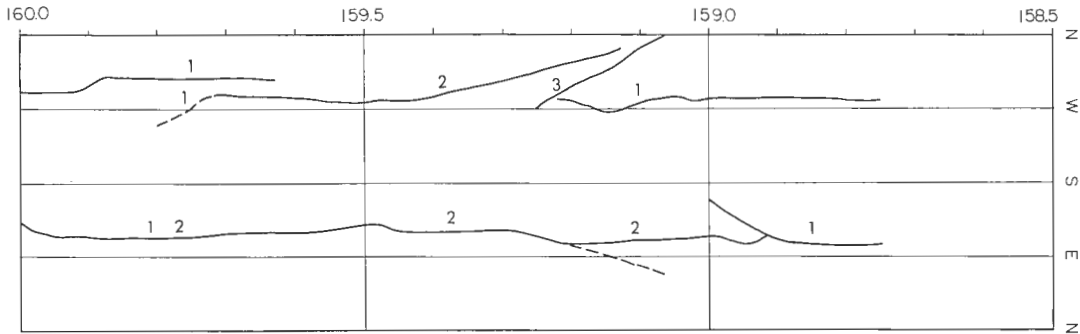


第9図 (つづき)
 Fig. 9 (continued)

〈H-6, 才2回, 深度 172.14 m 型撮りバッカー記録〉

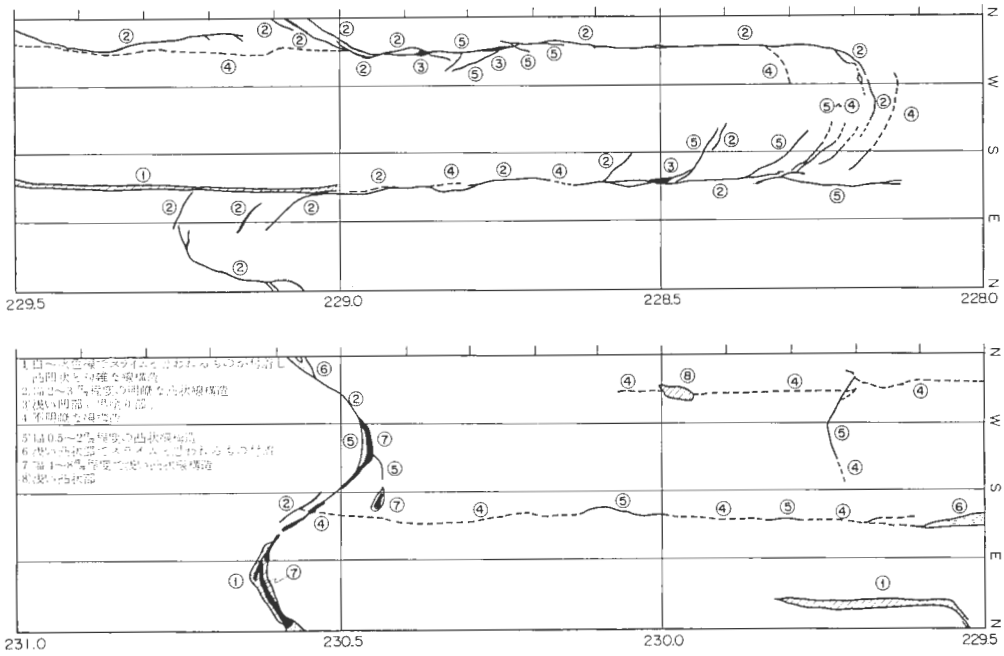


〈H-6, 才3回, 深度 160.26 m 型撮りバッカー記録〉

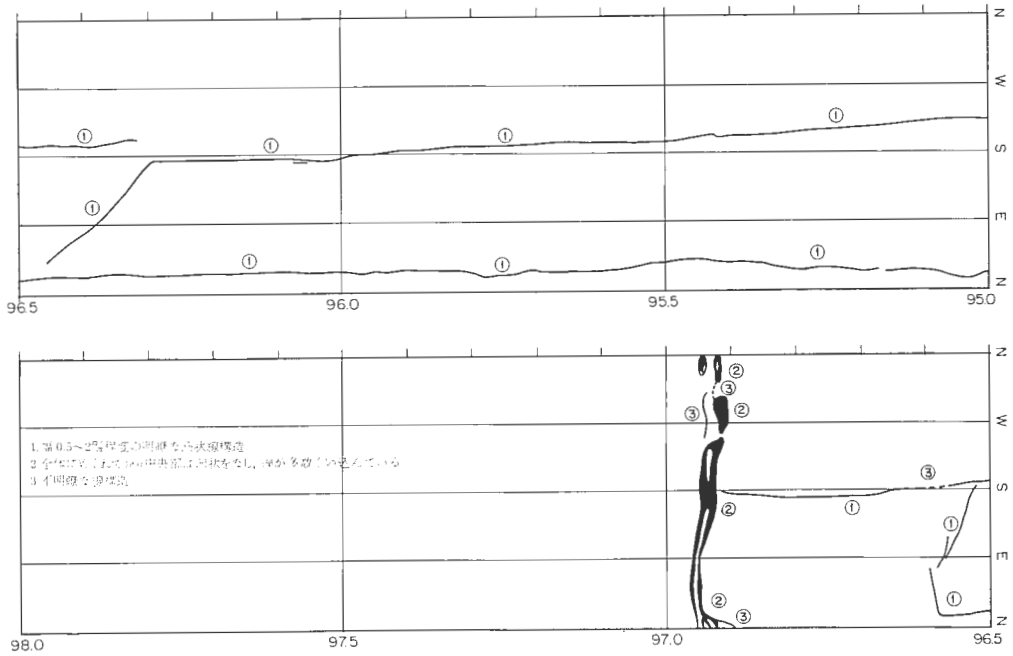


第9図 (つづき)
 Fig. 9 (continued)

型掘りスリーブスケッチ図 (H-10 第3回 深度 229.5 m)

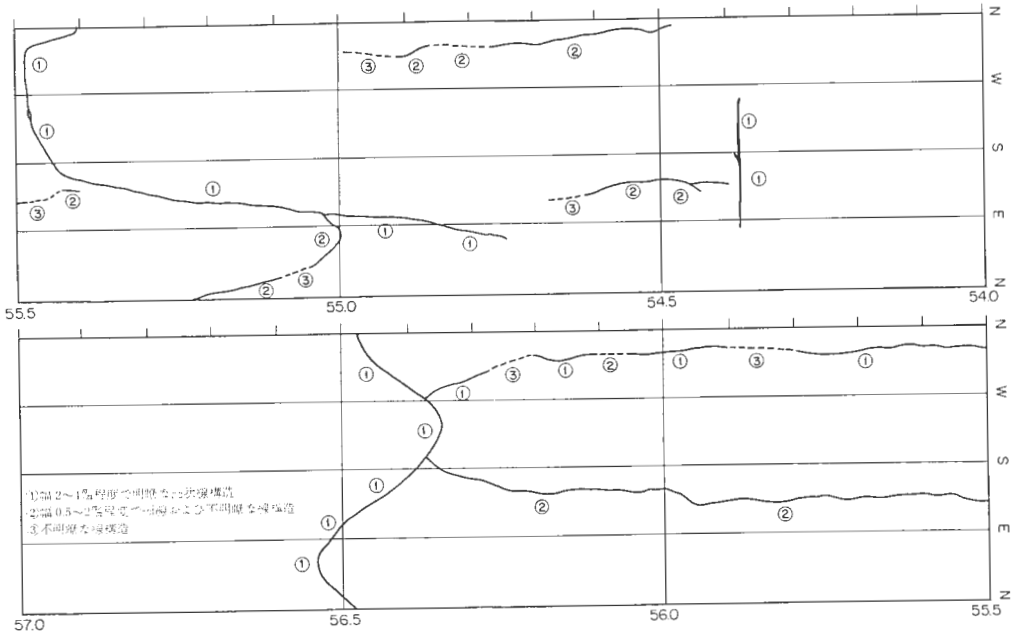


型掘りスリーブスケッチ図 (H-15 第2回 深度 96.5 m)

