

ISSN 0366-5542

CODEN : CCHHAQ

地質調査所報告 第282号

断裂型地熱貯留層探查法に関する研究

地質調査所

平成7年3月

地質調査所報告 第282号

所長 佐藤 壮郎

Report No.282

Geological Survey of Japan

Takeo SATO, Director General

断裂型地熱貯留層探査法に関する研究

Research on Exploration Methods for Fractured-type
Geothermal Reservoirs

編集

宮崎光旗・伊藤久男

Edited by

Teruki MIYAZAKI and Hisao ITO

地質調査所

平成7年3月

Geological Survey of Japan

March, 1995

巻 頭 言

地熱エネルギーは再生可能、純国産で、しかもCO₂排出量が他の電源に比較して少なく、環境にも優しい利点を有することから、エネルギー資源の乏しい我が国ではその開発が積極的に進められているところである。しかしながら、このような利点を有する資源であるにもかかわらず、開発に着手してから発電所建設に至るまでのリードタイムが長いこと、地熱開発事業者の開発意欲はそれほど高くない。

開発リードタイムが長くなる理由として、社会的には地熱有望地の多くが自然公園内や大規模温泉地の近傍にあり、開発に当たって関係者との調整に時間がかかること、また技術的には探査技術が未熟であり、貯留層評価技術にも信頼性がないことから、地熱開発事業者が100%蒸気を確認するまで電気事業者が発電所建設に踏み切れないこと、等があげられる。

このような問題を克服するために、今まで以上に自然環境に調和した、また温泉との共存共栄をめざした開発を関係者が目指すとともに、平成4年から5年にかけて「地熱蒸気価格の基本的考え方について」、「地熱貯留層評価のガイドライン」、「地熱発電開発協調原則」のいわゆる地熱開発3ルールが関係者間で了解され、地熱開発を取りまく環境が大幅に整備された。一方、技術上の問題点については地熱探査技術、とりわけ地熱貯留層探査技術の確立がリードタイムの短縮にとって重要な課題となっている。

地熱貯留層は当初石油の貯留層に類似した単純多孔質型で、その探査も比較的容易と考えられていたが、地熱開発が進展するにつれてこれが複雑な断裂型であることが次第に認識されるようになり、その的確な探査が容易でないことが判明してきた。「断裂型貯留層探査法開発」はこの困難な課題に 대응するために昭和63年度より、サンシャイン計画の一環として新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）と地質調査所の共同研究として開始されたものである。本研究は地下の複雑な断裂型地熱貯留層の探査に有効と考えられる電磁波利用探査法、弾性波利用探査法、微小地震利用探査法の3手法について研究開発を行うもので、地質調査所はその基礎的研究部門、およびNEDOが取得したデータの解析・評価を担当している。

本研究の内、電磁波利用探査法と微小地震利用探査法はすでに平成5年度に研究が終了しているが、研究の中心をなす弾性波利用探査法は静岡県丹那地区の基礎実験、大分県湯坪地区の適用実験を経て、平成6年度から平成8年度までの予定で地熱開発フィールドでの実証実験を継続中である。従ってプロジェクトとしての最終的評価は今後これらの実験結果を踏まえてなされるべきものと考えられるが、研究を開始してからすでに6年を経過し、成果もかなりまとまりつつある。このため、地質調査所ではこれまで分担してきた研究の中間的取りまとめを行い、関係者のご批判を賜りながら、今後の最終的取りまとめを進めて行く予定にしている。

本研究を進めるに当たっては、工業技術院ニューサンシャイン計画推進本部、新エネルギー・産業技術総合開発機構地熱調査部（NEDO）、NEDOの研究委託先である石油資源開発（株）、日本重化学工業（株）、大手開発（株）、及び本プロジェクトに関係した多くの皆様には終始大変お世話になった。本報告書を取りまとめるに当たり、これらの方々には厚く御礼申し上げる次第である。

1994年12月 1日

地質調査所地熱熱部長

金 原 啓 司

総目次

<p>巻頭言</p> <p>断裂型地熱貯留層探査法研究の背景と経過</p>	<p>金原啓司</p> <p>宮崎光旗・川村政和・伊藤久男</p> <p>笹田政克・津 宏治 …………… 1</p>
<p>第1部</p>	
<p>澄川地熱地区におけるMT法データの2次元 解析とその解釈</p> <p>北海道南茅部地域における地表電磁探査法調 査</p> <p>北海道南茅部地域の空中電磁法調査</p> <p>活構造地域における高密度重・磁力探査</p>	<p>内田利弘・光畑裕司 …………… 17</p> <p>光畑裕司・内田利弘 …………… 51</p> <p>村上 裕・大久保泰邦・川村政和 …… 77</p> <p>大久保泰邦・横田俊之 …………… 95</p>
<p>第2部</p>	
<p>低速度層の層厚変化の大きい場合の反射法解 析の問題点—丹那盆地における例—</p> <p>葛根田地熱地域の反射法データ再解析—地形 の険しい山岳地の測線について—</p> <p>フラクチャー周辺の弾性波伝播シミュレーシ ョン</p> <p>マルチレベルデジタル坑井内受震システム の開発</p> <p>VSP法によるP波、S波速度と検層記録から推 定した亀裂パラメータ—田沢湖町と丹那盆 地の比較—</p> <p>震源付近の不規則地形を利用したS波の発生</p> <p>マルチオフセットハイドロフォンVSPによ る透水性亀裂の評価</p>	<p>加野直巳・山口和雄 ……………107</p> <p>山口和雄・加野直巳・宮崎眞一 ……129</p> <p>菊地恒夫 ……………141</p> <p>伊藤久男・乗原保人・大湊隆雄</p> <p>中尾信典・木口 努 ……………163</p> <p>乗原保人・伊藤久男・大湊隆雄</p> <p>中尾信典・木口 努 ……………177</p> <p>大湊隆雄・伊藤久男・中尾信典</p> <p>宮崎光旗・乗原保人・木口 努 ……187</p> <p>木口 努・伊藤久男・乗原保人</p> <p>中尾信典・大湊隆雄 ……………205</p>

走時を用いた弾性波トモグラフィの解析技術 とその応用	横田俊之・六川修一・太久保泰邦 松島 潤・宮崎光旗・芦田 譲 ……227 当舍利行・杉原光彦・西 祐司 ……255
断裂型地熱貯留層における微小地震探査法 クラック・ジョイントを含む岩石の物性につ いての研究	西澤 修・乗原保人・中野 司 安川香澄 ……273
第3部	
ボアホールテレビュア・デジタル記録シス テムの開発と丹那盆地での坑井内キ裂測定 光ファイバセンサを用いた坑井内温度分布計 測	伊藤久男 ……297 松島喜雄・阪口圭一・中尾信典 矢野雄策・石戸経士・川村政和 ……317
ボーリング・コアの断裂系解析—地熱開発精 密調査「涌蓋」地域における解析例— 大分県湯坪実験フィールドにおける圧力遷移 テスト解析および断裂系特性	水垣桂子 ……329 中尾信典・矢野雄策・菊地恒夫 松島喜雄・石戸経士 ……357 矢野雄策・中尾信典・石戸経士 ……375 西 祐司・矢野雄策 ……391
断裂型レザバースミュレーション 地熱共用データ管理システムの開発	

CONTENTS

Foreword	Keiji KIMBARA	
Historical background and present states of the research project on exploration methods for fractured-type geothermal reservoirs	Teruki MIYAZAKI, Masayori KAWAMURA, Hisao ITO, Masakatsu SASADA and Hiroji TSU	1
PART I		
Two-dimensional inversion and interpretation of magnetotelluric data at the Sumikawa geothermal field, Japan	Toshihiro UCHIDA and Yuji MITSUHATA	17
Geoelectromagnetic survey in the Minamikayabe geothermal area, Hokkaido	Yuji MITSUHATA and Toshihiro UCHIDA	51
Airborne electromagnetic survey of the Minamikayabe area, Hokkaido	Yutaka MURAKAMI, Yasukuni OKUBO and Masayori KAWAMURA	77
High density gravity and magnetic surveys to constrain tectonic structures	Yasukuni OKUBO and Toshiyuki YOKOTA	95
PART II		
Problems on processing of seismic reflection data including a low velocity layer with largely varying thickness—An example from the Tanna Basin survey—	Naomi KANO and Kazuo YAMAGUCHI	107
Re-processing of seismic reflection data in the Kakkonda geothermal field, Japan—Survey lines in the uneven mountainous area—	Kazuo YAMAGUCHI, Naomi KANO and Shin'ichi MIYAZAKI	129
Simulation of wave propagation around a fracture	Tsuneo KIKUCHI	141
Development of multi-level digital borehole seismometer system	Hisao ITO, Yasuto KUWAHARA, Takao OHMINATO, Shinsuke NAKAO and Tsutomu KIGUCHI	163
Fracture parameters derived from P- and S-wave velocities by VSP—Comparison of the results in Tazawako-machi and in Tanna, Japan—	Yasuto KUWAHARA, Hisao ITO, Takao OHMINATO, Shinsuke NAKAO and Tsutomu KIGUCHI	177
Shear wave generation from P type source due to irregular topography at the surface	Takao OHMINATO, Hisao ITO, Shinsuke NAKAO, Teruki MIYAZAKI and Yasuto KUWAHARA	187
Evaluation of permeable fractures from multi-offset hydrophone VSP data	Tsutomu KIGUCHI, Hisao ITO, Yasuto KUWAHARA, Shinsuke NAKAO and Takao OHMINATO	205
Analysis and application of seismic travelttime tomography	Toshiyuki YOKOTA, Shuichi ROKUGAWA, Yasukuni OKUBO, Jun MTSUSHIMA, Teruki MIYAZAKI and Yuzuru ASHIDA	227
Microearthquake prospecting in the fractured-type geothermal reservoir	Toshiyuki TOSHA, Mitsuhiko SUGIHARA and Yuji NISHI	255

Study of physical properties of rock containing cracks and joints	
Osamu NISHIZAWA, Yasuto KUWAHARA, Tsukasa NAKANO and Kasumi YASUKAWA.....	273
PART III	
Development of a borehole televiewer digital data acquisition system and fracture system observed in the Tanna Basin	
	Hisao ITO..... 297
Temperature distribution along a geothermal well measured with an optical fiber sensor	
Nobuo MATSUSHIMA, Keiichi SAKAGUCHI, Shinsuke NAKAO, Yusaku YANO	
Tsuneo ISHIDO and Masayori KAWAMURA.....	317
Fracture system analysis of drillcore samples—An example in "Waita Area", central Kyushu, Japan—	
	Keiko MIZUGAKI..... 329
Analysis of the pressure transient tests and inferred fracture characteristics at the Yutsubo field, central Kyushu, Japan	
Shinsuke NAKAO, Yusaku YANO, Tsuneo KIKUCHI, Nobuo MATSUSHIMA	
and Tsuneo ISHIDO.....	357
Study on fractured reservoir simulation	
	Yusaku YANO, Shinsuke NAKAO and Tsuneo ISHIDO..... 375
Development of common use data management system for geothermal research	
	Yuji NISHI and Yusaku YANO..... 391

断裂型地熱貯留層探査法研究の背景と経過

宮崎光旗*・川村政和**・伊藤久男***・笹田政克***・津 宏治****

Historical background and present states of the research project on exploration methods
for fractured-type geothermal reservoirs

Teruki MIYAZAKI, Masayori KAWAMURA, Hisao ITO,
Masakatsu SASADA and Hiroji TSU

1. はじめに

断裂型地熱貯留層探査法に関する研究は、「地熱探査技術等検証調査」の一環として新エネルギー・産業技術総合開発機構（以下NEDO）の実施する「断裂型貯留層探査法開発」と共同研究遂行体制で地質調査所が実施している「（地熱探査技術等検証調査に伴うデータの解析・評価）断裂型貯留層探査法解析・評価」プロジェクトにおいてなされているものである。

地熱探査技術等検証調査は、大規模かつ広域的な深部地熱開発を可能とするための探査・掘削技術の早期確立を目的として、昭和55年度より開始され、その第一歩として、わが国の代表的な地熱地域である東北日本「仙岩地域」および「栗駒地域」を対象として広域かつ深部にわたる地熱資源賦存評価のための研究開発が実施された（金原・長谷, 1987a; 長谷, 1988）。この中で特に「仙岩地域」においては各種地表調査および坑井調査が勢力的に行われ、地熱探査技術とデータ解析手法等に関して幾多の進展を見た（金原・長谷, 1987b）。なお、これに先立ち「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」が九州「豊肥地域」において実施され、各種新探査技術の導入や坑井調査などが大々的に実施されている（山田, 1985）。これら実証的研究や地熱開発のための各種調査等から地熱賦存の概念モデルの変遷（金原・長谷, 1987b; 山田・長谷, 1988）や、地熱系モデル・地熱貯留構造概念の変換が進んだ。

これら地熱資源調査による地下データの蓄積と研究は、地熱貯留構造に対するイメージを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」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させた。また、全国規模・広域規模での地熱資源賦存評価から精査、開発および再開発へという地熱開発の進展も、「貯留層」探査の新たな技術開発を要求するようになった。地質調査所では昭和61年度より「深部地熱資源探査技術に関する研究」において、「断裂型貯留層」というより明確な目標に対して、「貯留層」の探査法・形成機構・評価法の研究を開始した（金原, 1987）。さらにNEDOが昭和63年度より開始した断裂型貯留層探査法開発に対応して、地質調査所は断裂型貯留層探査法解析・評価プロジェクトによる共同研究遂行体制を同年より開始、現在に至っている。この間、「深部地熱資源探査技術に関する研究」において実施されていたCSMT法および微小地震研究の成果は、平成2年度にはNEDOへ技術移転されるとともに、それぞれ電磁波利用探査法、微小地震利用探査法として本プロジェクトテーマとして取り上げられた。

*地殻物理部, **地殻熱部（現 北海道支所）, ***地殻熱部,
****地殻物理部（現 資源・環境観測解析センター）

Keywords: geothermal reservoir, fracture, geothermal exploration

2. プロジェクトの目的

地熱エネルギーは非枯渇性の純国産エネルギーであり、またクリーンなエネルギーとしてこれまで以上に開発の重要性が高まってきている。しかしながら従来から指摘されているように、地下資源としての賦存・開発リスク等、種々の困難性も有しており、効率的・経済的な開発のために探査技術の一層の向上を図ることが必要とされている。また、探査技術の飛躍的な向上の可能性を秘めた独創的、基礎的な研究開発も求められている。

このような中で、これまでの地熱資源にかかわる数多くの研究から、地熱貯留層は断層群と密接な関連を有することが明らかになってきた。このために、断層に関する情報を精度よく得ることのできる探査法の開発が急務となった。本断層型貯留層探査解析・評価プロジェクトは、これら断層の集合体からなる地熱貯留層を高精度に把握する技術システムを開発し、断層系に支配された地熱流体資源の探査精度の向上に資することを目的として出発した。

これまでの地熱探査技術等検証調査（仙岩・栗駒地域）においては、地熱構造モデルの作成と総合解析手法の確立、および各々の地熱構造に最適な探査体系の確立等を図ることを目的に研究開発が行われてきた。これに対し、本プロジェクトは地熱貯留層を特徴付けると考えられる断層に着目した系統的な技術開発としての第一歩となった。現在多くの地域で地熱開発が進行中であるが、断層系に支配される地熱流体資源の探査技術開発についてはほとんど実績がなく、本プロジェクトが目的とする探査技術開発は貯留層探査技術として重要な位置を占めるものと思われる。

本プロジェクトでは具体的開発技術として、電磁波利用探査法・弾性波利用探査法・微小地震利用探査法に係わる技術開発を柱としている。これらは断層群という物理的・水理的異常に対して可能な反応を示すであろう探査法として取り上げられた。

3. 研究項目と実施体制

本プロジェクトは断層型貯留層探査法にかかわる技術開発と評価に力点が置かれたプロジェクトであり、またNEDOとの共同研究遂行体制により実施されるものである。地質調査所における研究は、NEDOの地熱技術研究開発に対して、(1) その理論的・基礎的あるいは先駆的研究、(2) 必要と考えられる研究分野の分担、(3) 研究所としての観点からの実験的研究、(4) NEDOデータの再解析等による評価、を主要な対象としている。プロジェクトの年次展開を第1表に示す。プロジェクトは大きく電磁波利用探査法、弾性波利用探査法、微小地震利用探査法の3テーマから構成されている。これらテーマは幾つかの具体的研究テーマに細分される。第2表には細分されたテーマと参加研究者（地質調査所）を示す。

電磁波利用探査法では、従来から電磁探査において問題とされてきた地表付近の比抵抗異常分布などによるスタティック効果の克服とアレイ式電磁法の評価を目的に、MT法2次元インバージョンの研究およびトランジェントEM (TEM) 法の研究を「アレイ方式MT法」として取り上げた。またNEDOによる機器開発の実験フィールドとなった地域の概要をおさえるために、地熱構造調査に関するテーマ「地熱構造モデリング」が加えられた。

弾性波利用探査法は本プロジェクトのもう一つの側面、坑井利用探査法にかかわる研究としてもとらえられる。探査技術関連では、従来技術の延長としての反射法の高精度化をめざす「高精度反射法」、新技術であるVSP (Vertical Seismic Profiling) ・トモグラフィの断層系への適応を主体として、VSPデータ解析により断層系の検出と評価を試みる「現場実験処理解析」、トモグラフィ解析技術の開発と参照地下モデル作成のための「調査方式・モデリング技術」の各テーマが取り上げられた。また、検層やポアホールテレビュア技術開発にかかわる「坑井内モデリング」、水理テスト解析と貯留層シミュレーションを担当する「坑井テスト」、そして地質構造に関するテーマ「地質構造モデリング」と岩石物性に関する

第2表 「断裂型貯留層探査法解析・評価」担当者(昭和63年度-平成5年度)
 Table 2 Scientists participated in "Research project (analysis and evaluation) on exploration methods for fractured-type geothermal reservoirs" in GSJ (April, 1988 to March, 1993)

	S63(88)	H1(89)	H2(90)	H3(91)	H4(92)	H5(93)
担当部長 (Director of Geothermal Research Dept.)						
岡部賢二	OKABE Kenji	←————→				
長谷絃和	HASE Hirokazu			←————→		
川村政和	KAWAMURA Masayori					←————→
グループ長 (Group leader)						
津 宏治	TSU Hiroji	←————→				
宮崎光旗	MIYAZAKI Teruki			←————→		
サブグループ長 (Sub leader)						
川村政和	KAWAMURA Masayori			←————→		
伊藤久男	ITO Hisao					←————→
笹田政克	SASADA Masakatsu					←————→
A: アレイ方式MT法 (Array magnetotelluric method)						
村上 裕	MURAKAMI Yutaka	A	A	A	A	A
内田利弘	UCHIDA Toshihiro	A	A	A	A	A
牧野雅彦	MAKINO Yoshihiko	A	A	A	A	A
小川康雄	OGAWA Yasuo	A	AD	AD	AD	A
高倉伸一	TAKAKURA Shinichi		A	AR	AR	
光畑裕司	MITSUHATA Yuji			A	A	A
C: 地熱構造モデリング (Modeling study of geothermal structure)						
駒澤正夫	KOMAZAWA Masao				C	C
川村政和	KAWAMURA Masayori				C	C
松島喜雄	MATSUSHIMA Nobuo				C	CW
S: 高精度反射法 (High resolution reflection seismics)						
加野直巳	KANO Naomi		SV		S	S
山口和雄	YAMAGUCHI Kazuo			S	S	S
B: 坑井内モデリング (Analysis of well logging)						
菊地恒夫	KIKUCHI Tsuneo	BV	BWV	BWDV	BW	BWD
V: 現場実験処理解析 (Vertical seismic profiling and fracture characterization)						
伊藤久男	ITO Hisao	V	VB	VB	VB	V
中尾信典	NAKAO Shinsuke	V		WD	VBWD	VBWD
川勝 均	KAWAKATSU Hitoshi		V	V	V	V
桑原保人	KUWAHARA Yasuto	SVR	VSR	VRS	VRS	VRS
木口 努	KIGUCHI Tsutomu		VS	VS	VS	
大湊隆雄	OHMINATO Takao			V	V	V
T: 調査方式・モデリング技術 (Tomography and peripheral surveys)						
大久保泰邦	OKUBO Yasukuni	TV	TDV	TDV	TD	TD
横田俊文	YOKOTA Toshifumi				TS	TS
R: 岩石物性測定・モデル実験 (Measurements of physical properties of rocks)						
西澤 修	NISHIZAWA Osamu	R	R	R	R	R
安川香澄	YASUKAWA Kasumi	R	RW	RW	R	
佐藤隆司	SATO Takashi	R	R			
松本則夫	MATSUMOTO Norio			R	R	
中野 司	NAKANO Tsukasa					R
G: 地質構造モデリング (Modeling study of geologic structure)						
水垣桂子	MIZUGAKI Keiko	G	G	G	G	G
笹田政克	SASADA Masakatsu		G			G
玉生志郎	TAMANYU Shiro	G	G	G	G	G
W: 坑井テスト (Well test)						
石戸経士	ISHIDO Tsuneo		W	W	W	W
宮崎芳徳	MIYAZAKI Yoshinori		WD	WD	WD	WD
矢野雄策	YANO Yusaku			WD	WD	WD
M: 微小地震利用探査法 (Microearthquake method)						
当倉利行	TOSHA Toshiyuki			M	M	M
杉原光彦	SUGIHARA Mitsuhiro			M	M	M
金原啓司	KIMBARA Keiji			M	M	M
D: 地熱データベース (Geothermal database)						
西 祐司	NISHI Yuji		D	DM	DM	DM
村田泰章	MURATA Yasuaki		D	D	D	D
須田芳郎	SUDA Yoshio		D			
野田徹郎	NODA Tetsuro		D	D	D	D
高橋正明	TAKAHASHI Masaaki			D	D	D

るテーマ「岩石物性測定・モデル実験」など、岩石・地質、あるいは検層・坑井テスト等による断裂特性の把握に関する研究も項目に上げられた。

微小地震利用探査法では、地熱地域における熱水流動などに伴って発生する微小地震より得られる情報から断裂を把握するためのシステム開発を核に据えた。

地質調査所ではさらに、地熱探査技術等検証調査の一環として行われたデータベースに関する研究で構築された試験研究的な地熱データベースシステム(花岡ほか, 1986)をもとに、今日の計算機環境である分散・ネットワーク型に対応するデータ共用のためのシステム研究も実施した。

4. 研究の概要と経過

4.1 電磁波利用(アレイ方式MT法・地熱構造モデリング)

深度2-3kmに存在する地熱貯留層の比抵抗構造を見るためには、自然信号を用いるMT法を用いるしかない。人工信号源を用いるCSAMT法等ではその深度までの複雑な構造を求めることは現在の技術では難しい。しかし、MT法にもいくつかの弱点がある。その1つは、地表付近に局所的な比抵抗変化(浅部異常)があると、異常構造の境界部に蓄えられる電荷によって、すべての周波数について見掛け比抵抗は一定量のバイアスを受けることになる。これはスタティック効果と呼ばれ、異常構造が最高周波数のスキンドープより小さく、また電極間隔が異常構造に比べ小さいときに生じる。通常の離散的な測点配置のMT法データだけでは、見掛け比抵抗がどれだけスタティック効果を受けているかを判断することはできない。

そこで、本プロジェクトにおいて二つの対処法が試みられた。一つは、測点を連続的に配置し、局所異常の分も含め測線に沿う電場変化をすべてカバーするように測定する方法(アレイ式MT法)によりスタティック効果を解決する。もう一つは、スタティック効果を受けないTEM法を併用し、MT法データを補正する方法である。TEM法は磁場の情報だけから比抵抗を求めるため、局所異常部に形成されるチャージ電荷の影響を受けない。

NEDOは主にアレイ式MT法の開発・適用を担当した。その内、自然信号を用いるEMAP法は空間フィルタを適用して電場をスムージングすることにより異常構造の影響を除去するものである。また人工信号を用いるCSAMT法の改良版として、電場の連続的観測により浅部比抵抗変化をより正確に把握することで深部データの信頼性を高めるアレイ式CSMT法の開発も実施された。

地質調査所では、TEM法によるスタティック補正の方法の開発と、NEDOの開発するアレイ式(CS)MT法に対するデータの2次元解析プログラムの開発を行った。TEM法開発に関しては、測定方法の検討と調査、TEM法データとMT法データのジョイントインバージョンによる解析法の改良を実施した。MT法2次元解析では、平滑化制約付インバージョンやABIC最小化法の適用などが研究された。また、これら開発・改良された手法は北海道南茅部地域や東北仙岩地熱地域澄川地区での実験データに適用された。北海道南茅部地域では、さらに空中電磁法探査等を実施し、地熱構造解明の補完資料となった。本テーマは平成5年度に終了した。

4.2 弾性波利用

弾性波利用分野では、従来技術の地熱地域への適応のための反射法の高精度化、新技術であるVSP・トモグラフィの断裂系への適応を主体とした技術開発を実施している。このためにNEDOでは高温用マルチレベル3成分ジオフォンの開発を行うと同時に、静岡県丹那地域の基礎実験フィールドでN63-TN-1S, N1-TN-2S, N1-TN-3の3坑井(以下TN-1S, TN-2S, TN-3)を、大分県湯坪地域の適用実験フィールドでN2-YT-1, N3-YT-2の2坑井(以下YT-1, YT-2)を掘削するとともに、これらフィールドで探査手法の技術開発実験等を実施した。

地質調査所では、弾性波利用探査法の理論的・基礎的研究を行うと同時に、NEDO実験データの再解

析や一部調査の担当,あるいはNEDO実験フィールド外での各種補完実験,そして岩石実験・地質,また検層・坑井テスト等による断裂特性の把握に関する研究を行った。

弾性波利用にかかわるテーマは平成6年度から既存地熱開発地域における実証実験へと移り,そこで開発技術の実証研究が行われている。

4.2.1 高精度反射法

反射法地震探査は,これまで極めて有効な地下構造の探査手段として堆積盆における石油・天然ガスの探査に用いられてきた。しかしながら断裂型地熱貯留層の探査に反射法を用いようとする場合には石油・天然ガスの探査に用いられる技術をそのまま適用するだけでは良い結果が得られない。これは従来の対象に比べ地下構造が複雑であること,調査地域が山地で地形も複雑であること,断裂系の存在のために地震波が減衰したり異方性を示したりすることなどが原因となっている。

本研究ではこれらの問題点を解決することを目指して,地質調査所が浅層反射法等で開発した高密度配置による探査と精密静補正技術をもとに,火山岩地帯等で実施されたNEDOの実験データに対する精密静補正処理や屈折波部分に注目した波動振幅の減衰現象の利用などの再解析や,逆VSP実験・3成分データの収集などNEDO実験の補完的観測・解析技術の開発を実施した。

4.2.2 坑井内モデリング(検層・BHTV)

坑井検層は,反射法,VSPあるいは坑井間トモグラフィのために基本的なコントロールデータを与える。坑井検層のうちでBHTV(ボアホールテレビュア)をはじめとするイメージングツール(FMS/FMI,ボアホールテレビジョン等)は坑壁での亀裂を直接マッピングすることができる。本研究では,NEDOが担当するFMS/FMIやフルウェーブソニック等の検層に対し,高温地熱井でのBHTVによる利用研究を行うとともに,音波検層に関する理論的研究を実施した。

BHTVは坑壁に超音波を発射してその反射波を記録する装置である。従来は反射波の強度を輝度変調してフィルムに記録する方式であった。本研究では反射波の強度と到達時間をデジタル記録するシステムを開発し,さらにデジタル記録装置からのデータ転送ソフトを整備し,デジタル記録によりデータ解析が本格的に行えるようにした。また従来の装置に改良を加え,高温下でも安定して動作するようにした。このような開発を通じ,NEDO実験フィールドである丹那地域のTN-1S,TN-2S,TN-3の3坑井,湯坪地域のYT-1,YT-2の2坑井で測定を担当した。さらに,VSPの基礎的な実験を行った秋田県田沢湖町,高温岩体研究計画における山形県肘折および飯館フラクチャ実験場等の坑井での測定を行った。

イメージングツールに加えて,音波検層も(1)地層速度を決定する,(2)Rayleigh波及びStoneley波の解析により亀裂開口幅の推定が可能であることから重要な項目である。この理論的考察のため,亀裂を考慮した系のシュミレーション手法を開発した。まず,質点系シュミレーション手法を用いたフラクチャの特性解析において固体-固体の2層構造モデル計算を行った。また,液体・固体の2層構造モデルおよび3層構造モデルにも対応できるプログラムを開発した。これらのプログラムを用いて固-固体の2層構造モデル,固-液-固体および固-固-固体の3層構造モデルについてシュミレーション計算を実施し,液体層の有無による波動の伝播状況の比較を行った。以上の計算には差分法を用いたプログラムを使用していたが,従来の差分法は境界の取扱が容易ではなかった。そこで,その欠点を改良する手法に従ってプログラムを作成するとともに,このプログラムを地層中での波動の減衰を取り扱えるように拡張した。

4.2.3 現場実験処理解析(VSP)

VSP法の基礎的研究として,VSPデータ解析による断裂系の検出とその性質の評価を行うための機器・ソフトウェアの開発,フィールドにおける測定とデータ解析を実施した。研究は,(1)S波利用等

先駆的研究による基本的技術の確立とNEDOへの技術移転、(2) ハイドロフォンVSP等より広範囲のフィールド実験による補完的研究、(3) NEDOデータの再解析による技術評価、から成る。

坑井検層、特に音波検層あるいはBHTV等のイメージングツールにより坑壁での亀裂の走向・傾斜・開口幅等を決定することが可能になっている。しかし、透水性亀裂と不透水性亀裂との区別、亀裂の大きさや透水率の決定、あるいは坑壁からの進展、坑井から離れた場所での分布等については坑井検層のみでは知ることは困難である。本研究では、(1) 透水性亀裂と不透水性亀裂との区別と亀裂透水率の決定のためのハイドロフォンVSPによるチューブ波解析、(2) 亀裂の大きさや坑壁からの進展、坑井から離れた場所での分布等に関するS波VSPによる異方性・分散・散乱・減衰等の解析を中心に行うこととした。また、このために技術開発として(1) デジタルジオフォンの開発、(2) ジオフォン特性の評価法と水平動方位決定法の評価、(3) 高周波S波の発生を検討を行った。

ハイドロフォンVSPによるチューブ波解析とは、坑壁と連結した水で満たされた亀裂にP波が入射した場合、亀裂から水がおしだされチューブウェーブが発生するというモデルに基づき透水性亀裂の検出および亀裂浸透率の推定を行うものである。裸坑部のある秋田県田沢湖町のGF-2井でのゼロオフセットVSP、飯館フラクチャー実験場における多坑井利用のマルチオフセットVSPが実施された。

ジオフォンVSPではS波の利用が重要であり、また作業能率の面から、使用するジオフォンとしてはマルチレベルであることが望ましい。このため3レベルにそれぞれ3成分の地震計を持ち、デジタル伝送を行うジオフォンシステムを開発した。またマルチレベルジオフォンの場合、各々にジャイロ等をつけて方位を決定することは不可能なので、オフセットP波震源によるパーティクルモーション記録によって水平動の方位を決定する方法の精度の評価を行った。ここで開発された方位決定法は、今後のマルチレベルジオフォンによる各種坑井利用探査に対して有効性及び経済性の観点から重要となる。

これらをもとに丹那地域、湯坪地域および秋田県田沢湖町GF-2井でS波VSP実験を行った。丹那地域のデータからはS波の偏向異方性を検討した。すなわち、S波VSPについてPolarization Diagram法、Layer Stripping法について比較検討し、地層ごとの異方性を分離する手法を開発した。田沢湖町GF-2井では、震源近傍の不均質性を利用した高周波S波発生の実験を行うとともに、弾性波速度や減衰の周波数依存性等から亀裂の大きさの分布を推定する手法を開発した。異方性解析と周波数依存性解析の組み合わせは、フラクチャーの大きさ分布を弾性波の波長と比較することが可能である。本成果は今後のNEDOの開発研究の指針となりうる。

4.2.4 調査方式・モデリング技術（トモグラフィ）

炭化水素系資源や土木分野で研究開発されている弾性波トモグラフィの、火山岩を主とする地熱地帯での適用性の検討と、断裂型貯留層抽出のためのモデル構築を中心とした研究を実施した。

初動走時を用いたトモグラフィは地下の速度分布を与えるものとしてトモグラフィ解析の基本となる。しかしながら、測定に起因する波線の限界等から初期モデルに依存する。これを補うためには他のデータによるモデル提示も重要である。これらの点に注目して、トモグラフィインバージョンプログラムを開発するとともに、NEDO実験で未実施の精密重磁力解析やコアサンプルの磁性等の測定を行った。また、垂直な構造の不連続を検出するために、地表一坑井間の波線を用いたトモグラフィ解析処理における浅部低速度層の取扱など解析の周辺技術に関しても注意を払った。S波の利用や反射波の抽出、あるいは振幅・波形特性に関しても基礎的考察を行い、polarization filterなどにより的確なS波初動の抽出や、速度空間重合による反射波抽出を検討した。

実データの解析としては、基礎実験フィールドである丹那地域におけるトモグラフィデータの再解析や、同地域の精密重磁力解析をとおして顕著な垂直断層と見立てられた丹那断層周辺の構造特性を解明した。湯坪実験フィールドデータに対しては、S波速度トモグラムを作成するとともに反射波抽出を行った。

4.2.5 岩石物性測定・モデル実験

クラックやジョイント（あるいは小断層）等の断裂は地下の熱水貯留層形成において重要な役割を果たす。これまで、クラックが岩石の物性におよぼす研究は数多くなされてきたが、ジョイントや小断層が岩石の物性におよぼす影響については、あまり詳しく調べられていない。本研究では、NEDOの研究開発および本プロジェクトの他テーマの理論的・実験的裏付けとして、クラックが岩石物性に及ぼす影響や、ジョイントや小断層が支配的な岩石物性について研究を進めてきた。とくに弾性波の散乱については新しくモデル実験を行うとともに、散乱の原因となっているジョイントの形状そのものについても詳しく研究を行った。さらに、インバージョンアルゴリズムについて情報量統計学に基づいた研究を行い、室内での岩石実験データに適用して、新手法の有効性を示した。

モデル実験では、金属板の面上に幅や深さの異なったスリットを作り、これらを数枚重ねて圧縮力を加えたブロックによってジョイントのモデル化を構成した。このブロックにP波、S波を透過させ、弾性波の散乱の大きさを測定した。さらに、S波の振動方向とスリットの広がり方向の間にも関係のあることが分かった。散乱強度の違いは弾性波の初動部分の見かけの減衰によって調べることができるので、この事実は波形を用いた断裂系の探査手法を実用化する上で有用である。

弾性波の散乱源として重要な役割をはたすジョイントの形態を、約1,900mの試掘井から採取されたボーリングコア試料を用いて調べた。ジョイントには断層によって生じたと考えられるすべり面の存在が確認されたが、方向による凹凸の振幅の絶対強度の違いはあるものの、表面形状のフラクタル次元の違いは認められなかった。このような断層面形状の違いが生じるメカニズムを考察し、数値シミュレーションによって実際の断層面形状の形成過程のモデル化を試みた。

クラックを含む岩石の弾性定数の計算法について考察を行い、新しい計算法の開発を試みた。新しい計算法は、偏平度の大きい（平面に近い）クラックを含む場合には十分な計算精度が得られないが、偏平度の小さい（球に近い）ものについては実用上十分な計算精度の得られることが確認された。この手法については今後も研究を継続し、ジョイントを含むなどより異方性の強い場合の弾性定数の計算など応用範囲を広げる予定である。

弾性波速度トモグラフィで用いられる再構成アルゴリズムについて、情報理論の観点から見直しを行い、データから推定されるモデルの良さの客観的評価法を開発した。

4.2.6 地質構造モデリング（コア断裂計測および地質）

NEDO実験フィールドの地質概況を把握するために、丹那地域のTN-1S、TN-2S、TN-3の3坑井、湯坪地域のYT-1、YT-2の2坑井についてコアおよびカッティングスの分析と、これらと対比するため地表地質の検討および岩石試料採取を行った。これら資料に対し、年代測定や帯磁、断裂計測などを実施した。また、湯坪地域に関してはその周辺資料としてオールコアの存在している地熱開発精密調査「涌蓋」地域のWT-1、WT-2、WT-3の3坑井のコア断裂解析をも実施した。断裂計測に関しては、コア断裂系解析システムを開発した。

4.2.7 坑井テスト

本研究は、坑井テスト解析および断裂系シミュレーションの2つの項目を実施し、断裂型地熱貯留層における流体・熱・化学種の流動特性を評価しようとするものである。丹那地域TN-1S、TN-2S、TN-3井の注水テストの実施にあたっては、坑井内圧力観測装置について検討を加えるとともに、NEDO現地テストに協力して各坑井の注水テストデータの再解析を行った。また長期の坑井内圧力観測および注水テスト等のデータ収集を行った。

湯坪地域YT-1およびYT-2井の注水テストに関してはデータの再解析を実施し、両坑井周辺の水理構造を推定した。また、両坑井を対象に、気圧変動や降雨の影響を明らかにするため、1ヶ月程度の坑井内圧力の連続観測、およびYT-1とYT-2井の干渉テストを実施した。

断裂系シミュレーションでは、断裂型貯留層における還元井の冷却過程を検討した。断裂の平均的間隔（スペーシング）によって冷却過程のタイプ分けができること、また還元的设计に必要な基本的な指針等を明らかにした。断裂型貯留層における地熱流体生産に伴う沸騰現象についても数値シミュレーションを行い、断裂スペーシングおよびマトリックス浸透率の違いによる貯留層挙動の違いを検討した。断裂型貯留層シミュレータについては、塩分および非凝縮性ガスを含む地熱流体を扱うための機能拡張を行った。また注水テストで特に重要になる、圧力・温度変化によるフラクチャ変形と透水性への影響について検討を進めた。

さらに断裂型貯留層における化学種の分散について研究を進めた。化学種の分散が、平均的フラクチャ・スペーシング（コールドスウィープ過程や沸騰過程でのキー・パラメータ）によってどのように変化するか調べた。また、このために断裂型貯留層シミュレータについて数値拡散効果を軽減するための改良を加えた。YT-1井の注水テストデータについては、シミュレーションによるマッチング解析を進め、冷水注入によるフラクチャ変形と透水性向上の効果が圧力遷移データに反映していたことを明らかにした。

4.3 微小地震利用

岩手県葛根田地域をモデルフィールドに、地熱地帯において発生する微小～極微小地震を利用した断裂型貯留層探査のためのデータ取得、観測システムの整備、解析を行った。

微小地震に関する研究ではすでに、(1) 微小地震の震源分布は地熱貯留層と良い相関がある、(2) 微小地震の震源移動から断裂系の推定の可能性のあること、(3) 固定観測点による連続観測に加えて臨時的に多点の臨時観測を行うことによりフォーカルメカニズム・速度構造を決定することができること、が明らかにされている。これらの情報から地熱貯留層内の断裂系についての情報を得ることができることを示した。地質調査所の取得した微小地震データおよび解析手法等の成果はNEDOにおける微小地震利用のプログラム開発のための重要な基礎資料となった。また新しい試みとしてアレイ観測を行った。なお、本テーマは平成5年度をもって終了した。

5. 現時点での成果の概要と今後の課題

5.1 現時点での成果

5.1.1 電磁波利用（アレイ方式MT法、地熱構造モデリング）

TEM法データに対するturn-on time, turn-off timeを含めた解析、およびMT法とのジョイントインバージョン手法が開発された。これにより、スタティックシフト量の定量的な評価を可能とし、また補正によってより現実的な見掛け抵抗断面を得ることが可能となった。

本研究で開発したABIC最小化法を適用したMT法の2次元インバージョンは、測点配置やデータの品質に影響されず、安定なインバージョンを行うことができ、適切なスムージングのかかった2次元比抵抗断面を求めることができる。同手法は仙岩地域のデータに適用され、キャップロックの低比抵抗層とその下部の熱水貯留層部の相対的に高比抵抗の変化を捕えることができた。

5.1.2 高精度反射法

丹那地域の基礎的な速度構造を測定することを目的に、坑井内でエアガンを発震し地表でその振動を測定するという逆VSP配置による波動場の観測を行った。しかしながら丹那盆地では湖成堆積物が厚く地表を覆っており、エアガンからの直接波は減衰が激しく十分なS/Nを得ることができなかった。その原因のほとんどがチューブ波の発生と表層の影響から来るものである。適切な震源と表面波除去処理等の技術によりこれらが解決されれば、経済的にも有用な探査技術となりうる。

丹那盆地での反射法データの再解析が実施された。一つは反射法探査で捕えられる屈折波の振幅解析

により、断層の位置を求めるものである。この結果は、断層に対応する位置に屈折波の減衰の大きな部分に対応していることを示した。本手法は地表での断層の位置が明確でない場所での調査へ応用することができる。もう一つは静補正に重点をおいた反射法の再解析である。表層の低速度層の厚さの変化に応じて反射走時が変化するが、これを補正するのが静補正である。丹那盆地では湖成堆積物が厚く、かつ厚さの変化も大きいため、反射波でない屈折波を反射波であるかのように処理して記録断面を作り、湖成堆積物の形状に近い構造を求めることができる。これには、その下の反射面の構造を大きく歪めてしまうこと、および深度変換する際に速度を過大に推定するという問題点がある。再解析では静補正量に注意して、反射面の歪みを小さくするようにした。その結果は解釈時の誤りを避けることができた。

5.1.3 坑井内モデリング (検層・BHTV)

BHTVに関しての成果として、丹那地域ではTN-1S井については坑井内状況が良くないため良好な結果は得られなかったが、TN-2S・TN-3井の結果からは地層境界あるいは逸水に係わる亀裂の走向・傾斜・開口幅を求めることができた。また、S波VSPの解析から亀裂の異方性を推定する際の基礎データとして利用された。

湯坪地域についても逸水にかかわる亀裂の走向・傾斜・開口幅を求めることができた。さらに湯坪地域の2坑井では深部にほぼ東西の垂直亀裂が観察された。これらは掘削泥水による坑井冷却によって生じたものと解釈された。これらの縦型亀裂は坑壁からの進展は制限され、直接透水性亀裂とはならない。ただし、坑井近傍の応力場を反映した方位に発生することから、亀裂の卓越方位に関連があると推定された。

肘折地域のデータからは、天然熱水系ではないものの、地熱井において実際に透水性亀裂を直接観察した最初の例として、PTS検層との併用により透水性亀裂の検出に極めて有用であることが示された。福島県飯館地域でBHTV測定を行い、チューブ波の解析から求めた透水性亀裂との比較を行った。その結果、BHTVとチューブ波の解析の結果はよく一致することが分かった。ただしチューブ波の解析では波長の関係から分解能が悪いため、透水性亀裂の把握のためにはBHTVとチューブ波の解析を併用する必要がある。また秋田県田沢湖町GF-2井での測定結果からは、同坑井を利用して行われた高周波VSPによる解析、ハイドロフォンVSPによる透水性亀裂の評価のコントロールデータとして極めて重要であることが示された。