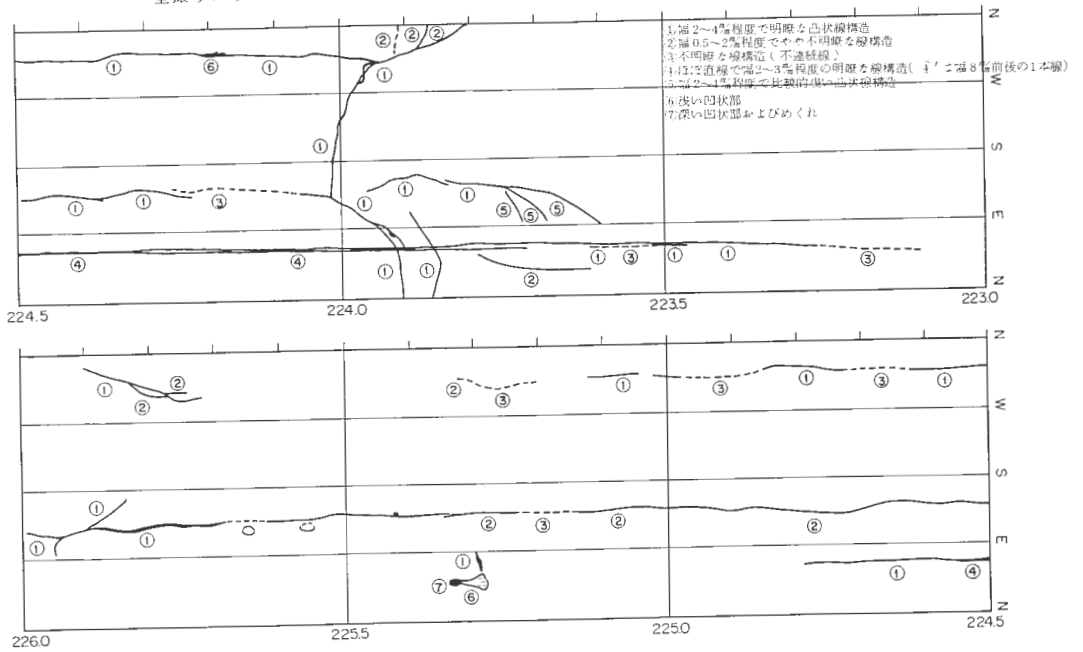


第9図 (つづき)
 Fig. 9 (continued)

型撮りスリーブスケッチ図 (H 10 第1回 深度 55.5 m 尾1)

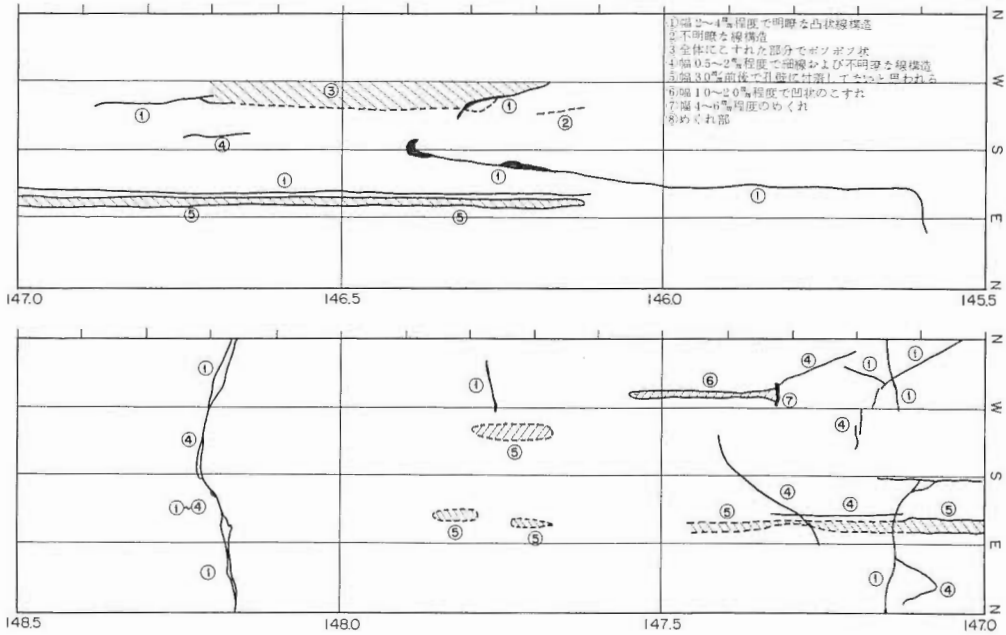


型撮りスリーブスケッチ図 (H-10 第2回 深度 224.5 m)



第9図 (つづき)
Fig. 9 (continued)

型撮りスリーブスケッチ図 (H-10 第6回 深度 147.0 m)



第9図 (つづき)
Fig. 9 (continued)

上記2通りの方法は、実験室内での岩石試料に対して経験的に導き出された方法である。ここでは(b)のlogプロットの方法を採用した。第8図にlogプロットの例を示した。図の左側には実時間の圧力記録も示した。第8図から明らかなように、この方法によりシャットイン圧力が合理的な方法で決定できることがわかる。なお対数プロットによってもシャットイン圧力が決定できない場合にはシャットイン圧力は決定できないものとした。

以上の方法で求めた割れ目開口圧、シャットイン圧力から最大水平応力 S_H 、最小水平応力 S_h を計算した。また垂直応力はコアサンプルの平均的密度 2.45 g/cm^3 より計算した。

5.3 応力方位

応力方位の決定はインプレッション(型撮り)パッカー及びボアホールテレビューアーにより行った。

インプレッションパッカーについては、予算、作業工程上の都合から、水圧破壊箇所全てについて行う事ができなかった。更には水圧破壊前には一切記録をとっていない。第9図に方位を読み取ったインプレッションパッカーの記録を示す。

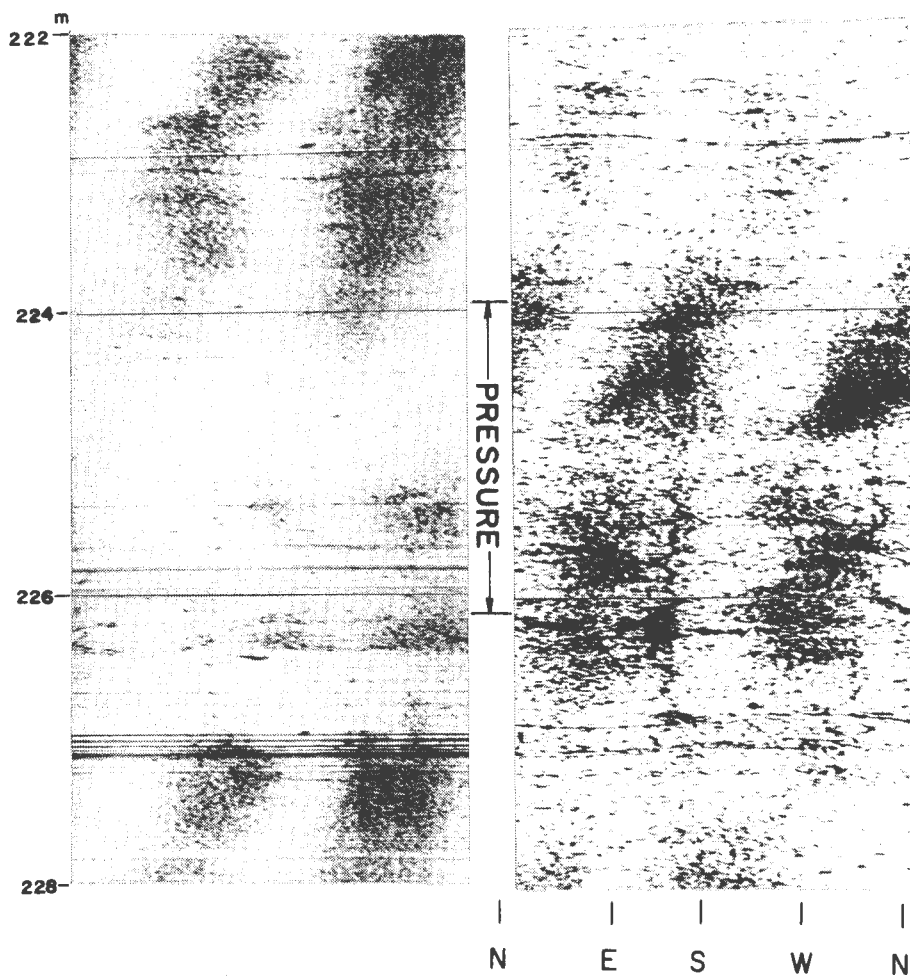
ボアホールテレビューアーについては、すべての水圧破壊についてその前後に行った。しかし水圧破壊後のキ裂が検出できたのは第10, 11図に示す2例だけであった。