フラクチャが存在する場合の弾性波伝播シミュレーション計算の成果としては、液体層中に波動のエネルギーがトラップされ、振幅が大きくなることが判明した。坑内測定において重要な影響を持つ表面波の発生について、地表の震源近傍で検討した結果、震源の極く近傍においても表面波によく似た性質の波が発生し、分散現象が生じていることが判明した。また、坑内測定において重要な影響を持つ表面波の分散の発生について、地表の震源近傍で検討した。その結果、地層が2層構造のような単純な場合には表面波の波長の80%~90%の距離で分散が生じ、地層の構造が複雑になるに連れ、その距離は30%~40%と短くなることが判明した。フラクチャ内に接触部がある場合には、P波・S波の振幅は大きく変化しないものの、Stoneley波は接触部で反射、あるいは新たなStoneley波の生成をみる場合があることが判明した。

5.1.4 現場実験処理解析 (VSP)

デジタル方式のマルチレベル坑井内ジオフォンシステムを開発し、有効に利用できることを示した。また、オフセットP波震源のパーティクルモーション記録による水平動方位決定の精度評価の結果、水平動の方位決定のためには必ずしもジャイロ等をつける必要のないことが分かった。これらの成果はNEDOの実験・測定に活用された。

ハイドロフォンVSPによるチューブ波解析から、透水性亀裂と不透水性亀裂との区別、亀裂透水性の推定が可能であることが分かった。飯館フラクチャー実験場におけるマルチオフセットハイドロフォン

VSPのデータからは、透水性亀裂の走向・傾斜を求めることができた。亀裂が多く存在し、ハイドロフォンVSPの波長の分解能から透水性亀裂の区別が難しい場合でも、BHTVと組み合わせることによって、透水性亀裂の区別が可能になることも示された。

従来のS震源ではたかだか20Hz程度の周波数のS波しか発生できない。震源近傍の不均質を利用して高周波Sを発生させるため、モデル計算によって確認をした上でフィールド実験を行い、50Hz程度のS波を発生・観測することに成功した。今後、S波を利用した調査の精度向上、周波数解析に有効であると考えられる。

田沢湖GF-2井は地質が一樣で亀裂の影響のみを抽出しやすいことから、同坑井を対象にP, S波について速度変化, 異方性, 減衰等の解析を行い、亀裂分布についてのモデルを作成した。丹那地域でのS波VSPデータについては種々の方法により異方性解析を行った。Layer Stripping法によれば、層ごとに異なる異方性を抽出することができることが分かった。しかし各手法により結果が異なる場合があることも判明した。この場合は単純な異方性が成り立っていないと考えられる。

以上の研究を通して、坑井検層とVSPとをあわせて解析することにより、(1) 透水性亀裂の検出と評価、(2) 坑井周辺の亀裂分布について解明が進みつつある。

5.1.5 調査方式・モデリング技術（トモグラフィ）

初動走時を用いる弾性波トモグラフィでは効率的な初動検出が必要である。P波初動の検出に関して、3成分記録から全振幅最大のトレス作成により微弱なヘッドウェーブも検出可能とし、AICによる予測とあわせて初動検出を半自動化した。垂直断裂に対する坑井間トモグラフィの検出能力を向上するために、地表一坑井データをインバージョンに組み込む際の表層補正法を開発し、丹那基礎実験フィールドデータに適用した。その結果は単純にインバージョンした際に現れる、表層の低速度層の下部への影響（スタティックス）をおさえ、また地表一坑井データを加えない解析結果と比較しても丹那断層による垂直の速度不連続を明瞭に抽出できるものである。

トモグラフィデータにおいて初動P波の後にあるS波初動をpolarization filterにより抽出する方法を可能とし、それによるS波速度トモグラムを湯坪実験フィールドデータから作成した。また、P波トモグラム等の先験的速度情報を必要としない反射波抽出手法を考案した。

地熱地域のような火山岩地帯での大きな速度コントラストを有する地域での弾性波トモグラフィの適用検討のためのモデルシミュレーションから、トモグラフィ解析での初期モデルの重要性が指摘された。丹那においては精密重磁力調査を実施し、断層周辺の構造を解明するとともに、トモグラフィインバージョンの初期モデル構築の補助データとした。この重磁力解析からは、丹那盆地中央部で火山岩層は断層東で隆起、西で沈降、また断層西で火山岩体の磁化強度が大きいことが判明した。

5.1.6 岩石物性測定・モデル実験

モデル実験の結果、弾性波の進行方向、スリット幅、深さの広がり方向などが散乱の強さをコントロールしていることが明らかになった。また、岩石の弾性波速度の計算方法に関して、異方性を有する場合を含む一般的方法を開発した。

インバージョン過程にブートストラップ方法を導入することにより、従来から用いられてきたモデルの逐次修正法や先験的情報に基づくモデルの再構成法で、最適モデルを客観的に選択することができ、これまで主観的判断にたよっていたトモグラフィのモデル選定をより客観化することができる。同時に、空間的に片寄った波線や著しいズレを示すデータによる再構成イメージの信頼性を各部分にわたって詳細に検討することもできる。これによって、トモグラフィデータの分解能や信頼性を的確に判定することができるようになった。物理探査で用いられているインバージョン手法のほとんどが、なんらかの形で先験的情報を利用していることから、モデル選択に内在する主観的判断を避けることができない。しかし、ここで開発された手法によって今後は他の多くの逆問題が客観的判定規準によって解決できる。

この手法に関連する他の問題に適用し、有効性を証明するための研究が続けられている。

5.1.7 地質構造モデリング(コア断裂計測および地質)

弾性波利用の基礎実験フィールドである丹那地域においての坑井掘削から、表層部は湖成層(TN-1Sで約30m, TN-2SおよびTN-3でおよそ80m)、それから坑底(TN-3で503.0m)まで多賀火山噴出物であるとされていたが、詳細な調査と分析により湖成層下全てが多賀火山噴出物であるとする見解には再考の余地があることが明らかとなった。すなわち、畑玄武岩類は多賀火山の初期噴出の一部と見られ、スコリア質を伴う小火山噴出物として理解され、この上位に多賀火山噴出物は位置する。TN-1Sでは約70m, TN-2SおよびTN-3ではおよそ210m以深が畑玄武岩類とされた。いずれも60~70万年前の活動である。

丹那地域の地質構造は、丹那断層の東西両側の地塊が断層に向かって傾動・沈降し、丹那断層以外の大規模な断層は存在しないことが判明した。またTN-1Sのコアには断層と直接関係する高角度の断裂は少なく、中角度の断裂群が発達している。これは局地的な圧縮場による小逆断層群の可能性はある。

湯坪地域については、YT-1とYT-2の地質を対比し、既存のDY-6とDB-5の地質とも対比検討した結果、これら4坑井の間に顕著な垂直変位を持つ断層は推定できないが、八丁原溶岩が南へ向かって厚くなるとともに角礫岩類が減って溶岩が増える傾向を示し、南平溶岩・鳴子川火山角礫岩は逆に北へ向かって同様の傾向を示すことが判明した。またコトバキ山西側山腹地表のコトバキ山溶岩とYT-1のコトバキ山溶岩(705m)と九重火山岩類(108m)について全岩K-Ar年代測定を実施した結果、地表のコトバキ山溶岩は $0.62 \pm 0.06\text{Ma}$ 、YT-1のコトバキ山溶岩は 0.1Ma 以下、YT-1の九重火山岩類は $0.33 \pm 0.05\text{Ma}$ の年代値を得た。またYT-2のコアについて変質鉱物分析・断裂充填鉱物分析を実施した結果、全体に変質鉱物はモンモリロナイトが卓越し、断裂充填鉱物は石英・方解石・沸石であった。

地熱開発精密調査「涌蓋」地域の3坑井WT-1, WT-2, WT-3の断裂解析からは、それぞれの坑井で断裂密度と逸水との関連は見られたが、坑井間距離約1.5kmである3坑井の対比は困難であった。

5.1.8 坑井テスト

丹那地域の坑井テストからは、丹那断層の東西で透水性に大きな開きがあり、干渉データが示す圧力一定境界と断層に付随する断裂系の 80° 西落ち傾斜モデルとはよい一致を示した。湯坪地域では注水テストデータから、フラクチャによる孔隙率と浸透率が距離の巾乗で表されるフラクタル的な性格を持っていることが明らかにされた。また坑井内圧力の変動における、気圧・潮汐・気温・降雨等の影響を多変量線形帰帰モデルを適用することによって除去できることを示した。また貯留層の気圧応答を利用して、一般に推定が困難とされてきた鉛直方向の浸透率の分布を推定する可能性があることが分かった。

断裂系シミュレーションでは、フラクチャ・スペーシング、岩石マトリックス浸透率に対するリザーバ挙動のセンシティブリティやポーラス型リザーバとの相違が明らかになった。同一の浸透率厚積と孔隙率を持つリザーバでも、フラクチャの発達した断裂系リザーバはポーラス型リザーバと比較して異なった挙動を示す。これは岩石マトリックスの圧力・温度緩和時間が影響しており、また一様でない蒸気飽和度分布が相対浸透率と関連して蒸気・熱水の流動状態を左右する場合もあるためである。単純なモデルでの検討に加えて、いくつかの事例についてこの相違を具体的に確認した。例えば、坑井に冷水を注入する場合の非等温流動とスキニング効果の関係、圧力干渉テストにおける圧力応答を示した。

5.1.9 微小地震利用

岩手県葛根田地域にて生産井のビルドアップテストに伴う微小地震活動や坑井の還元量の増大のための水圧破砕時の微小地震活動の観測を行った。この観測から、1992年のビルドアップ時の微小地震活動は、以前の同時期の地震活動と比較して比較的早い時期に葛根田西域まで活動が広がることが判明した。また、観測網を西域に展開したため西域の微小地震の発生分布状態が明確となり、東側地域と同じよう

に西側地域でも微小地震が発生する領域には境界が存在する可能性が示唆された。

解析精度を上げる目的で1ヶ所にて6地震計設置の小規模アレイ観測を多点観測による微小地震観測の実施中に同時に実施した。この観測によりアレイ観測での直線上の観測点の確保や地面と地震計とのカップリングの問題など山間部にある地熱地帯での観測の問題点の抽出が行えた。同地域の微小地震観測を継続するとともに、アレイ観測のための前置増幅器やケーブルシステムなど機動的な観測のための観測システムの整備を行い、同時に、解析プログラムの開発などアレイ観測のための解析環境の整備を行った。

アレイ観測により、P波コーダに相関の高い部分が見つかった。これが、フラクチャによる散乱に起因すると考え、フラクチャの分布方向を推定した。

葛根田地域の震源の深度分布については、おおよそ3 km以深では地震の発生が見られない。同地域では約3 kmの深度に新期花崗岩の存在が明らかになっている。微小地震はこの花崗岩体に規制されており、震源の消滅する深度は花崗岩体の縁辺を表すと考えられる。また、同地域東部での地震活動からも、微小地震が多発する地域の内部と外部において、内部は流体運動に起因すると考えられる群発性の微小地震が起り、外部ではテクトニクスに起因する地震と同じメカニズムで微小地震が起っていることが判明した。

5.2 今後の課題

本プロジェクトは、地熱貯留層が断裂群と密接な関連を有するという考え方にに基づき開始されたものである。地熱貯留層内の断裂に着目して系統的に行われる技術開発の第一歩として、いくつかの課題が残されている。断裂系探査技術の確立のためには、現在までの成果を踏まえた上で、さらなる精密化が必要と考えられる。ここではいくつかの項目について以下に述べる。これら個別課題に加えて、地熱貯留層の新しい概念、開発方向に対応した技術開発をも指向する必要があると考える。特に流体の存在や流動等、水理特性や断裂形成場等と弾性波応答との関係には今後十分な考慮を払わなければならない。技術開発は探査対象の明瞭な物理的記述と観測・実験による相互作用とが欠かせない。

5.2.1 電磁波利用

超遠隔参照点 (far reference field) の利用やデータ処理手法の改良等によるMT法データのS/N比の向上、あるいは3次元の調査・解析法の開発による精度を損なわない探査深度の向上が必要とされる。人工信号源電磁法としてのCSEM法による多チャンネル測定と坑井利用探査の開発も考えられる。また、物理探査データのグラントルースとしての検層データの蓄積や変質鉱物分析も必要である。これら探査深度や精度の向上、参照データの蓄積などとおして、比抵抗構造と地熱構造・貯留層との対応関係を明瞭にすることが欠かせない。

5.2.2 高精度反射法

反射法を断裂型貯留層探査として用いる場合、弾性波伝播での異方性や波の減衰等が問題となってくる。しかしながら、これらに関する解析技術は確立したとはいえず、S波利用による地下物性の把握とともに今後の研究に負うところが大きい。また、複雑な地下構造での反射波の検出、3次元構造の解釈は重要な課題である。例えば従来のCDP概念を用いた反射法から逸脱した、フェーズドアレイ観測による散乱源としての断裂系の探査手法が上げられる。

5.2.3 検層

BHTV等のイメージングツールは、一部の極めて高温での坑井では使用が制限される場合があるにしても、多くの地熱井での測定は可能になった。今後多くの坑井で利用されることが期待されるとともに、より高温や坑径の乱れが大きい場合にも測定が可能な装置の開発も望まれる。音波検層等のより実際の

なシミュレーション技術の開発とも合わせ、坑井での測定から坑井周辺の亀裂モデルを作成してゆくことが今後の課題として残っている。

5.2.4 VSP

ハイドロフォンVSPでは、得られた亀裂浸透率と水理テストからの浸透率の直接比較等による手法の有効性の確認が必要である。また地熱井での適用のため、高温・高圧下で使用可能なセンサーの開発が必要である。

デジタル方式のマルチレベル坑井内ジオフォンシステムが開発されたが、より高温の条件で安定して使用できるようにすることが重要である。

S波VSPについてはさらに解析を高度化するとともに、オフセットS波VSP、データの広帯域化、ハイドロフォンVSPと同一の坑井でのデータによる統合した解析を行って行く必要がある。さらにモデル計算・データマッチングによる断裂モデルの作成、それによる波形計算と実データの比較とモデルの修正等、これらに関するプログラム開発と実例研究が必要である。特にオフセットVSPは坑井からの広がりを知る上で必須であり、この解析のためには波動場モデル計算が欠かせない。また、異方性+周波数依存性の解析のためには、広い周波数範囲と十分なエネルギーを有する新たな震源（特にS波震源について）が必要である。

より深部の探査のためには、従来型震源の改良のほか、掘削ビット振動や自然のソース利用等を含む震源の多様化や、それらに応じた解析内容の多様化が必要である。

5.2.5 トモグラフィ

P波初動走時トモグラフィの基本的解析技術はほぼ完成された。これからは他の逆問題と同様、他データ等による拘束条件の繰込みや情報量基準の導入による安定かつ客観的解析が望まれる（これに関しては一部研究が進行中である）。S波走時や反射波利用についての研究も進捗中であるが、振幅や波形に注目した解析手法の開発に取り組む必要がある。また後続波の利用についても考察を払うことが重要である。これらは、現在のデータ取得技術の延長で、すなわち既存のデータを用いても可能な課題であり、観測からより多くの情報を取り出すことになる。さらに速度構造等トモグラフィ結果とフラクチャ分布の関係性を明らかにしていくことも必要である。

観測システムにおいては坑内震源の問題が重要な鍵となる。高温・高圧下で十分なエネルギーと周波数範囲を有し、かつ安全で迅速な操作の可能な震源が必要とされる。

5.2.6 微小地震利用

従来方式の微小地震観測による探査としてはほぼ完成されてきており、今後多点観測・アレイ観測による分解能の向上や波群の認識などを通じて地熱貯留層内外の流体流動などの把握に進む必要がある。また、反射法などで開発された解析・処理技術の導入も考えられる。観測技術として耐熱タイプの地震計の深部設置による深さ方向へ観測網を広げていくことは、深さ方向の精度の向上や深部探査のみならず、極々微小／高周波地震観測の可能性から地熱貯留構造の解明という大きな課題に近づくことになる。

6. おわりに

本報告書は断裂型貯留層探査法解析・評価プロジェクトにおいて平成5年度までに実施された各研究の成果の一部をとりまとめたものである。まとめるに際しては、電磁探査関連を第1部、広く弾性波探査関連の研究報告を第2部、その他坑井利用等の研究報告を第3部とした。このほかに本プロジェクトにかかわる成果をまとめたものとして「断裂型貯留層探査法解析・評価」および「断裂型貯留層探査法解析・

評価(平成2-3年度)」(地質調査所, 1990, 1992)があり, 平成6年2月には茨城県つくば市において第229回地質調査所研究発表会「断裂型貯留層評価をめざす物理探査」が開催された(地質調査所, 1995)。本文は本報告書の各報告とともに, これら報告等をもとにまとめたものであり, 個々の成果の引用は省いている。地質調査所(1990, 1992)には本プロジェクトに関連した学会誌発表等の成果公表リストが掲げられており, これらと合わせて参照されることを希望する。なお, 本プロジェクトのうち弾性波利用に関する研究は, 第1表や経過等でも述べているように, 現在継続中で平成8年度終了予定であり, 今後ともその成果は地質調査所ほかにより公表される予定である。

「断裂型貯留層探査法解析・評価」プロジェクトは工業技術院ニューサンシャイン計画推進本部および新エネルギー・産業技術総合開発機構との密接な連絡・協力のもとに実施されている。本報告書の作成に当り, あらためてこれら機関に感謝の意を表する。

文 献

- 地質調査所(1990) 断裂型貯留層探査法解析・評価。地質調査所 320p。
——— (1992) 断裂型貯留層探査法解析・評価(平成2-3年度)。地質調査所 487p。
——— (1995) 第229回地質調査所研究発表会(特集 断裂型貯留層評価をめざす物理探査)。地調月報, vol. 46, 印刷中。
- 花岡尚之・矢野雄策・津 宏治・西 祐司・浦井 稔・村田泰章・小川克郎(1986) 地熱情報データベース・システム, SIGMA'83について。地調報告, no. 265, p. 1-18。
- 長谷紘和(1988) 栗駒地熱地域研究のとりまとめの背景と経緯。地調報告, no. 268, p. 1-6。
- 金原啓司(1987) 昭和61年度の研究概要。「深部地熱資源探査技術に関する研究(昭和61年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書)」, p. 1-5, 地調査所。
- ・長谷紘和(1987a) 研究の背景と経過。地調報告, no. 266, p. 1-7。
- ・———(1987b) 仙岩地熱地域における研究成果の概要。地調報告, no. 266, p. 9-24。
- 山田営三・長谷紘和(1988) 栗駒地熱地域における研究成果の概要。地調報告, no. 268, p. 7-18。
- 山田敬一(1985) 研究の背景と経過。地調報告, no. 264, p. 5-9。

第 1 部
PART I

澄川地熱地区におけるMT法データの2次元解析とその解釈

内田利弘*・光畑裕司*

Two-dimensional inversion and interpretation of magnetotelluric data
in the Sumikawa geothermal field, Japan

Toshihiro UCHIDA and Yuji MITSUHATA

Abstract: Resistivity models are obtained with two-dimensional (2-D) inversion of magnetotelluric (MT), EMAP (electromagnetic array profiling) and CSAMT data in the Sumikawa geothermal field, northeastern Japan, to extract resistivity features of the field. Several of the MT data are static-corrected by using TEM (transient electromagnetic) data before the inversion. The inversion method employed in this work is an iterative least-squares scheme with smoothness constraint. The optimum smoothness is selected based on a statistical criterion ABIC. This inversion scheme works very stably by objectively adjusting the trade-off between the contributions of the misfit minimization and the roughness minimization. We also use the resistivity logging data in the nearby drillings as a-priori regularization for 2-D resistivity models.

Final resistivity models are interpreted in comparison with drilling data such as temperature, porosity, clay-mineral contents, and resistivity logs. Two major features recognized from the models are as follows. First, resistivity of the cap layer is very low, as low as 1-3 $\Omega \cdot m$, which is due to low-temperature clay minerals such as montmorillonite. Second, resistivity of the reservoir layer is rather high, an order of 100 $\Omega \cdot m$, in spite of its high temperature, approximately 300 degrees Celsius. Chlorite, the dominant clay mineral in this zone, does not decrease the formation resistivity considerably. Surface electromagnetic methods together with reliable 2-D inversions are very powerful to map the boundary between the cap layer and the reservoir zone.

1. はじめに

地熱開発では、貯留層周辺の比抵抗構造を求めるため、MT法や比抵抗法などの比抵抗探査を行うのが一般的である。それは、高温の熱水が多く蓄えられた部分が周囲の地層に比べて低比抵抗であり、それを異常として検出することが貯留層解明に役立つであろうという期待に基づいている。確かに、電気検層によると、熱水の通路となっているフラクチャは極薄い低比抵抗異常を呈している。しかし、熱水の通路として優勢なフラクチャを胚胎する箇所之母岩は、比較的硬い地層であり、電気検層データを貯留域全体として見ると高比抵抗であることが多い。それに比べ、その上位に存在して帽岩の役目をする低

*地殻物理部

Keywords: magnetotellurics, EMAP, two-dimensional inversion, geothermal reservoir, Sumikawa geothermal field

温粘土変質帯は低比抵抗を示し、層厚も数100mにも及ぶので、顕著な低比抵抗異常を形成していることが多い(内田, 1990)。

一般に地熱地域には温泉や噴気といった地表徴候が多く見られ、地表にも粘土変質帯が露出している。それらは浅部の小さな比抵抗異常を形成する。MT法では地表における電場や磁場を測定するが、電場測定のための電極が局所的な比抵抗異常に掛かったとき、測定される電場の大きさは異常の境界に蓄えられる電荷によって周波数に関係なく変化し、得られる見掛け比抵抗はバイアスされた値になる。これはスタティックシフトと呼ばれる。シフト量は異常体の比抵抗や形状および電極との位置関係によって任意であるため、単独の測点におけるデータだけからでは、スタティックシフトを定量的に見積もることはできない。そのまま1次元解析を行えば、測点下部の実際の構造とは異なる比抵抗モデルになってしまう。

スタティックシフトに対処する主な方策として、1)測点を高密度に配置して電場を連続的に測定し、局所的な比抵抗変化による擾乱もデータに含めて処理・解析する方法(Bostick, 1986; deGroot-Hedlin, 1991; Torres-Verdin and Bostick, 1992)と、2)スタティックシフトを受けない磁場だけを測定する手法で得られた比抵抗値を用いてMT法データを補正する方法が考案されている(Andrieux and Wightman, 1984; Sternberg *et al.*, 1988)。新エネルギー・産業技術総合開発機構(以下、NEDO)および地質調査所は、「断裂型貯留層探査技術開発」プロジェクトにおいて、地熱貯留層周辺の比抵抗構造のより詳細な把握を目標とし、これらの方法の有効性を検討するため、機器開発、現地調査、解析技術開発等を実施してきた。地質調査所は、1)に関する解析法および2)に関する技術開発を担当した。本報告では、1)について、2次元インバージョン解析手法の開発および仙岩地熱地域の澄川地区における調査データに対する適用結果について述べる。なお、2)の技術研究については、光畑・小川(1994)および光畑・内田(1995)に報告されている。また、1)に関するNEDOの開発成果については、服部ほか(1993)、山根ほか(1994)等に報告されている。

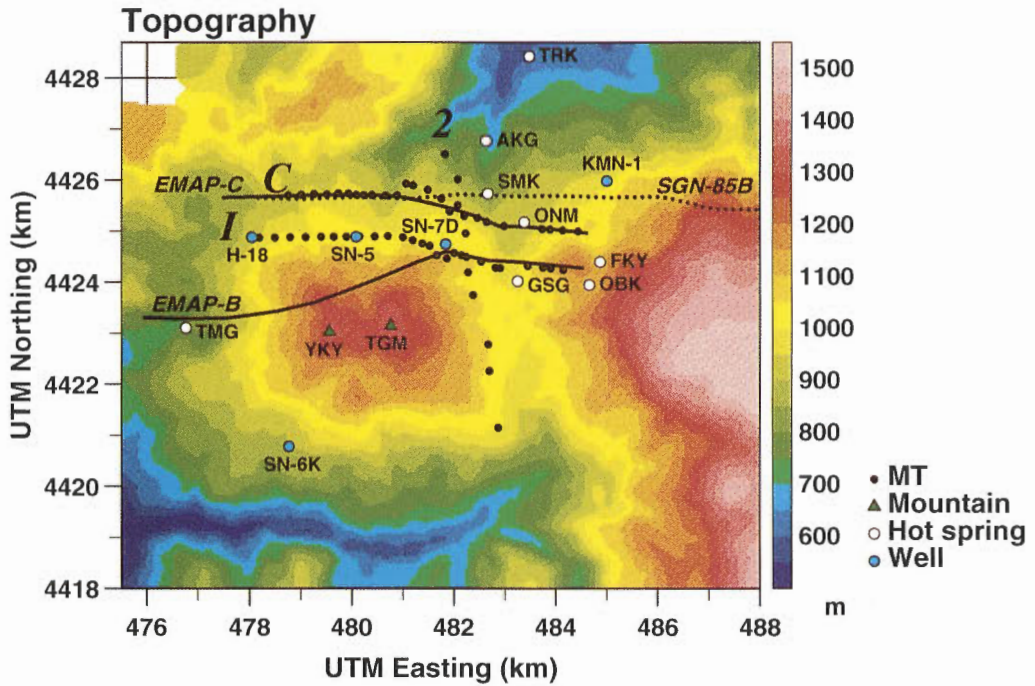
2. 調査データ

2.1 MT法データ

1992~1993年、NEDOは秋田県・岩手県にまたがる仙岩地熱地域の澄川地区においてMT法およびCSAMT法の調査を実施した(NEDO, 1994)。調査の目的は「断裂型貯留層探査技術開発」プロジェクトで開発した測定装置と解析手法をテストするためである。澄川地熱地区を東西方向に横切る形で、長さ約6kmの2測線(測線CおよびI)が設定された(第1図)。以下、図中ではSG-CおよびSG-Iと記す。測線IはNEDOが掘削した調査井SN-5坑やSN-7D坑の近くを通る。MT法の測点は約300mの間隔で配置され、測点数は測線Cが24点、測線Iが25点である。CSAMT法の測点間隔は50mであり、電場ダイポール長も50mとし測線沿いに電場を連続して測定した。測定に用いられた装置はNEDOの高精度MT法測定装置およびZonge社製GDP-32システムである。

また、地質調査所は同地区を南北に横切る長さ約6kmの測線2を設定し(以下、図中ではSG-2と記す)、離散的に配置した10測点においてMT法およびTEM(transient electromagnetics)法の測定を行った。測点間隔はおおよそ500mである。測定にはPhoenix社製のV5システムおよびGeonics社製PROTEMを用いた。

MT法では、各測点において磁場3成分、電場2成分の時系列データの測定を行った。電場ダイポールの長さは東西測線が150m、南北測線が100mである。また、調査地から北東に約30km離れた岩手県安代町においてリファレンス点を設定し、電場・磁場5成分の時系列データを取得した。データ処理にはすべてリモートリファレンス処理を適用し、スペクトルデータをスタッキングして各周波数におけるインピーダンスを求めた。スタッキングにおける重みの与え方や悪いデータの判定基準についていくつかの試行錯誤を行った後、最適と思われるものを採用した。なお、東西測線のデータはNEDOが処理したも



第1図 澄川地区の地形図とMT法測点位置 (小さい黒丸)。EMAP法測線 (実線) およびシュランベルジャ法測線 (点線) も示す。三角は山、白丸は温泉、および大きな青丸は調査井を表す。温泉と山の省略名は以下の通り、TRK: トロコ温泉, AKG: 赤川温泉, SMK: 澄川温泉, ONM: 大沼温泉, GSG: 後生掛温泉, FKY: 蒸の湯温泉, OBK: 大深温泉, TMG: 玉川温泉, YKY: 秋田焼山, TGM: 樽森

Fig. 1 Magnetotelluric sites (small black circles) on a topography map at the Sumikawa field, northeastern Japan. Survey lines for EMAP (solid lines) and Schlumberger soundings (dotted line) are also shown. Triangles are mountains; open circles are hot springs; and large blue circles are survey drillings. Abbreviations for hot springs and mountains are as follows; TRK: Toroko, AKG: Akagawa, SMK: Sumikawa, ONM: Ohnuma, GSG: Goshogake, FKY: Fukenoyu, OBK: Obuka, TMG: Tamagawa, YKY: Yakeyama, and TGM: Tsugamori.

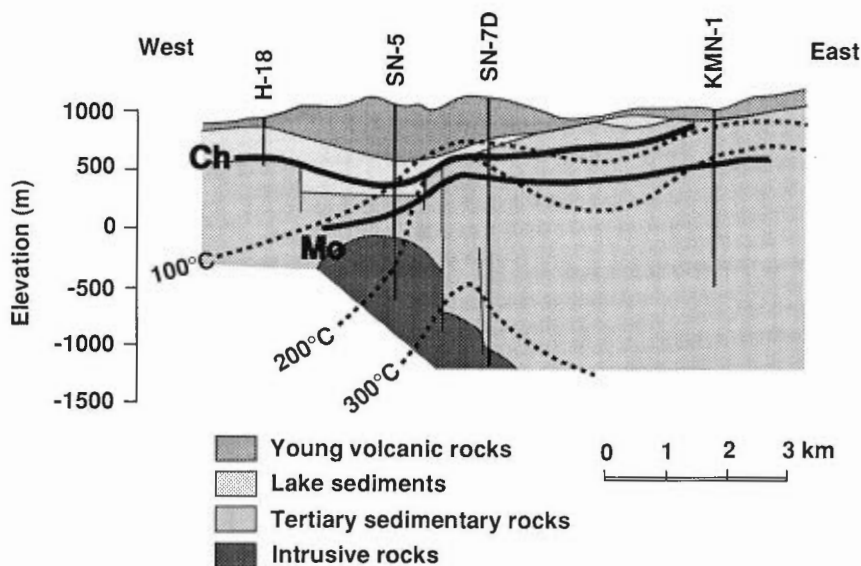
のを入手して用いた (NEDO, 1994).

TEM法の測定にはIn-loop配置を用いた。MT法と同じ測点に一辺100mの正方形ループを張って矩形電流を送信する。ループの中央に置いたインダクションコイルで磁場の鉛直成分を測定する。磁場(時間微分値)の減衰曲線を解析することによって測点下の比抵抗構造を1次元的に求めることができる。ここでは、MT法のデータと合わせて1次元ジョイントインバージョンを行うことによって、MT法データのスタティック補正量を算定した。

また、当地域では以前にNEDOによってEMAP (Electromagnetic Array Profiling) 法およびシュランベルジャ法の調査が実施されている (NEDO, 1985; NEDO, 1989)。本報告で比抵抗モデルを紹介するものについてのみ測線位置を第1図に示した。EMAP法BおよびC測線の測点間隔は100あるいは200 m, シュランベルジャ法測線SGN-85Bの測点間隔は1000mである。

2.2 地質概要

調査地は秋田焼山北麓の地熱地域であり、これまでに国および企業によって地質、地化学、物理探査、坑井掘削等の多くの調査が実施されている。坑井H-18, SN-5, SN-7DおよびKMN-1の柱状図から推定した地質モデルを第2図に示す (NEDO, 1988)。本地区で卓越する地層は新第三紀のグリーンタフ層であり、測線下においても厚く分布しているものと思われる。その上位に、カルデラを埋める形で堆積した第四紀の湖沼堆積物が西半分に見られ、さらに焼山や八幡平からの火山噴出物が地域全体を覆っている。また、坑井SN-5とSN-7Dで深部に新しい(第三紀と推定される)貫入岩体を捕えている。地下の温度分布は断面の東半分で高温の傾向にある。SN-7D坑の掘削中に深度1500mから坑底2490mの区間の幾つかのレベルで逸水層に遭遇し、それらは熱水の貯留ゾーンになっているものと思われる。深部の逸水層を対象にした生産テストでは有望な貯留層が確認された。



第2図 坑井柱状図から推定した東西の地質断面 (NEDO (1988) より作成) 'Mo'はモンモリロナイトの出現下限, 'Ch'はクロライトの出現上限を表す, 図の縦横比はおよそ2。

Fig. 2 A west-east geologic model estimated from drillings (reproduced from NEDO (1988)). 'Mo' stands for the lower limit of the occurrence of montmorillonite, and 'Ch' indicates the upper limit of chlorite occurrence. Vertical exaggeration is approximately 2.

2.3 空中電磁法データ

1992年, NEDOは焼山-八幡平地域において空中電磁法探査を実施した(NEDO, 1992). 4175 Hz (horizontal coplanar配置)の見掛け比抵抗分布を第3図に示す. 送・受信コイルの間隔は7mである. 探査深度は地下の比抵抗によって変化するが, 地下数10mまでの平均的な比抵抗を表していると考えてよい. 測線方向は東西, 測線間隔は基本的に200mである. 測線に沿って数m毎に測定された見掛け比抵抗値を平均・補間して25m格子のグリッドデータが作成された.

調査域の西部は全般的に高比抵抗であり, その中に玉川温泉や焼山山頂の北側と南側など, 確認された変質帯の位置に低比抵抗異常が見られる. 調査域の東端には, 八幡平の新しい噴出物に対応する高比抵抗域が見られるが, 調査域中央の温泉が集中する谷あいでは, トロコ温泉から後生掛温泉, さらに南側の湯田又沢にかけて, 温泉に伴う変質帯に対応して南北につながる低比抵抗ゾーンが存在する. 現在開発中のSN-7D井周辺の浅部は高比抵抗域になっている.

後述のように, MT法の2次元解析に用いた周波数の最大は100Hzであるが, 仮に表層の比抵抗を $100 \Omega \cdot \text{m}$ とすると, 100Hzのときの表皮深度は500mである. MT法の測点間隔は約300mであり, それに比べて十分小さい浅部異常, たとえば50m程度の規模のものはスタティックシフトの原因になる可能性がある. 空中電磁法の測線間隔は200mなので, 南北方向についてそれより小さい比抵抗変化を捕らえるのは難しいが, 見掛け比抵抗分布(第3図)に現れた比抵抗の変化, たとえば, 温泉の近傍の低比抵抗異常などがスタティックシフトの原因になるものと考えられる.

3. 解析

3.1 方法

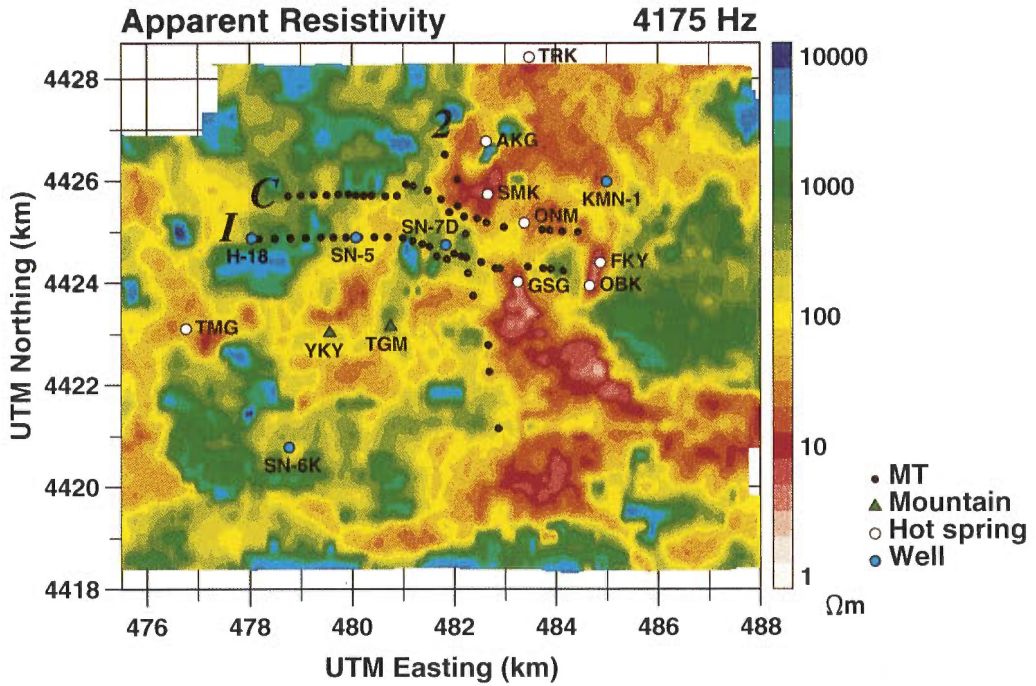
2次元モデルに対するMT法の応答は, 通常, 有限要素法や差分法などの数値計算法を用いて計算される. そして, 地下の比抵抗分布をモデルパラメータとし, インバージョン解析によって測定データを満足するパラメータを推定するが, 一般に応答はパラメータに対し非線形な関数になっている. そこで, 測定データが与えられたとき, ある初期モデルのまわりで応答を線形化し, 測定値と計算値の差が小さくなるように初期モデルのパラメータに逐次修正を加えるという線形化最小二乗法の手法が適用される. MT法の2次元インバージョンでは, 線形化によって導かれる, データの残差とパラメータの擾乱との関係式が非常に不安定であるため, パラメータの分布は滑らかであるという制約を表す関係式を加えて, 解を安定に求めようとすることが多い. このとき, 最小化すべき目的関数 U は

$$U = \| \mathbf{W}d - \mathbf{W}F(\mathbf{m}) \|^2 + \alpha^2 \| \mathbf{C}\mathbf{m} \|^2 \quad (1)$$

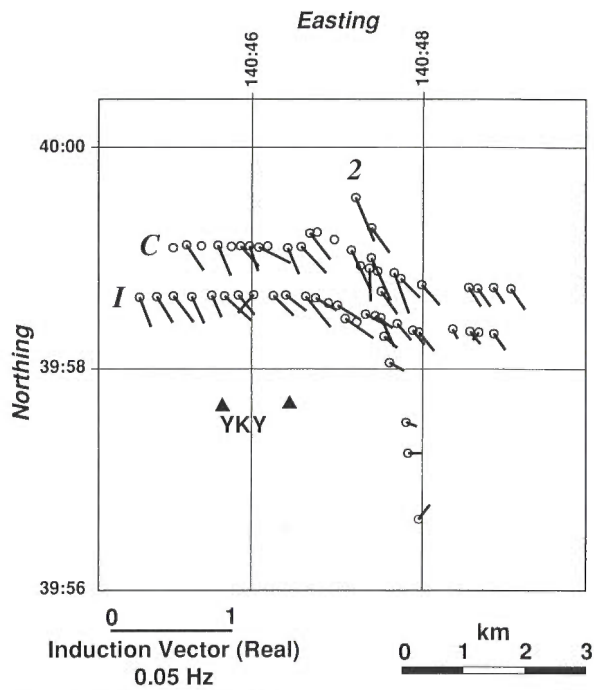
で表される. ここで, \mathbf{W} は測定誤差から計算される重み, d は測定値, F はモデルパラメータ \mathbf{m} から応答を計算する演算子, α は平滑の程度を決めるパラメータ, \mathbf{C} は隣り合うパラメータ間の差分をとるオペレータである. なお, 本報告で述べる2次元インバージョンでは, 地下を多くの矩形ブロックに分割して比抵抗を与え, その比抵抗を未知数として解くことにしている. (1)式右辺の第1項は残差を表し, 第2項はモデルの粗さ(ラフネス)を表す.

目的関数 U を最小化することがインバージョンの目標となるが, 平滑パラメータ α は第1項と第2項の最小化をトレードオフする働きがある. つまり, α を大きくすると第2項に重みが置かれて滑らかなモデルが得られ, α を小さくすると第1項の残差最小化に重みが置かれ, 粗いモデルが得られる. そのため, 最適な平滑パラメータを客観的に与えることが重要になる. ここでは, ベイズ統計とエントロピー最大化原理に基づく情報量基準ABIC (Akaike's Bayesian Information Criterion) を用い, 最適な平滑パラメータを決定することにする (Uchida, 1993).

2次元インバージョン解析にはUchida and Ogawa (1993) のプログラムを用いた. 当該プログラムは, MT法応答の順計算には地形を考慮した有限要素法を適用し, (1)式を線形化して得られるヤコビアン行列の逆行列計算には特異値分解法を用いている. 初期モデルは比抵抗 $100 \Omega \cdot \text{m}$ の均質大地とした, 有



第3図 空中電磁法による4175Hzの見掛け抵抗分布
 Fig. 3 Apparent resistivity map at 4175 Hz obtained by the airborne electromagnetic survey.



第4図 MT法測点における0.05Hzのインダクション・ベクトル(実部)
 Fig. 4 Real-component induction vectors of 0.05 Hz at magnetotelluric sites.

限要素法のメッシュを作成するとき、用いるデータの最高周波数の見掛比抵抗を考慮し、MT法のモデルでは、水平方向の要素の大きさを100m以下とした。

3.2 MT法データの扱い

一般に地熱地域は複雑な地下構造を有しているので、2次元モデルによる解析では実際の構造を表しきれないことが多い。しかし、地質構造が大局的に2次元構造であり、ある程度の走向延長を有しているとき、走向に直角な測線に沿った2次元解析は妥当である。焼山-八幡平地域は北北東-南南西の断層群が卓越しており、比抵抗構造もそのトレンドを有していると考え、東西測線の2次元解析は妥当であり、南北測線への2次元解析の適用は危険であるかもしれない。

解析に用いるデータとして、MT法のテンソルインピーダンスを測線の方向に回転させ、測線沿いの電場とそれに直角な磁場から計算される、いわゆるTMモードの見掛比抵抗と位相を求めた。インピーダンスの回転方向は、東西測線については北から-80度、南北測線では-10度である。TMモードでは構造の走向延長が測線方向(幅)の3倍以上であれば2次元と見なしてもかまわないとされる(Ting and Hohmann, 1981)。本研究ではTMモードの2次元解析を基本とした。

データの周波数はおよそ0.01~100Hzの範囲の14周波数である。ただし、測線Cおよび測線2についてはNEDOの測定装置とPhoenix社V-5を用いた測点が混在し、設定された周波数が異なるので、解析では約20周波数の計算を行っている。測定誤差が非常に大きいデータ(誤差の相対値が100%以上のもの)を解析から除外したあと、誤差に応じて重みを求めた。測線2については、MT法データにTEM法データを用いるスタティック補正を施したあと、2次元解析を適用した。

3.3 インダクション・ベクトル

インダクション・ベクトルは、磁場の鉛直成分と水平成分の関係から求まる量であり、その周波数の表皮深度に相当する深度までの大局的な比抵抗分布において、低比抵抗異常が卓越する方向を向く。つまり、もし構造が2次元的であれば、ベクトルは走向と直交することになる。ベクトルの大きさの理論上の最大値は1であり、大きいほど急激な比抵抗変化があることを意味する。

0.05Hzにおけるインダクション・ベクトルの分布を第4図に示す。今回のデータでは、0.05Hzの信号の表皮深度はほぼ5~10kmの深さに相当する。ベクトルは全体的に南東を向く傾向がある。測線の西側ではやや南向きの傾向があり、焼山の下部に低比抵抗異常体が存在することを示唆する。また、測線2の南半分では東向き傾向があり、全体的な傾向も考慮すると、八幡平火山の深部が大きな低比抵抗異常の中心であると言える。

MT法測線の方向はベクトルの卓越方向からは若干ずれているが、東西測線については、測線の西端を除き2次元構造解析はほぼ妥当と考えられる。南北測線については、南半分ベクトルと測線が直交しており、好条件であるとは言えない。

4. 測線Cの解析

4.1 解析結果

測線C(SG-C)は澄川開発地区の北部および大沼温泉を通る測線である。発電所建設現場の近くはノイズが強く測定ができないため、そこを迂回するように測線は曲げられている。解析に用いた測点は24点、データ数はTMモードの見掛比抵抗と位相を合わせて633、比抵抗ブロックの数は354である。個々のデータに与える重みはデータの測定誤差に基づいて計算するが、ここでは、誤差の最小値を3%とし、3%以上の測定誤差はそのまま用い、3%以下のものは強制的に測定誤差3%として重みを求めた。100Ω・mの均質大地を初期モデルにし、6回の反復修正でほぼ収束した。2次元フォワード計算には地形が考慮されている。(1)式の行列Cには2次元ラプラシアン・フィルタ(2次差分)を用いた。

インバージョンによって得られた比抵抗モデルを第5図に示す。また、TMモードの見掛比抵抗と位相の測定値および第5図のモデルから計算される値を第6図に示す。見掛比抵抗曲線は基本的に高周波数側から高-低-高と変化する。西側の測点ほど中間の低比抵抗は顕著ではなく、見掛比抵抗の最小値は1~2 Hz付近に見られる。東半分の測点では中間周波数の見掛比抵抗は小さく、10Hz付近に最小値が見られる。つまり、西側ほど深部の高比抵抗層は深いことがわかる。

測線の東半分で浅部に厚さ300~500mの低比抵抗層が見られる。大沼温泉付近では1~3 $\Omega\cdot\text{m}$ と低く、非常に顕著な低比抵抗になっている。これは温泉に伴う変質帯によるものと思われる。低比抵抗層は西に向かって厚くなり、中ノ沢付近では海拔-1kmまで続く低比抵抗異常が存在する。しかし、これはそれほど顕著に低比抵抗ではなく、中ノ沢の下部で2つに分かれているように見える。測線の東半分には海水準以下に100 $\Omega\cdot\text{m}$ 以上の高比抵抗層が見え、さらに海拔-3km以深には低比抵抗層が存在する。測線の西端は地表から深部まで高比抵抗であり、それ以上西に変質帯は続かないことがわかる。

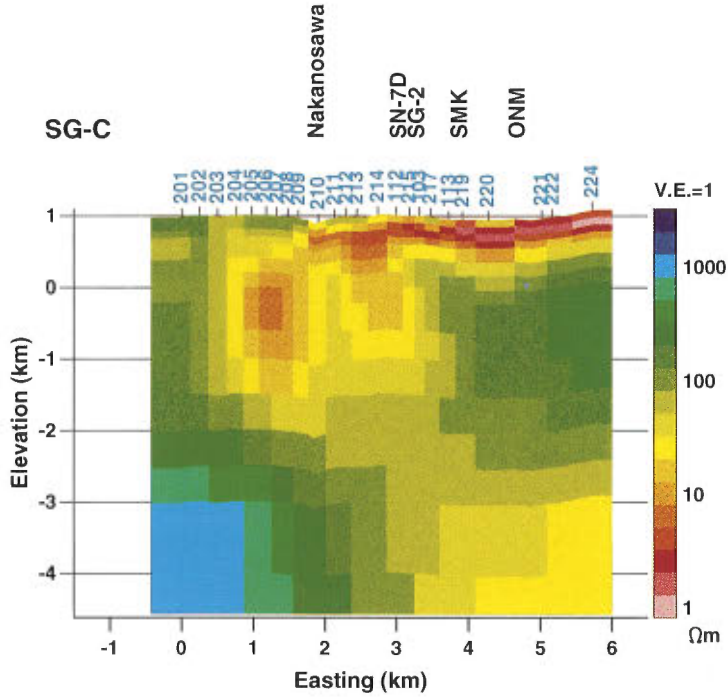
4.2 EMAP法C測線との比較

EMAP法のC測線(ここではEMAP-C測線と呼ぶ)の位置はMT法測線Cとほとんど一致し、EMAP-C測線の方が西に約1kmだけ長い(第1図)。EMAP-C測線は測点数67で、ほぼ100m間隔で測点が置かれ、電場を測線沿いに連続して測定する方式をとっている。ただし、インピーダンス算出のために参照する磁場信号の測定はSN-5坑付近の固定点でのみ行われた。0.01~100Hzの範囲の10周波数のデータについてTMモードの2次元インバージョンを行った。各データに対し測定誤差に応じた重みを与えた。比抵抗モデルを第7図に示す。EMAP-C測線の方が測点が細かいので、浅部の比抵抗変化を詳細に再現することができ、したがって、深部構造をより正確に捕えうる可能性がある。しかし、2つのモデルを比較すると、比抵抗分布はほぼ同じ傾向を有しているのがわかる。測線東側の高比抵抗層はEMAP-C測線の方が顕著な高比抵抗を示す。MT法はもともと高比抵抗異常に対して感度が悪いので、比抵抗値の厳密な議論はできないが、そこに高比抵抗層が存在することは確実であると判断できる。EMAP-C測線では中ノ沢付近の深部の低比抵抗層がやや大きく解析された。また、EMAP-C測線の西端には浅部に低比抵抗層があり、変質帯はさらに西まで続いていることがわかる。

4.3 シュランベルジャ法データとの比較

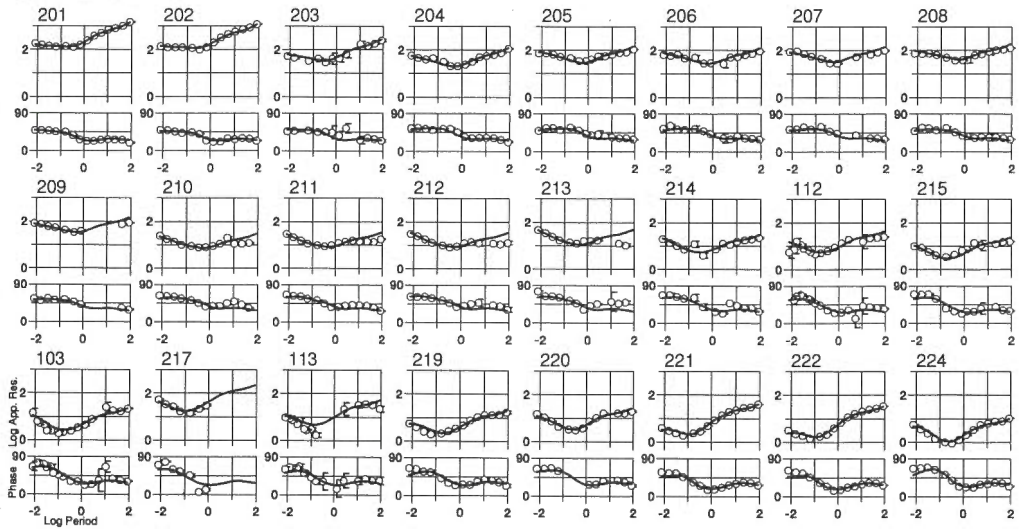
NEDOが1985年に実施したシュランベルジャ法調査の測線SGN-85BはMT法の測線Cに近接する形で設けられている。中ノ沢より西で2測線はほぼ共通であり、それより東で測線Cは南に曲がるのに対し、SGN-85Bはまっすぐ東にのびている。測点間隔1km、最大電流電極間隔AB/2が6000mという仕様で測定が行われた。シュランベルジャ法データをMT法と同様の2次元解析プログラム(Uchida, 1991)を用いてインバージョンを行った。シュランベルジャ法の測定では一般に測定誤差を求めないので、ここではすべてのデータに同じ重みを与えている。解析によって得られた2次元比抵抗モデルを第8図に示す。測点数は15であるが、本報告の対象である澄川・大沼地区に近い測点B-9までの構造を示してある。測点間隔が大きく、深部構造に対しては分解能は良くないので、平滑化によってスムーズな比抵抗分布になっている。そこで、大きなトレンドだけを見ることにする。

ほとんどの測点において表層は100 $\Omega\cdot\text{m}$ 以上の高比抵抗になっており、これは新期の火山噴出物によるものと思われる。測点B-1およびB-2では高比抵抗層は厚く、下位のグリーンタフ層も高比抵抗になっている。B-4から東の測点では表層の高比抵抗層の下に厚さ500m程度の低比抵抗層が見られる。その下には高比抵抗基盤が存在し、基盤の深度は澄川温泉付近の測点B-5で最も浅く、その東西で徐々に深くなっているように見える。また、低比抵抗層の比抵抗は澄川・大沼温泉から離れるにつれてやや高くなる。これらの特徴は第5図および第7図と非常に調和的である。

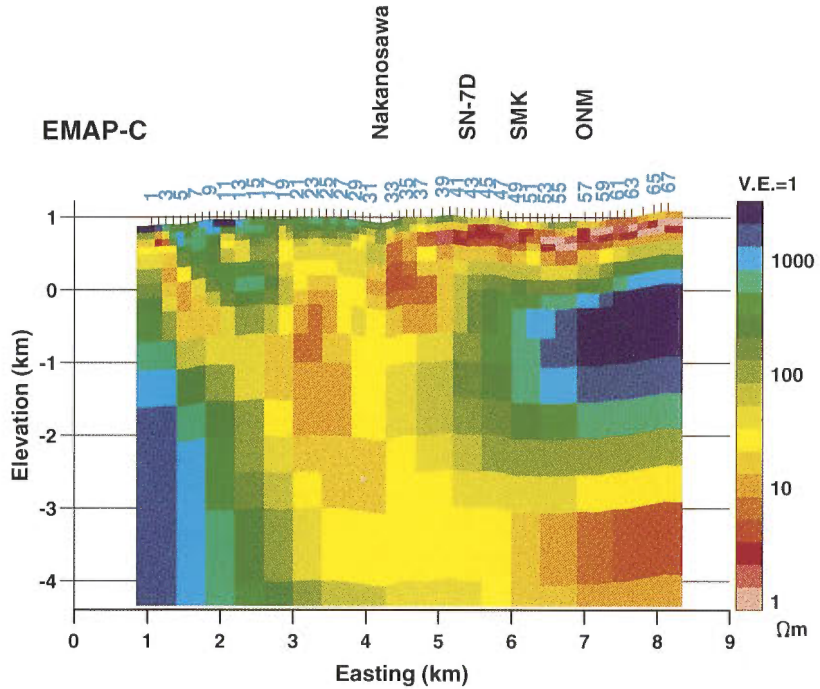


第5図 MT法のTMモード・データのインバージョンによって得られた測線Cの2次元比抵抗モデル。用いた周波数は0.01~128Hzの範囲の14個、データ数は633、ブロック数は354。図の縦横比は1。
 Fig. 5 Two-dimensional model of Line SG-C obtained by the magnetotelluric inversion of the TM-mode data at 14 frequencies from 0.01 to 128 Hz. The number of the data is 633; the number of the resistivity blocks is 354. Vertical exaggeration is 1.

SG-C (TM)

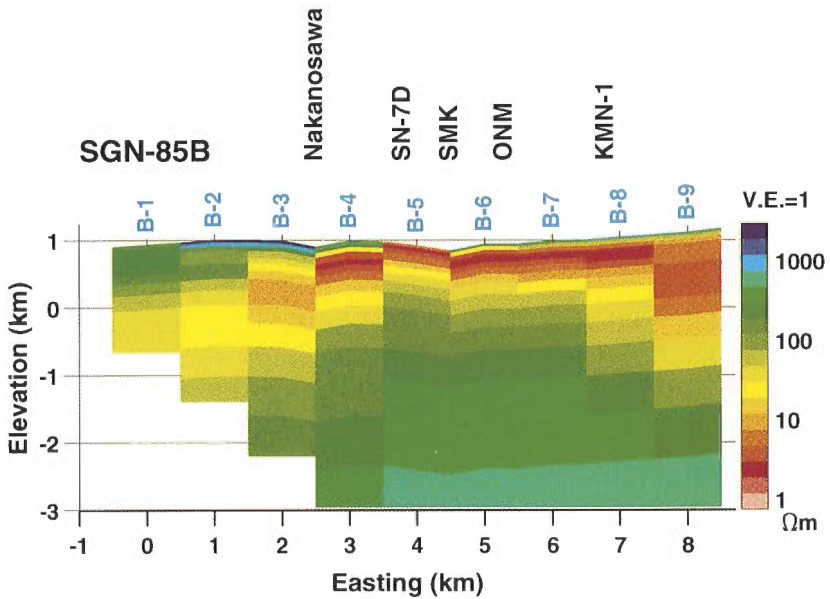


第6図 測線CにおけるTMモードの見掛け比抵抗および位相の測定値(白丸)と第5図のモデルから計算される理論値(実線)
 Fig. 6 TM-mode apparent resistivity and phase curves for the line SG-C: the observed data (open circles) and calculated ones from the model shown in Fig. 5 (solid lines).



第7図 EMAP法のオリジナルデータを用いたインバージョンによって得られたEMAP-C測線の2次元比抵抗モデル。用いた周波数は0.01~100Hzの範囲の10個。

Fig. 7 Two-dimensional model of the EMAP-C line obtained by the inversion of the original EMAP data at 10 frequencies from 0.01 to 100 Hz.



第8図 シュランベルジャ法測線SGN-85Bの2次元比抵抗モデル

Fig. 8 Two-dimensional model by the Schlumberger inversion for the line SGN-85B.

5. 測線Iの解析

5.1 MT法データの解析結果

測線I (SG-I) はSN-7D坑の近くを通る測線であるが、SN-7D坑付近の発電所建設現場は熱水輸送用の鉄管や電源設備等が集中しノイズが多いため、測線は南に迂回されている。解析に用いた測点は25点であり、その他の解析手順は測線Cと同じである。ただし、測線Iについては測定誤差の最小値を1%とし重み付き最小二乗法インバージョンを適用した。解析に用いたデータの総数は664、比抵抗ブロックの数は365である。

インバージョンによって得られた比抵抗モデルを第9図に示す。また、TMモードの見掛比抵抗と位相の測定値および第9図のモデルから計算される値を第10図に示す。大局的な比抵抗構造は測線Cとよく似ている。つまり、地表付近には新期火山岩による高比抵抗部、その下には厚さ500m程度の顕著な低比抵抗層が存在する。この層はSN-7D坑や後生掛温泉付近で最も低い比抵抗を示し(1~3Ω・m)、西に向かってやや厚くなるが、比抵抗は少し高くなる。その下には100Ω・m以上の高比抵抗層が存在し、その深度は西ほど深い。東側の高比抵抗層は非常に顕著である。これは地下構造の3次元性が原因と考えられるが、詳しくは後述べる。

測線東側の標高-4km以深には低比抵抗層が存在する。これは測線Cや後で示すEMAP-B測線でも解析されているもので、深度20km程度まで続く大きな構造であると解析された(図には示されていない)。推論の域を出ないが、八幡平火山等の活動に伴う高温部が存在するものと推定される。

5.2 MT法とCSAMT法データのジョイント解析

CSAMT法データを用い浅部構造を詳細に捕えることによって、MT法の低周波数データによる深部構造解析の信頼性が向上することが期待される。MT法の測点間隔はおよそ300mであるが、CSAMT法のそれは50mであり、浅部構造の水平変化をより忠実に捕えることができる。CSAMT法の測点数は122であり、ファーフィールド領域の7周波数(16Hz~1024Hz)を解析に使い、MT法の14周波数(0.01Hz~128Hz)のデータに追加した。同一測点でCSAMT法とMT法の測定が行われている場合、双方の電位ダイポール長が異なることもあり、見掛比抵抗はオーバーラップする周波数で一致するとは限らない。そこで、MT法の見掛比抵抗をCSAMT法に合わせるようにシフトさせた。CSAMT法の位相については、MT法との差の少ない東側の測点を解析に用いることとし、品質の良くない西側測点は解析から除外した。

高周波数データを扱うため、有限要素法のメッシュを細かくし、また、浅部について小さい比抵抗ブロックを与える必要がある。したがって、未知数は1091個と多くなり、非常に長い計算時間を要した。インバージョンによって得られた比抵抗モデルを第11図に示す。高周波数のデータがあるため、深さ100m以内の比抵抗構造も把握することができる。MT法データだけでは表層から低比抵抗であった後生掛温泉(測点322付近)や中ノ沢(測点310付近)でも、表層は50Ω・m程度の高比抵抗であることがわかる。浅部の低比抵抗層やその下の高比抵抗基盤の起伏もより詳細に捕えられている。たとえば、SN-5坑の下の高比抵抗基盤の高まりとその東の窪み、後生掛温泉付近の基盤の高まり等が検出できる。

5.3 坑井との比較

測線Iの2次元比抵抗モデルを測線に近接する二つの坑井、SN-5坑およびSN-7D坑の電気検層データと比較する。SN-5坑は測線の近傍にあり、SN-7D坑は測線から約200m北に位置する。2次元モデルの中で坑井に近いブロックの比抵抗を抜き出し、深さ方向のプロファイルを作成した(第12図)。

SN-5坑の電気検層を見ると、深さ約400mまでは新期火山岩によって全般的に高比抵抗である。ただし、溶岩中に夾在する角レキ岩層は比較的に低比抵抗を示す。その下、750m深までは湖沼堆積物で10Ω・

m以下の低比抵抗を示す。750mから1100mまではグリーンタフの安山岩層で $30\Omega\cdot m$ 程度、1100m以深は貫入岩で $100\Omega\cdot m$ 程度の高比抵抗を示す。2次元モデルの比抵抗柱状図は、MTデータだけの解析(第9図)およびMTとCSAMTのジョイント解析(第11図)のどちらも検層と整合的である。ただ、浅部の新期火山岩の比抵抗はやや低めに解析されている。

SN-7D坑の電気検層は500m以深で実施され、新期火山岩と湖沼堆積物の比抵抗はわからない。グリーンタフの最上層(深度500~600m)は凝灰岩に富み、 $3\Omega\cdot m$ 程度の低比抵抗を示す。それより深部では深くなるほど比抵抗は徐々に増加し、深度1000mで $100\Omega\cdot m$ 程度になる。深度1000~2100mの間では、細かな変化はあるものの、比抵抗は約100~200 $\Omega\cdot m$ でほぼ一定である。これらの区間はグリーンタフの中・下部層からなり、凝灰岩、頁岩、安山岩等が交互に分布する。中性子検層によると、グリーンタフ層の空隙率は10~15%であり大きな変化はない。2200m以深は花崗岩質の貫入岩で比抵抗は1000 $\Omega\cdot m$ 以上にもなる。2次元モデルの比抵抗はグリーンタフ層の検層プロファイルと形状が似ている。しかし、深度1000m以上で比抵抗値は2次元モデルの方がやや大きくなり、また、貫入岩による変化も捕えられていない。これは上述のように、3次元的な比抵抗構造を無理に2次元構造で解析しようとしたために生じた偽像によるものと考えられる。この不一致はMTとCSAMTのジョイント解析の方が少ない。

5.4 検層データを利用したインバージョン

これまでの解析では、モデルの比抵抗分布は滑らかであるという制約を与えて最小二乗法インバージョンを適用した。もし、測線の近くに坑井が掘られていれば、その電気検層データを積極的にインバージョンに利用することができる。すなわち、2次元モデルの中で坑井近傍のブロックの比抵抗は検層値に近いという先験的な情報を用いてインバージョンを行うことにする。平滑化の制約に加え、坑井近傍のブロックの比抵抗と、対応する区間の検層値の平均値の差は小さいという新たな制約を与える。そのとき、インバージョンにおいて最小化すべき関数 V は、

$$V = \|Wd - WF(m)\|^2 + \alpha^2 \|Cm\|^2 + \beta^2 \|m - m_p\|^2 \quad (2)$$

で表される。ここで、 m_p は電気検層値を対応するブロックの区間について平均した値、 β は検層値に対する制約の程度を決めるトレードオフ・パラメタである。 β の最適値もABIC最小化法に基づいて決定した。関数 V に対するベイズ型尤度 B は

$$B(d) = \int \left(\frac{1}{2\pi\sigma^2} \right)^{\frac{N}{2}} \left(\frac{1}{2\pi\sigma^2} \right)^{\frac{M-1}{2}} \left| \alpha^2 C^T C \right|^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\beta^2}{2\pi\sigma^2} \right)^{\frac{B}{2}} \times \exp \left\{ -\frac{1}{2\sigma^2} \left(\|W\hat{d} - WAm\|^2 + \alpha^2 \|Cm\|^2 + \beta^2 \|m - m_p\|^2 \right) \right\} dm \quad (3)$$

で与えられる。ここで、 N はデータ数、 M はパラメタ数、 L は検層値の制約を与えるブロックの数、 σ^2 は分散、 A は F を線形化して得られるヤコビアン行列、 \hat{d} は

$$\hat{d} = d - F(m) + Am$$

である。ABICは、

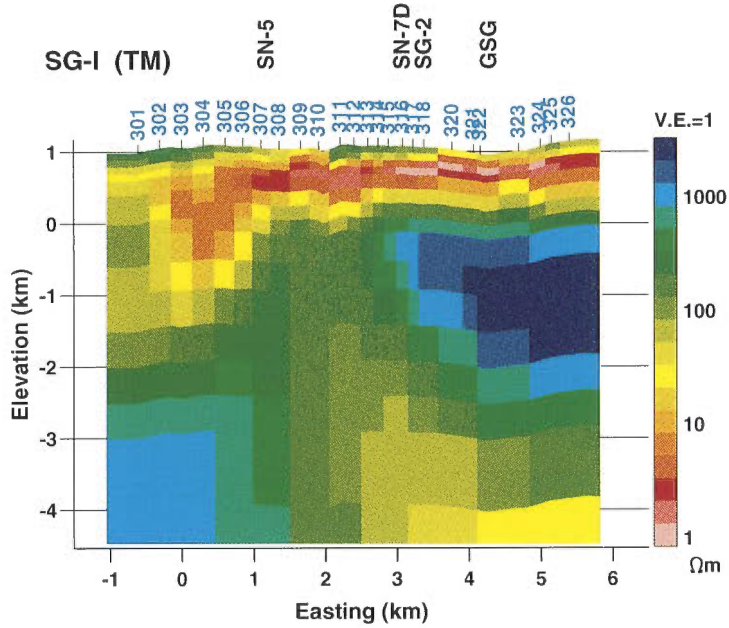
$$ABIC = (-2) \log(\max B(d)) + 2 \dim(\text{hyper-parameters}) \quad (4)$$

で定義され、(3)式の積分を実行し(4)式に代入すると、

$$ABIC(\alpha, \beta) = (N+L) \log \left(2\pi \frac{V}{N+L} \right) - 2L \log \beta - \log |\alpha^2 C^T C| + \log |(WA)^T(WA) + \alpha^2 C^T C + \beta^2 D^T D| + (N+L) + 4 \quad (5)$$

となる(Akaike, 1980)。ここで、 D は L 次元の単位行列である。ABICは α と β の関数であり、その最小値を α および β の2次元探索によって求めなければならない。しかし、計算時間の短縮を図るため、今回のインバージョン解析では、奇数回目の反復では α を、偶数回目の反復では β を変化させて、それぞれ、ABICの最小値を与えるものを最適値とした。

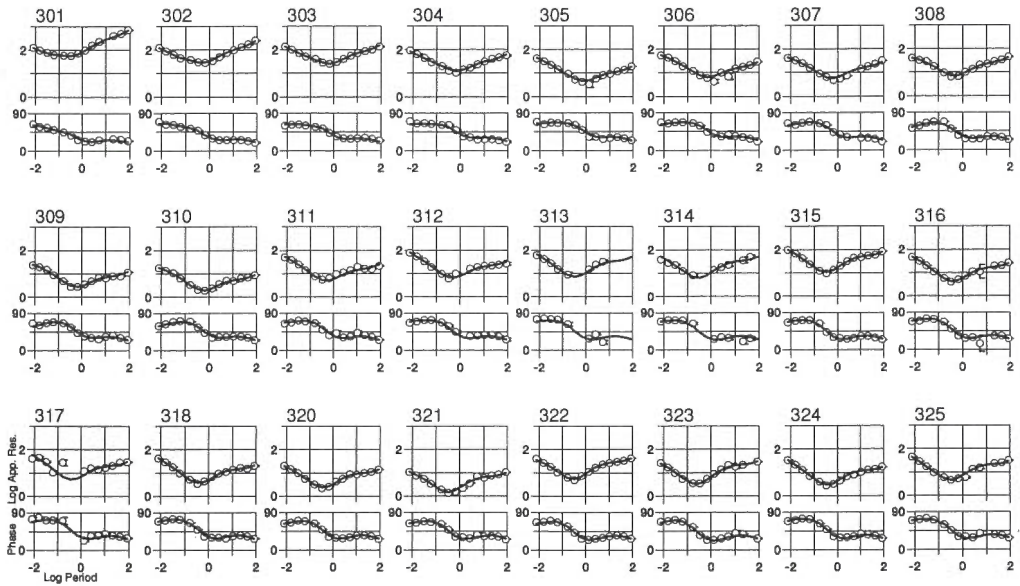
インバージョンでは、SN-5坑およびSN-7D坑に近いブロックのうち、深さ500m以上のブロックにつ



第9図 MT法のTMモード・データのインバージョンによって得られた測線Iの2次元比抵抗モデル。用いた周波数は0.01~128Hzの範囲の14通り、データ数は664、ブロック数は365。

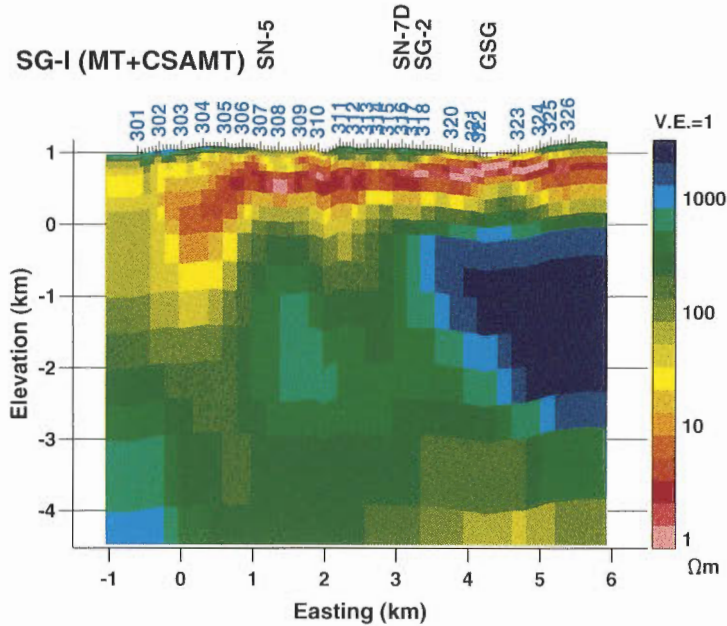
Fig. 9 Two-dimensional model of Line SG-I obtained by the inversion of the TM-mode data at 14 frequencies from 0.01 to 128 Hz. The number of the resistivity blocks is 365, while the number of the data is 664.

SG-I (TM)



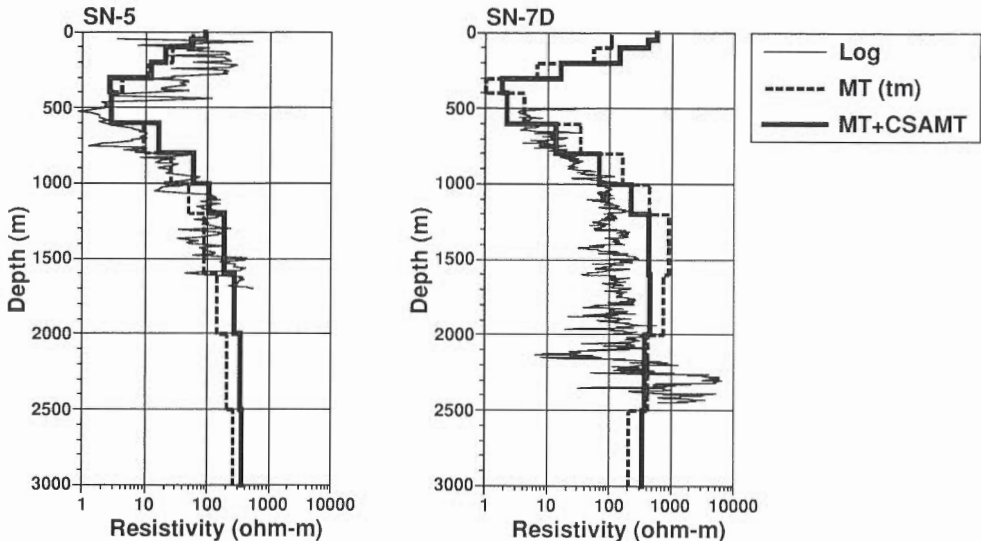
第10図 測線IにおけるTMモードの見掛け比抵抗および位相の測定値(白丸)と第9図のモデルによる計算値(実線)

Fig. 10 TM-mode apparent resistivity and phase curves for the line SG-I: the observed data (open circles) and calculated ones from the model shown in Fig. 9 (solid lines).



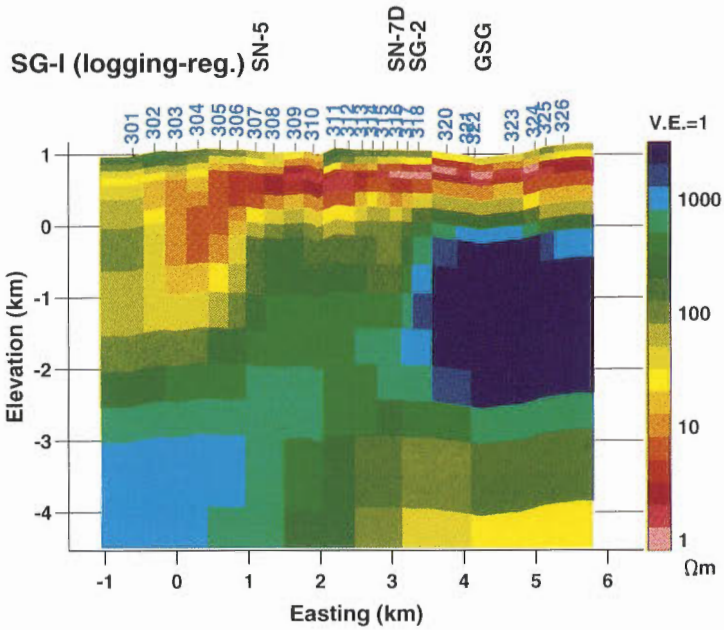
第11図 MT法およびCSAMT法データを用いたインバージョンによる測線Iの2次元比抵抗モデル。両方の測定が行われている測点では、MT法の見掛け比抵抗をCSAMT法のそれにつながるようにシフトした。解析に用いた周波数は0.01Hz~1kHzの17通り、ブロック数は1091。

Fig. 11 Two-dimensional model of Line SG-1 obtained by the joint inversion of the MT and CSAMT data. MT apparent resistivities at the sites where both MT and CSAMT data were measured are shifted to provide continuous sounding curves throughout the MT and CSAMT frequency ranges, from 0.01 Hz to 1 kHz. The number of the sites is 122; the number of the resistivity blocks is 1091.



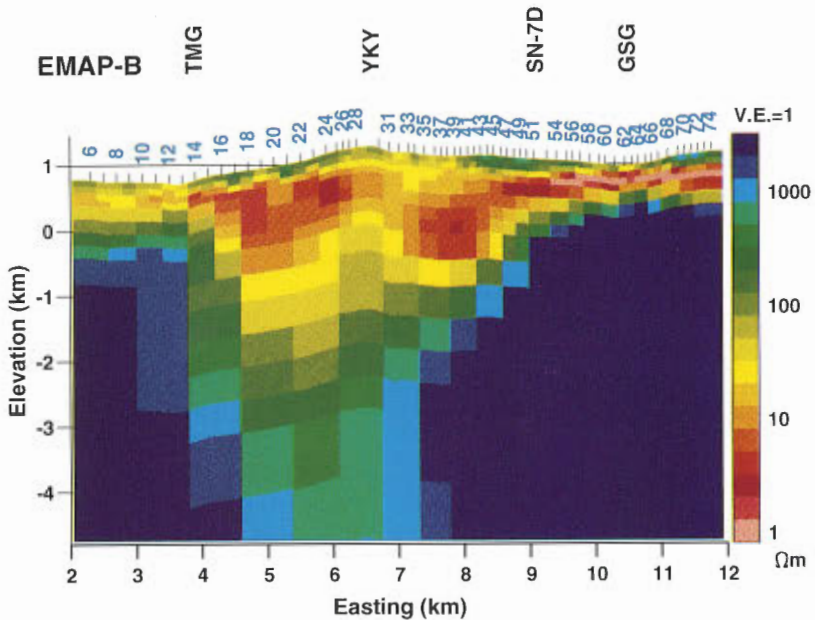
第12図 測線Iの2つの2次元比抵抗モデル(第9図, 第11図)と、SN-5坑およびSN-7D坑の電気検層の比較。坑井に近いブロックの比抵抗を示す。破線はTMモードデータのインバージョン、太い実線はMT法とCSAMT法データを用いたインバージョンを表す。検層値(細い実線)はSN-5坑がロングノルマル、SN-7D坑はラテロログによる。

Fig. 12 Comparison of the two 2-D inverted models of the SG-1 line with the resistivity logging data in the boreholes, SN-5 and SN-7D. The resistivities of the blocks near the wells are shown for the TM-mode inversion (dashed lines) and the MT joint with CSAMT inversion (thick solid lines). The loggings data (thin solid lines) are by long-normal log for SN-5 and Laterolog-deep for SN-7D.



第13図 測線IのTMモード・データについて検層値の制約を与えるインバージョンによって得られた比抵抗モデル。SN-5坑およびSN-7D坑に近い深度500m以上の12個のブロックに制約を与えた。

Fig. 13 Two-dimensional model of Line SG-I with the TM-mode data obtained by adding a-priori regularization from the logging data. Twelve blocks, near SN-5 and SN-7D, and deeper than 500m, are subject to the regularization.



第14図 EMAP法のオリジナルデータを用いたインバージョンによって得られたEMAP-B測線の2次元比抵抗モデル。用いた周波数は0.01-100Hzの10個。

Fig. 14 Two-dimensional model of the EMAP-B line obtained by the inversion of the original EMAP data at 10 frequencies from 0.01 to 100 Hz.

いて制約を与えることにした。TMモードのMT法データのみを用いる検層値制約のインバージョン結果を第13図に示す。インバージョンの条件は第9図に比べると検層値制約を追加したことだけが異なる。データに含まれるノイズが大きいと、(2)式右辺の第1項(残差項)の最小化は重みが減少し、第2項、第3項の最小化が強くなる。すると、大きい α および β がABICの最小値を与え、平滑度が強く、検層値に近い比抵抗構造になる。今回のデータでは、坑井深部に対応するブロックの比抵抗に影響を受けるMT法データの質があまり良くないらしく、検層値制約の強いモデルが得られた。

第9図と第13図を比較すると、検層値制約によって坑井近傍の構造が変化したのに応じて、周辺の構造も変化しているのがわかる。坑井周辺については第13図の方が実際の構造に即しているものと思われる。特に、SN-7D坑付近では、制約を与えない比抵抗モデル(第9図)と検層との比較で、深度によっては比抵抗値に1桁近い差があったため、変化量は大きい。SN-7D坑の東側に解析された高比抵抗異常はさらに大きな異常となり、実際に構造とは考えにくいものになった。これは、複雑な3次元的大地におけるMT法の2次元解析の難しさを示唆するものである。

5.5 EMAP法B測線との比較

EMAP-B測線はMT法測線Iと東の約3kmをほぼ共有する。EMAP-B測線はSN-7D坑の西で南に折れ、焼山の北側および玉川温泉を通してさらに西に延びる(第1図)。測点間隔は100mあるいは200mで、電場は測線沿いに連続して測定された。2次元解析に用いた測点数は67であり、0.01~100Hzの範囲の10周波数についてTMモードの2次元インバージョンを行った(内田, 1994)。

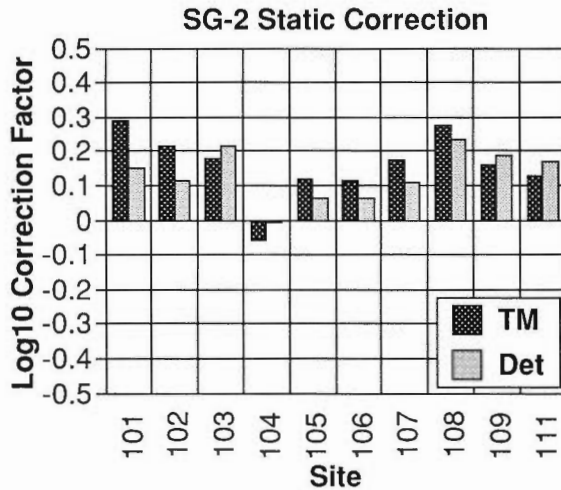
比抵抗モデルを第14図に示す。測線Iの比抵抗モデル(たとえば、第11図)と比較すると、測線が重なるSN-7D坑の東では、深さ1kmまでの構造はほぼ一致する。両モデルにおいて浅部の低比抵抗層は後生掛温泉付近において非常に顕著であり、その下には高比抵抗層が存在する。しかし、高比抵抗層はEMAP-B測線において非常に大きなものに解析された。これは、この付近では比抵抗構造が南北(測線に直交する方向)に変化し、測線沿いの2次元構造の仮定が適当でないことに起因すると思われる。後で述べる測線2の解析結果では、標高-1kmについて測線Iの北側では高比抵抗、南側では低比抵抗になっている。つまり、この部分については東西走向の構造を南北走向のつもりで解析したことになる。EMAP-B測線の解析に用いた東西方向の電場に対する(TMモードの見掛比抵抗は3次元構造の影響を受けて、少し大きい値になっているものと思われる。さらに、EMAP法の測定では、磁場を測点の位置ではなく、調査区域内の固定点でのみ測定し、インピーダンスの計算に用いたため、測点の位置で磁場を測定する場合より、見掛比抵抗がわずかに大きくなっていることも考えられる。そのため、EMAP-B測線の東半分に大きな高比抵抗層が解析されたものと思われる。

EMAP-B測線ではSN-7D坑の西側から玉川温泉まで、焼山山体の下部では低比抵抗層が厚い。その中で、測線が山頂に最も近づくあたりで高比抵抗基盤が海水準まで浅くなる部分が確認できる。この特徴は、測線Iのモデル(第11図)でSN-5坑の下で高比抵抗基盤が浅くなっていることと調和的である。SN-5坑のこの深度には貫入岩体が確認されており、岩体が南北方向に続いている可能性が示唆される。この小さな高比抵抗をさらに北に延長すると、測線Cの中ノ沢付近になり、先述のように、そこにも低比抵抗異常を分かち高比抵抗異常が解析されている。

6. 測線2の解析

6.1 スタティック補正

南北方向の測線2(SG-2)ではMT法の測点においてTEM法データも取得し、MT法データのスタティック補正を試みた(光畑・小川, 1994)。スタティック補正はTEM法とMT法のジョイント・インバージョンによって行った。TEM法とMT法の測定値を同時に満たす1次元構造を求める。そのとき、MT法の見掛比抵抗には任意のスタティックシフト量が含まれることにし、そのシフト量も未知数として解



第15図 測線2のTMモードおよびdeterminantの見掛比抵抗に対するスタティック補正量。TM法とMT法の1次元ジョイント・インバージョンにより求めた。
 Fig. 15 Static-correction factors for the MT apparent resistivities of TM and determinant modes on the SG-2 line, obtained by joint inversions of MT and TEM data in one dimension.