方位決定結果を第12図に示す。深度による応力方位の変化は見られなかった。このため第12図では複数の測定結果がある場合は平均的な方位を示した。

H-10 No. 225 m0

BEFORE

AFTER



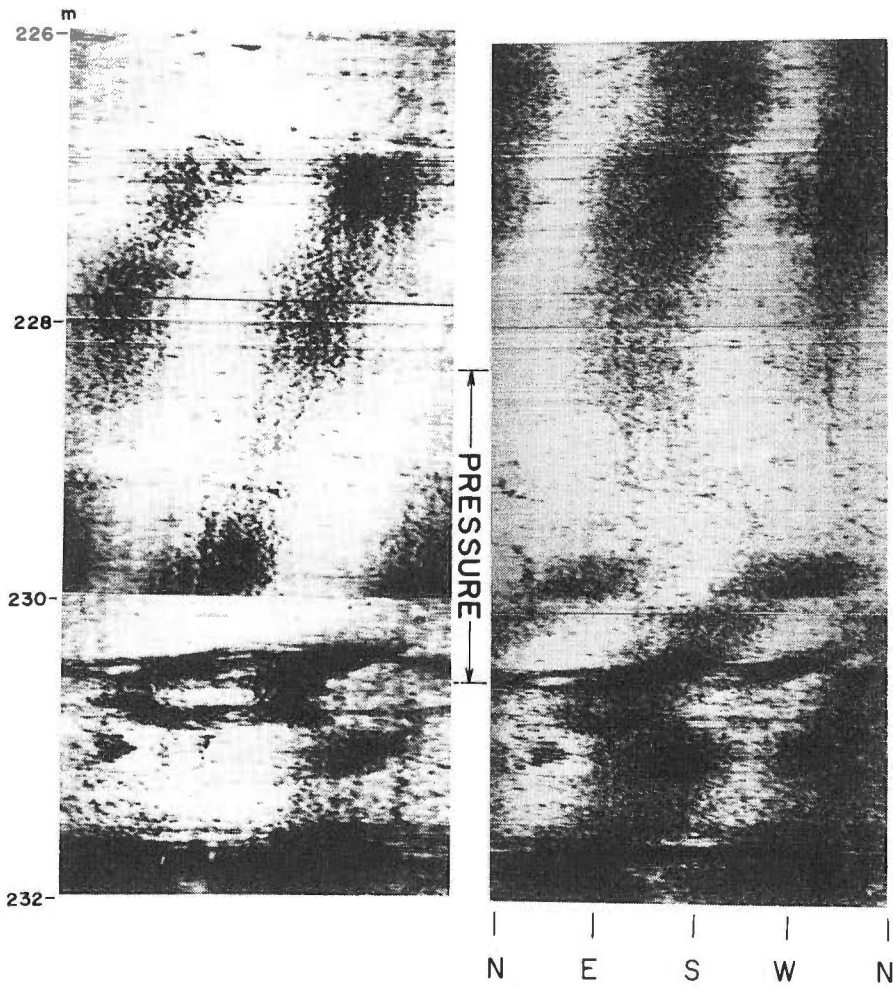
第10図 H-10坑深度225 mにおける水圧破壊前後のボアホールテレビュアー記録。NW-SEの方位に水圧破壊後垂直のキ裂が見える。

Fig. 10 Borehole televiewer record for the hydraulic fracturing at 225 m depth of the H-10 well. Note the clear vertical fractures after the hydraulic fracturing.

H - 10 No. 228 m50

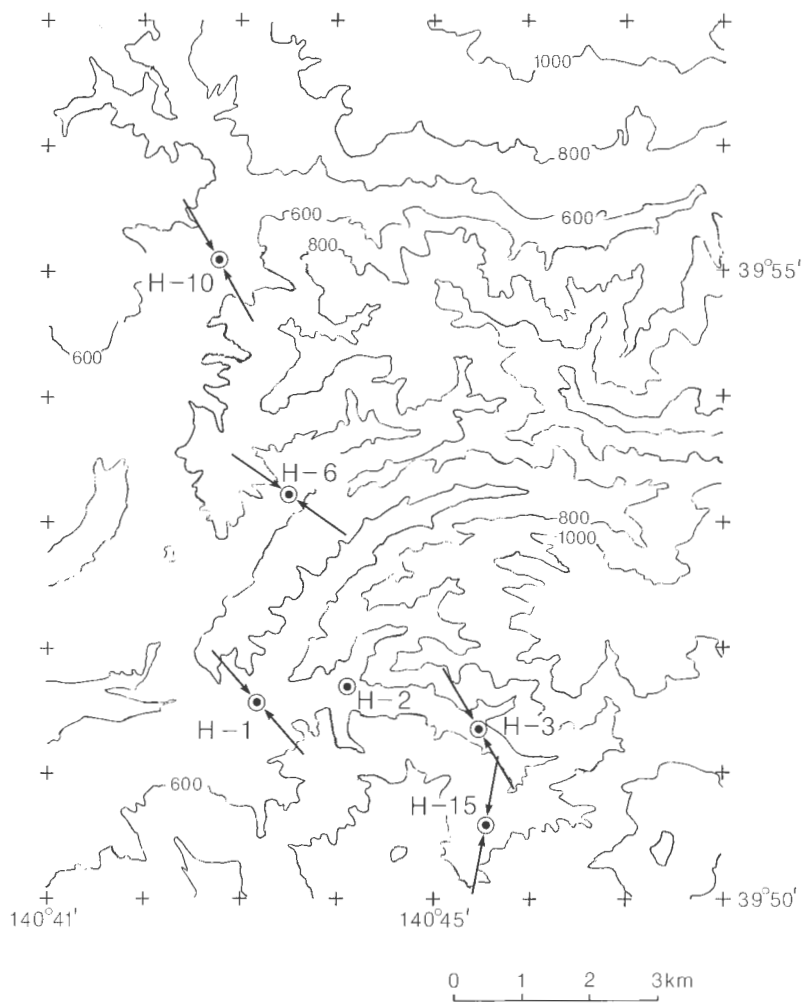
BEFORE

AFTER



第11図 H-10坑深度228.5 mにおける水圧破壊前後のボアホールテレビュー記録。 NW-SEの方位に水圧破壊後垂直のキ裂が見える。

Fig. 11 Borehole televiewer record for the hydraulic fracturing at 228.5 m depth of the H-10 well.



第12図 最大水平応力の方位. 等高線(数字は標高をメートルで示す)も重ねてしめす.
 Fig. 12 Azimuth of the maximum horizontal stress (arrows) with topographic contours marked in meters.

6. 考 察

計算された応力値を第1表と第13図に示す。第1表、第13図にみられるように計算された応力値は深さとともに増加し、 $S_v < S_h < S_H$ である。このような応力条件下では、水圧破壊によって水平割れ目が生じるはずである。しかし、やわらかいゴム製のパッカーで、しかもマンドレルを使用した場合、坑壁においては垂直割れ目が発生し、キ裂の進展に伴い水平に向きを変えて行くことが知られている。今回の実験でも、型振りパッカー、ボアホールテレビュアーとともに垂直割れ目を示し、このことを裏付けている。この場合二つのシャットイン圧力が観測されるはずである。すなわち、第1のものは垂直割れ目に対するものであり、第2のものは水平割れ目に対するものである。

本実験では加圧をサイクリックに繰り返し、シャットイン圧力の推移をみたが、岩石の密度より計算した载荷圧力より大きく、求めたシャットイン圧力は垂直割れ目に対するものである。更に加圧を続けた場合、シャットイン後の圧力曲線よりシャットイン圧力を求めることはできなくなる場合がある。これは、水平に進展する前に、既存の割れ目等に出会ったためと思われる。

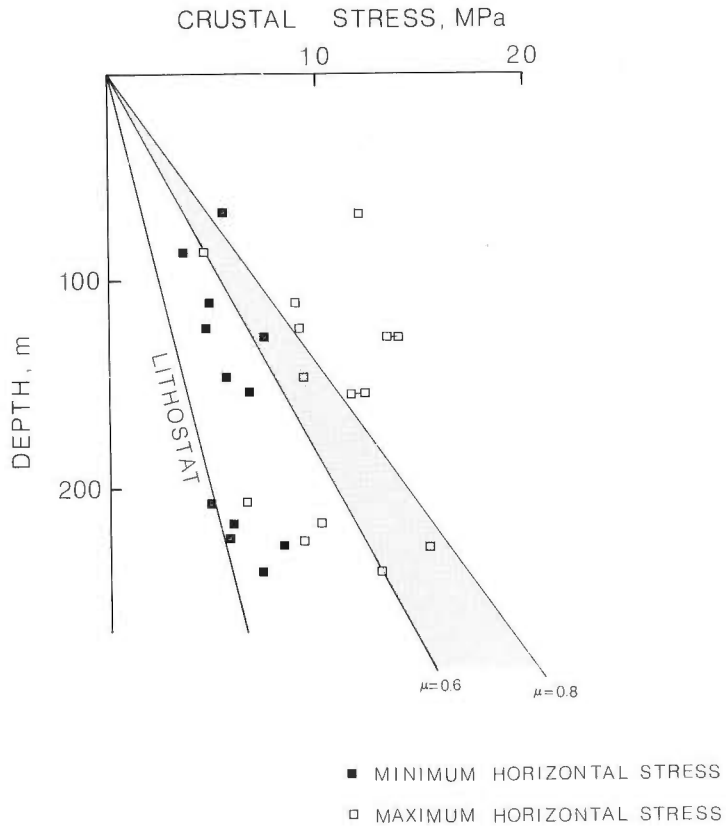
なお、型振りパッカー及びボアホールテレビュアーの記録によれば、上下のパッカーを超えてキ裂が進展し、圧力のリークが起こる可能性もあるが、今回の実験ではそのようなことはなかったと考えられる。その例を第14図に示す。この例ではインプレッションパッカーを連続した深度で2回測定し記録をつなげた。

今回の実験のように浅い坑井での水圧破壊の場合、地形の影響を受けることが考えられる。中島(1982)は、有限要素法による計算を行い地殻応力場に及ぼす地形の影響を評価した。HAIMSON(1980)は浅部での測定の問題点の実例を示した。

このため第12図において最大主応力の方向と地形との関係を比較してみた。方位の測定が可能であった坑井(H-1, H-3, H-6, H-10, H-15)のうちH-15坑を除いて方位はほぼNW-SEに揃っている。各坑とも沢沿いにあるが、谷の方向は異なっている。中島(1982)は地表近くでは3次元応力は地形の影響を受け水平最大主応力方向は尾根の軸と平行になる傾向があるが、地形の振幅程度に深くなればほぼ一様な応力状態とみなせるとしている。本測定が行われた地域では200mないし300m程度の地形の振幅があるものの、第12図に示した結果からは水平最大主応力方向が尾根の軸と平行になるといった傾向はみられず、中島(1982)が主張するような地形の影響は少ないと考えられる。しかしながら、応力勾配の計算のためには更に深部での測定が必要となろう。H-15坑の方位測定は100m以浅の浅部でのもので

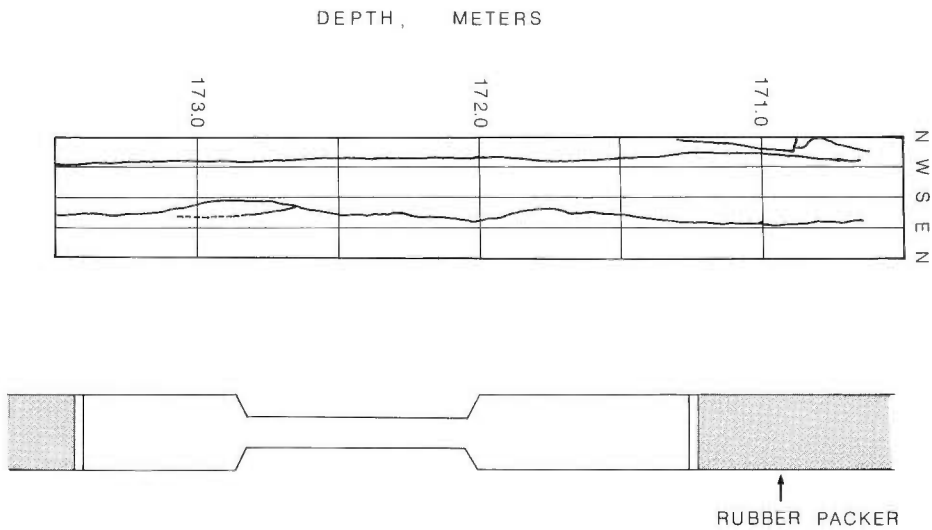
第1表
Table 1 Hydrofracturing data and calculated stresses

Well name	Depth (m)	Hydrofrac. data (MPa)			Stress (MPa)		
		P_b	$P_b(T=0)$	P_s	S_h	S_H	S_v
H-1	122.5	9.0	2.5	3.5	4.7	9.2	3.0
	201	13.2	—	7.8	9.8	—	4.9
	217	13.8	3.5	3.8	6.0	10.0	5.3
H-2	206	9.0	3.4	2.6	4.7	6.5	5.1
	H-3	111	11.8	3.4	3.8	4.9	9.0
127.5		16.6	6.2	6.3	7.5	13.9	3.1
154		18.5	4.7	5.2	6.7	12.4	3.8
239		10.1	4.2	5.0	7.3	13.1	5.9
H-10	147	—	4.6	4.1	5.6	9.2	3.6
	225	14.5	3.6	3.5	5.7	9.1	5.5
	228	12.8	5.4	6.2	8.4	15.4	7.4
H-15	86	11.3	4.5	2.7	3.6	4.6	2.1



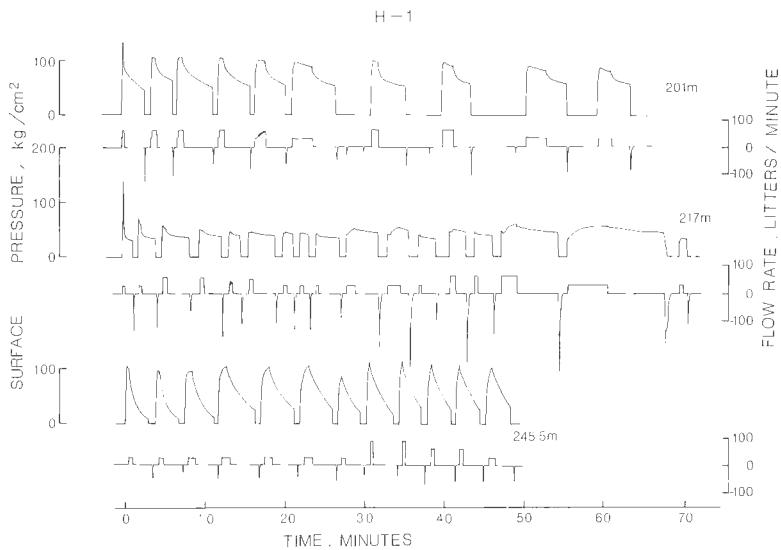
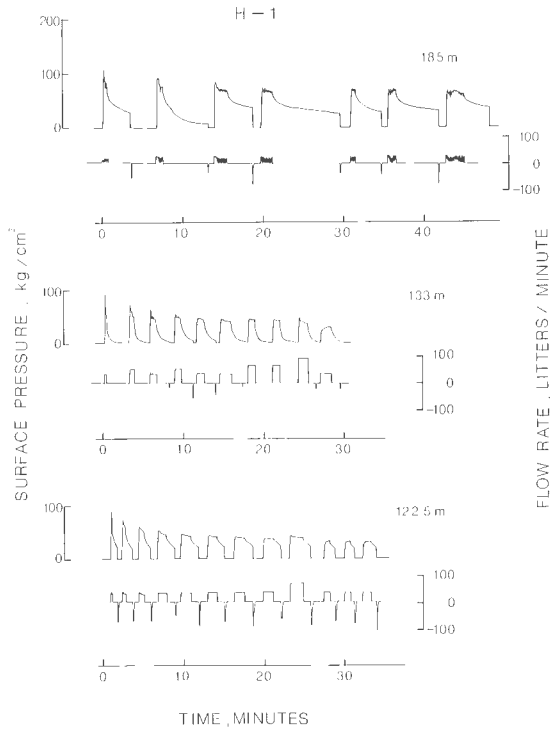
第13図 応力の計算結果.

Fig. 13 The maximum and minimum principal stresses.



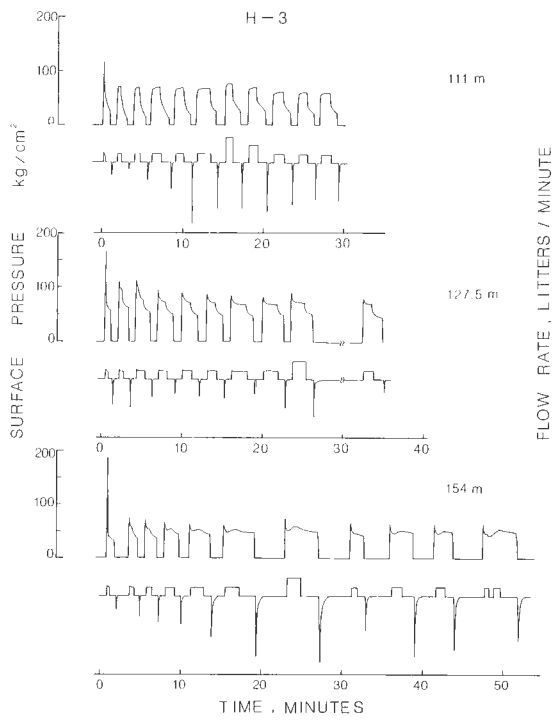
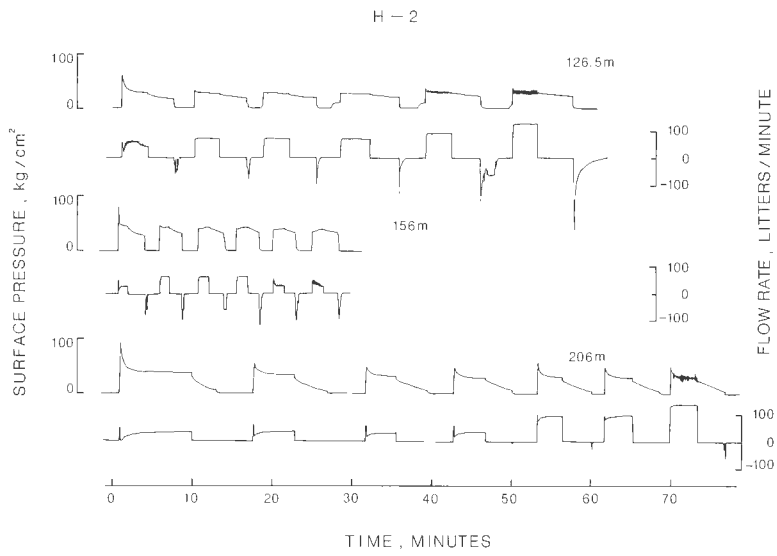
第14図 キ裂がパッカーをこえて進展しない例.