くことにする。ジョイント・インバージョンに用いたMT法のデータは、2次元解析に用いるデータ(0.01~100Hz)のうち、高周波側の4~6周波数である。TMモードおよびDeterminantの見掛比抵抗についてスタティックシフト量を求め、それを補正量とした。

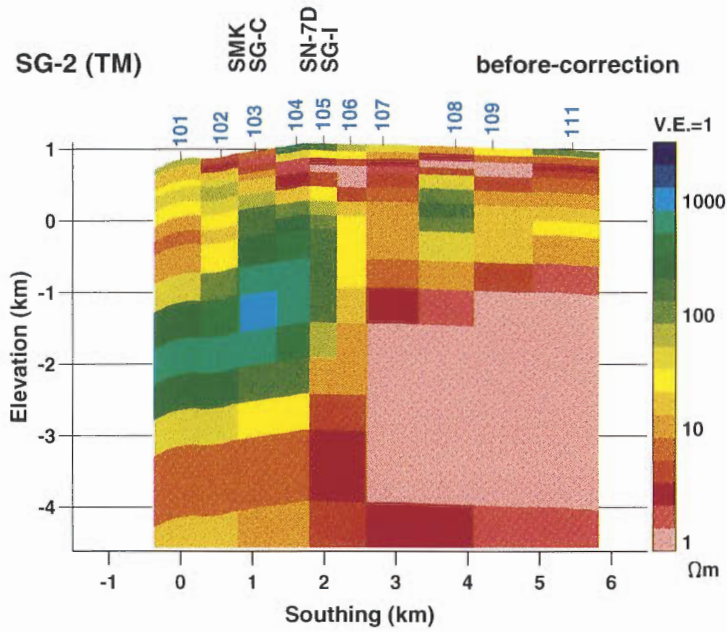
それぞれの補正量を第15図に示す。補正量の最大は約0.3桁であり、光畑・小川(1994)の例と同程度である。MT法の見掛比抵抗の測定値はほとんどの測点でTEM法の1次元解析モデルから計算される値より小さくなった。TEM法あるいはMT法のどちらかに系統的な測定誤差が含まれている可能性もあるが、補正量の大小は空中電磁法の見掛比抵抗分布図(第3図)と整合的である。つまり、補正量の大きい測点101, 102, 103, 108および109は、見掛比抵抗が東西に変化する境界付近の低比抵抗側に位置している。MT法の見掛比抵抗は表層の低比抵抗層によるスタティック効果によって小さくなったものと考えられる。

TMモードについて補正前および補正後のデータを用いたインバージョン結果を第16図および第17図に示す。インバージョンに用いたデータの数260、ブロック数は152である。補正後の見掛比抵抗の方が全体的に高いため、第17図のモデルの方が異常構造の深度が少し大きくなった。また、浅部の比抵抗分布も補正後の方が少し高い。しかし、地下構造の大局はほぼ同じであり、2次元解析を行えば、補正を加えなくてもスタティック効果の影響をある程度軽減できることがわかる。

北端の測点101を除き、浅部に厚さ数100mの低比抵抗層が見られる。その下には高比抵抗層が存在するが、測線の北半分には特に顕著な高比抵抗異常が存在する。南の高比抵抗層は小さく、測点107で途切れているように見える。測線南半分の深部には顕著な低比抵抗層が解析され、北側の高比抵抗異常と比べて対象的である。それらの境界はちょうど測線Iの付近にある。

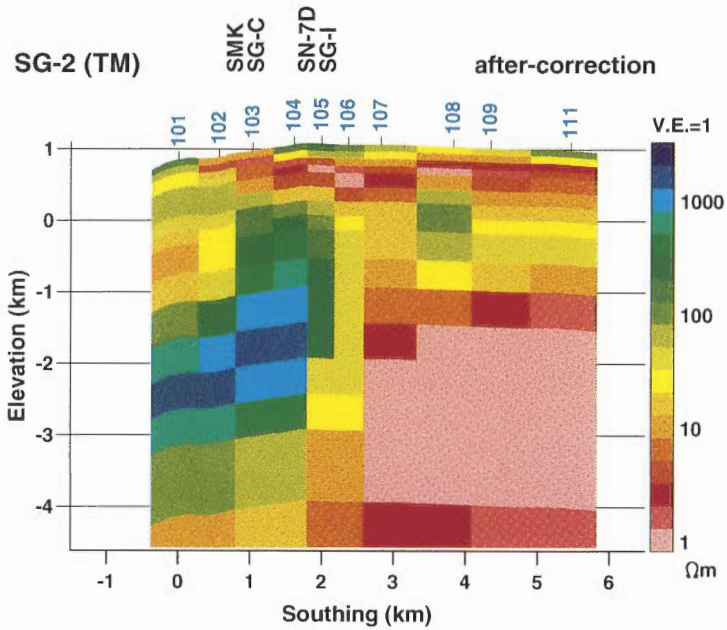
6.2 Determinantデータによる解析

測線2の北半分ではインダクション・ベクトルはほぼ南を向き、南半分では東を向く。2次元解析には難しい構造であることがわかる。そこで、TMモードのほかにDeterminantのインピーダンスによる解析を試みた。Determinantは回転に依存しない値であり、地下構造が2次元でないとき、あるいは、走向が必ずしも測線の方向と整合しないとき、TMモードだけで解析するより、誤った異常構造を生じない



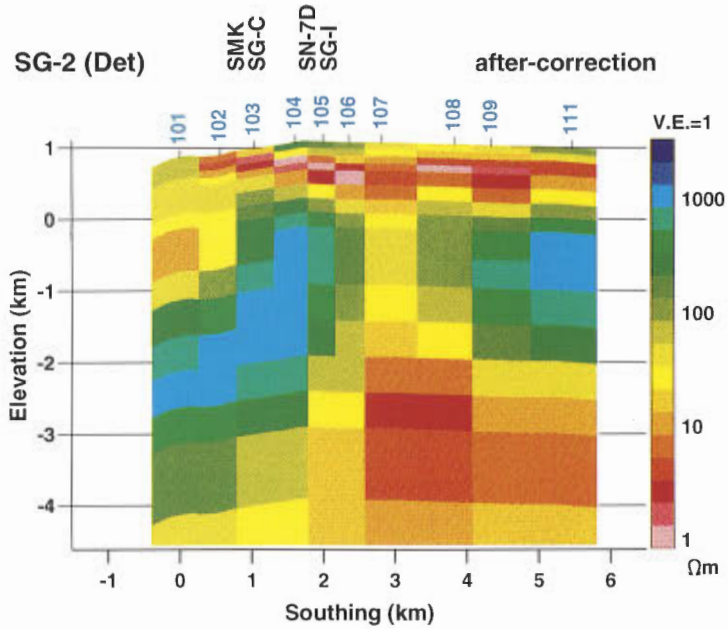
第16図 スタティック補正前のTMモード・データを用いたインバージョンによる測線2の2次元比抵抗モデル。用いた周波数は0.01~80Hzの範囲の14通り。データ数は260、ブロック数は152。

Fig. 16 Two-dimensional model of Line SG-2 obtained by the inversion of the TM-mode data before the static correction. The number of the resistivity blocks is 152, while the number of the data is 260.

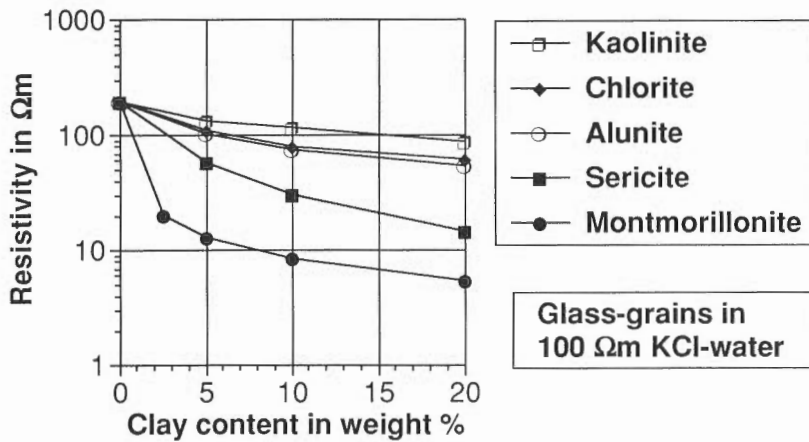


第17図 スタティック補正後のTMモード・データを用いたインバージョンによる測線2の2次元比抵抗モデル

Fig. 17 Two-dimensional model of Line SG-2 obtained by the inversion of the static-corrected TM-mode data.



第18図 スタティック補正後のdeterminantデータを用いたインバージョンによる測線2の2次元比抵抗モデル
 Fig. 18 Two-dimensional model of Line SG-2 obtained by the inversion of the determinant data after the static correction.



第19図 粘土鉱物の含有に伴う比抵抗の低下(西川(1992)より作成), 100Ω・mのKCl水溶液に直径約0.6mmのガラス粒子を満たし、それに粘土鉱物を加えて比抵抗を測定した。
 Fig. 19 Resistivity decreases with respect to the content of clay minerals (reproduced from Nishikawa (1992)). For this resistivity experiment, clay minerals were added into 100 Ω·m KCl-water filled with glass grains whose radius is approximately 0.6 mm.

めに有効であると思われる。

MT法のインピーダンス・テンソルのDeterminantは、

$$Z_{\text{det}} = (Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx})^{1/2} \quad (6)$$

で表される。これは座標系に依存しない不変量である。2次元のモデル計算ではTMおよびTEの2モードのインピーダンスだけでテンソルが決まり、そのDeterminantは、

$$Z_{\text{det}} = (Z_{\text{TM}}Z_{\text{TE}})^{1/2} \quad (7)$$

で計算される。測定値は(6)式のインピーダンスから計算される見掛比抵抗と位相であり、モデル値は(7)式から計算される見掛比抵抗と位相である。それらの差を小さくするモデルをインバージョンによって求めることにする。

スタティック補正済みのDeterminantをデータとして用いたインバージョン結果を第18図に示す。TMモードのモデル(第17図)と比べると、測線の北半分の構造はほとんど同じである。それに対し、南半分の深部の構造はかなり異なる。Determinantのモデルでは、海水準以深の高比抵抗層が顕著に大きなものになり、北側に続いているように見える。深部に低比抵抗層が存在するが、TMモードのモデルに見られたような顕著な低比抵抗異常ではない。低周波数におけるTMモードの見掛比抵抗は、それと直交するモードの見掛比抵抗に比べ1桁以上小さくなっている。それがTMモードによるモデルの深部に低比抵抗異常を作る原因であったと考えられる。TMモードとDeterminantのモデルのどちらが実際の構造に近いかという判断は難しいが、Determinantの方が自然であり信頼できるようである。

7. 解 釈

電気・電磁気探査によって得られた比抵抗構造を複雑な地熱地域の地質構造にあてはめるのは一般に難しい。地熱地域において、地層の比抵抗を決める主な要因は空隙率(岩相に依存する)、温度、粘土鉱物であると思われる。凝灰岩や頁岩といった堆積性の地層は空隙率が大きいので、地下水によって空隙が満たされていれば、空隙率に応じて比抵抗は小さくなる。緻密な火山岩や貫入岩は空隙が少ないので高比抵抗である。

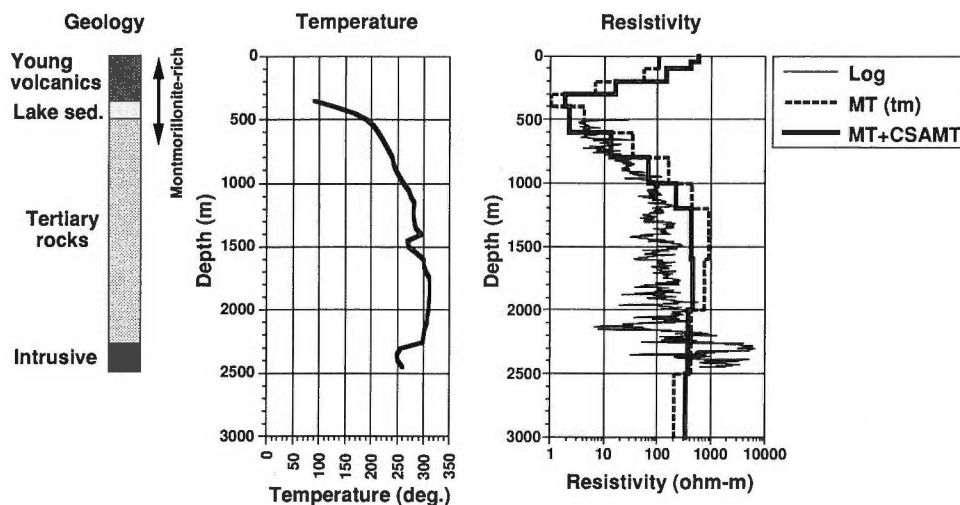
地層の温度が高くなると空隙水の比抵抗が小さくなり地層全体の比抵抗も小さくなる。たとえば、室温から200℃まで上昇すると、岩石の比抵抗は1/5~1/7程度まで小さくなるのが実験によって確かめられている(横山ほか, 1983)。

粘土鉱物の含有量が地層の比抵抗に与える影響を調べるため、西川(1992)はサンプル実験を行った。比抵抗100Ω・mの塩化カリウム水溶液にガラス粒子を満たし、そこに粘土鉱物を混ぜて比抵抗を測定した(第19図)。実験に用いた粘土鉱物のうち、最も比抵抗低下が顕著なのはモンモリロナイトであり、2.5%の含有量で比抵抗が1桁低下した。セリサイト、アルーナイト、クロライト、カオリナイトの順で影響は少なくなり、後三者の比抵抗低下は顕著でない。モンモリロナイトは微粒子で層状の結晶の隙間に水分子を蓄えることができ、イオン交換能力が非常に大きいことが知られている。クロライトは比較的粒子が大きく、イオン交換能力も小さい(たとえば、白水(1988))。

第2図の地質断面には、コア等の化学分析データから推定したモンモリロナイトの出現下限とクロライトの出現上限を示した。モンモリロナイトは低温環境で生成される粘土鉱物であり、約150℃以上の高温になると徐々に他の粘土鉱物に変化する。それに対し、クロライトは高温でも安定な粘土鉱物である。ただし、これらの粘土鉱物には、グリーンタフ層の形成時あるいはその後の続成作用によって生成されたものと、新期の地熱活動によって生成されたものがあることに注意する必要がある。

SN-5坑とSN-7D坑の間には急激な温度変化があり、粘土鉱物の分布も温度コンターに整合して、SN-7D坑ではモンモリロナイトは浅所にしか分布しないことがわかる。モンモリロナイトが多く含まれていれば、同じ岩相、空隙率でも比抵抗は小さくなるので、モンモリロナイトの出現下限より上位では全体的に低比抵抗になることが予想される。もちろん、もともと緻密な溶岩の場合、それほど低比抵抗には

SN-7D



第20図 SN-7D坑の検層データ(地質, 温度, 比抵抗)と測線Iの比抵抗モデルの比較
 Fig. 20 Comparison of the 2-D model of Line SG-I with the logging data of the well SN-7D: geology, temperature, and Laterolog.

ならない。これまでに示した東西測線の比抵抗モデル(たとえば第11図)を見ると、浅部の低比抵抗層の下限はSN-7D坑から西に深くなる傾向がある。SN-5坑では深さ1100m付近に貫入岩があって深部の高比抵抗層が浅く現れているが、その影響を除いて全体的に見ると測線の西で低比抵抗は厚く、東では深部の高比抵抗層は浅くなる。それはモンモリロナイトの出現下限の形状と非常に調和的である。また、温度分布のコンターもモンモリロナイトの出現下限と似ている。これは上記の生成条件を考えると当然のことと思われるが、比抵抗分布を温度変化で説明しようとするとは逆のセンスになってしまう。つまり、高温域に高比抵抗層が存在していることになる。したがって、この地域の比抵抗構造を大きく左右しているのは粘土鉱物の分布であるということが出来る。

SN-7D坑の簡単な地質柱状図と温度検層を第20図に示す。温度プロファイルは深度400~500mの区間で非常に大きな勾配を有し、その下の数100mの区間も熱伝導型の温度分布を示す。これらの深度は湖沼堆積物とグリーンタフ上部層に対応する。400~500mの区間は湖沼堆積物であり、シルト層が不透水層の役目をしていることがわかる。比抵抗検層ではグリーンタフ上部層は顕著な低比抵抗(3Ω・m程度)から徐々に増加する区間に相当し、モンモリロナイトの減少とともに透水性が増し、比抵抗も高くなっていくようである。

深度1000m以上では温度は約300°Cで安定し、対流型の温度分布を示す。地熱貯留層はこの区間に形成され、活発な対流があるものと思われる。比抵抗検層はグリーンタフ中ではおよそ100Ω・mで安定し、貫入岩は1000Ω・m以上の高比抵抗である。細かなフラクチャ(逸水層)に応じてスパイク状の低比抵抗異常が存在する。MT法による比抵抗モデルは、深部構造の分解能や信頼性にやや劣るものの、これらの地熱貯留構造の特徴をよく表しているということが出来る。

SN-5坑で確認された貫入岩体は、測線Iの比抵抗モデル(第11図)では高比抵抗基盤の高まりとして捕えられた。この高比抵抗異常はEMAP-B測線やMT法測線Cのモデルにも現れており、貫入岩体が南北に延びた形状をしていて、少なくとも2kmの走向長を有するものと推定される。高比抵抗異常の東西には厚い低比抵抗層があり、低温の粘土鉱物によるものと推定される。

8. 結 論

澄川地区を中心に取得されたMT法データについて2次元インバージョン解析を行った。解析にはUchida and Ogawa (1993) のプログラムを用い、実測データに対しても十分安定なインバージョンが行えることを確認した。3次元性の強い地熱地域での2次元解析はまだ不十分なのは事実であるが、実用レベルで2次元解析が十分に適用できる段階に達したことは評価できる。以下に解析によって導かれた事項を記す。

1) 比抵抗分布に平滑化の制約を与える2次元インバージョン手法によって、実測データに対しても安定に解析が行えることを確認した。また、測線近傍の検層データを2次元モデルの制約として組み込むことによってモデルの信頼性を高めることができる。

2) CSAMT法データを解析に含めることによって、浅部の細かい構造が確実に捕えることができ、その結果、MT法による深部構造解析の信頼性が増加する。

3) MT法の解析結果は、以前に行われたEMAP法およびシュランベルジャ法データの2次元インバージョン結果と調和的である。

4) 解析された比抵抗モデルはSN-5坑およびSN-7D坑の検層データと調和的である。

5) 浅部の顕著な低比抵抗層は湖沼堆積物とグリーンタフ上部層に対応し、低温でモンモリロナイトに富む。SN-7D坑では熱伝導型の温度分布を示し、貯留層上部の不透水層を形成している。

6) SN-7D坑では、深さ1000m以上の深部は比較的到高比抵抗であり、グリーンタフ中・下部層および貫入岩に対応する。高温で対流型の温度分布を示し、熱水の貯留部になっている。

7) 貯留層の個々のフラクチャ自体は低比抵抗異常であり、その検出は検層等の坑井内測定を行わないかぎり困難である。

8) 貯留域とその上部の不透水層の境界は比抵抗分布でも顕著な境界になっており、その形状の把握は地表探査でも十分行える。

9. おわりに

MT法は当初1次元解析が中心であり、調査もマッピングを主体に測点を平面的に配置する形態をとっていた。現在、2次元解析が中心になり、測定もあらかじめ地質の走向を推定した上で測線を設定するようになった。それは、スタティック効果に対処するため、測点を十分に配置する必要があることが認識されはじめたことにも関係する。

しかし、2次元解析が実用化するにつれ、構造の3次元性が強く、2次元モデルでは測定データを説明できない調査例が増えてきた(たとえば、Jones, 1993)。本報告でもその例を示した。3次元性が局所的であるとき、それを便宜的に除いてから2次元解析を行うという回避策が講じられている(Groom and Bailey, 1991; 小川・光畑, 1993)。地熱地域は多くの場合、新期火山の周辺に形成されるので、2次元構造では近似できないことが多い。それを完全な形でモデリングをするためには3次元解析しか手段が残されていないが、現在開発されているプログラムでは実測データを扱うにはまだ不十分である(たとえば、Mackie *et al.*, 1993)。また、3次元解析には調査地を平面的にカバーする多くの測点のデータが必要である。測定装置と解析技術の両面での今後の研究の進歩に期待する。

本論文をまとめるにあたり、地質調査所の高倉伸一氏、小川康雄氏、村上裕氏には貴重な意見を頂いた。また、NEDOには多くの電磁法調査データ(MT法、EMAP法等)の使用を許可していただいた。ここに記して感謝の意を表す。

文 献

- Akaike, H. (1980) Likelihood and Bayes procedure, in Bernardo, J. M., deGroot, M. H., Lindley, D. V. and Smith, A. F. ed., *Bayesian statistics*, University Press, Valencia, Spain, p. 143-166.
- Andrieux, P. and Wightman, W. E. (1984) The so-called static correction in magnetotelluric measurements. *54th Annual. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, p. 43-44.
- Bostick, F. K. Jr. (1986) Electromagnetic array profiling, *56th Annual. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, p. 60-61.
- Groom, R. W. and Bailey, R. C. (1991) Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortions, *J. Geophys. Res.*, vol. 94-B2, p. 1913-1925.
- deGroot-Hedlin, C. (1991) Removal of static shift in two dimensions by regularization inversion, *Geophysics*, vol. 56, p. 2102-2106.
- 服部 旭・田島俊雄・賀来 学・田中啓二・笹田政克・米田吉宏 (1993) アレイ式CSMT法の開発—研究開発の概要と機器の開発. 物理探査学会第88回学術講演会論文集, p. 336-338.
- Jones, A. G. (1993) The BC87 dataset, tectonic setting, previous EM result, and recorded MT data. *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 45, p. 1089-1105.
- Mackie, R. L., Madden, T. R. and Wannamaker, P. E. (1993) Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations—theory and comparisons to integral equation solutions. *Geophysics*, vol. 58, p. 215-226.
- 光畑裕司・小川康雄 (1994) 仙岩澄川地域におけるTEM法調査とMT法データのスタティックシフト補正. 物理探査, vol. 47, p. 11-23.
- ・内田弘弘 (1995) 北海道南茅部地域における地表電磁探査法調査. 地調報告, no. 282, p. 17-49.
- 西川信康 (1992) 菱刈鉦山地区における変質分帯と物性の関係. 平成3年度広域地質構造調査報告書, 構造解析総合調査, 通商産業省, p. 157-187.
- 小川康雄・光畑裕司 (1993) 3次元性の強いMT法データの広域的電磁誘導と局所的電場擾乱への分離—南部北上山地のデータの例. 物理探査学会第88回学術講演会論文集, p. 517-522.
- 新エネルギー総合開発機構 (1985) 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法調査報告書.
- (1988) 昭和61年度地熱探査技術等検証調査 仙岩地域3,000m級坑井調査報告書.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1989) 昭和63年度地熱探査技術等検証調査 断裂型貯留層探査法開発EMAP法調査報告書.
- (1992) 平成3年度全国地熱資源総合調査(第3次)新資源調査手法検討 空中電磁・空中磁気調査報告書.
- (1994) 平成5年度地熱探査技術等検証調査 断裂型貯留層探査法開発 アレイ式CSMT法開発 報告書.
- 白水春雄 (1988) 粘土鉱物学. 朝倉書店, 185p.
- Sternberg, B. K., Washburne, J. C. and Pellerin, L. (1988) Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. *Geophysics*. vol. 53, p. 1459-1468.
- Ting S. C. and Hohmann, G. W. (1981) Integral equation modeling of three-dimensional

magnetotelluric response. *Geophysics*, vol. 46, p. 182-197.

Torres-Verdin, C. and Bostick, F. X., Jr. (1992) Principles of spatial surface electric field filtering in magnetotellurics: Electromagnetic array profiling (EMAP): *Geophysics*, vol. 57, p. 603-622.

内田利弘(1990) 比抵抗構造から解釈される地熱貯留構造について—仙岩地熱地域を例にして。日本地熱学会誌, vol. 12, p. 1-21.

Uchida, T. (1991) Two-dimensional resistivity inversion for Schlumberger sounding. *Geophys. Explor. (Butsuri-Tansa)*, vol. 44, p. 1-17.

———(1993) Smooth 2-D inversion for magnetotelluric data based on statistical criterion ABIC. *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 45, p. 841-858.

———and Ogawa, Y. (1993) Development of Fortran code for two-dimensional magnetotelluric inversion with smoothness constraint. *Geological Survey of Japan Open-File Report*, no. 205, 115p.

内田利弘 (1994) 地熱貯留層周辺の比抵抗構造. 地質ニュース, no. 477, p. 42-46.

山根一修・高杉真司・米田吉宏 (1994) RRI法によるMT法2次元インバージョン解析(その3)-フィールド・データへの適用. 物理探査学会第90回学術講演会論文集, p.325-329.

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, p. 103-120.

北海道南茅部地域における地表電磁探査法調査

光畑裕司*・内田利弘*

Geoelectromagnetic survey in the Minamikayabe geothermal field, Hokkaido

Yuji MITSUHATA and Toshihiro UCHIDA

Abstract: Magnetotelluric (MT) method is a powerful tool for the prospecting of geothermal reservoir structure. However, it suffers from some problems in relation to near surface inhomogeneity. The static effect is one of the significant problems.

In order to overcome the static effect, we need to adopt the EMAP (Electromagnetic Array Profiling) or an auxiliary TEM survey. The EMAP method requires the measurement of electric fields by dipoles arranged consecutively along a survey line. It is a different point from the conventional MT, and important for overcoming the static shift. New Energy and Industrial Technology Development Organization (NEDO) has developed an arrayed controlled source audio magnetotelluric (arrayed-CSAMT) system. From the arrayed-CSAMT data and the conventional MT data, they intend to estimate a reliable resistivity structure which is unaffected by the static effect. They carried out a test survey in the Minamikayabe geothermal field, southern part of Hokkaido. We conducted a TEM survey at the same area to evaluate the result of the arrayed-CSAMT survey and to apply the static correction to the MT data.

In this paper, we report the results of the TEM survey and the arrayed-CSAMT survey. Moreover, we study the joint analysis of the arrayed-CSAMT and MT data, and the static correction of the MT data using the TEM data. Following results were obtained :

(1) One-dimensional inversion model obtained from the TEM data was more reliable than that obtained from the CSAMT data.

(2) Two-dimensional inversion model obtained from the arrayed CSAMT data was similar to the TEM survey.

(3) By the joint analysis of the arrayed-CSAMT and MT data, the shallower resistivity structure of the geothermal reservoir was obtained more precisely. However, there were not major improvements for the deeper parts under the conductive layer.

(4) As a result of the static correction of the MT data using the TEM data, surface resistive layers were delineated more evidently. However, except for it, the model obtained from the corrected MT data was almost similar to the model obtained from the original MT data.

We think that the usefulness of the arrayed-CSAMT and TEM methods wasn't shown remarkable for these cases, because the spacing of the MT sites was rather short (200m~300m) as compared with the conventional MT survey. However, it would be efficient and economical to use the arrayed-CSAMT and TEM methods as an auxiliary measurements for the MT survey in order to detect the deeper parts of the geothermal reservoir structure.

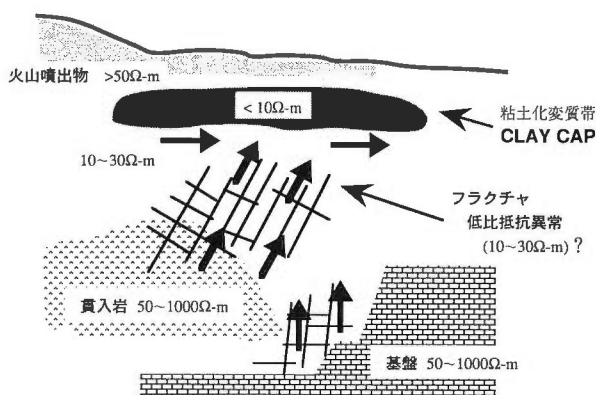
*地殻物理部

Keywords: MT, arrayed-CSAMT, TEM, static effect, clay alteration zone, intrusive rock, fracture zone

1. はじめに

地熱貯留層の探査を目的に電気・電磁探査法が現在、一般に実施されている。特にMT法(Magnetotelluric法)は電磁探査法の中で最も深部まで探査が可能な手法である。MT法調査の実施により数多くの地熱地域の比抵抗構造が明らかとなり、さらにその比抵抗構造と他の地質・地化学的なデータと併せて貯留層構造を推定することが一般的になりつつある。第1図に地熱地域の比抵抗構造の一例を示す。地表下数10mをおよそ $50\Omega\text{-m}$ 以上の火山噴出物、そしてその下部数100mまでは帽帯の役割を果たすと考えられる数 Ωm の粘土化変質帯が存在する。さらにその下には貫入岩、そして基盤が存在し、およそ $100\Omega\text{m}$ 以上の高比抵抗を示している。地熱の貯留層は粘土化変質帯の下部から貫入岩に存在する断裂群、さらにその深部の基盤の傾斜部に発達した断裂群によって形成されていると考えられる。MT法による地表からの調査では、電磁場が低比抵抗層により吸収され、分解能が著しく低下するため断裂群を形成するフラクチャの一つ一つを探査するのは不可能である。したがって、より大きな体積を占め、高比抵抗体として検出が可能であると考えられる貫入岩と基盤をより正確に探査することが地熱探査に対するMT法の重要な役割となる。

このように地熱探査に対してさらに数多く適用され、貫入岩と基盤の探査に貢献することが期待されるMT法であるが、まだまだ克服すべきいくつかの技術的問題点がある。その一つは、地表付近に存在する局所的な3次元抵抗異常や地形に起因した影響である。一般に、地熱地域は火山の周辺に位置し、地形の険しい地域であることが多い。電場は低比抵抗堆積物により形成される河川の方向にねじ曲げられたり(Groom and Bailey, 1989; 小川・光畑, 1993)、局所的な変質帯が原因で比抵抗の変化する境界面上に電荷が生じ、影響を受けているかもしれない。特に浅部の局所的な比抵抗異常に起因してMT法の見掛け比抵抗が対数軸上でバイアスを受ける現象をスタティックシフト(小川・内田, 1987)という。そのような地域において離散的な測点でデータを取得したのでは、空間的にエイリアシングを起してしまい、信頼性の高い結果は得られない。この問題点を厳密に克服するためには、平面的にアレイ方式(物理探査学会, 1993)で、取り残しなく電場データを取得し、3次元解析をしなければならぬ。しかし、現時点ではそれは経済的に困難であり、実用的な3次元解析法も開発されていない。EMAP法(Electromagnetic Array Profiling法, (Bostick, 1986))のようにアレイ式に測線上で電場データを取得し、さらに2次元解析を実施する方法も考えられるが、地形の険しい地熱地域ではMT法のシステムを運搬す



第1図 地熱系モデルの比抵抗構造概念図

Fig. 1 Conceptual model of geothermal reservoir and its resistivity structure.

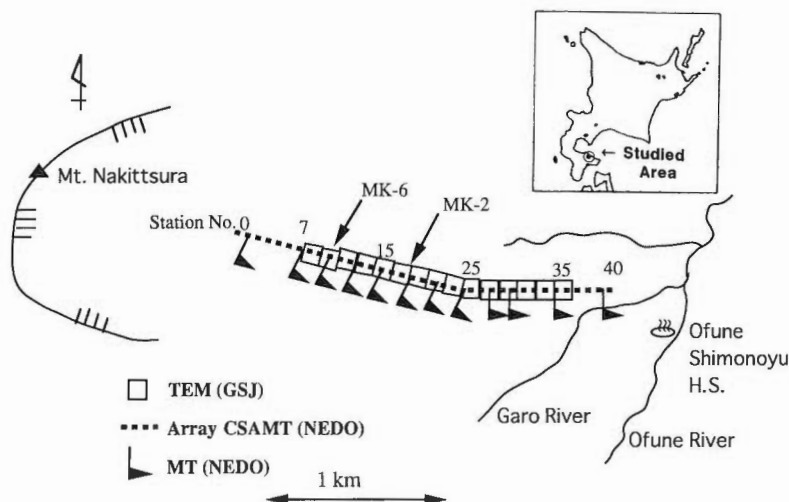
るだけでも多くの時間と労力を要し、測定には多くの日数と経費が必要となる。したがって、MT法以外の効率の良い方法で浅部の2次元的な構造を求め、それに離散的なMT法のデータを加えてより深部の比抵抗構造を求める方法が実用的であると考えられる。

新エネルギー・産業技術総合開発機構(以下、『NEDO』という)は精密電磁探査法としてアレイ式CSAMT法の探査装置・解析ソフトの開発を実施してきた(服部ほか, 1993; 山根ほか, 1993)。アレイ式CSAMT法(Arrayed Controlled Source Audiofrequency Magnetotelluric法(Murakami and Makino, 1992))は、人工信号源を用いるCSAMT法を、測線上にアレイ式で展開する方法で、自然信号を用いたMT法と異なり、より高周波数のデータまで取得することができる。この方法により、測線上の電場データをすべて取得することができ、2次元解析により浅部の粘土化変質帯の広がりを精密に調査することができる。そして、それに離散的なMT法のデータを併せて解析してやることにより、浅部から深部構造まで信頼性の高い比抵抗構造を求めることが可能となる。

平成2年度にNEDO(1992)はプロトタイプCSAMT法探査装置を使用し、北海道南西部に位置する南茅部地域においてアレイ式測定を行った。また、より深部の比抵抗構造を求めるために、5成分のMT法を実施した。それぞれの測定周波数範囲はCSAMT法が8kHz~0.25Hzで、MT法が230Hz~0.01Hzである。地質調査所はNEDOが実施したアレイ式CSAMT法の調査結果の評価とMT法データのスタティックシフト補正のために、スタティック効果を受けにくい磁場のみの測定から地下の比抵抗構造を求めることができるTEM法(Transient Electromagnetic法)調査を同地域で実施した。本報告はこれらの調査結果を比較検討したものである。

2. 調査の概要

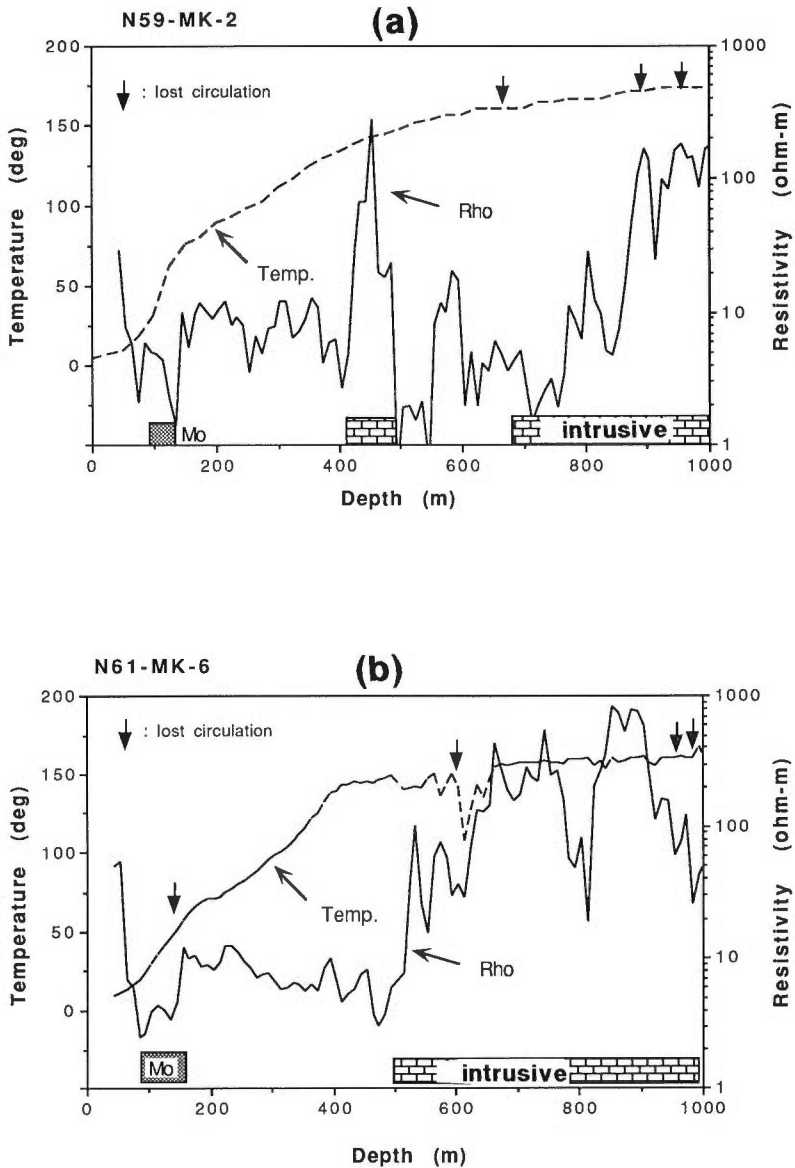
第2図に調査地域の測点配置図を示す。測線は泣面山の爆裂火口から大船温泉下の湯へ伸びる長さ約2kmの東西測線である。南茅部地域はNEDO(1988)の地熱開発促進調査により様々な調査がなされて



第2図 南茅部地域での電磁探査法調査の測点配置図。NEDOによりアレイ式CSAMT法とMT法が、GSJによりTEM法が実施された。測線には地熱調査井MK-6、MK-2が存在する。

Fig. 2 Location map of electromagnetic surveys in the Minamikayabe area. We conducted TEM survey, while NEDO carried out MT and arrayed-CSAMT surveys. MK-6 and MK-2 are drill holes for geothermal exploration by NEDO.

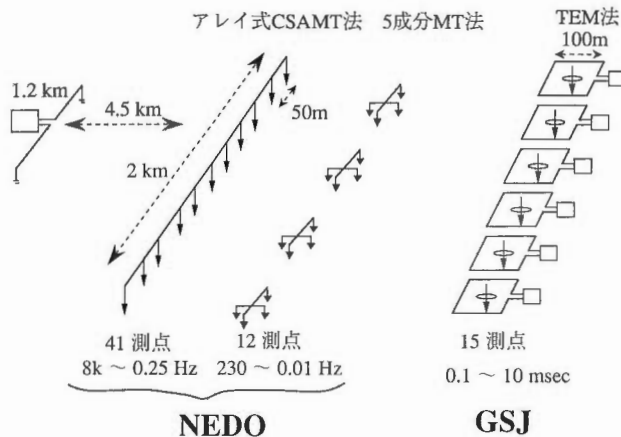
いて、測線上には地熱調査井MK-2, MK-6が掘削されている。これら2本の坑井の電気検層, 温度検層そして逸水箇所を第3図に示す。MK-2の比抵抗は, 深度100m付近のモンモリロナイトを生じた変質帯で $5\Omega\text{m}$ 前後に下がる。そして貫入岩(石英斑岩)の存在が確認された深度420~500mで $60\Omega\text{m}$ 前後, 再び貫入岩(玄武岩)が存在する700m以深で $100\Omega\text{m}$ 付近へ上昇しはじめる。また温度分布は, 深度700m以深



第3図 地熱調査井MK-2, MK-6の検層より求めた比抵抗と温度の分布。矢印は逸水箇所を示し, Moはモンモリロナイトを生じている粘土化変質帯を, intrusiveは貫入岩を示す。

Fig. 3 Profiles of resistivity and temperature obtained from well logging of (a)MK-2 and (b)MK-6. Arrows indicate positions where lost circulations occurred. "Mo" indicates a zone of clay alteration minerals mainly composed of montmorillonite. And, "intrusive" means an intrusive rock.

の貫入岩で対流型のパターンを示し、逸水も貫入岩内部で発生している。MK-6もMK-2と同様であるが、温度分布が浅い深度400m付近から対流型に変化していて、それもMK-2に比べて明瞭であり、熱水系の発達を示唆させる。さらに、貫入岩中に存在する逸水箇所は、高比抵抗層の中の局所的な薄い低比抵抗層として現われている。はたして電磁探査法により貫入岩が高比抵抗体としてどのような形態で描かれるのか、また、その中に存在している逸水箇所(断裂群)が低比抵抗層として見えるのであろうか。第4図に電磁法調査の測定仕様の概略図を示す。CSAMT法の電流源は測線の南約4.5kmの地点に設置され、測定はダイポール長50m、41測点で実施された。MT法は12測点で実施され、ダイポール長は平成2年度が100m、3年度が150mである。また、TEM法は各測点で一辺100mの正方形ソースループを張り、中心にレシーバルループを配置する方式で、15測点で実施された。

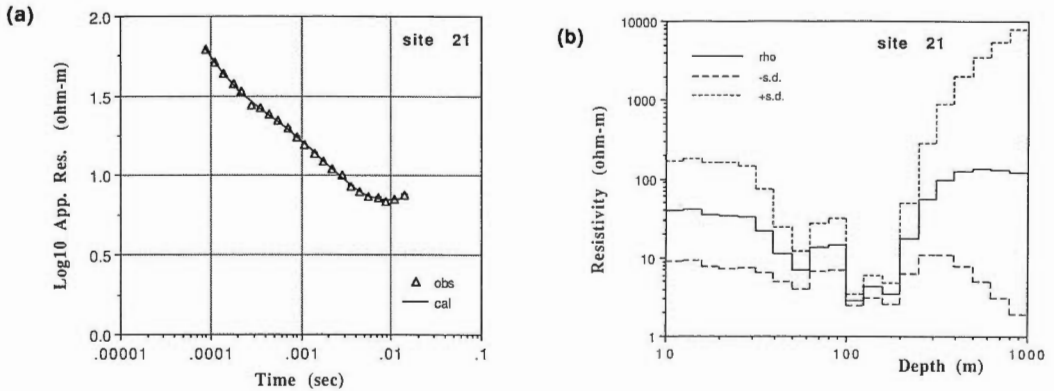


第4図 南茅部地域における電磁法調査の測定仕様の概略
Fig. 4 Layout of the arrayed-CSAMT, MT and TEM surveys.

3. TEM法調査結果

TEM法はソースループにある一定の電流をあらかじめ流しておき、その電流を瞬時に遮断したときの過渡応答を中心におかれたレシーバルループで計測し、大地の比抵抗構造を推定する探査法である。電流遮断後、大地にはファラデーの法則に基づいて渦電流が発生し、Nabighian (1979)によれば、この渦電流は"smoke ring"のように時間の経過とともに深度方向に拡散していく。これは、電場の拡散は地表面に置かれたソースループを中心に開始するのであるが、大地よりも空中の方が拡散率が大きく、大地中の電場は地表に近いほど小さくなり、結果として"smoke ring"のように深度方向に伝播しながら拡散していくのである。結局、経過時間の短い範囲では浅部の情報を、時間が経つにつれてより深部の情報が含まれるようになる。TEM法はMT法・CSAMT法と異なり、電場を用いないで、磁場のみから比抵抗構造を求めることができる手法であり、スタティック効果に影響されることは少ない。Andrieux and Wightman (1984)はTEM法のこの利点を用いて、MT法調査の補助的調査としてTEM法調査を実施し、MT法データのスタティックシフト補正が可能であることを示した。

今回、TEM法調査に用いた測定システムはGeonics社製のEM37である。ソースループには24A前後の電流を流し、電流遮断後およそ89 μ sec~14msecの間レシーバルループで磁場を測定する。本研究におけるTEM法のデータ取得・解析については光畑・小川(1994)に記されている。第5図(a)にTEM法データをlate stageの見掛比抵抗に変換し、各測点の値を横に並べて作成した断面図を示す。この断面図では横方



第6図 測点21での(a)TEM法データ(Δ)と解析で得られた計算値(実線), (b)求められた比抵抗構造(実線)とその標準偏差(破線)

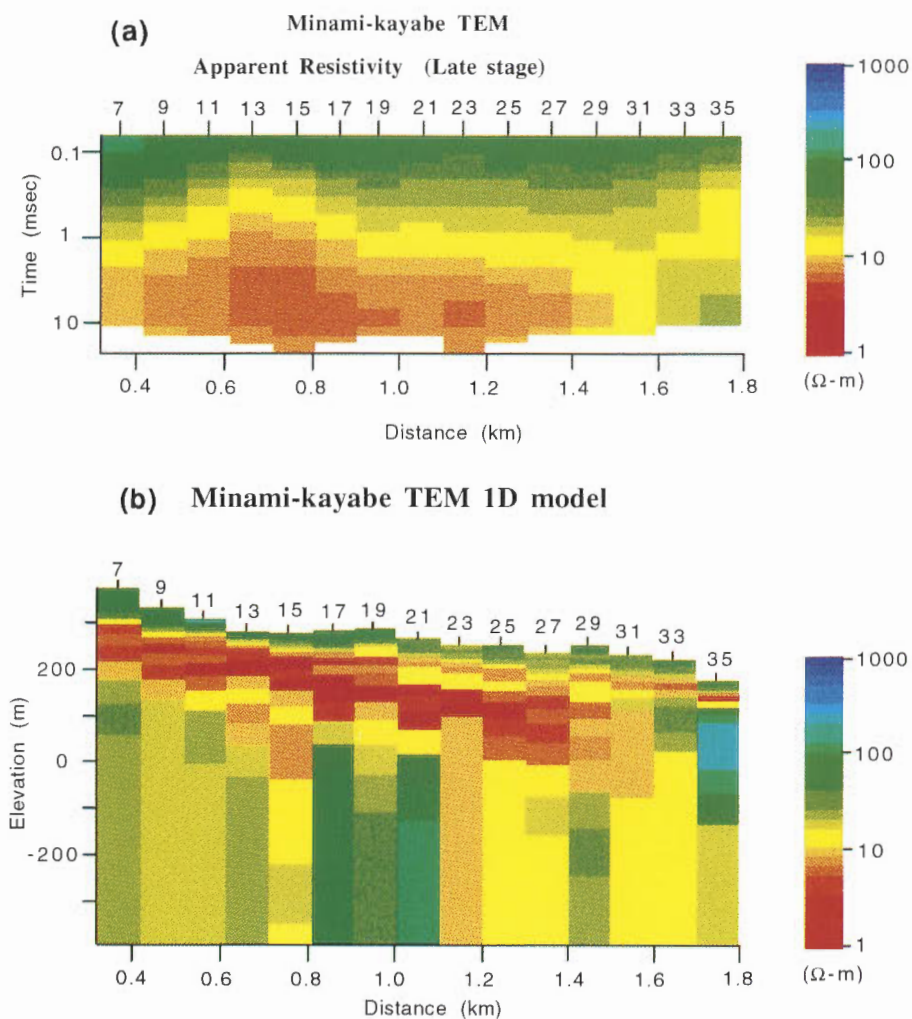
Fig. 6 Smoothness-constrained 1-D inversion result of the TEM data at site 21. (a) Field data (Δ) and predicted values (solid line). (b) Estimated resistivity model (solid line) and its confidence interval calculated from standard deviations (broken and dotted lines).