Fig. 14 An example of impression packer record for H-6 well that shows induced fractures do not extend beyond the packer.



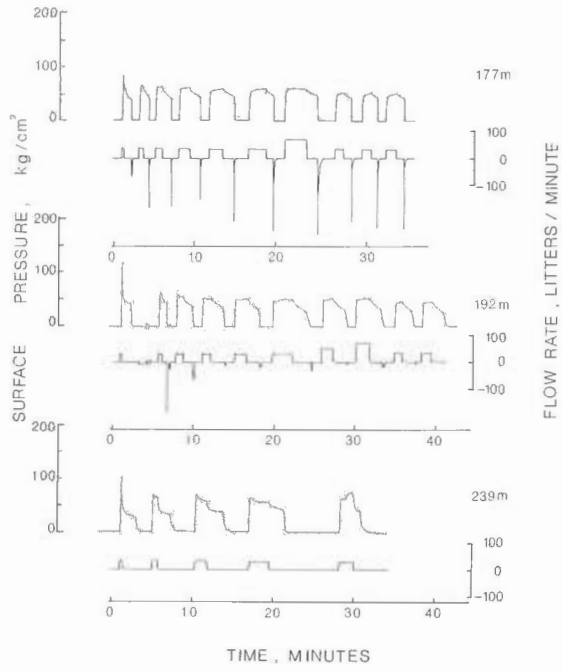
付図 水圧一時間及び圧入流量一時間の記録のうち、代表的なものを示す。各加圧サイクルで、シャットイン終了後、圧力をゼロにすると、坑内から水が戻ってくる。この流量は、切換え弁の操作により測定した。本図ではマイナスの流量として示されている。ただし切換え弁の切換え方により流量は影響されるので、この戻り流量は定量的には厳密でない。

Appendix Typical pressure and flow records from the hydraulic fracturing tests. Positive and negative flow rates correspond fluid injection and flowback.

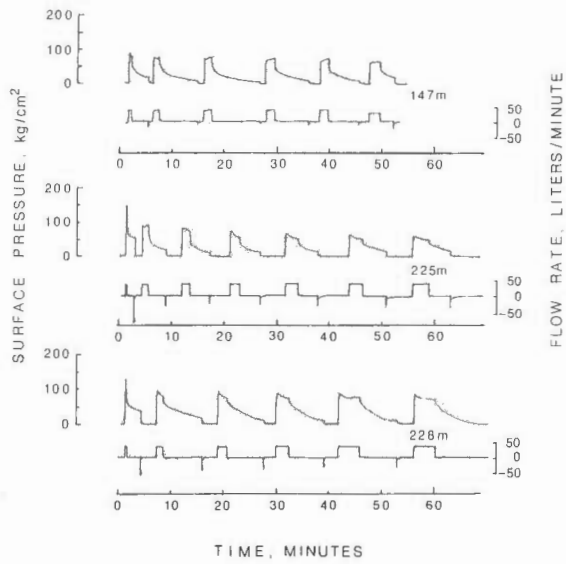


付図 (つづき)
Appendix (continued)

H-3



H-10



付図 (つづき)
Appendix (continued)

あり、地形の影響を受けているか、あるいは著しい変質により水圧破壊が適正に行われなかったためと思われる。地形の影響の定量的評価は必ずしも容易ではなく、今回得られた結果は、その大きさ、方位とも広域的応力場にはほぼ一致するものである。安藤(1979)は地震の発震機構、活断層、岩脈の配列等のデータから現在の東北地方のストレストラジェクトリーを求めた。また佐藤等(1982)は地質学的情報から東北地方の新生代の応力方位を推定した。これらによると東北地方の新生代の応力方位はNW-SEであり、現在(第4紀)の最大水平圧縮応力の方位はWNW-ESEであり今回の測定結果とほぼ一致する。なお更に東北地方の浅い地震の発震機構は、ほぼ東西に圧縮軸をもつ逆断層であり、今回の $S_v < S_h < S_H$ という応力結果と調和的である。すなわち $S_v < S_h < S_H$ の応力下では逆断層発生が考えられる。

さて、このような応力条件下では S_H と S_v の比がある一定以上になると、既存の断層面上での逆断層運動が発生する。

クーロンの破壊条件によれば、最大及び最小有効応力 $S_1 - P_p$, $S_3 - P_p$ がある臨界値をとった時に破壊が始まる。その臨界値は

$$\frac{S_1 - P_p}{S_3 - P_p} = [(\mu^2 + 1)^{1/2} + \mu]^2 \quad (5)$$

である。ここで

P : 間隙水圧

μ : 摩擦係数

である。逆断層の場合、破壊時の最大水平応力 S_H^* は

$$S_H^* = [(\mu^2 + 1)^{1/2} + \mu]^2 (S_v - P_p) + P_p \quad (6)$$

である。ここで、岩石実験の結果に基づき μ の範囲として0.6と0.8をとり計算した値を第13図に示した。図中ハッチの部分 S_H^* が破壊条件を満たす範囲である。

謝辞

坑井の使用を快く許可された新エネルギー総合開発機構の関係各位に感謝する。野外作業には、石戸恒雄、松林 修、杉原光彦技官の協力を得た。

文 献

- 安藤雅孝(1979) 日本列島の最近50万年の応力場。月刊地球, vol. 7, p. 541-546.
- BREDEHOEFT, J. D., WALFF, R. G., KEYS, W. S. and SHUTTER, E. (1976) Hydraulic fracturing to determine the regional in-situ stress field, Piceance Basin, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 250-258.
- ENEVER, J. R. and WOOLTORTON, B. A. (1983) Experience with hydraulic fracturing as a means of estimating in-situ stress in Australian Coal Basin sediments, in Hydraulic Fracturing Stress Measurements, Proceedings of a workshop. Dec., 2-5, 1981, National Academy Press, Washington, D.C., p. 28-43.
- GRONSETH, J. M. and KRY, P. R. (1983) Instantaneous shut-in pressure and its relationship to the minimum in-situ stress, in Hydraulic Fracturing Stress Measurements, Proceedings of a workshop. Dec. 2-5, 1981, p. 55-60.
- HAIMSON, B. C. (1980) Near surface and deep hydrofracturing stress measurements in the Waterloo quartzite. *Int. J. Rock Mech. Min. Geomech. Abstr.*, vol. 17, p. 81-88.
- MCLENNAN, J. D. and ROEGIERS, J. C. (1983) Do instantaneous shut-in pressures accurately represent the minimum principal stress?, Hydraulic Fracturing Stress Measurements, Proceedings of a Workshop. Dec. 2-5, 1981, p. 68-78.
- 中島 健(1982) 地殻応力場に及ぼす地形の影響(I)。地震, vol. 35, p. 591-606.

- ROEGIERS, J. C., KUDO, O. and FAIRHURST, C. (1973) Influence of the type packer on the stress distribution around a bore hold and the resulting fracture orientation. *J. Jap. Am. Pet. Tech.*, vol. 38, p. 209-222.
- 佐藤比呂志, 大概憲四郎, 天野一男(1982) 東北日本弧における新生代応力場変遷. 構造地質研究会誌, 第27号, p. 55-79.
- ZEMANEK, J., CALDWELL, R. L., GLENN, E. Jr., HOLCOMB, S. V., NORTON, L. J. and STRAUS, A. J. D. (1969) The Borehole televiewer—A new logging concept for fracture location and other types of borehole inspection. *J. Pet Tech.*, vol. 21, p. 250-258.
- ZOBACK, M. D., TSUKAHARA, H. and HICKMAN, S. (1980) Stress measurements at depth in the vicinity of the San Andreas fault; Implication for the magnitude of shear stress at depth. *J. Geophys. Res.*, vol. 85, p. 6157-6173.
- ZOBACK, M. D. and POLLARD, D. D. (1978) Hydraulic fracture propagation and the interpretation of pressure-time records for in-situ stress determinations, 19th U.S. Symposium on Rock Mechanics, Mackay School of Mines, University of Nevada, vol. 1, p. 14-22.
- ZOBACK, M. D. and HAIMSON, B. C. (Eds.) (1983) Hydraulic Fracturing Stress Measurements, Proceedings of a workshop. Dec. 2-5, 1981.

地質調査所報告は1報文について報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために、次のようにアルファベットによる略号をつける。

- A. 地質およびその基礎科学に関するもの
 - a. 地質
 - b. 岩石・鉱物
 - c. 古生物
 - d. 火山・温泉
 - e. 地球物理
 - f. 地球化学
- B. 応用地質に関するもの
 - a. 鉱床
 - b. 石炭
 - c. 石油・天然ガス
 - d. 地下水
 - e. 農林地質・土木地質
 - f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐
- C. その他
- D. 事業報告

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- A. Geological & allied sciences
 - a. Geology
 - b. Petrology and Mineralogy
 - c. Paleontology
 - d. Volcanology and Hot spring
 - e. Geophysics
 - f. Geochemistry
- B. Applied geology
 - a. Ore deposits
 - b. Coal
 - c. Petroleum and Natural gas
 - d. Underground water
 - e. Agricultural geology and Engineering geology
 - f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring
- C. Miscellaneous
- D. Annual Report of Progress

地質調査所報告

第 261 号

ISHIHARA, S. and SASAKI, A. ed.: Metallogeny of Asia, 1980

第 262 号

比留川 貴・安藤直行・角 清愛編：日本の主要地熱地域の熱水の化学組成，その 2，
1981

第 263 号

SHIMAZAKI, Y. ed.: Geologic Evolution Resources and Geologic Hazards-Proceedings of the International Centennial Symposium Geological Survey of Japan, 1984

第 264 号

地質調査所：豊肥地熱地域における研究

第 265 号

地質調査所：地熱情報データベース・システムの研究

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 261

ISHIHARA, S. and SASAKI, A. ed.: Metallogeny of Asia, 1980 (in English)

No. 262

HIRUKAWA, T., ANDO, N. and SUMI, K. ed.: Chemical composition of the thermal waters from fifteen fields of the main Japanese geothermal fields, 1981 (in Japanese with English abstract)

No. 263

SHIMAZAKI, Y. ed.: Geologic Evolution Resources and Geologic Hazards-Proceedings of the International Centennial Symposium Geological Survey of Japan, 1984 (in English)

No. 264

Geological Survey of Japan: Research in the Hoho Geothermal Area

No. 265

Geological Survey of Japan: Development of Geothermal Data Base System

<p>-----</p> <p>仙岩地熱地域における研究成果の概要</p> <p>Summary of the researches in the Sengan geothermal area, north-east Japan.</p> <p>金原啓司・長谷紘和</p> <p>KIMBARA, K. and HASE, H.</p>	<p>地質調査所報告</p> <p>no. 266</p> <p>p. 9-24,</p> <p>1987, 5 figs.</p>
<p>昭和55年度より開始された「地熱探査技術等検証調査」の一環として、仙岩地熱地域に対して深部地熱資源探査に有効な探査技術を適用し、その結果を坑井調査によって検証するとともに、取得データの総合的解析を通じて深部地熱資源の評価とモデル化を行う研究が、新エネルギー総合開発機構(NEDO)との共同研究として行われてきた。地質調査所では地質学、地球化学、地球物理学の各分野にわたり調査研究と技術開発を実施してきた。本文では仙岩地域で行われた研究の成果概要を地質構造、地熱構造、貯留構造、水理構造、地熱探査技術とデータ解析手法に分けて取りまとめた。</p> <p>550.8:551.2(521.12/.14)</p>	
<p>-----</p> <p>仙岩地域の広域地熱地質構造とその形成</p> <p>Geological structure and geotectonic history of the Sengan geothermal area.</p> <p>上村不二雄</p> <p>UEMURA, F.</p>	<p>地質調査所報告</p> <p>no. 266</p> <p>p. 25-41,</p> <p>1987, 6 figs.,</p> <p>1 tab.</p>
<p>仙岩地熱地域のうち、温泉・噴気など、地熱徴候が密集している中心部では、これらの地熱徴候は、(1)第四紀の火山体の中心かその周縁、(2)中心部を囲む盆状構造縁辺の新第三系のうち、坂本層など女川層相当層の露出している地域かその周辺、及び(3)秋田焼山火山と八幡平火山に挟まれた花輪低重力異常帯、に集中している。第四紀の火山に伴う構造の例として、秋田焼山火山には、火山帯を囲む環状構造と、中心部から縁辺に向う放射状構造が認められ、噴気や変質帯の分布と一致している。</p> <p>551.21/.23/.24(521.12/.14)</p>	
<p>-----</p> <p>仙岩地熱地域中心部の地質構造</p> <p>Geological structure of the central part of the Sengan geothermal area, northeast Japan.</p> <p>須藤 茂</p> <p>SUTO, S.</p>	<p>地質調査所報告</p> <p>no. 266,</p> <p>p. 43-76,</p> <p>1987, 8 figs.,</p> <p>3 tabs.</p>
<p>仙岩地熱地域中心部の坑井の岩芯を検査し以下の結果を得た。坑井内地質は新期火山岩類、玉川溶結凝灰岩、関東ノ沢層、古玉川溶結凝灰岩、阿仁合層などからなり、先新第三系は確認されない。秋田焼山南方の倉沢山付近を中心とする径約10 kmの範囲内には、海水準下1,400 m以深まで多斑晶流紋岩溶結凝灰岩が分布する。堆積物の特徴からこの堆積盆はカルデラと考えられ、古玉川カルデラと称される。また秋田焼山の直下には径約7 kmの完全に閉じた盆状構造が認められた。これは玉川溶結凝灰岩の噴出に係わるカルデラである可能性があり、先焼山カルデラと称される。</p> <p>551.21/.24/.313(521.12/.14)</p>	

地質調査所報告
仙岩地熱地域の珪長質大規模火砕流堆積物—玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩— no. 266,
p. 77-142,
Large scale felsic pyroclastic flow deposits in the Sengan geothermal 1987, 30 figs.,
area, northeast Japan—Tamagawa and Old-Tamagawa Welded 6 pls., 8 tabs.
Tuffs—

須藤 茂
SUTO, S.

仙岩地熱地域に分布する珪長質大規模火砕流堆積物は、広域に分布する玉川溶結凝灰岩(R4とD)と中心部の狭い範囲のみに分布する古玉川溶結凝灰岩(RB, RA, R1, R2, R3)に区分される。R4は約2Ma, Dは約1Maに噴出し、共に逆帯磁を示す。R2は正帯磁を示し、ガウスもしくはそれより古い正常期に属する。RBは中新統と考えられる。古玉川溶結凝灰岩はカルデラ内堆積物と思われるが、これらに相当するカルデラ外堆積物は確認されていない。これとは別に秋田焼山の下にカルデラが伏在することが認められており、R4とDはこのカルデラ生成に係わる噴出物であると予想される。
551.21:537.624(521.12/.14)

地質調査所報告
仙岩地熱地域北部の火山岩の古地磁気と火山活動の推移 no. 266,
p. 143-158,
Volcanic history at northern part of the Sengan geothermal area, 1987, 6 figs.,
northeast Japan, on the basis of paleomagnetic study 4 tabs.
須藤 茂・向山 栄
SUTO, S. and MUKOYAMA, S.

仙岩地熱地域北部の新时期火山岩類の残留磁気測定を行った結果、ブリュンヌ正常期に対比されるのは秋田焼山、ブナ森、前森山、茶臼岳、屋ノ棟岳及び中倉山の各火山噴出物、松山反転期及びそれ以前に対比されるのは柴倉岳、栲森、八幡平、安比岳、畚岳、諸松岳、大深岳及び下倉山の各火山噴出物であることがそれぞれ明らかになった。仙岩地熱地域全体を通じると、最も新しい火山はより外側に位置し、より内側には古い火山が位置する傾向にある。地表地熱徴候が認められる地域及び地熱発電所の位置とその直近の火山噴出物の新旧の間には強い相関はない。
551.21:537.624(521.12/.14)

地質調査所報告
仙岩地熱地域及びその周辺地域における地すべり地形の分布 no. 266,
p. 159-198
Distribution of the landslide landforms in the Sengan geothermal 1987, 6 figs.,
area and its environs, northeast Japan. 7 tabs.
角 清愛・池田一雄・斉藤敬三・須藤 茂
SUMI, K., IKEDA, K., SAITO, K. and SUTO, S.