向の平滑化は行っていないが、MT法の見掛け比抵抗断面図に一般に見られるようなスタティック効果に起因した縦長の異常は見受けられない。表層は高比抵抗であり、その下に低比抵抗層が測点7から測点29に存在しているのが確認される。深度方向に平滑化の条件を課して、1次元解析を実施した。測点21での解析例を第6図に示す。第6図(b)の解析結果の標準偏差から深度約400mまで信頼できる構造が得られていると見なした。1次元解析を横に並べて作成した比抵抗構造断面図を第5図(b)に示す。地表面下100m前後に10Ωm以下の低比抵抗層が存在し、東へ向かって傾斜して伸びている様子がよく見える。そして測点29付近でその伸びもなくなり、測点33, 35では表層に薄い低比抵抗層が見られるだけになっている。また、低比抵抗層の下では、西側が東側に比べて比較的高比抵抗で、測点17, 19, 21では低比抵抗層の下部に100Ωm前後の比較的高比抵抗のものが解析されている。

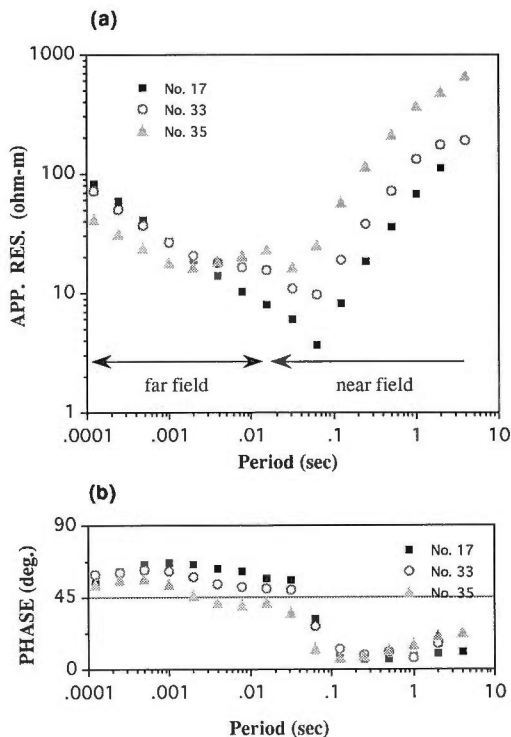
4. アレイ式CSAMT法調査結果

第7図にアレイ式CSAMT法によって得られた測点17, 33, 35の見掛け比抵抗と位相を示す。各測点とも周期0.05秒付近からニアフィールドの影響が現われはじめている。どの周波数までファーフィールドとみなしてMT法の解析が可能であるかは難しい問題ではあるが、ここでは64Hz(0.016秒)までを解析に用いた。第8図に全測点のデータによる見掛け比抵抗と位相の断面図を示す。表層の高比抵抗層とその下の低比抵抗層、大まかな構造はTEM法の見掛け比抵抗断面図と同じであるが、スタティック効果の影響と見られる隣接する測点間で連続性の悪い異常も見受けられる。

TEM法との比較のために、TEM法と同じ測点から作成した見掛け比抵抗断面図を第9図(a)に示す。測点25, 29でスタティックシフトらしい現象があり、低比抵抗層の連続性が悪くなっている。1次元解析を行って構成した比抵抗断面図を第10(a)図に示す。測点間で低比抵抗層上面の連続性が悪くなっている。スタティックシフトを補正するためにTEM法のデータを用いて、補正量を未知パラメタとして1次元ジョイントインバージョンを実施した(光畑・小川, 1994)。補正した結果求められた見掛け比抵抗断面図を第9図(b)に示す。第9図(a)と比べて連続性が良く、スタティックシフトが解消されているのがよくわかる。このデータに対する1次元解析結果を第10図(b)に示す。測線の西から傾斜して東へ伸びる低比抵抗層の上面が横方向に連続的に捕えられている。次に補正前、補正後のデータをTMモードであると



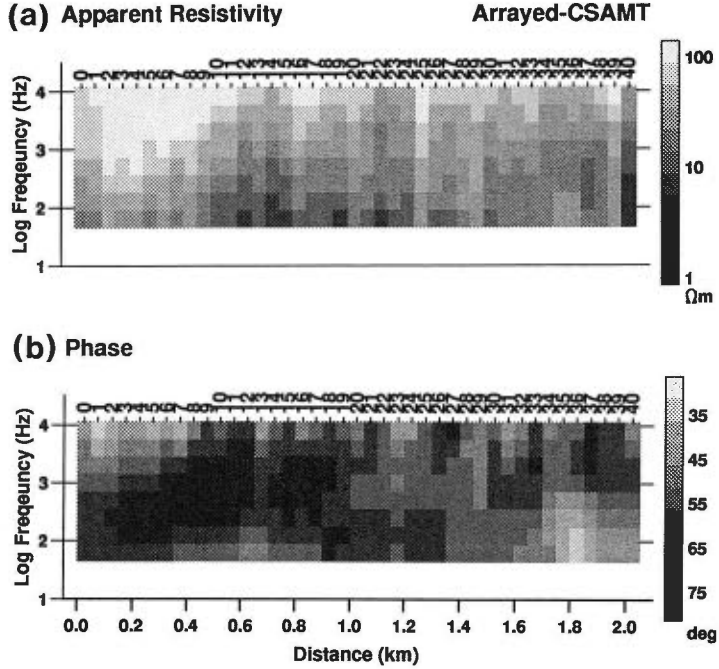
第5図 TEM法調査より得られた(a)見掛け比抵抗断面図と(b)平滑化1次元解析結果
 Fig. 5 (a) Pseudosection of apparent resistivity versus time from the TEM data.
 (b) One-dimensional inversion result of the TEM data.



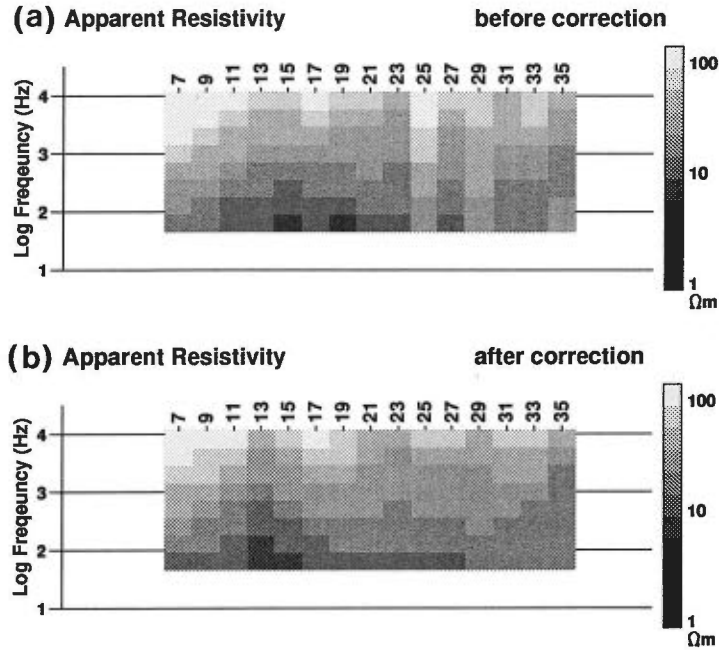
第7図 アレイ式CSAMT法調査により得られた測点17, 33, 35での(a)見掛け比抵抗と(b)位相, 解析には0.016秒より短い周期のデータを用いた。
 Fig. 7 (a) Apparent resistivity data and (b) phase data obtained from the arrayed-CSAMT survey at sites 17, 33 and 35. For the analyses, we used the data whose periods were shorter than 0.016 sec.

見なして2次元インバージョンを実施した。解析にはUchida and Ogawa(1993)の平滑化拘束付き最小二乗法を用いた。結果を第11図(a), (b)に示す。補正により、測点23, 25, 27の低比抵抗層の連続性が良くなっている。しかし、その下に存在する高比抵抗体の形状は両者の間で、それほど変化はない。第11図(c)にアレイ式CSAMT法の全データを用いて解析した結果を示す。概略的な比抵抗構造はTEM法の結果と良く調和している。しかし細かいところを見ると、低比抵抗の連続性が悪くなっている。必ずしもアレイ式のデータに対して、2次元解析を適用することでスタティック効果が克服できているわけではないのかもしれない。一方、その下部の高比抵抗体は、かなり滑らかであり、スタティック効果による影響は少ないようである。

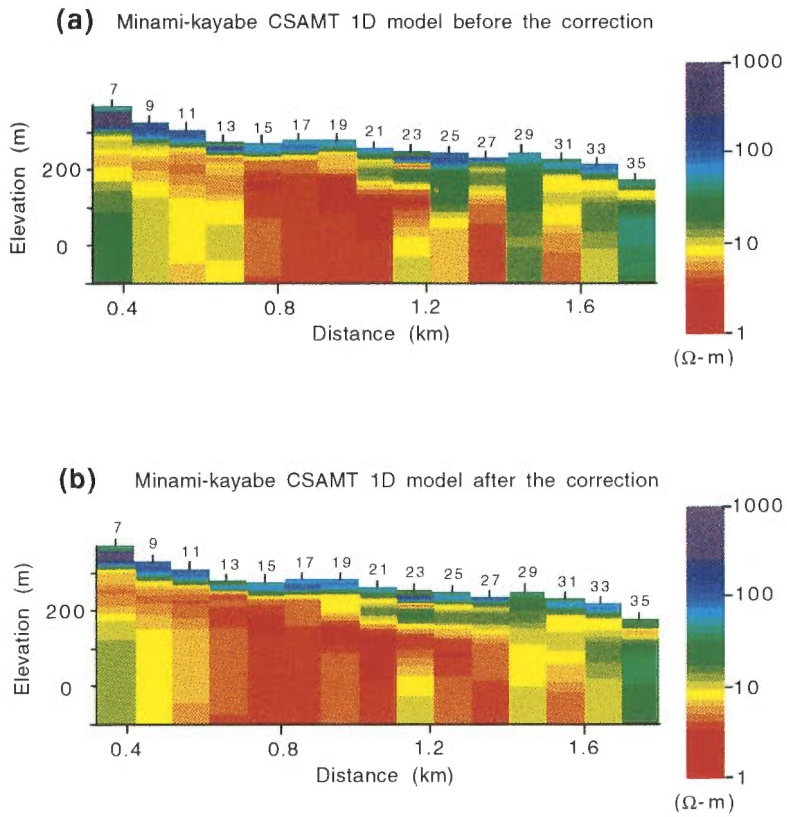
第12図に電気検層とTEM法、アレイ式CSAMT法の解析結果を比較する。およその傾向はいずれも一致している。ただし、CSAMT法の結果は、MK-2では低比抵抗層の深度がやや深めに解析された。深度200m付近からの比抵抗の上昇はTEM法もCSAMT法の結果も良く一致しているが、貫入岩を捕えているとは言い難い。第13図にTEM法とCSAMT法の解析結果モデルの標準偏差を示す。測定データの分散が異なるので絶対値は議論できないが、傾向はよく似ている。どちらも浅部は信頼性が高く求められるが、深くなるにつれて信頼性が低くなる。測線の中心付近に解析された高比抵抗体は、どちらも信頼性が周囲に比べて小さく、貫入岩を捕えるにはもっと探査深度の大きいMT法のデータが必要である。



第8図 アレイ式CSAMT法調査より得られた(a)見掛け比抵抗と(b)位相の断面図
 Fig. 8 (a) Apparent resistivity and (b) phase pseudosections obtained from the arrayed-CSAMT survey.



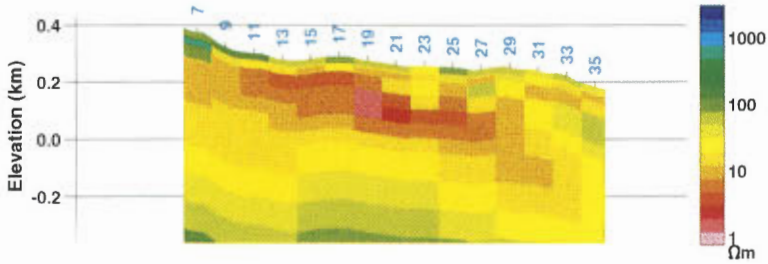
第9図 (a)アレイ式CSAMT法のデータの中でTEM法調査と同じ測点のデータから作成した見掛け比抵抗断面図, (b)TEM法データを用いてスタティックシフト補正した結果得られた見掛け比抵抗断面図
 Fig. 9 (a) Apparent resistivity pseudosection composed of the arrayed-CSAMT data which were observed at the same sites as the TEM survey. (b) Apparent resistivity pseudosection resulted from the static shift correction using the TEM data.



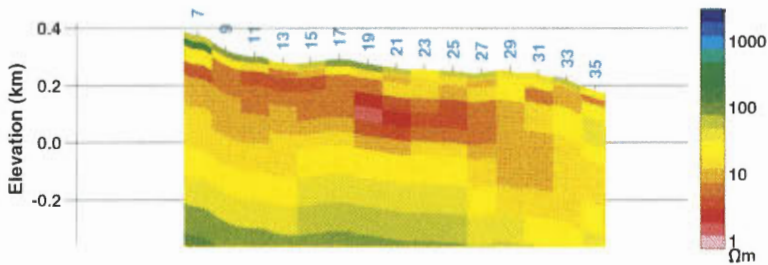
第10図 スタティックシフト補正前・補正後のデータから1次元解析した結果。(a)は補正前、(b)は補正後。

Fig. 10 Comparison of the smoothness-constrained 1-D inversion results. (a) The result of the original CSAMT data (Fig. 9a). (b) The result of the corrected CSAMT data (Fig. 9b).

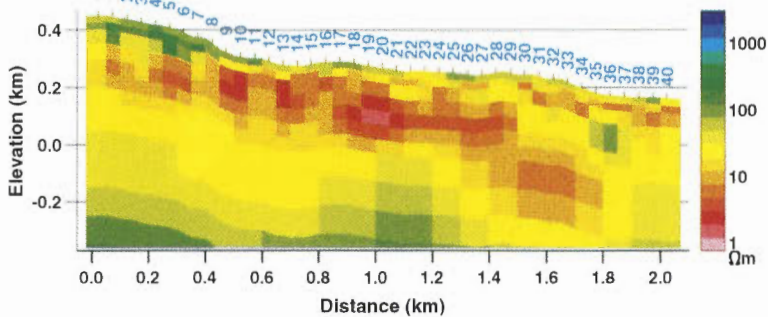
(a) Minami-kayabe CSAMT before the correction



(b) Minami-kayabe CSAMT after the correction

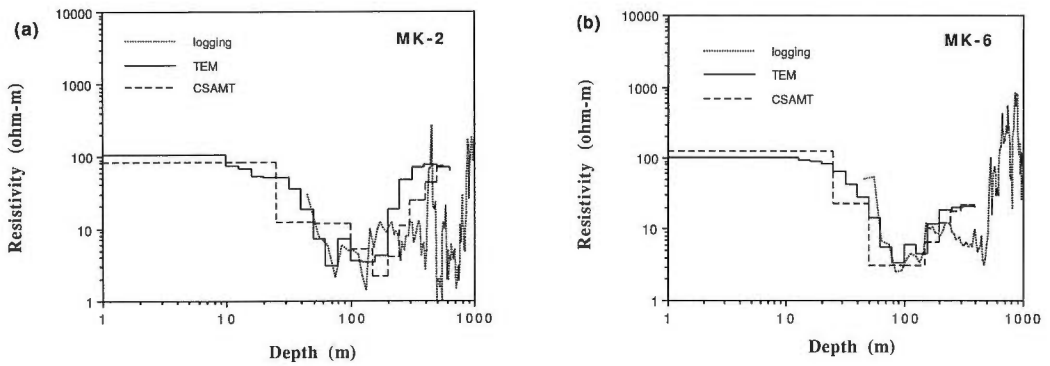


(c) Minami-kayabe Arrayed-CSAMT



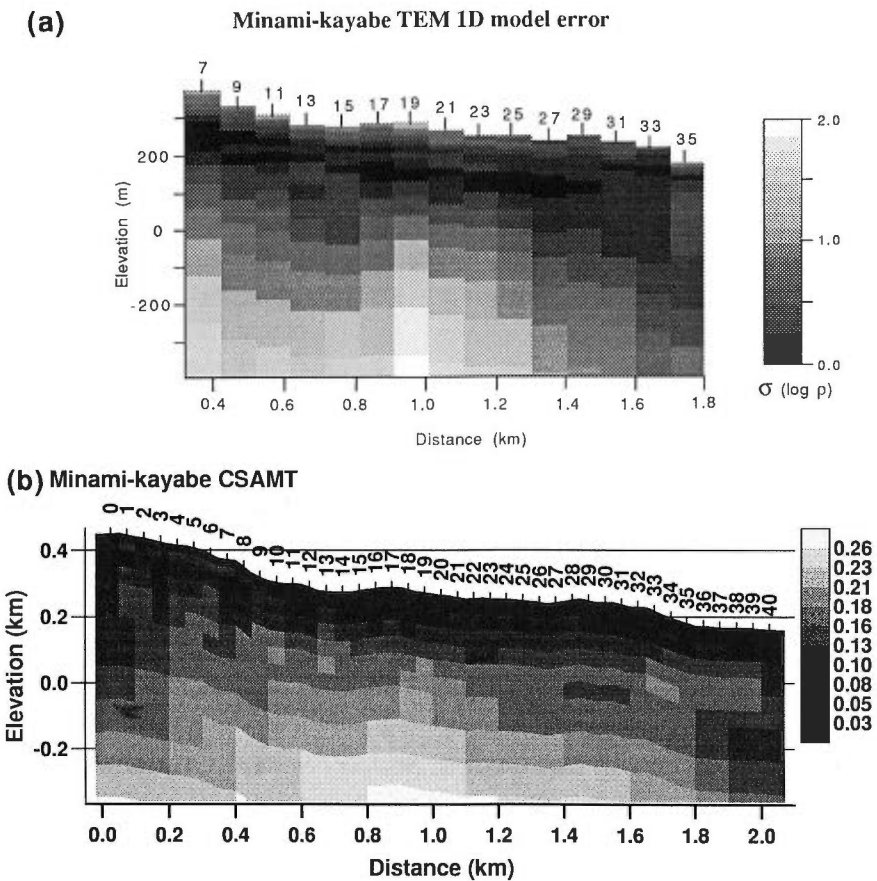
第11図 補正前と補正後のデータに対して2次元解析を適用して得られた結果(a), (b)とアレイ式CSAMT法全測点のデータを用いて2次元解析した結果(c)

Fig. 11 Comparison of the smoothness-constrained 2-D inversion results. (a) The result of the data in Fig. 9a. (b) The result of the data in Fig. 9b. (c) The result of the all data (Fig. 8) of the arrayed-CSAMT survey.



第12図 MK-2, MK-6における電気検層データ(点線)とTEM法, アレイ式CSAMT法調査結果(第11図(c))の比較

Fig. 12 Comparison of the resistivity logging data ((a)MK-2, (b)MK-6), the results of the TEM (Fig. 5b) and arrayed-CSAMT surveys (Fig. 11c).

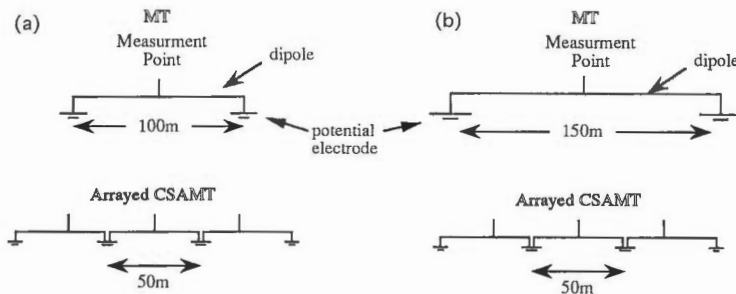


第13図 TEM法とアレイ式CSAMT法調査から得られた比抵抗構造モデルの信頼性を示す標準偏差
 Fig. 13 Sections of standard deviations for the resistivity models in Fig. 5b and Fig. 11c. Since the variances of the arrayed-CSAMT data are unknown, the absolute value of the standard deviations for the models are meaningless.

5. MT法調査結果

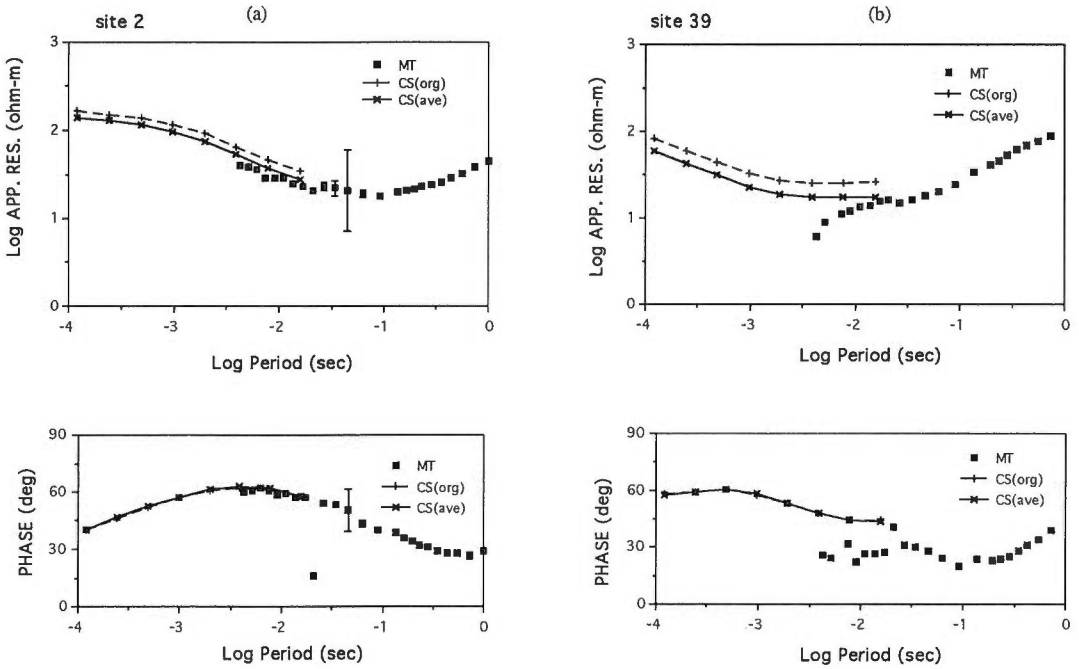
5.1 アレイ式CSAMT法とMT法データのジョイント解析

測線上で取得された12測点のMT法データのうち、測線方向に電場が向いた成分をTMモードと見なし解析に用いた。MT法調査において、電場計測のためのダイポール長は平成2年度が100m、3年度が150mで実施された。アレイ式CSAMT法調査との電極配置の違いを第14図に示す。電極の位置が異なれば、スタティック効果の影響で、見掛比抵抗が食い違う可能性がある。第15図に測点2、39のアレイ式CSAMT法とMT法のデータとを比較する。MT法の見掛比抵抗に対してCSAMT法の見掛比抵抗は高くシフトしている。アレイ式CSAMT法のデータとしては、各測点の見掛比抵抗と位相のほかに、電場と磁場の強度も記録されているので、それらを用いてダイポール長が100mと150mの場合の見掛比抵抗と位相を再計算した。その場合、CSAMT法の磁場は三つのダイポールで一定であると仮定して、電場を平均して求めた。すなわち、第14図(a)の場合はCSAMT法の両側のダイポールの電場にそれぞれ0.5、中心の電場は1の重みをかけて平均化し、(b)の場合は三つのダイポールで電場を単純平均した。第15図に示すようにダイポールの位置を近づけることで、見掛比抵抗のシフトは改善されている。これと同様な結果が八野ほか(1992)にも報告されている。ただし、測点39の場合は両者の重なりは良くない。これは高周波数のMT法のデータの品質に問題があるのではないかと考えられる。第16図にMT法のデータのみの2次元解析結果と、MT法と再計算したアレイ式CSAMT法のデータの両方を用いて解析した結果を示す。浅部の低比抵抗層とその下の高比抵抗体の形状に大きな差異はないが、アレイ式CSAMT法のデータを用いた方が極く表層の高比抵抗層と、測点10から19にかけての西落ちに傾斜している低比抵抗層の伸び、さらに、測点29から東にかけて低比抵抗層がわずかにずれて深くなり、その下から高比抵抗体が東に向けて盛り上がっている様子がより詳しく解析されている。第17図に両者の解析結果と坑井の電気検層を比較して示す。表層から低比抵抗層までの構造は、CSAMT法のデータを用いたことにより検層結果により近い結果が得られている。また、200mより深い深度では、MT法のみとの結果とCSAMT法とのジョイント解析の結果の違いは小さく、検層データと大局的には調和しているが、必ずしも一致している訳ではない。



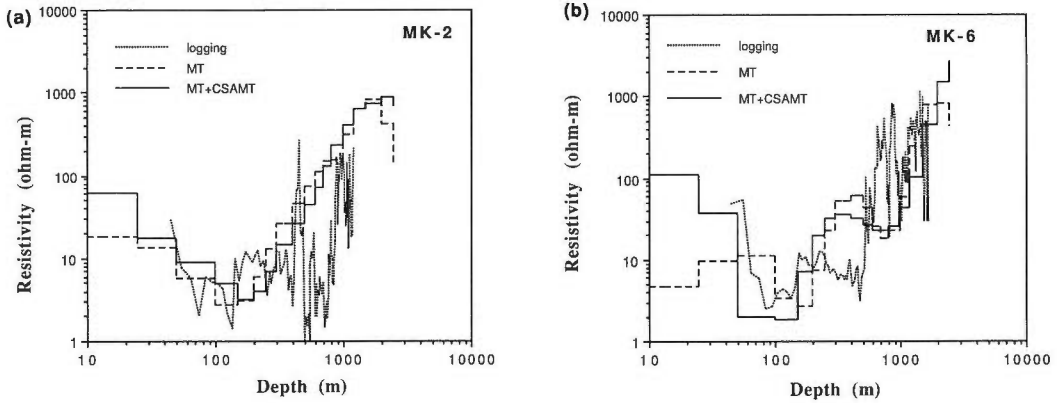
第14図 MT法とアレイ式CSAMT法調査の電極配置。MT法のダイポール長は(a)100mと(b)150mの2種類がある。

Fig. 14 Layout of electrodes of the MT and arrayed-CSAMT surveys. The electrode spacing of the MT survey was (a) 100m or (b) 150m.



第15図 測点2と39のMT法とアレイ式CSAMT法のデータの比較。+は50mダイポールのCSAMT法のデータ、×はそれをMT法の電極配置に等しくなるように、加重平均して再計算した結果。

Fig. 15 Comparisons of the MT and arrayed-CSAMT data at sites 2 and 39. "+" indicates the original arrayed-CSAMT data, and "*" means calculated value from them so that the electrode spacing may be equal to that of the MT measurement.

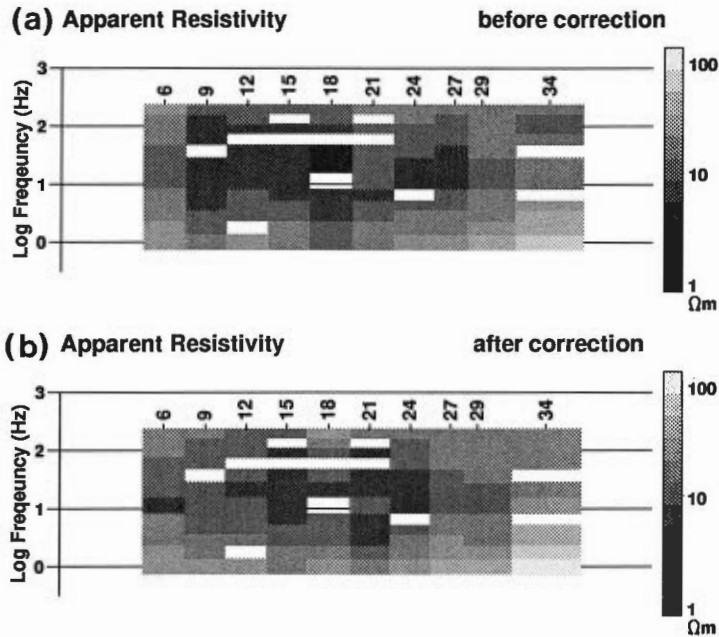


第17図 MK-2, MK-6の電気検層データ(点線)とMT法データのみ, MT法とアレイ式CSAMT法のデータの両方を用いた結果の比較

Fig. 17 Comparison of the resistivity logging data (a) MK-2, (b) MK-6 and the resistivity structure models in Fig. 16.

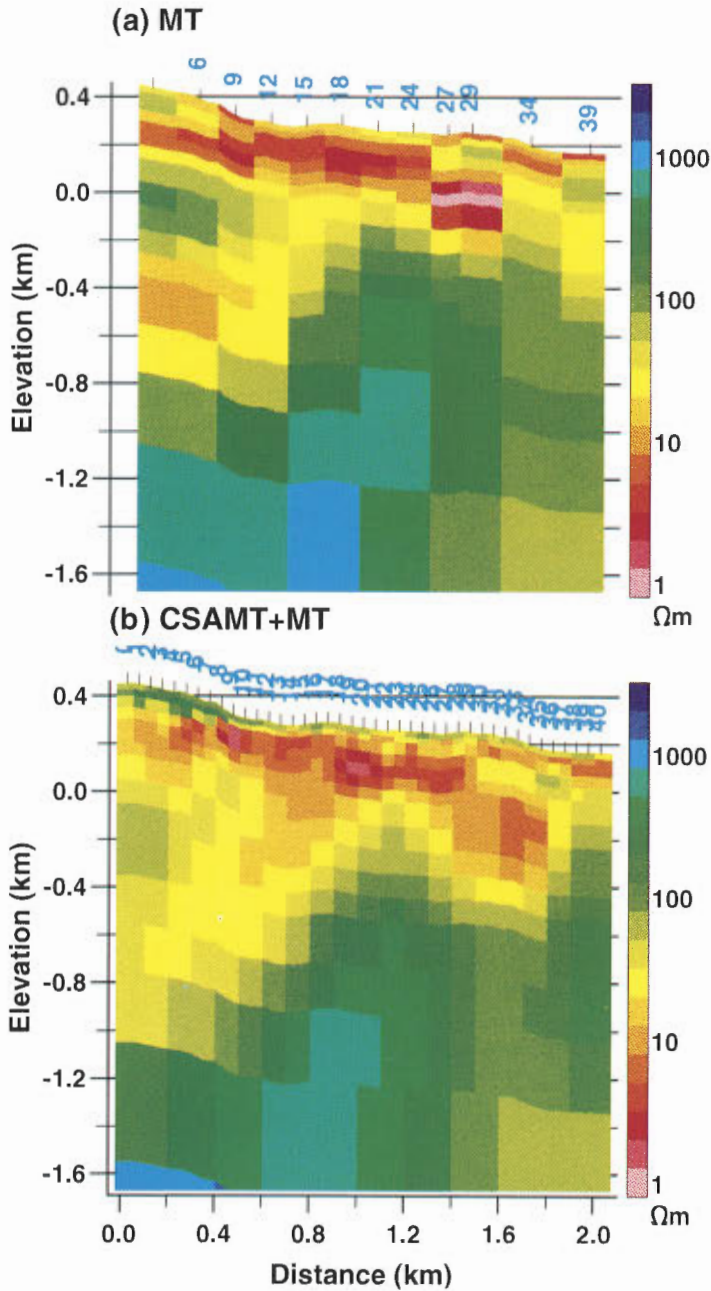
5.2 TEM法によるMT法データのスタティックシフト補正

MT法とTEM法のデータの1次元ジョイントインバージョンによりスタティックシフト補正を実施した。ここで、解析に用いたMT法のデータは測点近傍にTEM法の測点が存在する10測点のデータである。補正前と補正後の見掛比抵抗断面図を第18図に示す。補正により測線の中心付近の低比抵抗層が滑らかになって、スタティック効果は改善されているようである。しかし、それぞれについて2次元解析を適用した結果、補正後の方が極表層の比抵抗がやや高く解析されている以外はほとんど両者の違いは認められなかった。その結果と検層データとの比較を第19図に示す。深度約200mまでの構造については補正により比抵抗が高くなり検層結果に近づいているが、低比抵抗層より深部については補正前後の結果はほとんど同じである。これは今回の解析ではスタティックシフトの補正量は最大でも0.25 decadeと小さく、またMT法の測点間隔が200m前後と比較的密であったので、2次元解析によりスタティック効果が説明できたことに起因されていると考えられる。



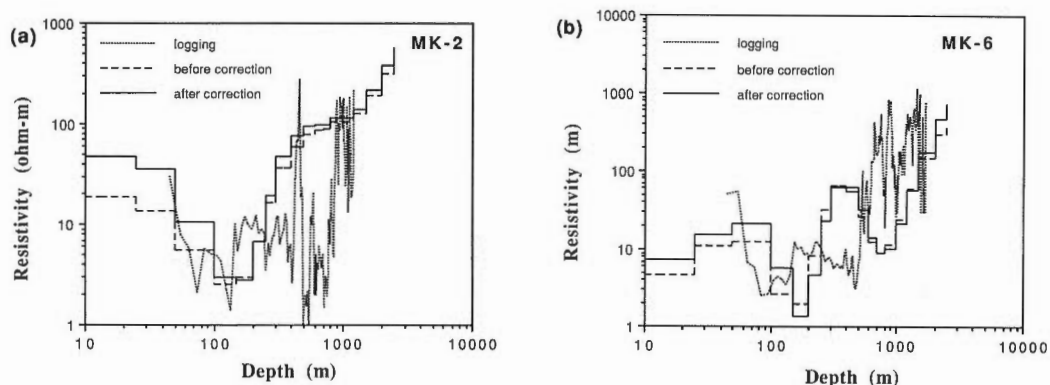
第18図 TEM法調査データを用いてMT法データのスタティックシフトを補正した結果。
(a)は補正前、(b)は補正後の見掛比抵抗断面図。

Fig. 18 (a) Apparent resistivity pseudosection composed of the MT data which were observed at sites close to sites of the TEM survey.
(b) Apparent resistivity pseudosection resulted from the static shift correction using the TEM data.



第16図 (a)MT法のデータのみを用いた2次元解析結果と(b)MT法とアレイ式CSAMT法のデータの両方を用いて解析した結果

Fig. 16 Comparison of resistivity structure models obtained from (a) the MT data and (b) MT data joined with the arrayed-CSAMT data.



第19図 スタティックシフト補正前後の結果とMK-2, MK-6の電気検層データの比較
 Fig. 19 Comparison of the resistivity logging data (a)MK-2, (b)MK-6) and 2-D inversion models from the original MT data (Fig. 18a) and the corrected MT data (Fig. 18b).

6. 南茅部地域地熱系モデルとの対比

前述したように本調査地域は既にNEDO (1988) により地熱開発促進調査がなされていて、地熱系モデルが提案されている。電磁法調査で得られた比抵抗構造は、この地熱系モデルをどのように表現しているのだろうか。まず、本調査域の地熱系モデルの概略はNEDO (1988) によると、『熱水の上昇流域は泣面山火口直下と考えられ、熱水は新第三紀中新世の汐泊川層や貫入岩体の中で加熱されて上昇すると思われる。上昇流の通路としては主として泣面山火口直下に見られる貫入岩の盛り上がりの中に形成された断裂が予想される。流出域は温度分布から側方流動がうかがえるMK-6から東方の大船温泉下の湯付近までの帯状部であり、この側方流動ではMK-6, MK-2の周辺に発達する酸性変質帯により少なくとも、MK-2までは天水の影響は小さく、天水との混合は主としてそれ以東で発生していると考えられる。…』と記述されている。第20図にMT法とアレイ式CSAMT法のジョイント解析結果と地熱系モデルを重ねて示す。ただし地熱系モデル図の断面位置は2本の坑井付近では電磁法調査の測線とおおよそ等しいが、それより東ではやや電磁法調査の測線よりも南にずれている。

表層の第四紀の岩戸火砕流、火山噴出物は100Ωm前後の高比抵抗を示している。その下の汐泊川層上部は粘土化変質のため透水性が悪く、帽岩の役割を果たしていると考えられているが、この様子が西から東へ傾斜した10Ωm以下の低比抵抗層で良く表現されている。地熱系モデルではこの層は、大船川で断層により途切れている。これに対応しているのか低比抵抗層は測点29で一旦下方へずれて、測点36で途切れている。推定されている貫入岩の形状は、MK-6付近で海水準ぐらゐまで盛り上がり、東に向かって深くなり、さらにガロー川より東では浅くなっている。比抵抗構造の方は100Ωm前後の層がMK-6の西、海水準付近から存在しMK-6まで認められるが、MK-6とMK-2の間では、30Ωm以下の低比抵抗体が西落ちに傾斜して存在している。さらにMK-2の東では測点23を頂点として、高比抵抗体が盛り上がっている。これは推定されている貫入岩の形状とは一致しない。しかし、ここで注目すべき点は、MK-6とMK-2の間の西落ちに傾斜した低比抵抗体であろう。これは地熱系モデルの貯留層の位置に存在し、MK-6とMK-2の逸水箇所も低比抵抗体の周辺に位置し、また180℃の温度分布が西から東へ上昇している様子と良く調和している。これは貫入岩中に存在する断裂群に、Na-Cl型の熱水が存在し、その熱水自身がMK-6で1.33Ωm、MK-2で1.59Ωmと低いために(NEDO, 1988)、それが地表電磁法調査では大局的に30Ωm前後の低比抵抗体としてとらえられたのであろうと考えられる。

7. ま と め

地表付近のごく表層の不均質構造がMT法に及ぼす影響を除去あるいは見積るために、南茅部地域におけるTEM、アレイ式CSAMT法、MT法データを解析し、その有効性を検討した。結果として、それぞれの手法において以下の知見が得られた。

(1) TEM法調査に関して

- ・滑らかな見掛比抵抗断面図が得られ、平滑化1次元解析を検層データと照合し、良い相関を得た。
- ・探査深度は400m前後であり、低比抵抗を示す粘土化変質帯の探査には簡便で有効な手法である。

(2) アレイ式CSAMT法調査に関して

・1次元解析ではスタティック効果の影響により、信頼性の高い結果は得られないが、TEM法のデータを用いて補正することにより1次元解析であっても、横方向に連続性があり信頼性の比較的高い結果が得られた。

・2次元解析を適用すると、低比抵抗層以浅の構造については多少、横方向に不連続性のあるものの、それより下の高比抵抗層については連続性のある結果が得られた。

(3) MT法データとアレイ式CSAMT法データのジョイント解析について

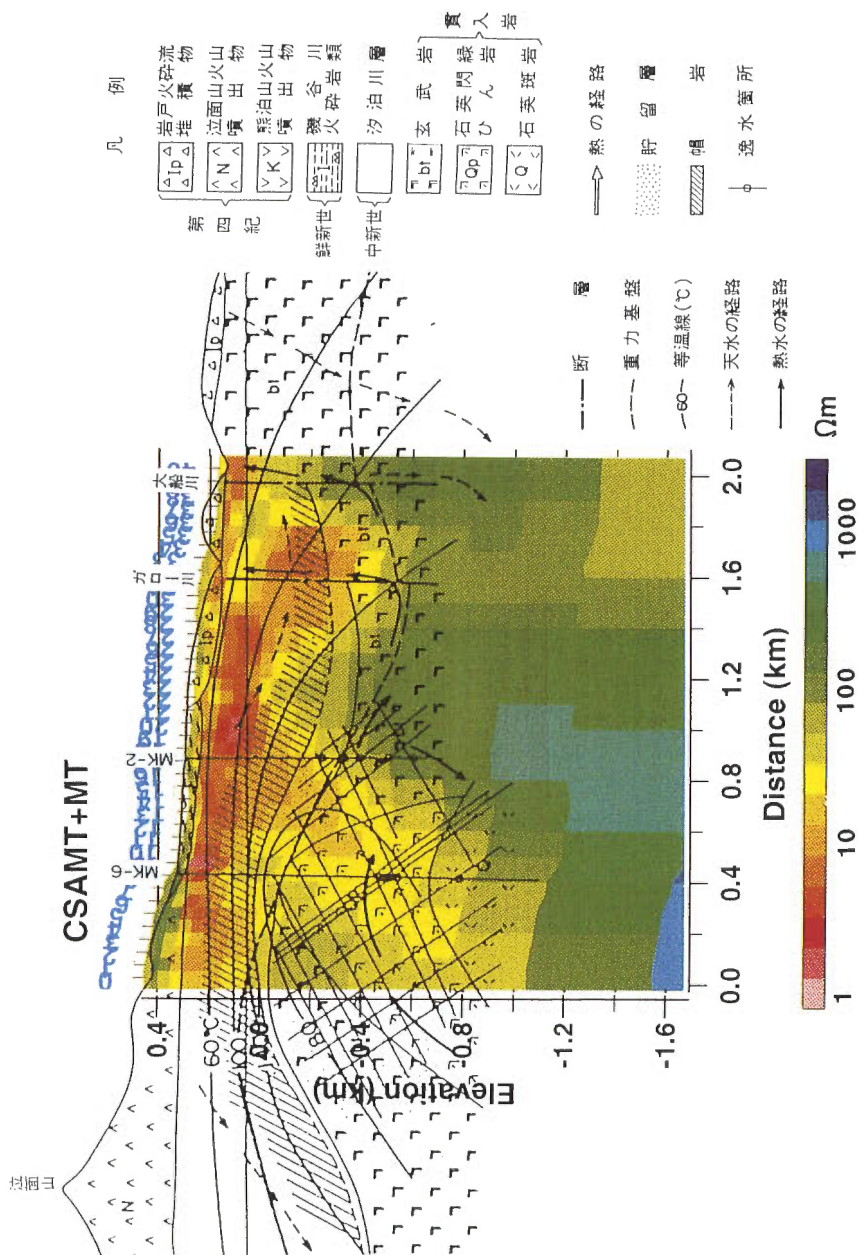
・現場での調査実施時に、それぞれの調査法の電極位置を同一にしておかなければ、両者の見掛比抵抗にスタティックシフトによるギャップを生じてしまう。

・アレイ式CSAMT法データを用いることにより浅部構造がより明瞭に解析されたが、MT法調査の測点間隔が比較的密であったために、MT法データのみを用いて解析した結果と比較して低比抵抗層以深の構造についてはそれほど変化は認められなかった。

(4) TEM法データを用いたMT法データのスタティックシフト補正結果について

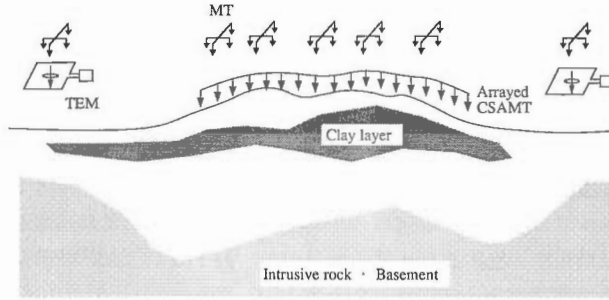
・見掛比抵抗断面図においては補正の効果が認められるが、2次元解析を適用すると、浅部構造が比較的改善されるものの深部についてはあまり効果は認められなかった。これは用いたMT法データの測点間隔が比較的密であったためで、測点間隔が1 km以上に及ぶような粗い場合、あるいは測線的調査が急峻な地形のため困難で1次元解析しか適用できない場合にはTEM法による補正は必ず必要であると考えられる。

以上の結果を踏まえて今後の地熱探査へのMT法の適用を考えると、次のようなことが言える。まず、地熱地域は浅部に低比抵抗を示す粘土化変質帯が存在しているので、地表面からの電磁法調査の感度はそこに集中する。比較的密にMT法調査を実施していれば2次元解析により、連続性のある低比抵抗層が解析される。また、深部に存在する貫入岩や基盤は高比抵抗を示し、高密度に測定を実施していれば2次元解析によりある程度の信頼性のある形態は把握できる。しかし、地表面からの電磁場はその上の低比抵抗層で吸収され、分解能は急激に低下するので、いくら地表で高密度に測定を実施しても、深部での分解能向上は困難である。したがってスタティック効果の影響を抑え、浅部の火山噴出物や粘土化変質帯の分布を把握する必要がある場合は、アレイ式CSAMT法調査が効果的である。また、深部構造を調査するためには長い測線によるMT法調査が必要である。しかし、全ての測点で高密度な測点間隔で実施する必要はなく、周辺領域においては測点間隔を粗くし、スタティックシフト補正のためにTEM法調査を実施すれば良い。以上のことを整理すると第21図の様になる。



第20図 比抵抗構造モデル(第16図(b))と地熱系モデル(NEDO(1988))の対比。電磁法調査の測線に対して、地熱系モデルの断面位置は北西-南東へ傾斜して、測線と交差している。

Fig. 20 Comparison of the resistivity structure model (Fig. 16b) and the geothermal reservoir model of the Minamikayabe geothermal field (NEDO, 1988). The profile line of the geothermal reservoir model is slightly different from the MT survey line.



第21図 アレイ式CSAMT法とTEM法を組み合わせた深部探査のためのMT法調査の仕様
Fig. 21 A design of electromagnetic survey for deep geothermal reservoir.

謝辞 本研究はNEDOのプロジェクト『地熱探査技術等検証調査 断裂型貯留層探査法開発 電磁波利用探査法開発』と連携する形で実施された。解析に用いたMT法調査データ、アレイ式CSAMT法調査データの取り扱いについてNEDO、大手開発(株)、地熱技術開発(株)に便宜を図って頂いた。ここに感謝する次第である。また本報をまとめるにあたり有益な助言をしていただいた地質調査所の村上 裕氏、高倉伸一氏にお礼申し上げます。

文 献

- Andrieux, P. and Wightman, W. E. (1984) The so-called static corrections in magnetotelluric measurements. *54th Annual. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, p. 43-44.
- Bostick, F. X. Jr. (1986) Electromagnetic array profiling. *56th Annual. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*.p. 60-61.
- 物理探査学会誌編集委員会 (1993) アレイ式MT法. 物理探査, vol. 46, p. 71-73.
- Groom, R. W. and Bailey, R. C. (1989) Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortions. *J. Geophys. Res.*, vol. 94B, p. 1913-1925.
- 服部 旭・田島俊雄・賀来 学・田中啓二・笹田政克・米田吉宏 (1993) アレイ式CSMT法の開発—研究開発の概要と機器の開発—. 物理探査学会第88回学術講演会論文集, p. 336-342.
- 光畑裕司・小川康雄 (1994) 仙岩澄川地域におけるTEM法調査とMT法データのスタティックシフト補正. 物理探査, vol. 47, p. 11-23.
- Murakami, Y. and Makino, M. (1992) Reduction of static effect for Arrayed CSAMT data by means of unsymmetrical adaptive electrode spacing meyhod. *BUTURI-TANSA*, vol. 45, p. 392-397.
- Nabighian, M. N. (1979) Quasi-static transient response of a conducting half-space: An approximate representation. *Geophysics*, vol. 44, p. 1700-1705.
- 小川康雄・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, p. 22-41.
- ・光畑裕司 (1993) 3次元性の強いMT法データの広域的電磁誘導と局所的電場擾乱への分離—南部北上山地のデータの例—. 物理探査学会第88回講演論文集, p. 517-522.
- 新エネルギー総合開発機構 (1988) 地熱開発促進調査報告書 南茅部地域, 225p.

- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1992) 平成3年度地熱探査技術等検証調査 断裂型貯留層探査法開発 電磁波利用探査法開発. 192p.
- Uchida, T. and Ogawa, Y. (1993) Development of Fortran Code for Two-dimensional Magnetotelluric Inversion with Smoothness Constraint. *Geological Survey of Japan Open-File Report*, no. 205, 115p.
- 山根一修・高杉真司・笹田政克・米田吉宏 (1993) RRI法によるMT法2次元インバージョン解析(その2) —フィールド・データへの適用—. 物理探査学会第88回学術講演会論文集, p. 318-323.
- 八野祐二・高杉真司・村松茂樹・笹田政克・浦井稔(1992) MT法とCSMT法のジョイント解析. 物理探査学会第86回学術講演会論文集, p. 349-354.

北海道南茅部地域の空中電磁法調査

村上 裕*・大久保泰邦*・川村政和**

Airborne electromagnetic survey in the Minamikayabe area, Hokkaido

Yutaka MURAKAMI, Yasukuni OKUBO and Masayori KAWAMURA

Abstract: An airborne electromagnetic survey was conducted at the Minamikayabe geothermal field in Hokkaido, Japan. The survey area of about 50km² was covered by 49 survey lines with line spacing of about 200m. The apparent resistivity maps at the frequencies of 56k, 5k, 385 Hz show very detailed distribution of low resistivity anomalies associated with clayey alteration. Comparison between apparent resistivity maps of different frequencies turned out to give valuable information of the vertical distribution of alteration down to about 100 meter. Especially, the apparent resistivity map at 385 Hz very clearly delineates the distribution of wide and deep-seated clayey alterations.

1. はじめに

北海道南西部の渡島半島の駒ヶ岳南東に位置する地熱微候地帯である南茅部地域において、ヘリコプタによる空中電磁法調査を実施した。調査域は北海道茅部郡南茅部町および函館市にまたがる面積約50 km²の範囲で、新エネルギー・産業技術総合開発機構（以後NEDOと略記する）の実施した南茅部地域地熱開発促進調査域（昭和59～61年度）とほぼ一致する。本地域はNEDOの進めている断裂型貯留層探査法開発の電磁波利用探査法開発（アレイ式CSMT法開発）における現地データ取得フィールドに選定され、平成2～3年度に実施した詳細な電磁法調査により得られた比抵抗構造と地熱構造の関係が研究されている（NEDO, 1991, 1992a）。本研究はより広域的な調査を実施することにより、南茅部地熱地域の大局的な地熱構造を調査することを目的とする。

ヘリコプタを利用した広域調査の特徴は、地形が険しいとか道路が少ないなどの理由で地上からのアクセスが困難な場所においても、空中から効率的にデータ取得ができることである。また、今回の測定においては測線長約8 kmの測線49本を測線間隔約200mで平行に配置し、均質かつ稠密なデータを取得したので、極めて高解像力な探査法としての役割も果たしている。全測線長は387.4kmに達する。測線方向は北西-南東とした。測定期間は1993年3月23～24日である。

地熱地域における空中電磁法調査の第一目的は、得られる比抵抗分布から熱水系や変質帯の賦存状況を把握することである。電磁法は、電磁誘導現象を利用して大地の比抵抗分布を調査する手法で、今回の調査には測定装置としてDIGHEM V型空中探査法システムを使用した。これは送受信コイルを装着し

* 地殻物理部

**北海道支所

Keywords: Minamikayabe, airborne EM survey, resistivity mapping

たバードをヘリコプタにより曳航することにより調査するシステムで、ヘリコプタを用いる電磁法システム (Helicopter Electro-Magnetic System) の代表格であり、しばしばHEMシステムと呼ばれている。

NEDOは平成3年度全国地熱資源総合調査(第3次)の新資源調査手法検討において、鶴見岳地域と秋田駒地域の二つのテスト地域において空中電磁・空中磁気調査を行い、これらの手法の適用性について検討した(NEDO, 1992b)。その結果、地熱地域における高解像力探査法としての空中電磁法調査は、広範囲の地下構造を高密度で短時間に収集することが可能であり、概査(面積100~300km²)段階で適用する手法であるが³、測線間隔が³200m、測線方向のサンプリング間隔が5~10mと極めて高密度であり、精査段階で小規模な範囲で実施される地上調査のデータ密度と同等以上のデータが得られるとしている。また、可探深度が地表下100m程度であるが、その深さまでの比抵抗構造が解析可能であり、地熱変質帯の水平及び鉛直方向への詳細な分布を把握し、浅所の貫入岩体の存在を推定することが可能であるとしている。

なお空中電磁法調査においては同時に磁気測定も実施し、詳細な空中磁気図を作成している。空中磁気図からも、火山岩や貫入岩体の示す大きい磁気異常や、変質帯の示す低磁気異常など、地下構造に関する貴重な情報が得られるが、地形効果の補正法に関して研究開発を進めているので(村上, 1994)、別稿にまとめて報告することとし、本稿では触れない。

2. 南茅部地域の地熱構造の概要

南茅部地域ではNEDOの地熱開発促進調査(昭和59~61年度)が実施され、各種の地表調査により地熱構造の解析が行われている(NEDO, 1988; 石原, 1990)。以下に、これらの調査結果に基づき本地域の地熱構造を概観する。

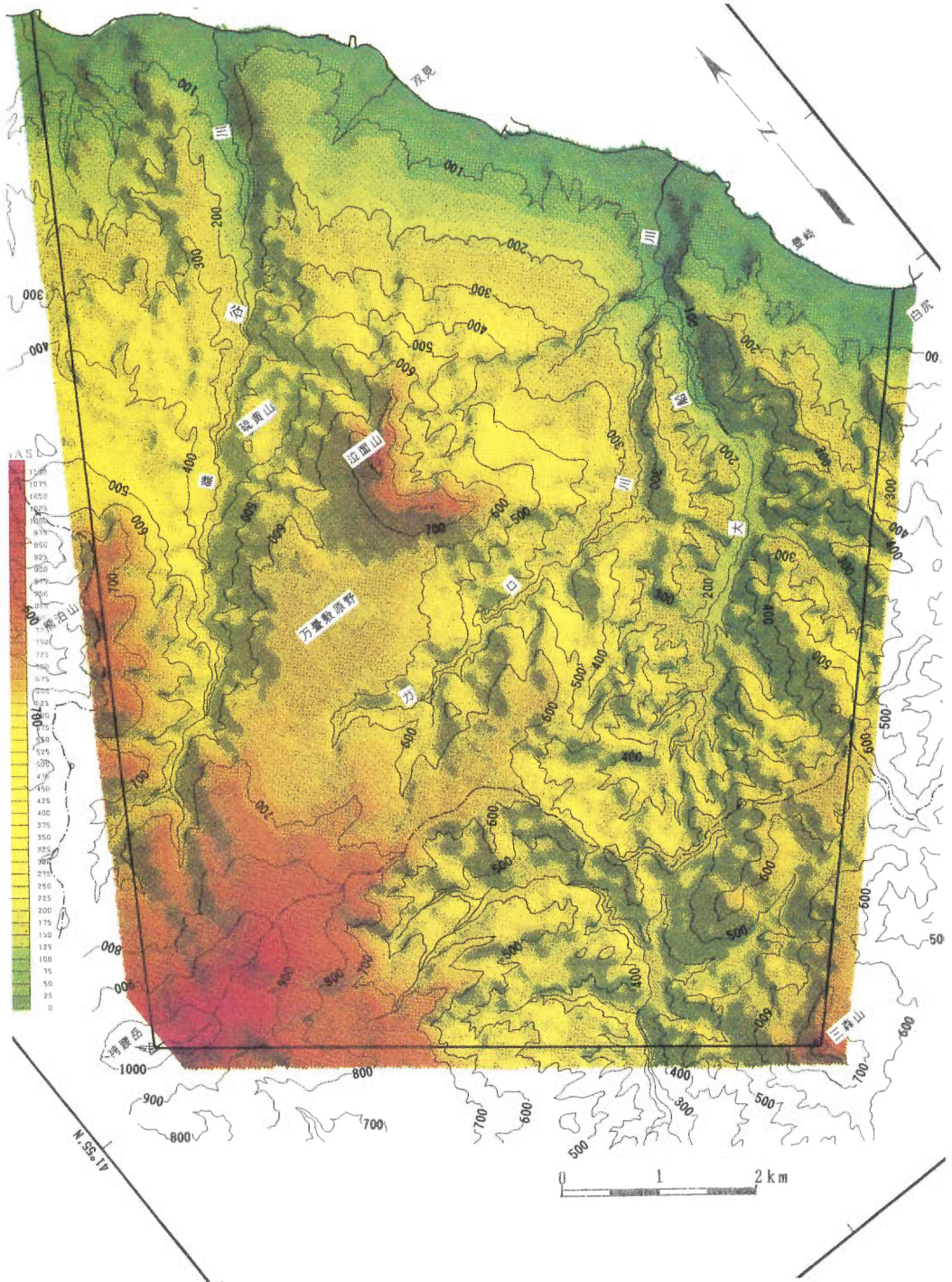
促進調査は茅部郡南茅部町と函館市にまたがる北西-南東約7.5km、北東-南西約9.5kmの範囲で面積約70km²の地域で実施された(第1図)。調査地域のほぼ中央に標高835.0mの泣面山があり、その西方に広がる標高640~660mの火山性台地は万畳敷原野と呼ばれる。調査域の西端に袴腰岳(1108.3m)、南端に三森山(842.1m)があり、北西境界線中央付近に熊泊山(817.9m)がある。

北部に磯谷川、南部に大船川が南西から北東方向に流れ、急峻な地形を形成している。また、万畳敷に発し泣面山の南側を流れるガロー川がある。温泉は磯谷川の中流に磯谷温泉(65℃)があり、大船川沿いに大船温泉上の湯(75.0℃)と下の湯(69.0℃)があり、地熱徴候が大船川沿いと泣面山からその北西の硫黄山にかけて分布する。

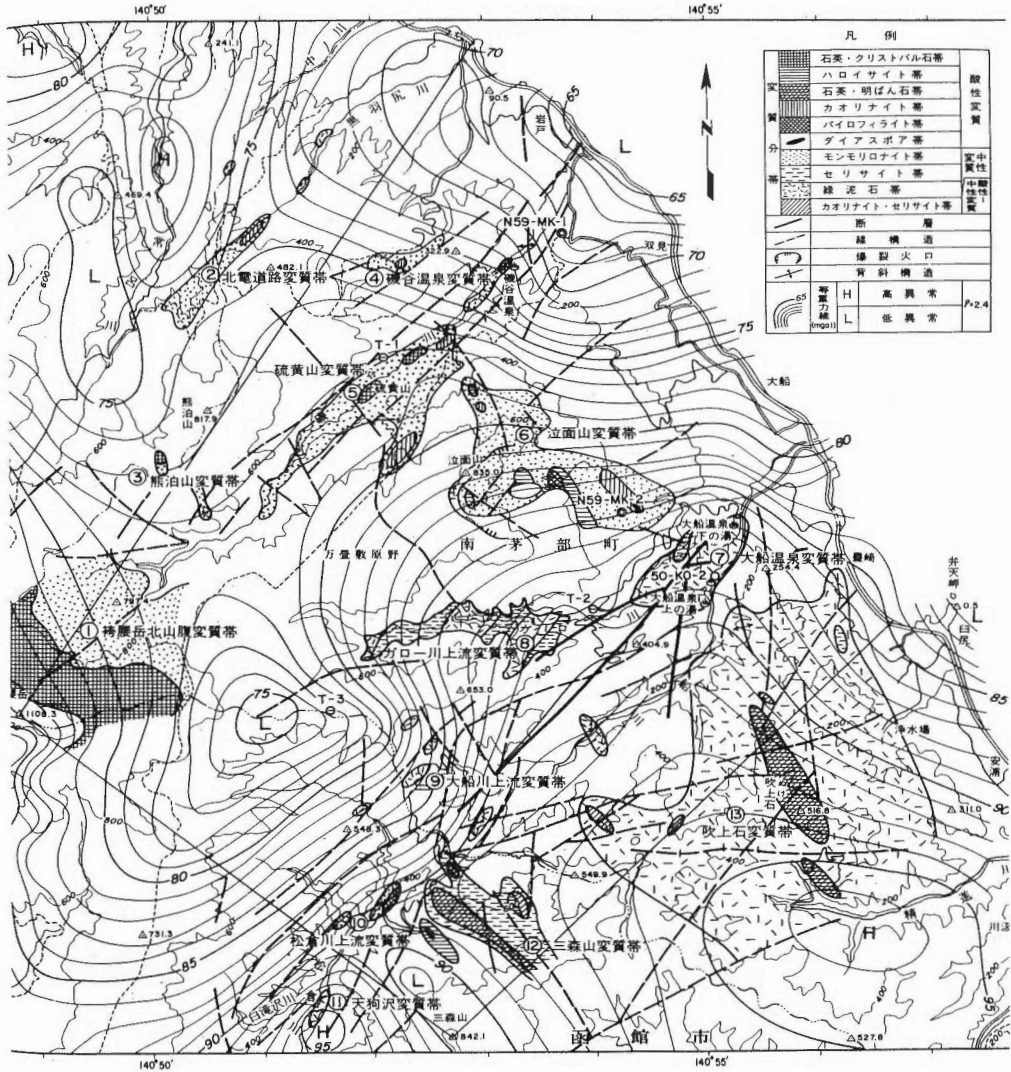
第2図に示す変質帯分布は、①袴腰岳北山腹、②北電道路、③熊泊山、④磯谷温泉、⑤硫黄山、⑥泣面山、⑦大船温泉、⑧ガロー川上流、⑨大船川上流、⑩松倉川上流、⑪天狗沢、⑫三森山、⑬吹上石の13地区に分類される。①~⑥は、主として第四紀の火山噴出物の分布域で認められる変質帯で、主体は酸性変質である。特に⑤硫黄山、⑥泣面山の両変質帯はパイロフィラナイトやカオリナイトなどの高温を示唆する鉱物を伴い、変質帯の規模も大きいことから、現在の地熱と関連性が大きいと考えられている。⑦~⑬は新第三系が分布する地域で、強い珪化帯が認められるものの、緑泥石やセリサイトなどの中性変質を主とする新第三紀の鉱化変質とみられ、現在の地熱活動との関連は薄い。

第3図は40測点のAFMT法電磁探査によって作成された周波数8.75Hzにおける見掛比抵抗分布である。高比抵抗帯として、泣面山の南西部の万畳敷原野から南に広がる地帯(RH1)と、南端の三森山の北側地域(RH2)、さらに東端の大船川南岸地域(RH3)が分布し、低比抵抗地帯として、泣面山の火口域(RL1)、調査域北端の磯谷温泉北西部(RL2)、西端の袴腰岳北東部域(RL3)、およびRH1とRH2を分断し東西に広がる地域(RL4)が存在する。

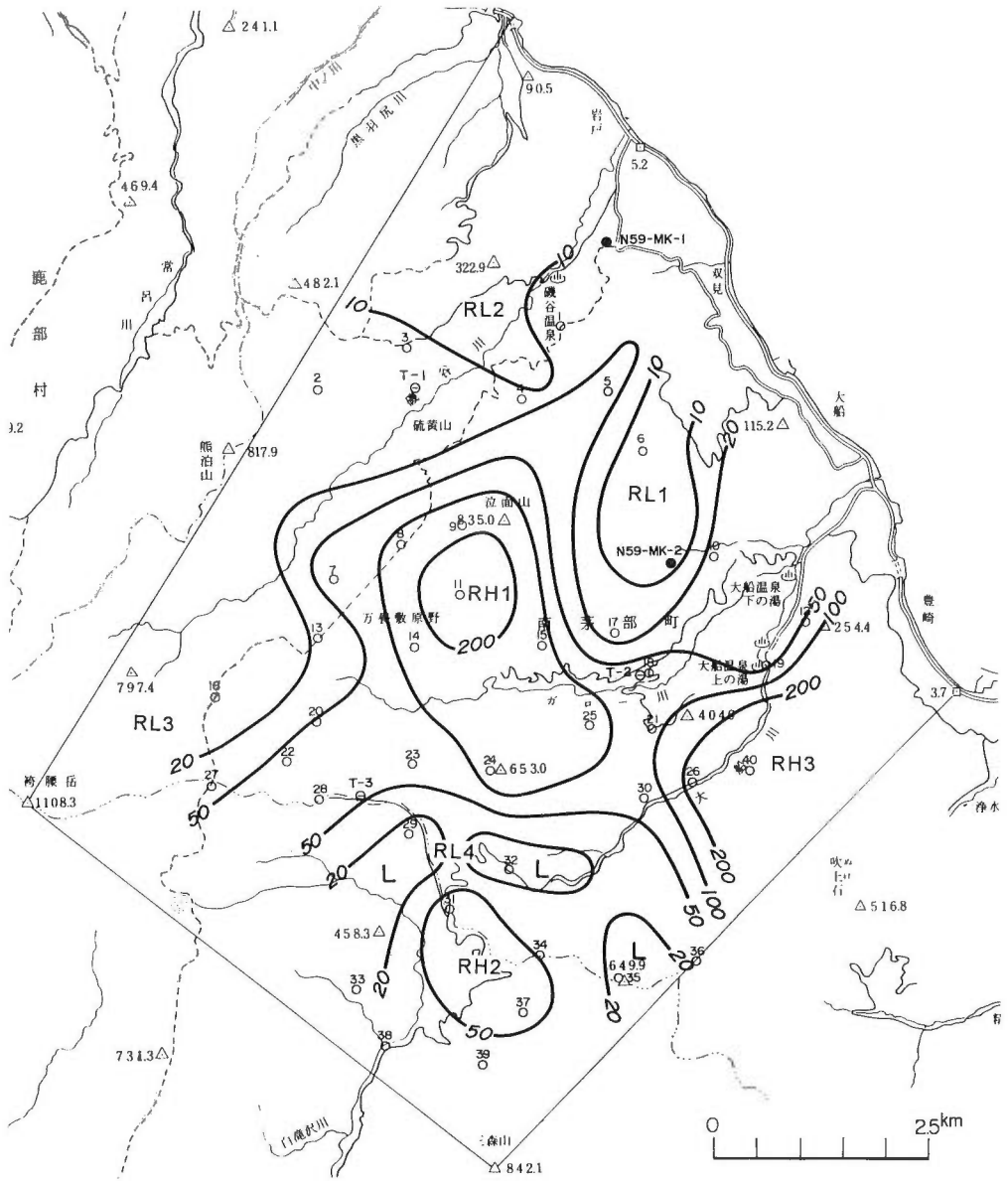
重力探査は220測点において実施され、第2図に補正密度補正密度2.4g/cm³の等重力線図が重ねて示されている。調査域南東境界外側の吹上石(ヌケイシ)から三森山にいたる高重力域があり、その北東



第1図 南茅部地熱地域 地形陰影図(東照射).
Fig. 1 Shaded Relief Topographic Map of Minamikayabe area (East Illumination).



第2図 変質帯と地質構造関係図 (NEDO, 1988, 第II-1-4図).
 Fig. 2 Correlation of Alteration Zone and Geological Structure.



第3図 AFMT法見掛比抵抗分布図(周波数8.75Hz)(NEDO, 1988, 第II-3-4図).
 Fig. 3 Apparent Resistivity Map obtained by AFMT method (frequency 8.75Hz).

側の海岸に向けて急速に低下している。また北西側にも急激に重力が低下し、北東-南西方向の断層の存在が推定される。また、吹上石から泣面山にかけて高重力の張り出しがあり、泣面山における基盤の隆起が推定され、さらに泣面山の西側において断層による基盤の急激な低下が推定される。

本地域の地質構造は新第三紀から第四紀の構造運動により、NE-SWあるいはNW-SE方向の断層によって切られたブロック状の地塊が差別的な沈降・隆起・傾動を繰り返し、起伏に富む複雑な形態をしていると考えられる。

本地域の熱構造をまとめると、第四紀更新世の火山活動による横津岳、袴腰岳、熊泊岳、泣面山の諸火山があり、最も新しい火山は泣面山で0.3Maである。現在はいずれも活動を休止しているが、山頂付近や河川沿いに中性～酸性の変質帯が分布している。温泉水の地化学温度計温度やコアの流体包有物均質化温度などから、泣面山周辺に高温域が存在し、火口の地下深部にマグマ溜まりなどの熱源の存在が推定される。

3. 測定法

使用したHEMシステムはグラスファイバー製の長さ約10mの円筒状バード内に5種類の周波数に対応する送受信コイル(コイル間隔8m)とレーザー高度計を装備したもので、このバードをヘリコプタにより曳航することにより測定する。バードの対地高度を30m程度になるべく一定に保つことが必要であるため、地形の高低に沿った包絡線飛行を行う。

地上の電磁法探査として最近よく用いられているCSAMT法やMT法は、測定した電場を用いて見掛比抵抗を計算するため、いわゆるスタティック効果により、真の比抵抗値を示さないことがあり注意を要するが、本手法のように磁場を用いて計算する場合は、スタティック効果の影響を受けない見掛比抵抗値を得ることができる。

使用した空中電磁法測定装置はDIGHEM V型で、送受信コイルの配置と周波数は、水平共平面配置が385, 5k, 56kHzの3周波数、鉛直同軸配置が900, 7.2kHzの2周波数である。データのサンプリング間隔は0.1秒である。

バードの対地高度はレーザー高度計により精度0.1mで計測される。ヘリコプタの高度と位置は電波高度計とGPS航法システムにより計測した。GPSは地上定点でもモニター記録し、調査後ディファレンシャルGPS法により空中GPSデータを補正し、精度10m以内でヘリコプタ位置を決定した。第4図に航跡図を示す。

本調査で使用した機器の一覧を第1表にまとめて示す。

4. 調査結果

第5, 6, 7図に周波数がそれぞれ56k, 5k, 385Hzにおける見掛比抵抗分布図を示す。全般的な特徴として、56kHzの見掛比抵抗分布図では低比抵抗帯が広範囲に分布しているが、周波数が下がるにつれ低比抵抗帯がいくつかのゾーンに集中している。

385Hz見掛比抵抗分布図の低比抵抗異常帯は①～⑥の変質帯分布をよく表している(②は調査範囲外である)。①～⑥は第2図に示されるようにモンモロナイト帯の分布を伴う変質帯であり、モンモロナイトの低比抵抗異常を表していると考えられる。⑦～⑬の変質帯は全く低比抵抗異常を伴っていない。調査域南西境界の中央部は、地上からのアクセスが困難であるため、地表調査がなされていないが、低比抵抗帯が広がっており、何らかの変質帯が存在するものと思われる。

385Hz見掛比抵抗分布図(第7図)では泣面山火口内の⑥泣面山変質帯と、磯谷川沿いの⑤硫黄山変質帯と④磯谷温泉変質帯が特に顕著な低比抵抗帯の分布を示しているが、56kHz見掛比抵抗分布図(第5図)では余り優勢な低比抵抗帯でないことが特徴的である。

第1表 空中電磁法調査使用機器一覧表
Table 1 List of Equipments for Airborne EM Survey

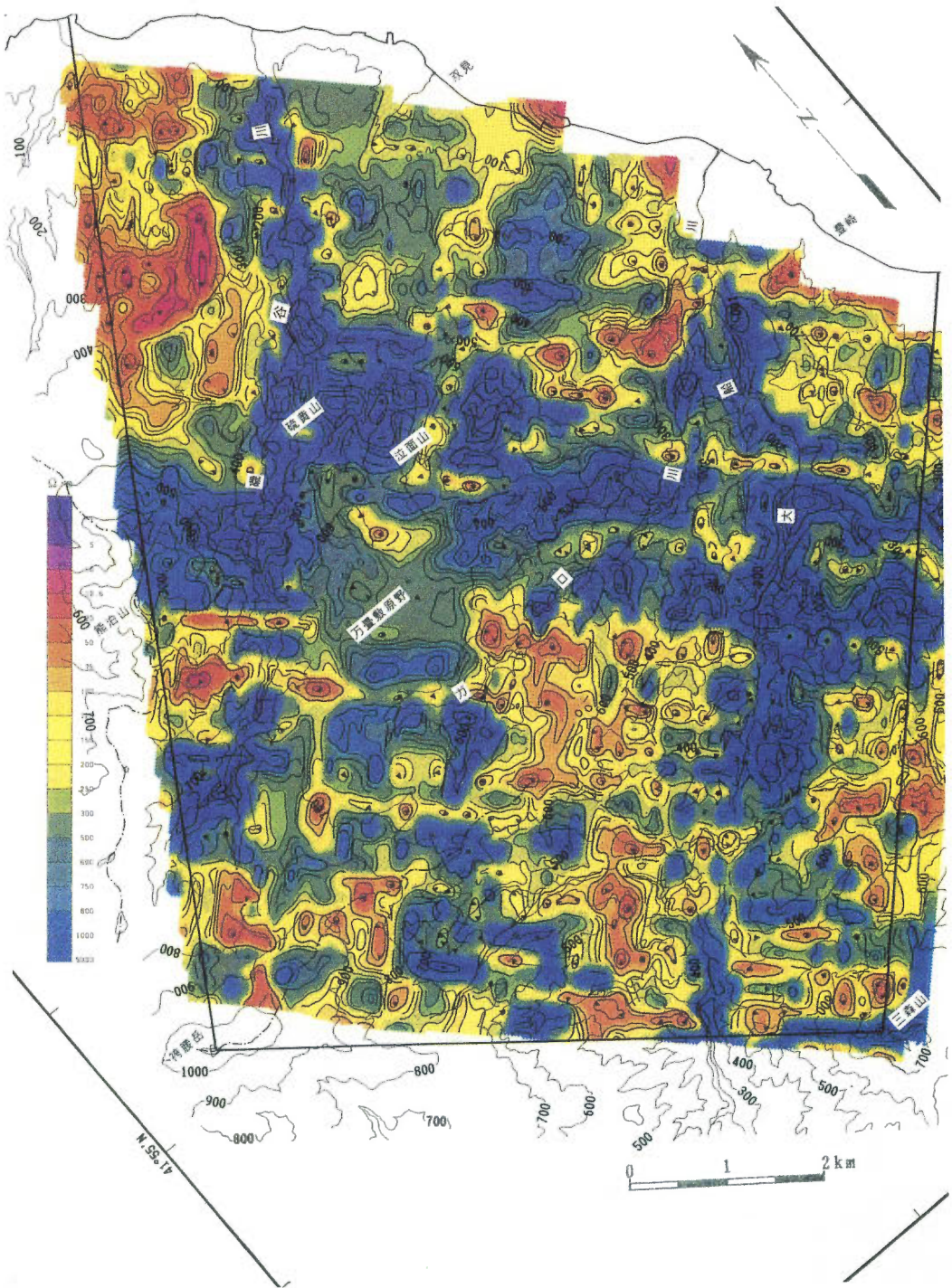
機 器	型 名	製 作 者 ・ 仕 様
空中電磁装置	DIGHEM V IEM	Dighem Surveys & Processing (Canada) 社製 バード曳航型、バード長：約 10m 多重コイル配置（5周波数）： 送・受信コイルをバード内に設置 送・受信コイル間隔；8m Vertical Coaxial Coils； 900(908), 7,200(7,273) Hz Horizontal Coplanar Coils； 385(388), 5,000(4,828), 56k(57.16k) Hz 測定成分：各周波数同相、離相2成分 ノイズレベル：2ppm、サンプリング：0.1秒 電力線モニター：50/60Hz、空電モニター
空中磁力計	グラディオメーター	Scintrex (Canada) 社製バード曳航型グラディオメーター 磁力計：Mac-3 光磁気センサー磁力計2台 磁力計間隔：3m 分解能：0.001nT、精度：0.05nT 測定範囲：20,000 ~ 100,000nT サンプリング：0.1秒
電波高度計	AA300	Honeywell (U.S.A.) 社製 測定範囲：0 ~ 3,000ft、精度：±3 ~ ±4ft 使用周波数：4.3GHz
気圧高度計	A-35-MA	Aerosonic (U.S.A.) 社製 測定範囲：0 ~ 20,000ft
レーザー高度計	G150	Optech Systems (Canada) 社製 測定範囲：0.2 ~ 100m、精度：5cm レーザー波長：890nm
GPS 受信機	MX2100D	Magnavox (Canada) 社製 最大衛星数：8個、 モード：4衛星（3-D位置）、3衛星（2-D） 位置更新時間：1秒
GPS 航法システム	PNAV-2001	Picodas (Canada) 社製 16bit CPU, RAM;448kB, 0.S.;MS-DOS v.3.2 実時間航跡表示/座標変換、EL表示装置 ディファレンシャルGPS位置精度：5 ~ 10m
データ収録装置	PDAS-1000	Picodas (Canada) 社製 80386CPU, 0.S.;MS-DOS v.3.2, 320MB HDD 40MBカートリッジテープドライブ, 3.5"FD (1.44MB) 入力：アナログ; 12chx2、周波数;1周波数(24bit), パラレル; 96パラレルライン, 16ラインBCDコントロール 12chアナログボードx2, I/Oボード(88パラレル, 3D/A) 記録内容：時刻、フィジカル、GPS座標・時刻・ 高度、空中電磁（5周波数及び電力・空電モ ニターの同相・離相成分）、空中磁気（磁力計1 ・2）、電波・気圧・レーザー高度計
航跡確認ビデオカメラ	VFPR-3	パナソニック (Japan) 社製 広角・VHS・NTSC方式
ヘリコプター	ベル204B	Bell (U.S.A.) 社製 JA9203
地上磁力計	MP-3	Scintrex (Canada) 社製地上磁力計 精度:0.1nT、測定範囲：20,000 ~ 100,000nT サンプリング：1秒
地上GPSモニター	MX2100D	Magnavox (Canada) 社製 最大衛星数：8個、 モード：4衛星（3-D位置）、3衛星（2-D） 位置更新時間：1秒



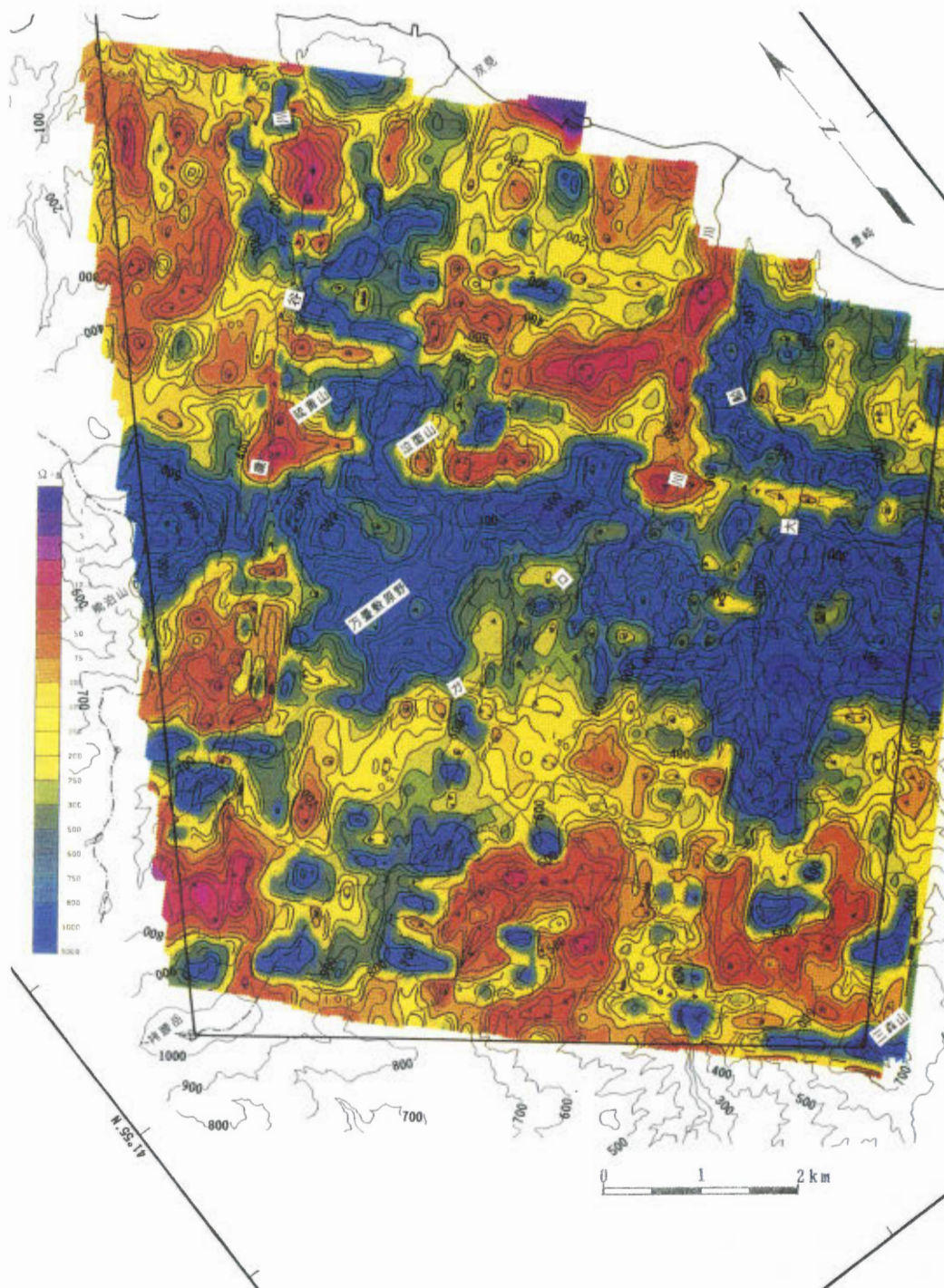
第4図 ヘリコプタ航跡図。
Fig. 4 Helicopter Track-line Path Map.

56kHz見掛比抵抗分布図(第5図)では、⑦大船温泉変質帯や、⑫三森山変質帯、に対応する低比抵抗帯が分布している。また、⑧ガロー川上流変質帯や⑨大船川上流変質帯は必ずしも低比抵抗帯ではないが、両者の中間領域に低比抵抗帯が広がっている。これらの低比抵抗帯は385Hz見掛比抵抗分布図(第7図)には存在しないので、ごく浅部の構造を反映したものである。

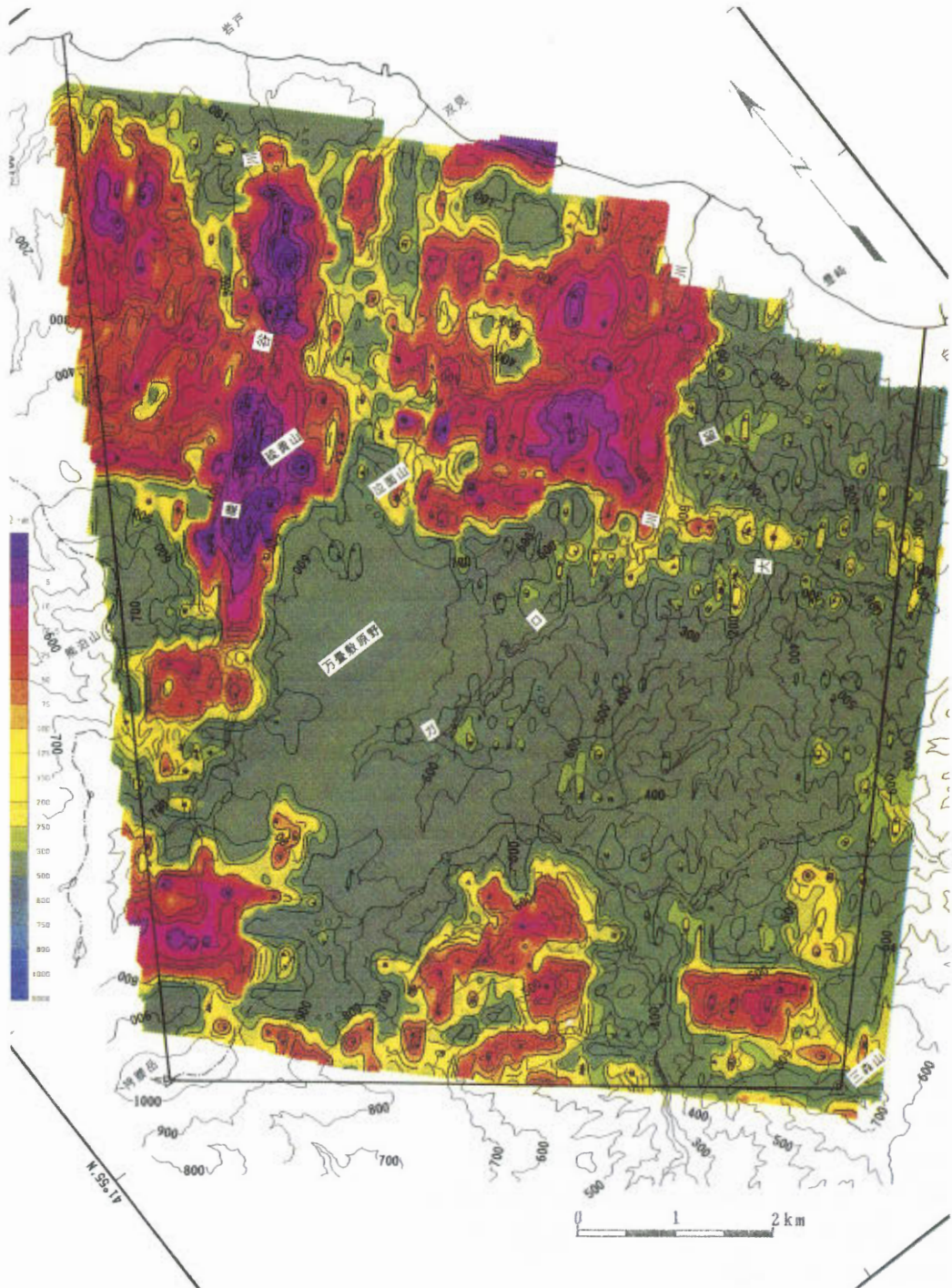
第3図に示すAFMT法の8.75Hz見掛比抵抗分布図と比較すると、三森山北側高比抵抗帯(RH2)やその北側の低比抵抗帯(RL2)に対応する構造は、第5～7図には見あたらないので、地上調査の粗い測点密



第5図 見掛比抵抗分布図(56kHz).
Fig. 5 Apparent Resistivity Map (56kHz).