地熱探査の一手法としての変質帯調査法を補強するために、仙岩地熱地域及びその周辺地域1,500 km²において地すべり地形の写真地質学的調査を行った。9つの地形学的特徴をもとに569個、延面積330 km²の地すべり地形を抽出した。統計的解析結果によれば、全域の569個の地すべり地形のうちの14%に、中心部の地熱地域590 km²では182個のうちの42%に、さらに、それらのうちの面積2 km²以上の大規模な地すべり地形では17個のうちの65%に、変質帯、噴気、温泉等の地熱徴候を伴っている。この結果は地すべり地形の写真地質学的調査が地熱探査に有用であることを示す。
551.435.6:550.81(521.12/.14)

地質調査所報告
no. 266,
Recent deposits in the Kitashirasawa area, Takinoue geothermal field, Iwate Prefecture, Japan p. 199-209,
1987, 9 figs.,
1 tab.
角 清愛・池田一雄・金原啓司
SUMI, K., IKEDA, K. and KIMBARA, K.

滝の土地熱地帯北白沢における地表地熱活動の年代を明らかにする目的で、同地域の現世堆積物について空中写真判読、地表調査及び¹⁴C年代測定を行った。北白沢中・上流域は延長3.5 km、幅1 kmにわたって地すべり岩屑が分布する。この地表熱徴候は冷鉱泉のみであり、地すべり岩屑も変質していない。このことから地すべり岩屑をおおう堆積物から得られた3,820年の¹⁴C年代以前にこの地域の地表地熱活動の終了したことが明らかとなった。北白沢下流の現在活動中の噴気地帯の現世堆積物からは1,050年、220年及びmodernという一段と若い¹⁴C年代が得られた。
551.231.435.6:550.9(521.12)

地質調査所報告
no. 266,
Hydrothermal rock alteration in the southern part of Hachimantai geothermal area, northeast Japan. p. 211-221,
1987, 6 figs.
金原啓司
KIMBARA, K.

岩手県から秋田県にまたがる八幡平南部地熱地域は秋田駒ヶ岳火山、黒湯・大釜を始めとする乳頭温泉群を包含する地熱地帯である。ここでは鮮新世～更新世にかけての活発な火山活動により広大な酸性変質帯が形成された。変質帯の分布及び規模から推定すると、現在の温泉・噴気活動から北側もしくは東側にかけての広い地域に地熱活動の中心が存在していたものと考えられる。しかしながらそのような場所には現在地熱徴候がほとんど認められないことから、地熱ポテンシャルの最終的な確認には坑井掘削を待つ必要がある。
551.21/.23(521.12/.14)

地質調査所報告
no. 266,
Alteration of the core samples from the geothermal exploration wells in the Sengan geothermal area, northeast Japan. p. 223-249,
1987, 15 figs.,
8 pls., 1 tab.
竹野直人・野田徹郎
TAKENO, N. and NODA, T.

秋田県仙北郡及び岩手県岩手郡にまたがる仙岩地熱地域で掘削された地熱調査井9坑の岩芯中の変質鉱物をX線粉末回折法、検鏡、E.P.M.A.を用いて同定した。県境より西側では、1)接触変成作用、2)鉱化作用、3)古期地熱変質、4)新期地熱変質の4つの熱履歴が区分され、県境より東側では、1)鉱化作用、2)地熱変質の2つの熱履歴が区分された。現在の地熱活動は、過去の変質の拡がりにくらべて狭く、焼山、八幡平の第四紀火山の周辺に限られる。岩芯をICPを用いて全岩化学分析した結果は、化学組成の大きな変動を示す箇所は少なく、難透水性かつ熱伝導型温度プロファイルと調和するものであった。
551.21:553.24:549.08(521.12/.14)

地質調査所報告
no. 266,
Conceptual hydrothermal system model for the Sengan area based p. 251-283,
on geochemistry of hot springs and fumaroles. 1987, 8 figs.,
4 tabs.
茂野 博・阿部喜久男
SHIGENO, H. and ABE, K.

地熱探査技術等検証調査の一環として、86試料の温泉水・熱水等を採取・分析するとともに、これに pH・陰イオンによる分類法、地球化学温度計、B-Cl 法等を適用することにより仙岩地域を4つのタイプの地域に分類し、その地下に存在する可能性の高い熱水系の賦存状態、生成機構を考察した。高温で多様な化学組成を示す温泉・噴気地はほぼ秋田焼山—岩手山—秋田駒ヶ岳で囲まれる中央部に多数分布しており、主にその地下に高温の熱水系が発達していると考えられる。特に大沼地域等では B-Cl 法により熱水系が N-S 方向の断裂系に沿って先新第三紀の海成の碎屑性堆積岩類中にまで深く発達していると予想される。

551.23:553.7:543.3(521.12/.14)

地質調査所報告
no. 266,
Isotopic investigation of waters taken from boreholes, hot springs, p. 285-293,
and surface waters in the Sengan geothermal area 1987, 4 figs.,
高橋正明・野田徹郎
TAKAHASHI, M. and NODA, T.

仙岩地熱地域の坑井・温泉など17ヶ所より得られた水試料の水素・酸素及び溶存硫酸イオンの硫黄同位体組成の分析を行い、この地域に分布する“熱水”の起源及びその形成過程の考察を行った。この地域の大部分の温泉・坑井水は、同位体的には降水・河川水と同じものである。水中の硫酸イオンの大部分は、岩石中の硫黄化合物の溶脱と火山ガス中の硫化水素の酸化に由来していると推察される。

553.7:543.13:550.42(521.12/.14)

地質調査所報告
no. 266,
Hydrothermal systems in the Sengan area estimated from the p. 295-319,
hydro-geochemical measurements of wells 1987, 8 figs.,
9 tabs.
野田徹郎・阿部喜久男・竹野直人・高橋正明
NODA, T., ABE, K., TAKENO, N. and TAKAHASHI, M.

仙岩地域で掘削された坑井について、坑内水の汲上げ作業後に得られた水試料をプラズマ発光分光分析装置を用いて化学分析した。坑内水の他、温泉水等の分析データに起源水混合解析を施し、10種類の起源水を推定した。その結果、本地域では先第三系堆積岩と関連する300°C以上の起源水 B、及び B と連結する上部貯留熱水の C が重要であることが明らかとなった。B と C の組成の違いは B 段階での滞留時間が SiO₂ 以外の化学平衡に関し十分長くないことに起因すると解釈される。B の賦存は焼山北麓から蒸ノ湯にかけての東西に伸びた区域の深度1,500~2,500 m に期待される。

553.7:543.3/.42:622.322(521.12/.14)

仙岩地域における坑井ガス調査
Well gas measurements in the Sengan area
野田徹郎・阿部喜久男
NODA, T. and ABE, K.

地質調査所報告
no. 266,
p. 321-342,
1987, 21 figs.,
6 tabs.

仙岩地域の化学検層調査の一環として坑井ガス調査を実施した。坑井での調査に先立つ広域観測においては、玉川・後生掛両温泉地の高い気体水銀濃度、地熱活動に特徴的な噴気ガス組成、ガス化学温度の最高値が300°Cであることから、両温泉の位置する焼山周辺が優勢な地熱地帯であることが認識された。坑井における観測では、ガスの連続測定に先立つ坑内水の汲み上げが不足だと十分なデータが得られない点で問題を残すが、観測坑井中、最も浅い部分で温度上昇が見られたH-10では、水銀濃度が通常大気より僅かに高い結果を得た。更に、地熱活動の活発な東八幡平のHT-2では、極めて高い濃度の気体水銀が観測され、坑井ガス調査の有効性が確認された。
550.832:551.2:543.27(521.12/.14)

秋田県仙岩地熱地域西部の水文地質—とくに浅部地下水の流動—
Hydrogeology of the western region of Sengan geothermal area, especially on shallow groundwater flow
黒田和男・菅野敏夫・尾崎次男
KURODA, K., KANNO, T. and OZAKI T.

地質調査所報告
no. 266,
p. 343-378,
1987, 16 figs.,
4 tabs.

秋田県の玉川上流域で、熱水系に関連する浅層地下水の流動を考察するため、研究対象地域を、地質構成を参照しながら多数の小流域に分割し、各測点で流量・電気伝導率・pHを実測すると共に、一部の測点では流水の溶存成分を分析した。また、野外測定期間中に定点を設けて、降雨によって各測定値が変化する状況を調べた。この結果から、各測点において主として地下水により涵養される流量等の成分を抽出し、比流量等の分布図を作成し、地質区分ごとに岩体の透水性を評価した。結果をあわせて研究対象地域の水文地質構造を求め、降水によって涵養される浅部地下水の流動パターンを描き出した。
556.16/.3/.5(521.14)

岩手県葛根田・松川地熱地帯の水文地質
Hydrogeology of the Kakkonda and the Matsukawa geothermal fields, Iwate Prefecture.
菅野敏夫・黒田和男
KANNO, T. and KURODA, K.

地質調査所報告
no. 266,
p. 379-397,
1987, 14 figs.,
3 tabs.

地熱地帯を含む山地の地下水流動系を考察するため、葛根田川及び松川上流地域を、多くの小流域に分割し、流量・水温・電気伝導率の測定を行った。昭和50年9月の測定は、湧水比流量に相当する比流量値と水質が求められ、岩体の有効孔隙率は、新期火山岩類、松川安山岩、葛根田川層の順に小さくなることを見出した。10月の測定では、低水比流量に相当する値が得られ、2回の測定を通して、降水の大部分は、新期火山岩類に侵入しても、その基底部の露頭線沿いに流出してしまい、松川安山岩以下の地層は、深部の熱水系に対して帽岩の役をなしているらしいことを見出した。
556.16/.3/.5:552.313(521.12)

仙岩地熱地域の重力解析

Gravimetric analysis of the Sengan geothermal area, northeast Japan

駒澤正夫・須藤 茂・須田芳朗

KOMAZAWA, M., SUTO S. and SUDA, Y.

地質調査所報告

no. 266,

p. 399-424,

1987, 21 figs.,

2 tabs.

仙岩地域について重力図を編集し定性的考察を加えた。高重力異常域は地質的には先第三系の露出域及び秋田・岩手県境の隆起帯にあたる脊梁山地域と対応していることが判った。低重力異常域は、新生代の堆積盆とよく対応しているが、豊肥地域のような大きな陥没構造に対応する低重力異常域は存在しなかった。周波数解析の結果より3層問題として定量解析を行い構造を求めた。地熱候候地は基盤の断裂を想起させる構造の急変部や沈降構造帯の中に存在する場合が多く見られる。

550.831:551.24(521.12/.14)

仙岩地熱地域の磁氣的構造

Magnetic structure of the Sengan geothermal area.

大熊茂雄・須藤 茂

OKUMA, S. and SUTO, S.

地質調査所報告

no. 266,

p. 425-447,

1987, 18 figs.,

3 tabs.

仙岩地熱地域において、「10万分の1仙岩地熱地域空中磁気図」のデータを用いて磁気異常の解析を行った。「観測磁気異常」と「地形モデル」に基づく「計算磁気異常」との相関係数図を作成し、これより「地形モデル」の各区域の磁化の方向(正帯磁・逆帯磁)を推定した。この結果は地表の岩石の磁化方向測定結果と良く整合する。また、磁気異常の周波数解析により、地表付近に分布する磁性岩体の下にこれとは平均賦存深度が異なる磁氣的構造(磁気基盤)の存在が推定された。磁気基盤深度は、本解析範囲の中央部に向かって隆起すると解析される。

550.838:551.24(521.12/.14)

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—

A study of thermophysical observations in the Sengan-Hachimantai region.

松林 修

MATSUBAYASHI, O.

地質調査所報告

no. 266,

p. 449-465,

1987, 10 figs.,

1 tab.

秋田県・岩手県の両県にまたがる仙岩八幡平広域地熱地域では1500 m級調査井が数多く掘削され、得られた温度検層データ及び全深度にわたるコア試料の物性試験の結果からこの地域の熱的構造が明らかになった。温度検層データから数値積分によってその坑井の帯水層圧力が求まり、標高に対してプロットした図を用いて坑井間透水性の良否を把握した。コアの密度・熱伝導率・空隙率の深度方向変化を層序単位毎の平均値を求めて比較検討した。更に、この地域の熱流量値と他の島弧型地域との比較という観点から考察を加えた。

550.362/.832:556.332.4(521.12/.14)

仙岩地熱地域における MT 法探査

Magnetotelluric survey in the Sengan geothermal area

小川康雄・内田利弘・菊地恒夫・佐藤 功

OGAWA, Y., UCHIDA, T., KIKUCHI, T. and SATO, I.

地質調査所報告

no. 266,

p. 467-503,

1987, 23 figs.,

4 tabs.

仙岩地熱地域で新エネルギー総合開発機構が取得した MT 法探査データを再解析した。解析は、見掛比抵抗のマッピングと 2 次元比抵抗構造解析とから成る。8 Hz の見掛比抵抗のマッピングから、局所的な低比抵抗異常が地熱兆候と対応して分布すること、広域的な比抵抗異常が重力異常と温度分布と調和することがわかった。焼山—八幡平北部の 2 次元解析から、深度 1 km 以浅に地熱貯留部に対応する低比抵抗層の存在が推定された。同様な低比抵抗層は藤七温泉周辺、松川地熱地域にも見出された。
550.837:537.312:551.23(521.12/.14)

シュランベルジャ法による仙岩地域の比抵抗構造

Resistivity structure of the Sengan geothermal area, northeast Japan, as inferred from the two-dimensional interpretation of Schlumberger soundings.

内田利弘・小川康雄・菊地恒夫

UCHIDA, T., OGAWA, Y. and KIKUCHI, T.

地質調査所報告

no. 266,

p. 505-531,

1987, 23 figs.,

3 tabs.

仙岩地域北西部で実施されたシュランベルジャ法垂直探査のデータについて、2 次元解析による再解析を行い、地質、坑井、MT 法、重力探査等のデータを参照して、比抵抗構造と地熱活動の関係を考察した。仙岩地域の地層は、その岩相に応じた固有の比抵抗を有し、シュランベルジャ法や電気検層はそれらを正確に捉えている。低比抵抗域は焼山—八幡平周辺に限られ、玉川谷結凝灰岩が厚く堆積した小和瀬地区に顕著な低比抵抗域は存在しない。低比抵抗域は地温の高い区域とよく調和し、高温で変質の進んだ部分が低比抵抗になることを示す。
550.837:537.312:551.23(521.12/.14)

八幡平・焼山周辺の自然電位

Self-potential of the Hachimantai-Yakeyama geothermal area

菊地恒夫・杉原光彦・石戸恒雄

KIKUCHI, T., SUGIHARA, M. and ISHIDO, T.

地質調査所報告

no. 266,

p. 533-542,

1987, 5 figs.

地質調査所では自然電位発生メカニズムのうちの流動電位に着目して、1979—1986年に仙岩地域も含め各地で自然電位調査を行った。本報告では主として仙岩地域で特に大規模に行われた1983年の焼山周辺の自然電位調査について報告する。調査の結果、自然電位には良好な再現性があることが認められた。また澄川温泉南西、焼山山頂付近及び後生掛温泉南方に正異常が、焼山山頂の東西、玉川温泉などに負異常が検出された。正異常の原因は熱水の上昇運動であると推定した。負異常については今後の検討が必要である。
550.837:537.213(521.12/.14)

仙岩北部地域の屈折法解析

Analysis of the refraction seismic survey in the northern Sengan area.

菊地恒夫・村田泰章・津 宏治

KIKUCHI, T., MURATA, Y. and TSU, H.

地質調査所報告

no. 266,

p. 543-561,

1987, 15 figs.,

7 tabs.

秋田、岩手両県にまたがる仙岩地熱地域では、地熱探査技術等検証調査の一環として、多くの探査が行われてきた。その内屈折法地震探査は1981年に行われたが、その後測線近傍に掘削された坑井データが明らかにされたので、会話形式屈折法地震データ解析システム及びパス計算プログラムを用いて、再度屈折法解析を行い4層及び5層の速度構造モデルを得た。この2つのモデルから重力値を計算し、測定された重力値と比較したところ、5層構造モデルの方がよく測定値と一致することが判明した。また2つの速度構造モデルと地質構造との対比も試みた。

550.831/.834:551.24(521.12/.14)

仙岩地域圧力試験

Hydraulic fracturing stress measurements in the Sengan area.

伊藤久男・菊地恒夫

ITO, H. and KIKUCHI, T.

地質調査所報告

no. 266,

p. 563-596,

1987, 15 figs.,

1 tab.

仙岩地域に新エネルギー総合開発機構が掘削した250 mの6坑井について、水圧破壊法による地殻応力測定を行った。インプレッションパッカー及びボアホールテレヴィエアーから求めた最大水平応力の方位はNW-SEである。地殻応力の値は、垂直応力<最小水平応力<最大水平応力である。これらの結果は、地震の発震機構、活断層、岩脈の配列等他のデータとも調和的である。

550.832:539.378/.4:550.347(521.12/.14)

昭和 62 年 3 月 20 日 印 刷

昭和 62 年 3 月 25 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東 1 丁目 1 3

印 刷 者 小 宮 山 一 雄

印 刷 所 小 宮 山 印 刷 工 業 ㈱

東京都新宿区天神町78

©1987 Geological Survey of Japan

ISSN 0366-5542
CODEN: CCHHAQ

REPORT No. 266
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Toshihiro KAKIMI, Director

**RESEARCH IN
THE SENGAN GEOTHERMAL AREA**

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Higashi 1-chôme, Yatabe-machi, Tsukuba-gun, Ibaraki-ken, 305 Japan

1987

地 調 報 告
Rept. Geol. Surv. Japan
No. 266, 1987