第 6 図 見掛比抵抗分布図 (5kHz).
Fig. 6 Apparent Resistivity Map (5kHz).



第7図 見掛比抵抗分布図 (385Hz).
Fig. 7 Apparent Resistivity Map (385Hz).

度による偽の構造と考えられる。

促進調査における変質帯調査の所見と、比抵抗分布の関係について個々の変質帯ごとに対比する。

①袴腰岳北山腹変質帯は、上位に珪化帯、下位に粘土化帯を伴う層状の変質帯で、礒谷川等により開析を被っている。推定年代は更新世中期(?)で、地熱との関連性は地質・変質帯調査のみでは判然としない。第6、7図の低比抵抗帯の広がり、第2図のモンモリロ帯の分布と正確に一致している。

③熊泊山変質帯は、黄鉄鉱の鉱染を伴う珪化帯および粘土化帯で、方向性は特に認められない。推定年代は更新世後期である。規模は小さいと評価されているが、第6図の5kHzにおける低比抵抗帯の広がり、もっと広い。

④礒谷温泉変質帯は、粘土化帯が主体で、礒谷温泉付近では泥岩が局部的に珪化をうけている。また、礒谷温泉北西の岩戸川最上流部にも変質帯が広がる。推定年代は更新世後期である。温泉と位置的に近く、地熱と関連した変質帯である可能性が高い。低比抵抗帯は第2図に示す変質帯の分布よりも、もっと広域に発達している。低周波の385Hzにおいて最も顕著な低比抵抗帯を形成しており、深部になるにつれ比抵抗が低下していることがわかる。特に、礒谷川沿いの低比抵抗帯の発達が特徴的である。

⑤硫黄山変質帯は、礒谷川に沿ってNE-SW方向の珪化帯が分布している。泣面山北西山腹には、硫黄を稼行した旧熊泊鉱山があり、これらを包含して粘土化帯が広がっている。時代的に新しく、カオリナイトや葉ロウ石を含み、比較的有望な変質帯である。この変質帯も、第7図の385Hz見掛比抵抗分布において顕著な低比抵抗帯となっている。

⑥泣面山変質帯は、泣面山山頂から東側の白井川流域に発達し、小規模な珪化帯を包含して粘土化帯が広範囲に広がっている。硫化水素臭がある。主体は泣面山の爆裂火口跡に形成された変質帯と考えられ、時代的に新しく、葉ロウ石を含み、最も有望な兆候地であると評価されている。この変質帯も低周波数になるにつれ低比抵抗となる比抵抗構造を示しており、第7図の低比抵抗帯の広がり、第2図の変質帯分布よりもさらに広く、ほとんど海岸にまで達しており、地表下に低比抵抗帯が連続していることを示している。

⑦大船温泉変質帯は、珪化・緑泥石化したプロピライト中に白色の珪化-粘土化帯を伴っている。推定年代は中新世後期と古く、現在の地熱とは直接の関連はないと考えられている。比抵抗分布からはどの周波数においても、比抵抗異常を示していない。

⑧ガロー川上流変質帯は、珪化・緑泥石化したプロピライト中にNE方向の灰白色の強珪化部が分布している。低比抵抗異常は伴わない。

⑨大船川上流変質帯は、NE-SW系の小規模な石英脈および珪化帯からなり、低比抵抗異常は伴わない。

⑩松倉川上流変質帯は、小規模な珪化帯と粘土化帯であり、モンモリロナイトも分布するが、見掛比抵抗分布図では低比抵抗を示していない。

⑫三森山変質帯は、2条のNE系の伸張方向を持つ強い珪化帯を中心に、白色の粘土化帯からなる。第6、7図には明瞭な低比抵抗異常帯が分布するが、その中心は第2図に示す変質帯分布よりも、より三森山山頂に近い所に存在する。

⑬吹上石変質帯は、強珪化帯の周辺に広範囲に粘土化帯が分布している。これも低比抵抗異常を示さない。

5. 結 論

空中電磁法調査による極めて高密度の比抵抗分布調査によって得られる低比抵抗異常の分布を、地上の変質帯調査結果と比較し、モンモリロナイト等の粘土化変質を伴う変質帯の分布域を詳細におさえることができた。また、56k、5k、385Hzの3周波数における見掛比抵抗分布図を比較することにより、低比抵抗帯の深度方向の分布状況を知ることができた。385Hzの見掛比抵抗分布は広域で深部にまで発達

した粘土化変質帯の分布をよく表していることがわかった。

文 献

- 石原義光 (1990) 地熱開発促進調査の地域レポート [13] 南茅部地域, 地熱エネルギー, Vol. 15, 1, p. 28-60.
- 村上 裕 (1994) 南茅部空中電磁・磁気調査の磁気異常解析, 物理探査学会第91回 (平成6年度秋季) 学術講演会講演論文集, p. 82-86.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1988) 地熱開発促進調査報告書No. 13南茅部地域, 1170p.
- (1991) 平成2年度地熱探査技術等検証調査 断裂型貯留層探査法開発 電磁波利用探査法開発 (アレイ式CSMT法開発) 報告書 (要約), 215p.
- (1992a) 平成3年度地熱探査技術等検証調査 断裂型貯留層探査法開発 電磁波利用探査法開発 (アレイ式CSMT法開発) 報告書 (要約), 154p.
- (1992b) 平成3年度全国地熱資源総合調査 (第3次) 新資源調査手法検討 (空中電磁・空中磁気調査) 報告書 要旨, 224p.

活構造地域における高密度重・磁力探査

大久保泰邦*・横田俊之*

High density gravity and magnetic surveys to constrain tectonic structures

Yasukuni OKUBO and Toshiyuki YOKOTA

Abstract: Geological survey and trench survey are conventional ways to explore tectonic structures, Gravity and magnetic surveys, which often utilized for reconnaissance surveys, also reply the demand for constraint of the tectonic structure. Small gravity variation less than 1 mGal can be detected today. Magnetic anomalies in volcanic areas provide information about volcanic rock properties such as rock type and alteration. These advantages can establish gravity and magnetic surveys as tools for small-scale structures related to tectonics.

Gravity and magnetic surveys at a small station interval (termed hereafter "high density survey") were performed in the Tanna active fault study area and the Yutsubo study area. The high density gravity maps show regional trends, But once the regional trend is removed, small-scale anomalies of several kilometers in wave-length appear. In the Tanna study area, the detrended gravity map at a 200 m station interval represents a gravity low in the Tashiro basin and one gravity high and two lows in the Tanna basin. They are terminated by the fault. The ground magnetic survey at a 100 m interval detects a magnetic high west to the fault. In the Yutsubo study area the heli-borne draped magnetic survey with a 100 m line spacing found linear magnetic anomalies associated with the known active faults. The Gravity anomalies in detrended maps are caused by shallow structures while the regional trend is derived from deep sources. The high density gravity surveys in the two study areas delineate relief of shallow and dense volcanic layers. Since tectonic movements often affect the relief of the dense shallow layer, the high density gravity survey is effective to constrain tectonic structures. However, gravity anomalies caused by density contrasts in an uppermost less dense layer must be too small to be detected. An effective interval of gravity station is around 200 m.

Since volcanic rocks possess a wide range in magnetization and since they are affected by a variety of alterations to exaggerate the range, a spatial change of magnetic anomaly in the volcanic area is large. Therefore, a lot of small-scale anomalies appear. A low altitude survey is appropriate to delineate them.

In conclusion, high density gravity and magnetic surveys help to constrain small-scale tectonic structures.

*地殻物理部

Keywords: high density gravity, high density magnetics, fault, tectonic structure

要 旨

活断層探査は、地質調査やトレンチ調査などによって行われている。また地熱資源と関係する活構造探査には、電気探査などが利用されている。しかしこれらの方法は費用や手間が掛かる。高密度の測点間隔で行う重・磁力探査は活構造の分布や構造を把握するための簡便な方法である。

丹那断層周辺と九州中部の地熱地帯である湯坪地域において高密度重・磁力探査を行った。丹那断層周辺の測点間隔約100mの高密度地上磁気探査では、断層によって切られた異常が現れた。測点間隔約200mの高密度重力異常図は、断層と無相関の南南東から北北西に傾く広域異常が現れた。これより4次の傾向面を除去した図では断層の東側に当たる田代盆地において低異常となり、また断層が横切る丹那盆地においては断層を挟んで1つの高異常と2つの低異常が現れた。湯坪地域の測線間隔100mの包路線飛行で行ったヘリボン磁気探査では、活断層と相関する線状に伸びる異常が現れた。測点間隔約150mの高密度重力異常図も南西から北東に傾く広域異常が現れた。1次の傾向面を除去した図では、波長数百mのいくつかの高・低異常が現れた。

広域異常を除去したブーゲ異常図は最上層の低密度の堆積層下の高密度層の凹凸を表した。この凹凸は多くの場合活構造と関係する。最上層の堆積層間の密度差による異常が、重力探査によって抽出可能な程大きい可能性が少ないため、高密度重力探査の対象となる深度は堆積層下の高密度層の深度(100m前後)となる。この場合最適な測点密度は200mに1点程度である。

磁気異常は火山岩の深度や磁化強度を反映した。火山岩のこれらの要素は活構造としばしば関係する。測定高度によって異常の振幅が変化するため、微細構造を示す活構造を探査するためには地上磁気探査あるいは包路線飛行などの低高度空中磁気探査が必要となる。

結論として、高密度の重・磁力探査は活構造に関係した構造を把握することは可能である。

1. 序

活断層は最近の地質時代に繰り返し活動し将来も活動することが推定される断層と定義され、通常周期的な地震活動によって引き起こされる断層運動の結果として現れる。このため活断層の位置、規模、形成の歴史を知ることは、地震の場所、規模、周期を知ることにつながる。また断層は流体の通路ともなり得、特に地熱資源においては熱水の貯留部になり、その探査には断層の発見が鍵となる。熱水は比較的新しい構造内に存在することから、貯留部となる断層も最近の地質時代に形成されたものが多く、これが活断層などの活構造に関係すると考えられる。

活断層の位置、規模、形成の歴史を調査する方法は、従来型の地質調査やトレンチ調査などが挙げられる。しかしこれらの手法は手間や費用がかかること、潜頭性の構造は発見しにくいことから、別の方法が必要となる。物理探査は主に潜頭性の構造を定量的に推定する方法として取り上げられてきたが、活断層調査においても屈折法探査や電気・電磁探査などによって活断層の位置や規模の推定に利用されている。

重力異常と断層との関係はよく知られているところである(例えば、Okubo and Shibuya, 1993)。しかし、活断層がしばしば微細構造を示すため、重力探査がどこまで微細構造を示す活断層に有効かについては検討を要する。一方磁気探査における過去の例でも、空中磁気異常を用いて大活断層であるサンアンドレアス断層系の活断層を抽出した例(Brabb and Hanna, 1981)や、地上磁気探査においてやはり大活断層である北アナトリア断層系と磁気異常の関係を指摘した例(Isikara *et al.*, 1985)などが挙げられる。しかし重力異常と同様、微細構造を示す活断層と磁気異常の関係を述べた例はほとんどない。

重・磁力探査は比較的広域の構造を推定する手法として利用されてきた。重力探査においては数平方kmに1点程度の探査が主であり、磁気探査の場合はセスナなどの航空機を利用した高度数百m以上、測

線間隔を数百m以上で行う空中探査が主流であった。しかし重力異常が1 mGal以下の精度で求めることができるようになり、より微細な構造の抽出が可能となった。また岩体の磁化強度は岩種や、岩石が形成されてから現在までに受けた外部作用、例えば水循環、風化、圧力、温度上昇などによって大きく変化する。日本列島は磁気異常の原因となる磁化強度の強い火山岩で覆われている場所が多い。そこで火山岩の岩種や形成後の環境がしばしばそのまま磁気異常に現われる。これらのことは測点間隔あるいは測線間隔を小さくした高密度重・磁力探査による活断層のような活構造探査の可能性を示唆するものである。

重・磁力異常の大きさは構造と観測点との距離の2乗あるいは3乗に反比例する。すなわち構造の深度が増大するに従い重・磁力異常は急激に減衰する。また異常の原因となる構造の大きさと周辺岩体との密度差あるいは磁化強度差が増加するに従い増加する。したがって重・磁力異常は、活断層に関係した重・磁力異常の原因となる構造の規模、深度、周辺岩体との物性差に依存することになる。

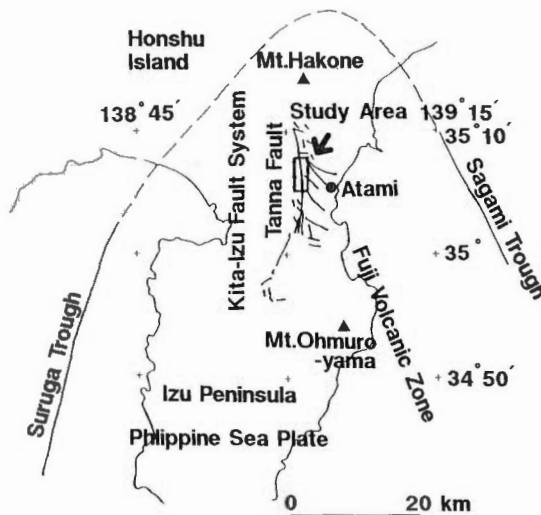
ここでは丹那断層周辺と湯坪地域でのケーススタディを利用して上記の問題に対して考察する。

2. 丹那断層周辺と湯坪地域で行われた高密度重・磁力探査の概要

2.1 丹那断層周辺の高密度重・磁力探査の概要

丹那盆地と田代盆地を含んだ丹那断層周辺の東西方向約1.5km、南北方向約5 kmの地域(第1図)において、高密度の地上磁気探査(第2図)と重力探査を実施した。磁気探査の測点数は780点、重力探査の測点数は266点であり、測点密度は磁気探査の場合100m四方に約1点、重力探査の場合200m四方に約1点である。

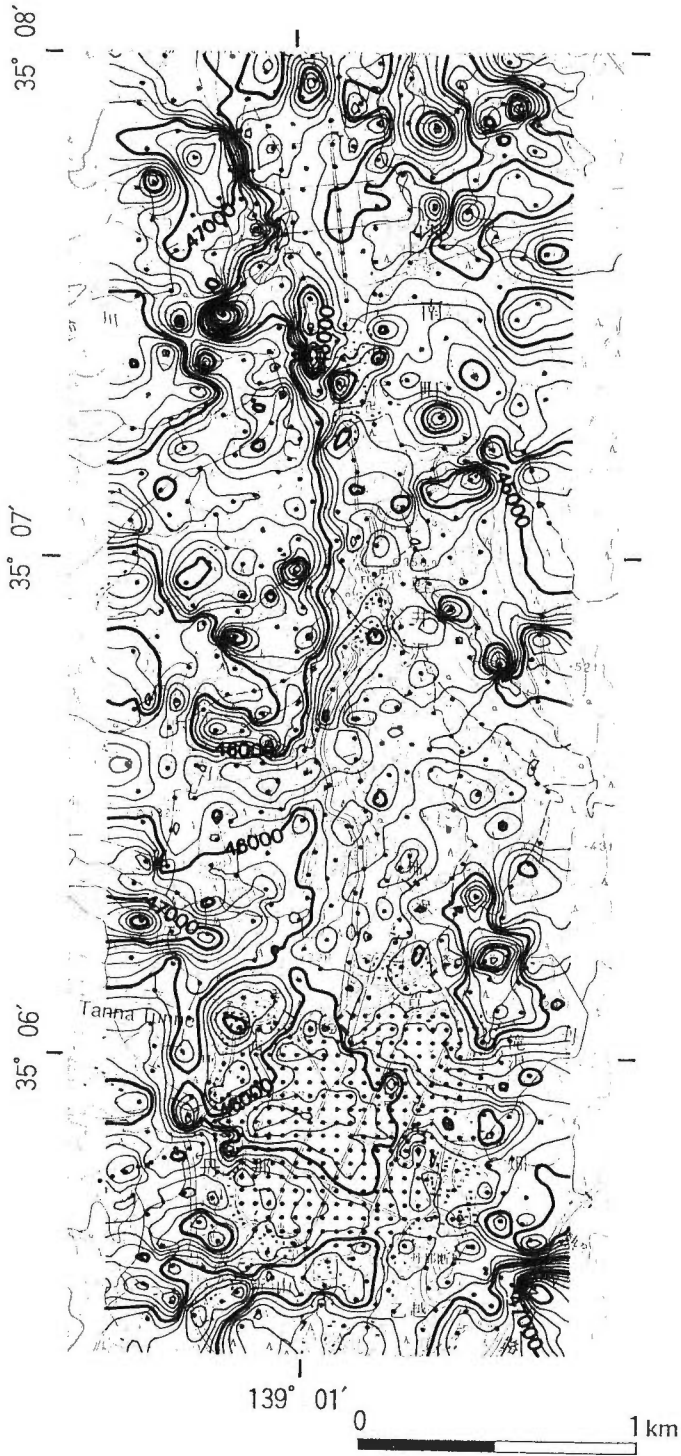
丹那断層は伊豆半島のはば中央を走る長さ約35kmの北伊豆断層系の北に位置する。北伊豆断層系は1930年の北伊豆地震の時に活動した。もっとも活動が激しかったのは、丹那断層であり、1-2mの左横ずれを起こした(地質調査所, 1932)。丹那断層は中期更新世の湯河原火山溶岩の水平変位量から約1 kmの左横ずれを起こしていることが確認されている(Kuno, 1936b)。丹那盆地や田代盆地は丹那断層に



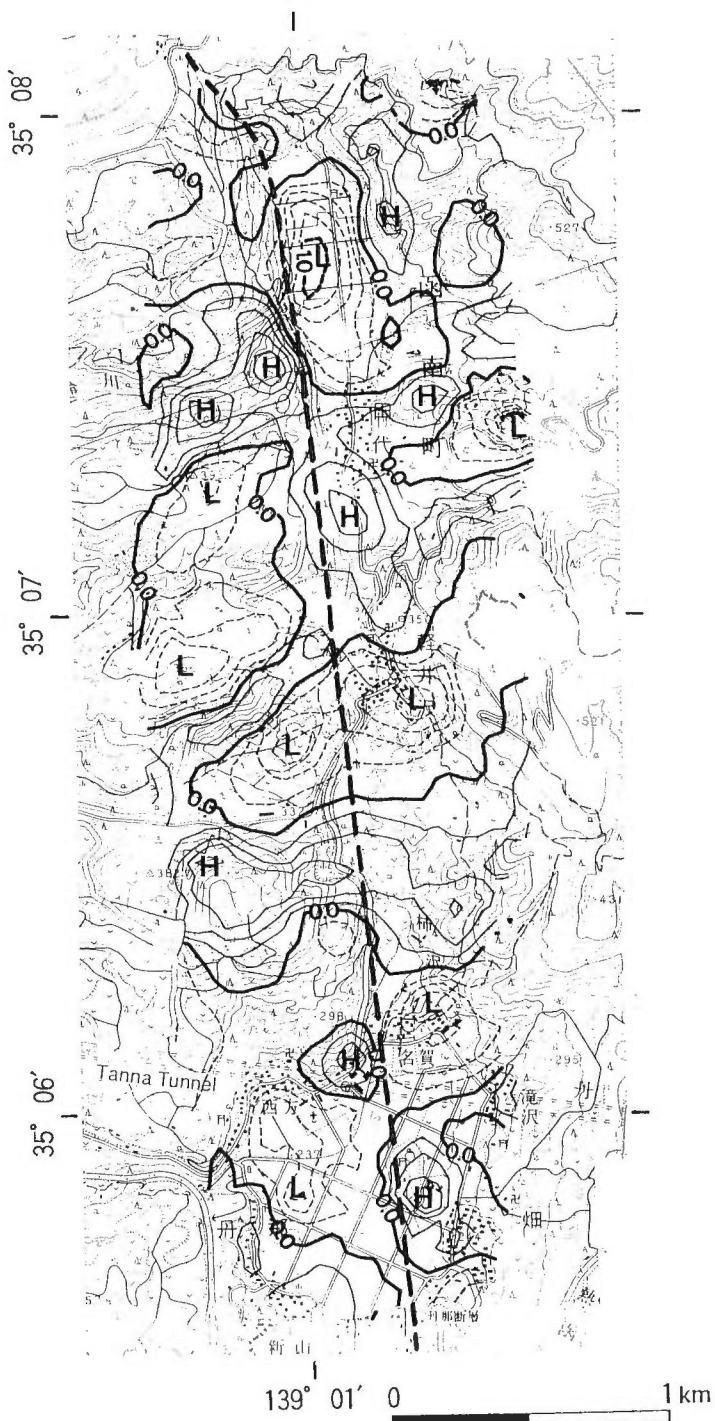
第1図 丹那断層と実験地域。丹那断層の位置は、活断層研究会(1980)による。

Fig. 1 Location map of the Tanna fault and the study area.

Locations of faults are taken from The Research Group for Active Faults (1980).



第2図 丹那実験地域における、地上磁気探査による全磁力異常図および観測点(黒丸)分布。コンター間隔は、200nTである。
Fig. 2 Total intensity magnetic map of ground magnetic survey and locations of stations (Solid circles) of the Tanna study area. Contour interval is 200 nT.



第3図 5次の傾向面を差し引いた残差重力異常図。コンター間隔は0.2mGalである。破線は負の値を示す。丹那断層の位置は、地質調査所(1932)、Otuka(1933)、丹那断層発掘調査研究グループ(1983)による。

Fig. 3 Residual of the observed removed by the trend of polynomial of degree 5. Contour interval is 0.2 mGal. Broken contour lines represent negative values. Location of Tanna fault is drawn from Geological Survey of Japan (1932), Otuka (1933), and The Tanna Fault Trenching Research Group (1983).

沿って位置する。丹那断層は湯河原火山岩類や多賀火山岩類などの第四紀火山噴出物に囲まれている。丹那断層がほぼ中央を走る丹那盆地では、主に多賀火山岩類に囲まれている。この丹那盆地の下を通る丹那トンネルを掘削したときの調査から、丹那盆地には畑玄武岩を不整合に覆う多賀火山岩類とその上の湖成堆積物が堆積していることが判明した (Kuno, 1936a)。

第2図に従えば、磁気異常の波長は1000mを越えるものから、サンプリング間隔に近いものまで存在する。この中で波長が500m程度と比較的長い断層近傍の異常の解析から、丹那盆地と田代盆地において磁化強度数A/mの磁性体が断層の西側に位置することが判明した (Okubo *et al.*, 1991)。

重力異常図は数kmに1点の測定密度で求めた重力図に現れている広域的な変化の一部を表す結果となった。広域的な変化は深部の構造を表すと考え、より浅部の構造を強調するために傾向面を差し引いた。この残差異常図(第3図)には波長数百mの異常が現れた。この残差異常図を用いた2層解析結果から、第1層との密度差 $0.4\text{g}/\text{cm}^3$ となる高密度の第2層が丹那盆地の中央部では断層東で隆起域、西側で沈降域、盆地北部では断層東で沈降域となり、田代盆地では全域が沈降域となる結果を得た。丹那断層内の3本のボーリングで確認された湖成堆積物下の火山岩の上面深度は深度約100mの高密度層の上面深度と良い一致を示し、第2層が火山岩層であることが判明した (Okubo *et al.*, 1993)。

2.2 湯坪地域の高密度重・磁力探査の概要

2.2.1 ヘリボーン磁気探査の概要

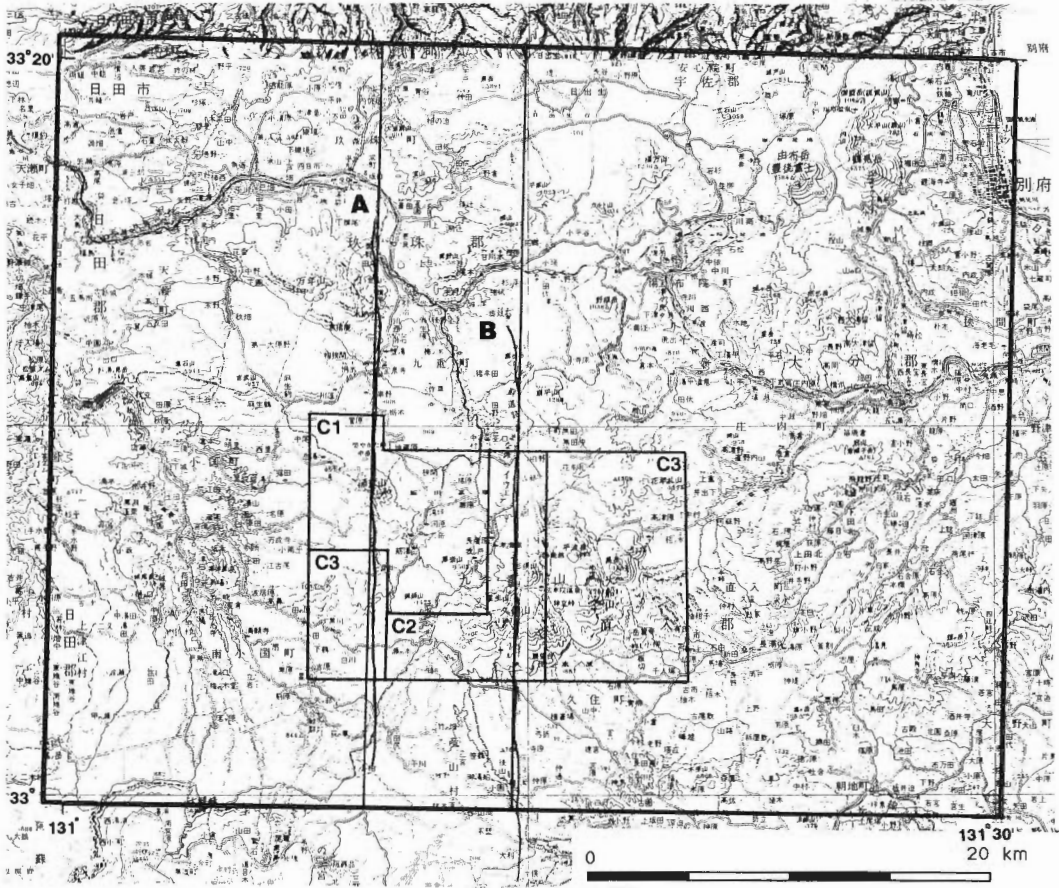
湯坪地域は大分県西部の新期の火山岩で覆われた火山地帯である。南には泉水山、大岳、八丁原地熱発電所がある。温泉は湯坪、河原湯、筋湯などに存在する。

新エネルギー・産業技術総合開発機構は湯坪地域を含む九州中部においてヘリボーン磁気探査を実施した(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1992)。対象地域を精査地域、準精査地域、概査地域に分け、精査地域では測線間隔100m、準精査地域では500m、概査地域では1000mとし、測線方向は南北とした(第4図)。飛行方法は包絡線飛行、磁気センサの高度は対地高度45mである。湯坪地域はこの精査地域に含まれている。この他に第4図に示した様に、気圧高度一定の高高度の測定を2つの測線に対して行っている。

精査地域のヘリボーン磁気異常と活断層の関係を第5図に示した。活断層は九州活構造研究会(1989)に従った。しかし、精査地域は火山地帯であり、新期の火山岩で覆われているため、多くの断層は地表に現れていない可能性がある。事実、地熱開発のために掘削したボーリングには未確認の断層が見い出されることがある。

活断層のいくつかは、第5図に示したA-A'、B-B'、C-C'、E-E'、G-G'などの線状に伸びる異常に対応する。すなわち、線状異常は、活断層と関係があるといえる。磁気異常が線状に伸びるということは、磁性岩体が線状に伸びる、磁性岩体の境界が線状に伸びる、あるいは弱磁化強度の領域が線状に伸びることを意味する。このような線状の構造が、地殻の弱線である断層と関係する可能性は十分ある。第5図には実線で示した活断層のほか、点線で示した同じ様な線状構造が見られる。これらは潜頭性の構造と考えることができる。例えば、磁気異常から見出した湯坪から南西に伸びる異常は、次の重力異常でも述べるように地表では温泉群として現れており、潜頭性の構造の存在を示唆するものである。

しかし、断層と磁気異常の関係を明確にするためには、さらに線状異常の原因を解明することが必要になる。活断層はしばしば地形の起伏に現れる。例えば、A-A'の異常に対応した活断層は、南側の山の裾野を通り、その山の北側斜面は急斜面になっている。一方、地形と磁気異常もしばしば相関する。断層の構造を解明する立場からみれば、磁気異常の原因が潜頭性であるとき意味を持つ。このため磁気異常と地形との関係から、磁気異常の原因が潜頭性か、地形の凹凸に起因したものを調べる必要があろう。



第4図 湯坪実験地域。C1: 精査地域(側線間隔100m), C2: 準精査地域(側線間隔500m), C3: 概査地域(側線間隔1000m), AおよびB 高高度ヘリボーン磁気探査の側線(飛行高度はそれぞれ海拔1550mおよび1850mである)。

Fig. 4 Location map of the Yutsubo area.

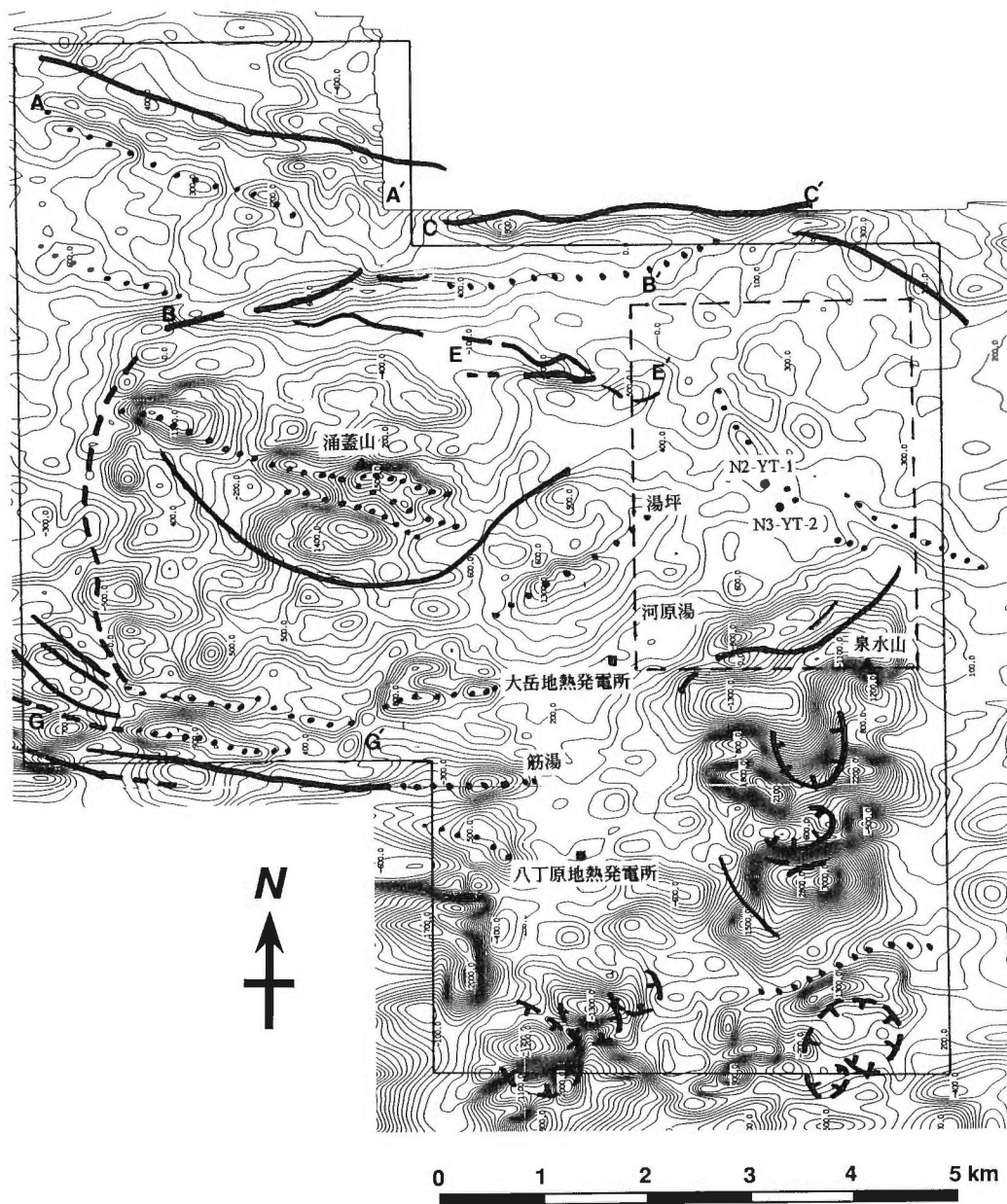
C1: Detail survey area (Line spacing 100m), C2: Sub-detail survey area (Line spacing 500m), C3: Reconnaissance area (Line spacing 1000m). A, B: Track lines of high altitude (1550, 1850m A. S. L., respectively) heli-borne survey.

2.2.2 高密度重力探査の概要

湯坪地域を含む数平方kmの地域(第6図)において高密度の重力探査を実施した。この地域ではトモグラフィを含む弾性波探査などのために2本の1700m級のボーリングが掘削されている。重力探査の測点数は164点であり、測点密度は約150m四方に約1点である。2.1g/cm³~2.4g/cm³の4種類の仮定密度のブーゲ異常図を作成したが、どれも南西から北東に向かって単調に傾斜するものであった。第6図にはこのうち地形との相関が最も小さいと判断した仮定密度2.2g/cm³のブーゲ異常図を示した。

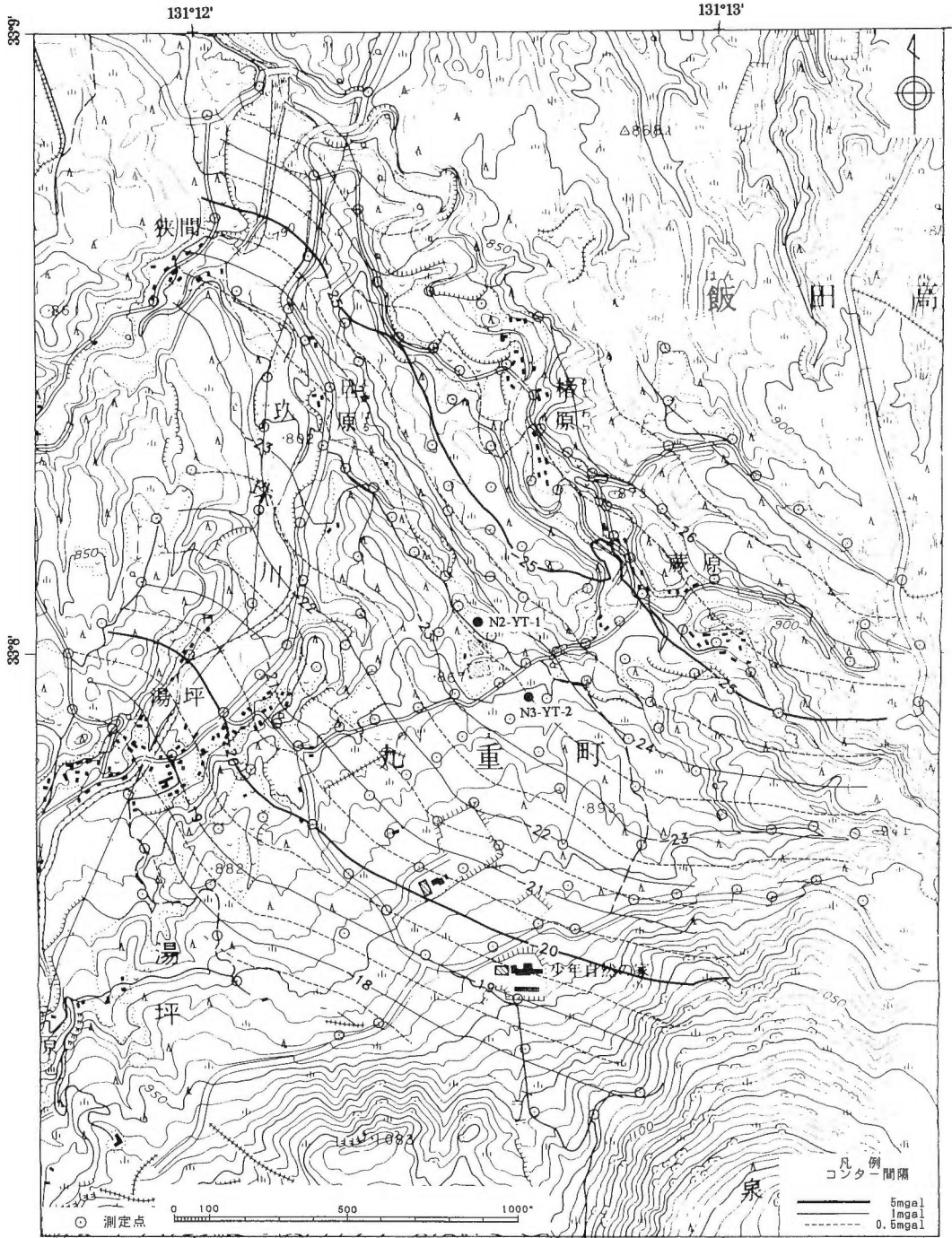
測点のブーゲ異常値より一次傾向面を作成し、これを先の仮定密度2.2g/cm³のブーゲ異常図より差し引いた残差図が第7図である。0.1mGal間隔のコンタ図はいくつかの高・低異常を表わし、異常の波長は数百m以上となった。また泉水山の麓に当たるボーリング地点一帯は重力の負の地帯であることを示した。これはさらに楮原と丹原の間を通り、北北西に伸びる負の領域に続いている。その北東側の高異常との境は重力異常の急変帯を示す。この急変帯はほぼ第5図に示した高磁気異常帯にあたる。

ボーリング結果に従えば、密度の小さい最上部堆積層下約20m深に密度の大きい火山岩層が現れる。恐らく一次傾向面残差図の凹凸は最上部堆積層の層厚を表しているものと予想され、ボーリング地点一帯



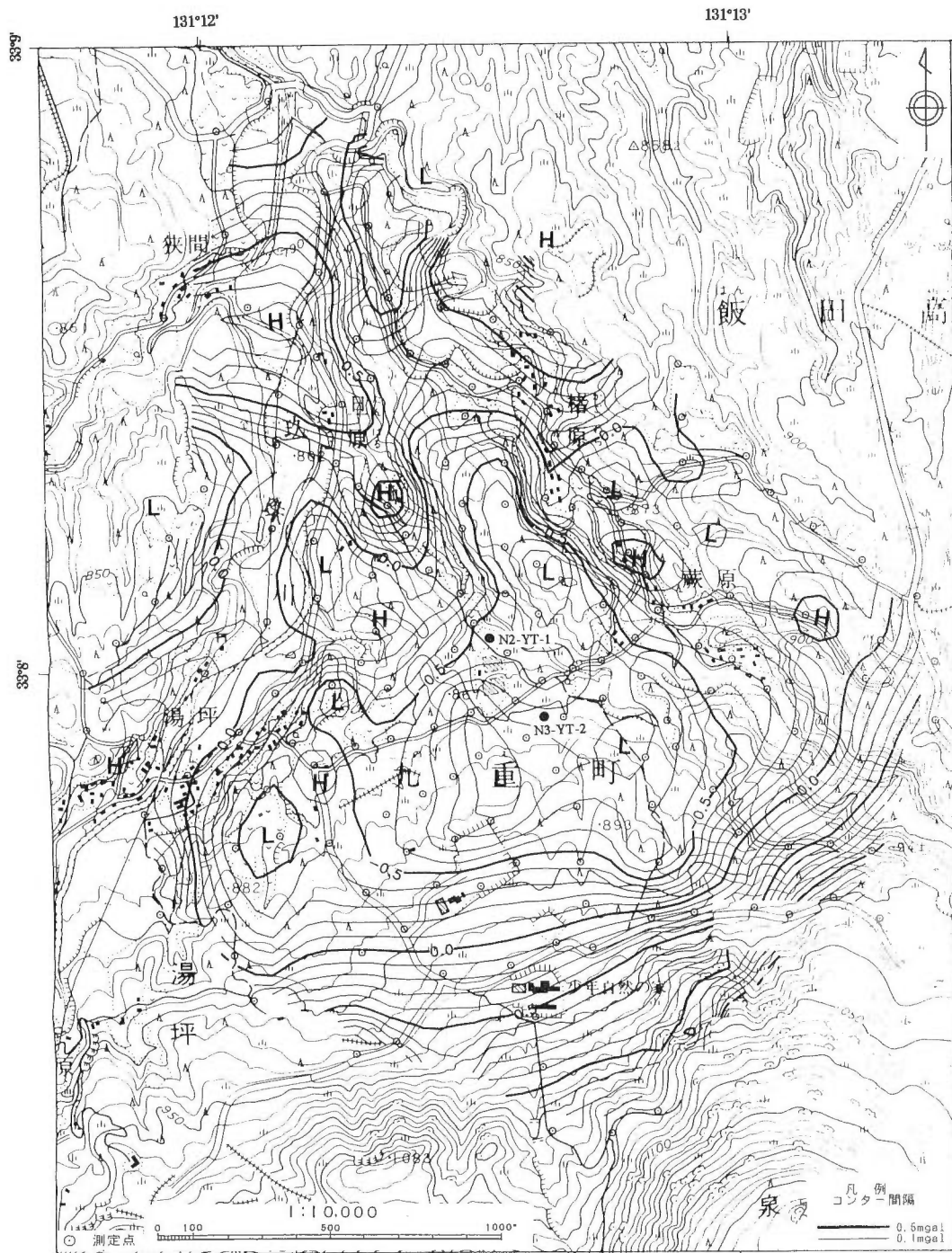
第5図 湯坪実験地域におけるヘリボーン磁気図、活断層(実線)および磁気図から推定される断層(点線)を併記している。この図の位置は、第4図にC1で示してある。破線で示した四角形は、第6図および第7図の位置を示す。

Fig. 5 Heli-borne magnetic map overlain by active faults (solid and broken lines) and inferred faults from the magnetic map (dotted lines) of the Yutsubo study area. Location of the map is indicated in Fig. 4 as C1. Broken rectangular shows the area of Fig. 6 and 7.



第6図 湯坪地域におけるブーゲー重力図。仮定密度は、 2.2g/cm^3 である。コンター間隔は 0.5mGal である。小さい丸は、観測点を示す。この図の位置は第5図に示してある。

Fig. 6 Bouguer gravity map of the Yutsubo study area. Reduction density is 2.2g/cm^3 . Contour interval is 0.5mGal . Small circles are measured points. Location of the map is indicated in Fig. 5.



第7図 第6図から1次の傾向面を差し引いた残差重力図。“H”と“L”はそれぞれ、高重力異常および低重力異常を示す。この図の位置は第5図に示してある。

Fig. 7 Residual of the observed removed by the trend of polynomial of degree 1 from the gravity map of Fig. 6. Contour interval is 0.1 mGal. "H" and "L" denote a gravity high and a low, respectively. Location of the map is indicated in Fig. 5.

から栢原と丹原の間を通る北北西に伸びる重力の負の領域は低密度堆積層の厚い場所であるものと思われる。温泉のある湯坪は一次傾向面残差図において重力異常の急勾配域にあたる。高密度重力探査の実施域では記載されている活断層は存在しない。しかし、温泉がある湯坪が重力異常急勾配域と一致すること、前述の磁気異常においてもこの対比が見られることは地下水の通路である断層が存在することを示唆するものである。

3. 活構造地域における高密度重・磁力探査の有効性

測点密度200m四方に1点以上の高密度の重力探査において求めたブーグ異常図は広域的な異常の一部を表すにすぎない。しかし数次の傾向面を差し引き、残差図を作成することによって深度100m程度の微細構造を抽出し得る。本論文の対象地域においては、主にこれらの構造は高密度火山岩層を覆う低密度堆積層の厚さを表した。火山岩層と堆積層の密度差は $0.4\text{g}/\text{cm}^3$ となりかなり大きく異なることから、これらの分布を抽出し得たと予想される。すなわち構造が小さくなるために重力異常が減少する効果は、構造が浅くなる効果、密度差が大きい効果によって相殺され、観測可能になる。

磁気異常も活断層に起因した構造あるいは岩石の磁性のくい違いによって形成される。磁気異常の場合、距離の効果が大きく、数A/m程度の磁化強度を有する浅い構造であれば磁気異常は観測可能である。

2つの例で示した通り、重・磁力異常図はいくつかの活構造である活断層に起因した異常を示した。特に湯坪地域で示した例では、活断層は未確認である温泉群において重力図、磁気図ともに線状の異常を示した。これらは活構造探査に対しての有効性を示すものとする。

はたしてさらに高密度の測定によってさらに浅部異常が抽出できるであろうか。最上部層が厚い堆積層である場合はその堆積層内の構造が対象となる。この場合堆積層内にこの種の重・磁力探査によって抽出可能な異常を形成する程の物性差が存在する可能性が少ないことから考えて、浅部の構造に起因した異常を抽出することは難しいと考える。

4. 結 論

重・磁力異常は活断層に関係した異常の原因となる構造の規模、深度、物性差に依存する。丹那断層周辺の例では高密度重・磁力探査によって断層に関係した構造を抽出した。構造が浅くなるための効果のために観測可能な異常が形成されたものとする。

測定密度を高くした高密度重・磁力探査によって活断層に関係した微細構造を抽出することが可能となる。磁気探査の場合、地上磁気探査あるいはヘリコプタによる低高度磁気探査によって対象となる構造と観測点との距離を小さくする工夫が必要になる。

謝辞 研究内容については東京工業大学本蔵義守教授との議論が有益であった。ここに関係各位に感謝の意を表す。

文 献

- Brabb, E. E. and Hanna, W. F. (1981) Maps showing aeromagnetic anomalies, faults, earthquake epicenters, and igneous rocks in the southern San Francisco Bay Region, California, U. S. Geological Survey Geophysical investigations Map GP-932, scale 1 ; 125,000.
- 地質調査所 (1932) 北伊豆震災調査報文, 地調報告, No. 112, 111p.
- Isikara, A. M., Y. Honkura, N. Watanabe, N. Orbay, D. Kolcak, N. Ohshiman, O. Gundogdu, and H.

- Tanaka (1985) Magnetic Anomalies in the western part of the north Anatolian Fault zone and their implications for active fault structure. *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 37, p. 541-560.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層一分布図と資料, 東京大学出版会, 363p.
- Kuno, H. (1936a) The geologic section along the Tanna Tunnel. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 14, p. 92-103.
- (1936b) On the displacement of the Tanna fault since the Pleistocene. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 14, p. 619-631.
- 九州活構造研究会 (1989) 九州の活構造, 東京大学出版会, 553p.
- Okubo, Y., Honkura, Y. and Muraoka, A. (1993) Tectonic structure of Tanna active fault derived from gravity and magnetic surveys. *Butsuri-Tansa (Geophys. Explor.)* vol. 46, p. 552-568.
- , Mizugaki, K. and Kanaya, H. (1991) Ground magnetic anomalies in the Tanna fault and their implications, *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 43, p. 741-754.
- and Shibuya, A. (1993) Thermal and crustal structure of the Aso volcano and surrounding regions constrained by gravity and magnetic data, Japan, *J. volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 55, p. 337-350.
- Otuka, Y. (1933) The geomorphology and geology of Northern Idu Peninsula, the earthquake fissures of Nov. 26, 1930, and the pre- and post-seismic crust deformations, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 11, p. 530-574.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1992) 平成3年度全国地熱資源総合調査(第3次)新資源調査手法検討(空中電磁・空中磁気調査)報告書(要旨), 234p.
- 丹那断層発掘調査研究グループ(1983)丹那断層(北伊豆・名賀地区)の発掘調査, 震研彙報, vol. 58, p. 797-830.

第 2 部
PART II

低速度層の層厚変化の大きい場合の反射法解析の問題点 —丹那盆地における例—

加野直巳*・山口和雄*

Problems on processing of seismic reflection data including a low velocity layer
with largely varying thickness
—An example from the Tanna Basin survey—

Naomi KANO and Kazuo YAMAGUCHI

Abstract: Statics correction in seismic reflection processing has three main aims. One is to align reflections in order to make CMP stacking optimal. Another is to make the velocity analysis accurate. The other is to make the image appropriate for interpretation. The latter two aims are tend to be overlooked. In this paper we demonstrate how a low velocity layer with largely varying thickness produces artifacts through a model study. The appropriate statics correction removes these artifacts and creates reasonable reflection images. The result of velocity analysis is also close to the true velocity. We also applied statics correction to real data which were conducted by NEDO at the Tanna Basin in 1988. The Tanna Basin is covered by a layer of lake sediments. This layer can be 50m thick and laterally varies. Its velocity is low and its sound attenuation is high.

This layer causes a few problems on the processing of the seismic data. One of the biggest problem is large statics. The statics are so large and latellaly varying that reflection events do not align as expected and the stacking velocities obtained by velocity analysis tend to be big for shallow reflection events due to contamination by refraction waves. Therefore the interpreter could misunderstand the interval velocities and then misunderstand the structure. The variation of the thickness of the layer causes the variation of the reflection arrival time of the underlying reflectors and leads to misinterpretation of the structure. Carefully processing, we create a seismic section of the one of the NEDO's surveys using Vibroseis. The section shows very little coherent events, but we believe this section leads to a true understanding of the subsurface in the Tanna Basin.

1. はじめに

反射法地震探査は水中ないし地中で弾性波を発生させ、それが水中・地中を伝播し、地中の速度か密度の変化しているところで反射して地表に返ってくる反射波をとらえ、データ処理により、これをイメージする物理探査の一技術である。一般に反射波は振幅が小さく、風や交通などの地質によらないノイズ、表面波や屈折波などの震源により発生し地質に影響を受けているノイズなど各種ノイズによる影響でS/Nが悪くなっている。また反射波も地表付近の低速度層の影響で走時の乱れが見られることが多い。このため、反射法のデータ処理では探査によって得たデータの分解能を向上させること、正しい位

*地殻物理部

Keywords: seismic reflection survey, low velocity layer, statics correction, Tanna basin

置にイメージを作ることなどに並んで、信号である反射波を強調し、ノイズを抑制することが大きな目的の一つとなっている。この中で信号に起因した連続性のあるノイズである表面波や音波などは単なる垂直重合では抑制することはできず、発震点と受振点の中心点(CMP)が一致する記録をその波線の距離の補正(NMO補正)を行って加算するCMP重合が重要な処理となる。

このCMP重合を行う上で静補正は大きな意味を持っている。その意義・目的は大きく3つに分けられる。第一の目的は反射走時のばらつきを補正すること、第二の目的はNMO補正の精度を上げることである。静補正のもう一つの目的でこれまであまり強調されてこなかったのは、より正確な(誤解を与えない)イメージングを行うための走時の補正という意義である。

本報告ではまずモデルデータによってこの第3の静補正の意義を示し、ついで実データの例によって静補正の影響について考察する。

2. 反射法における静補正の意義

前章で述べた静補正の意義について少し詳しく述べる。

まず第一に反射走時のばらつきを補正である。CMP重合を行う際に反射走時のばらつきがあると重合が効率よく行われず十分な効果が得られない。反射走時のばらつきの原因には発震点や受振点の標高の変化や表層の低速度層(風化層)の層厚や速度の変化がある。低速度層の少しの厚さの変化が走時の変化としては大きなものとなるからである。これには古くは標高補正と残留静補正が用いられてきたが、最近では屈折波の走時を用いた屈折波静補正が第一段階の静補正法として広く用いられるようになってきている。これにより表層の低速度層による走時の変化を除くためである。これは反射法の一回の発震で記録する受振器の展開長の長さより短い周期の静補正量の変化が問題となる。

つぎにNMO補正の精度の向上である。NMO補正では通常双曲線で近似して補正を行っている。

$$T^2 = T_0^2 + X^2 / V^2$$

水平成層構造を仮定したとき、その速度変化が小さく(2次微分が小さい)オフセットが小さい場合はRMS平均速度がNMO補正に用いる速度(重合速度)としてよい近似となっている(斉藤, 1979)。速度変化が大きくオフセットが大きい場合には斉藤(1979)が示しているように、単純に双曲線で近似することができなくなり、高次近似の式を用いなければならなくなる。このような大きな速度変化があるのは地下深部ではめずらしく、いちばんよく観察されるのは、表層の低速度層とその下の層の速度変化である。速度比が倍以上あることも希ではない。このように速度変化がきわめて大きい場合には、風化層では波線がほぼ垂直であると考えてもよいほどである。これを利用して屈折波静補正の補正量の計算が行われる(横倉・加野, 1985)。このとき風化層のほぼ基底に発震点・受振点があるものと考えることができ、風化層による走時の増加を除去することにより、双曲線近似を利用してNMO補正を行うことができる(横倉, 1985a, b)。つまり、NMO補正を双曲線近似で行うことができるようにするのが、静補正の目的の重要な位置を占めている。これは静補正量の絶対量が問題となる。

最後により正確なイメージングのための走時の補正という意義である。たとえば、水平な2000m/sの速度の地層の上にある400m/sの速度を持つ低速度層があり、その厚さが8m変化しているとする。その下の反射面の走時は

$$\begin{aligned} \Delta t &= \text{厚さの変化} \times (1 / \text{低速度層の速度} - 1 / \text{高速度層の速度}) \times 2 \\ &= 8 \times (1 / 400 - 1 / 2000) \times 2 = 0.032 \end{aligned}$$

となり、往復走時で32ms変化する。この走時の変化を低速度層の厚さの変化によるものであることを知らなければ、2000m/sの地層の深度が

$$\begin{aligned} \Delta d &= \text{走時の変化} \times \text{速度} / 2 \\ &= 0.032 \times 2000 / 2 = 32 \end{aligned}$$

で32m違っているものと判断してしまう。これを避けるために、静補正により、32msの走時の違いの効

果を除く必要がある。これは静補正量の絶対量が問題となる。

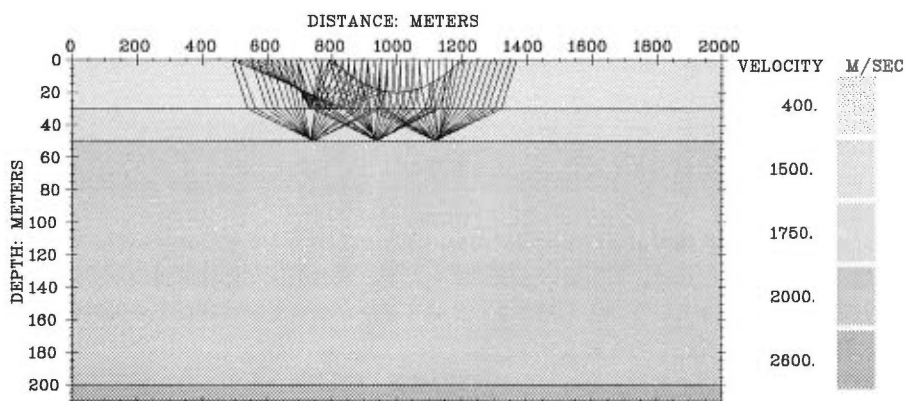
これまではもっぱら第1の静補正の意義に注意が払われており、第2、第3の静補正の意義はともすれば忘れられがちであった。つまり、周期の短い静補正量の変化が求められればよしとし、静補正量の絶対量には注意が払われてこなかった。これは補正の基準面の選択も含め、静補正量を余り大きくしたくないという考えによるデータ処理のやり方につながっている。今回の報告では、静補正の有無による記録断面の比較を行っただけであるが、静補正の絶対量が重要であることを強調したい。

3. モデルデータによる考察

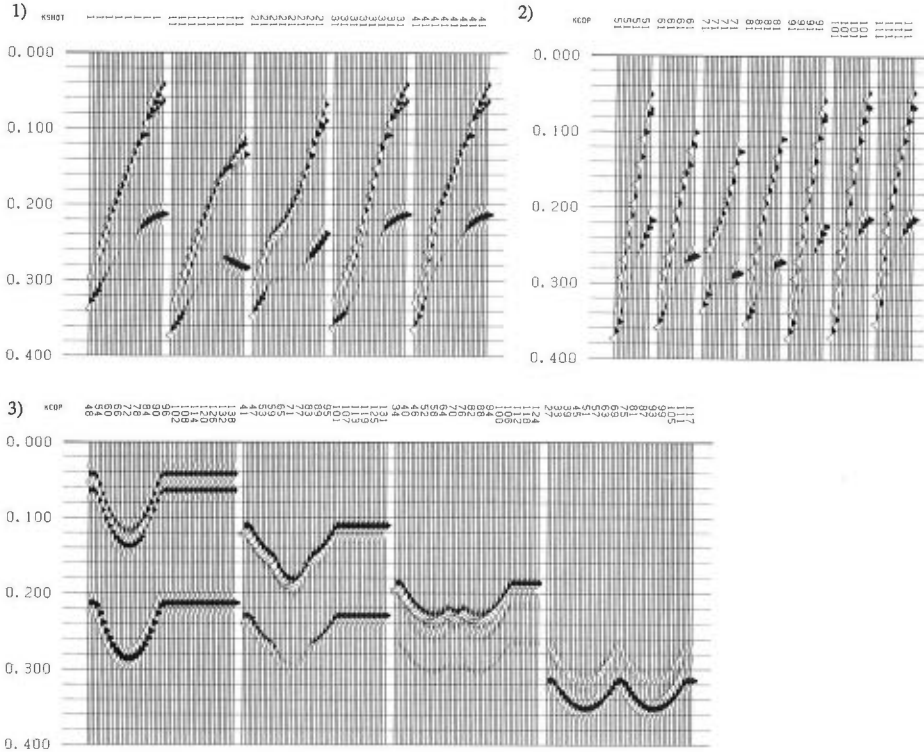
低速度層の厚さが徐々に変わるモデルを作り、反射法の波線追跡法によるモデリングを行った。モデルといくつかのCMPギャザの反射波の一部の波線を第1図に示す。低速度層は速度400m/sで、最深部が20m、両端の距離が400mの球の一部の形状をしている。その下に速度1500m/sで深度30mの層、速度1750m/sで深度50mの層、速度2000m/sで深度200mの層、速度2600m/sの層を設定し、反射面とした。発震点・受振点間隔は20m、チャンネル数は24であり、低速度層の大きさは展開長よりやや短い。

図からは低速度層による波線の大きな折れ曲がり、CMPギャザにおける低速度層の傾斜のための反射点のずれが観察できる。この効果は浅部の反射ほど大きい。このインラインでの反射点のズレ(スマアリング)はこの報告では考慮しないが、3次元的效果があることも含めて、この補正はこれからの課題である。

モデリング結果のショットギャザ、CMPギャザ、共通オフセットギャザの例を第2図に示す。表示されているのは反射波のみであり、表面波・直接波・屈折波は含まれていない。各地層境界面での透過率や反射率を考慮してあるため、振幅の変化がかなりある。反射面の深度が同じであるのに、ショットギャザにおける走時がオフセット距離の変化にともない複雑な変化をしており、双曲線になっていない。CMPギャザでは走時の変化はショットギャザほど極端ではないが、走時が通常の変曲線になっていない。また共通オフセットギャザでは表層の低速度層の影響による横方向の走時の変化がよく分かる。



第1図 モデルとCMPギャザの反射波の波線 凹型をした低速度層の下に水平成層構造がある。低速度層の影響で波線は大きく曲がり、浅部からの反射波はスマアリング(反射点のばらつき)を起こしている。
Fig. 1 The created model and ray paths of reflections for CMP gathers. The model has low velocity basin and horizontal layers. The reflection rays bend a lot at the interface of low velocity basin and a horizontal layer. The reflection points at the shallow interface show smearing.



第2図 モデリング結果のデータの例 1)ショットギャザ、2)CMPギャザ、3)共通オフセットギャザ、反射面の深度が同じであるのに、走時が大きく変化しかつ同じギャザの中でも走時がなめらかでない。

Fig. 2 Example data of seismic modeling. 1) Shot gather, 2) CMP gather, 3) Common offset gather. In spite of the same reflection depth, two way travel times show big difference and reflection events are not coherent even in the same gather.

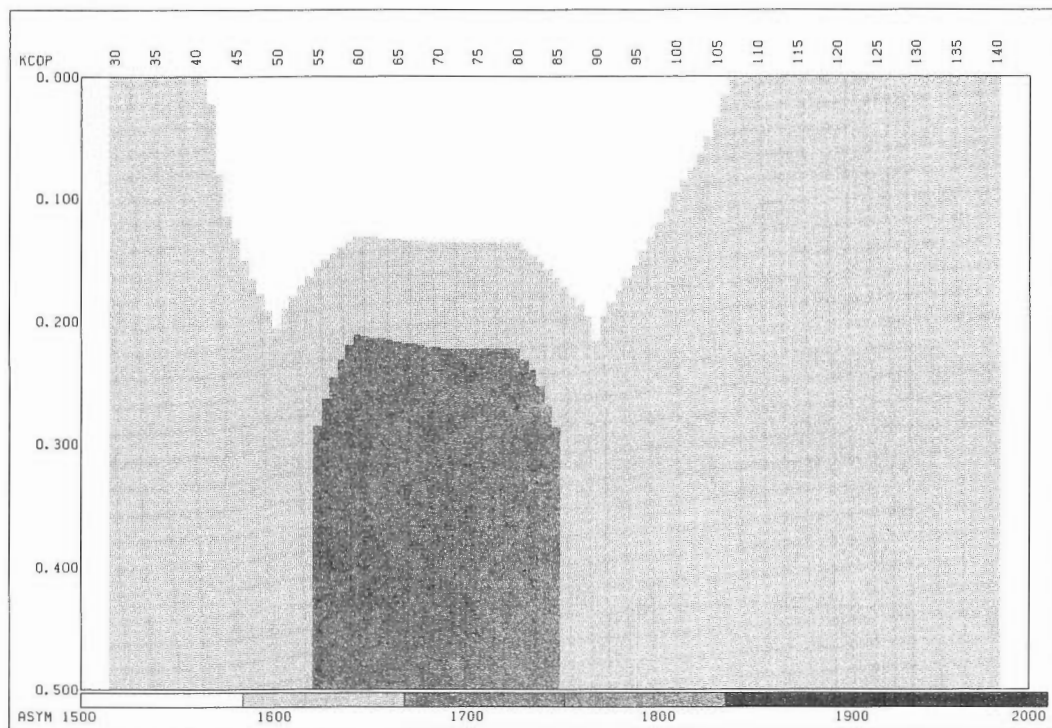
まず、このデータに対して静補正を行わず、NMO補正・CMP重合を行った。第3図に速度解析結果による重合速度構造、第4図にNMO補正後のデータ、第5図に重合結果を示す。低速度層の厚さの変化による深部の反射面の走時の乱れのため、通常のNMO補正では反射走時を揃えられない。このため重合速度がもっともらしい値にならず、低速度層がある場所で異常な重合速度を示している。また重合結果では本来水平な層の反射面が大きく変化し、低速度層の厚さの変化を反映しており、正しいイメージが得られていない。

このモデリングには屈折波が含まれていないため、モデルで示すことができないが、屈折波を反射波として処理してしまうときには、屈折波の速度が早いため、重合速度が低速度層の下の速度となり、速度構造を大きくまちがえるということも起こる。このイメージされた屈折波は下の反射面と同じように低速度層の厚さの変化を反映したものとなる。

つぎに同じデータを用いて静補正を行った後NMO補正・CMP重合を行った。静補正量は簡単のため、補正の基準面を深度10mとし、発震点・受振点それぞれにおいて、

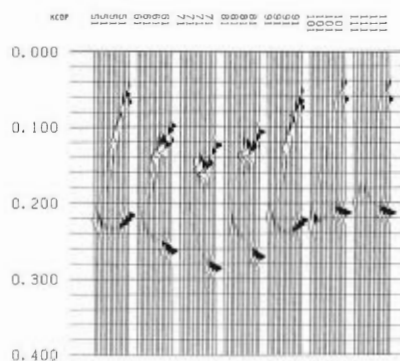
$$\text{静補正量} = (\text{低速度層の厚さ} - 10) / 2 \text{層目の速度} \\ - \text{低速度層の厚さ} / \text{低速度層の速度}$$

で求めた。ただし補正量は負の数が走時を小さくする効果を持つものとする。実際に使用した静補正量を第6図に示す。



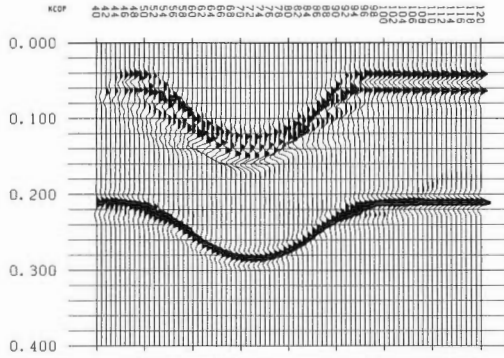
第3図 重合速度 静補正のない場合 低速度層のある部分での重合速度の異常がめだつ。

Fig. 3 The stacking velocity without statics correction. An anomalous stacking velocity is obvious at the low velocity basin area.

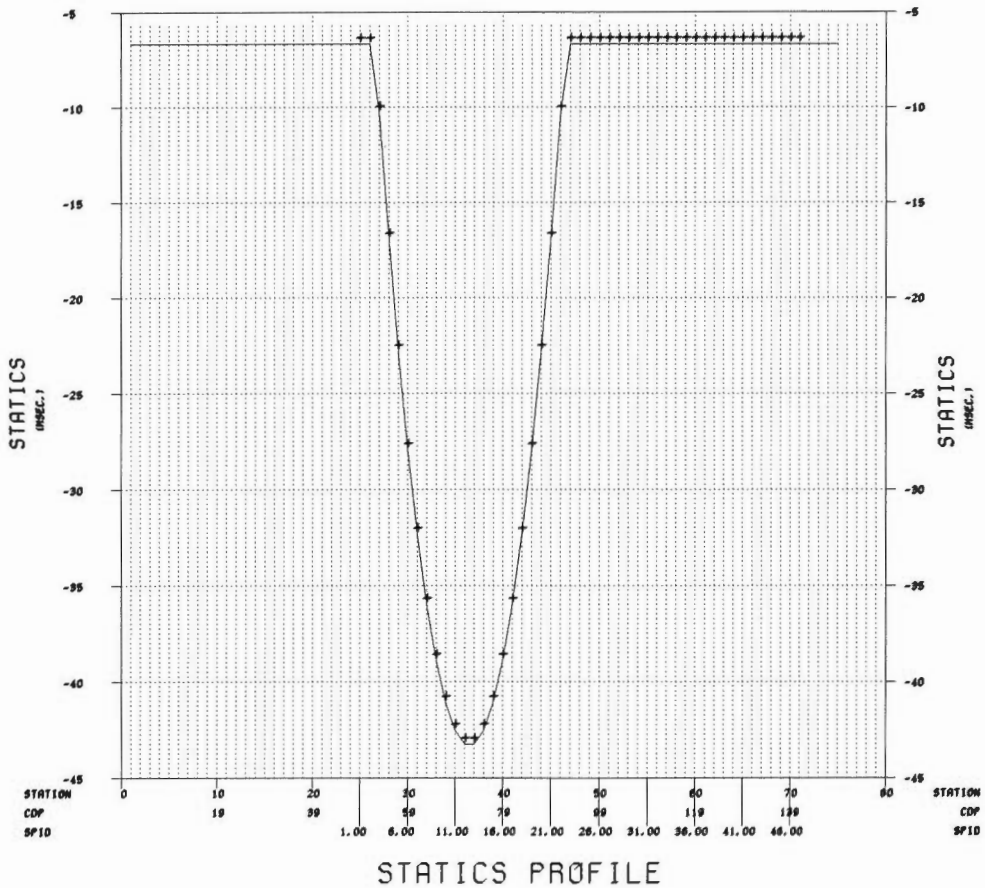


第4図 NMO補正後のデータ 静補正のない場合 1)ショットギャザ, 2)CMPギャザ, 反射波を水平にするような適切な速度を見つけることができない。反射波はバラバラになっている。

Fig. 4 Example of NMO corrected data without statics correction. 1) Shot gather, 2) CMP gather. It is impossible to find proper stacking velocities which align reflection event horizontally. Reflection events are not coherent.



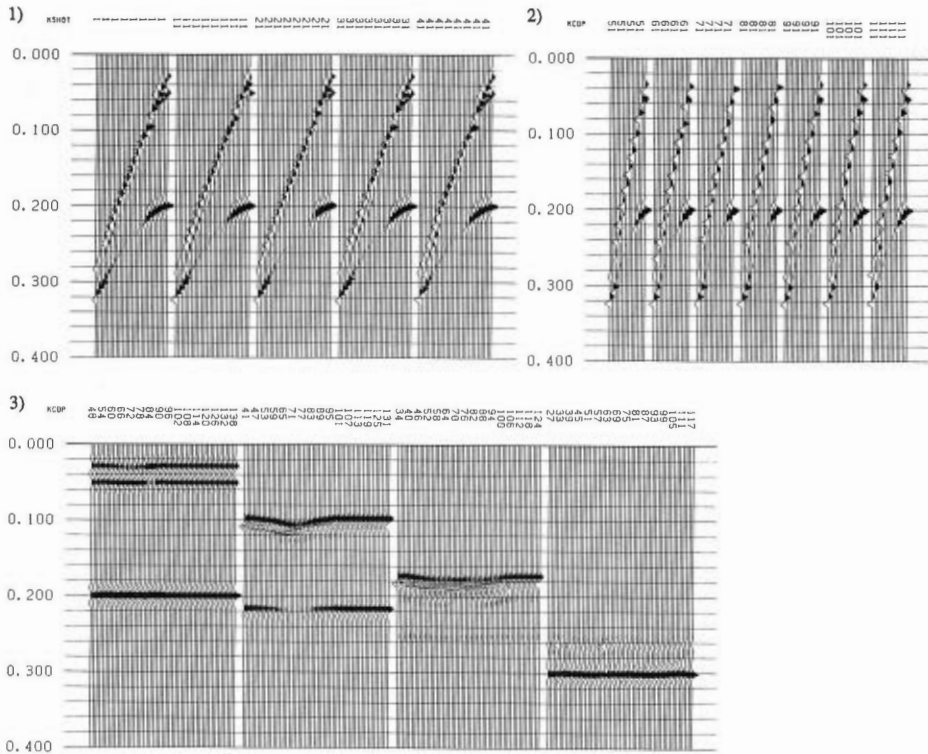
第5図 重合結果 静補正のない場合 反射面は水平であるが低速度層の影響により反射波の走時は水平方向に変化しており、向斜構造をしているように見える。
 Fig. 5 An CMP stacking result without statics correction. In spite of the horizontal reflectors, low velocity basin causes two way travel time difference horizontally and reflection events show syncline structure.



第6図 静補正量 基準面を10mとし、計算で求めた。
 Fig. 6 Statics for correction of low velocity basin The datum plane is set to-10m.

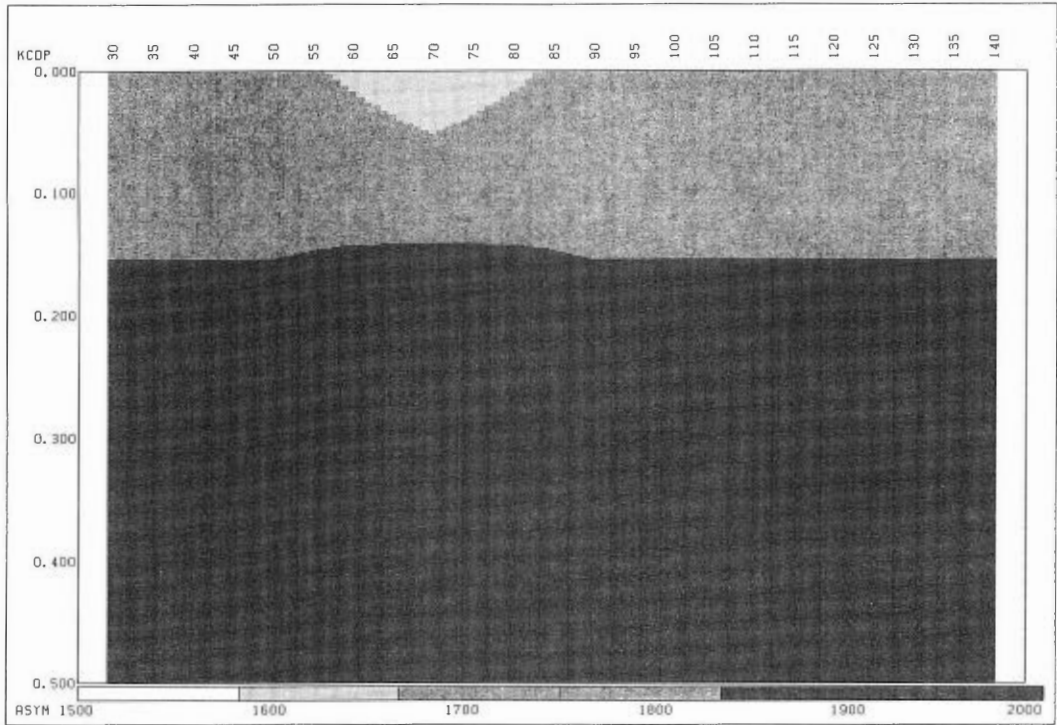
第7図に静補正後のデータ(ショットギヤザ, CMPギヤザ, 共通オフセットギヤザ), 第8図に速度解析結果による重合速度構造, 第9図にNMO補正後のデータ, 第10図に重合結果を示す. 静補正の効果は顕著で, 低速度層の厚さの変化による深部の反射面の走時の乱れはほとんどなくなっている. 通常のNMO補正で反射走時を揃えることができ, 速度解析結果の重合速度ももっともらしい値になる. また重合結果では本来水平な層の反射面がそのまま水平にイメージされている. ただし, 浅部の反射面はストレッチミュートなどで重合数が減るため, 振幅が小さくなっている.

このふたつの処理結果の比較から, 静補正が速度解析に与える影響と, イメージングに与える影響が明らかである.

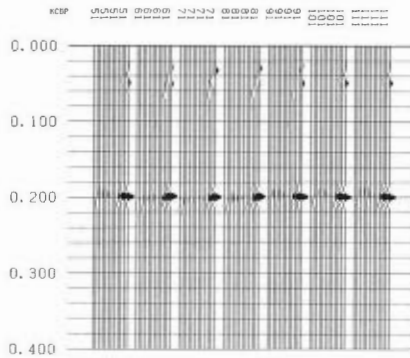


第7図 静補正後のデータ 1)ショットギヤザ, 2)CMPギヤザ, 3)共通オフセットギヤザ. 同じ反射面からの反射波の走時がそろってきている.

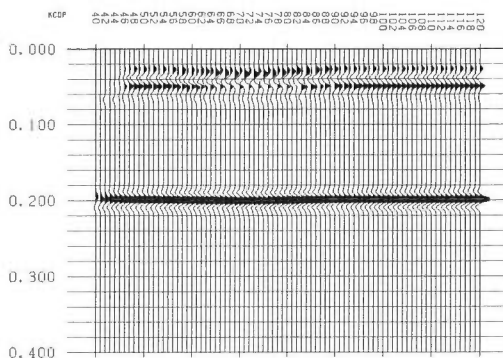
Fig. 7 Example of static corrected data. 1) Shot gather, 2) CMP gather, 3) Common offset gather. Reflection events from the same reflector are coherent.



第8図 重合速度 静補正のある場合 重合速度の水平方向の変化はかなり小さくなっている。
 Fig. 8 The stacking velocity with statics correction. Horizontal difference of stacking velocity is small.



第9図 NMO補正後のデータ 静補正のある場合 1)ショットギャザ, 2)CMPギャザ, 反射波の走時がそろっている
 Fig. 9 Example of NMO corrected data with statics correction. 1) Shot gather, 2) CMP gather. Reflection events are coherent and horizontal.



第10図 重合結果 静補正のある場合 反射波の走時はほぼそろっており、水平な構造をしているように見える。
Fig. 10 An CMP stacking result with statics correction. Horizontal difference of two way travel time of reflection events are small and reflection events show horizontal structure.

4. 丹那盆地の反射法データの例

4.1 データの仕様

丹那断層は、箱根付近から天城山麓まで35kmにわたって分布する北伊豆活断層系を代表する断層である。1990年11月26日北伊豆地震では丹那盆地を中心に2~3mの左横ずれ断層を生じた。丹那盆地の表面は火山灰や軽石流などの湖成堆積物でおおわれており、その厚さは場所により50mにも及び、次第に変化している。その下に湯河原火山噴出物、多賀火山噴出物、下丹那頁岩、畑玄武岩類等が存在し、最下位層準には湯ヶ島層群が存在する。

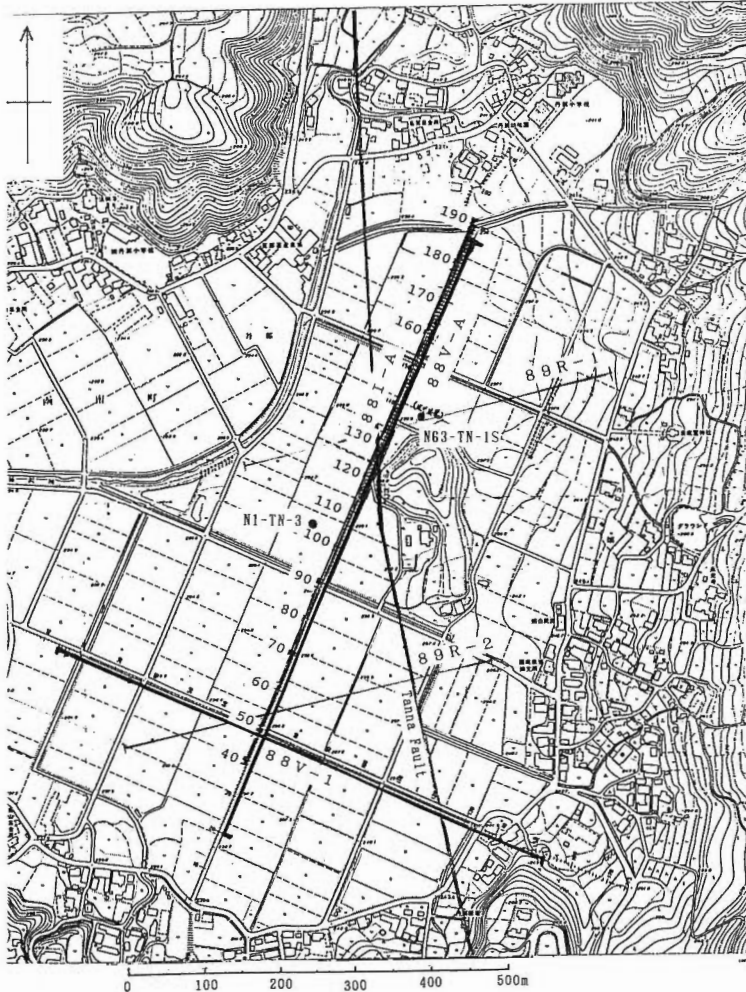
NEDO(新エネルギー・産業技術総合開発機構)の「地熱探査技術等検証調査 断裂型貯留層探査法開発 弾性波利用探査法開発」研究プロジェクトではこの丹那盆地をプロジェクトの基礎実験フィールドとして選定した。これにしたがい、NEDOは1989年9月に丹那盆地で地表伝播テスト(反射法)を実施した。

地表伝播テストでは丹那断層を横切る2測線(測線1及び測線A)が設定された(第11図)。測線1(東西)ではバイブレータによる探査(88V-1)が、測線A(南北)ではバイブレータによる探査(88V-A)とインパクトによる探査(88I-A)が行われた。データはDSF-V/MSPシステムで収録された。またこのデータの通常の反射法処理も実施された(新エネルギー・産業技術総合開発機構、1990)。

地質調査所ではNEDOのプロジェクトに対応して「地熱探査技術等検証調査に伴うデータの解析・評価 断裂型貯留層探査法解析・評価」を実施しており、その研究の一環として前記テストデータの見直しを行った。盆地の表層の湖成堆積物の上部はとくに速度が遅く、下位の火成岩類とは大きな速度コントラストを持ち、静補正の対象となっている。NEDOによる反射法処理ではこの湖成堆積物の厚さの変化が十分に静補正において考慮されていない。これは、初動の読みとりが困難であること、テスト的に実施した静補正により下部の反射面の連続性が低下したことによっている(新エネルギー・産業技術開発機構、1990)。このため、このデータは静補正の意義を考察する上でよい例になると考えられる。

4.2 データ処理

上記反射法のデータのうち88V-Aのデータを用いて、実際に表層の低速度層の厚さを考慮した静補正の有無により速度解析や重合結果にどのような影響が現れるかを調べた。第1表に探査の仕様を、また第12図にNEDOによる処理結果(新エネルギー・総合産業開発機構、1990)を示す。



第11図 測線図 丹那盆地でNEDOが1988年に実施した反射法の測線図(88V-A, 88I-A, 88V-1)。88-A測線の受振点番号を合わせて示した。CMP番号は受振点番号から20引いたものとなる。あわせて1989年に実施した屈折法の測線(89R-1, 89R-2)、二つの坑井(N63-TN-1S, N1-TN-3, 黒丸)、丹那断層の地表での位置を表示した。

Fig. 11 Location Map. Three seismic reflection surveys(88V-A, 88I-A, 88V-1) were conducted by NEDO at Tanna Basin in 1988. Receiver numbers for 88-A survey are displayed. CMP numbers are related by subtracting 20 from them. Two refraction survey lines (89R-1, 89R-2), two wells (N63-TN-1S, N1-TN-3, dots) and the Tanna faults at the surface are also shown.

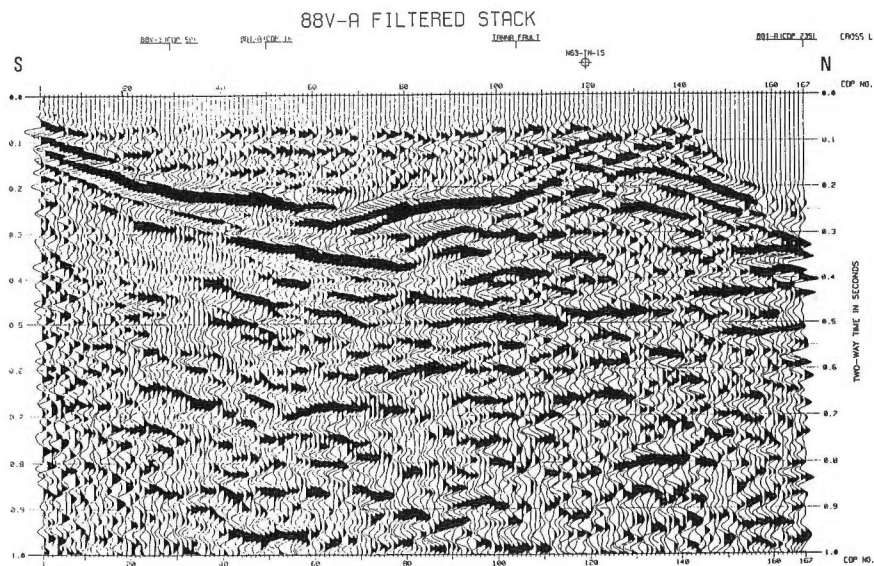
デコンボリューション・バンドパスフィルタ・振幅調整を行った後の記録例を第13図に示す。ショットギャザ、CMPギャザ、共通オフセットギャザである。共通オフセットギャザで初動の走時に40msほどの走時差があることが分かる。これは表層の低速度層の影響である。

まず、このデータに対して静補正を行わず、NMO補正・CMP重合を行った。第14図に速度解析結果による重合速度構造、第15図にNMO補正後のデータ、第16図に重合結果を示す。重合時には残留静補正を行った。

実際のデータにはモデルシミュレーション結果と異なり屈折波が含まれている。NMO補正により反射波の位相をそろえているのであるが、オフセット距離の長いデータでは、屈折波と反射波が漸近して

第1表 測線88V-Aの探査の仕様
Table 1 Specification of survey 88V-A.

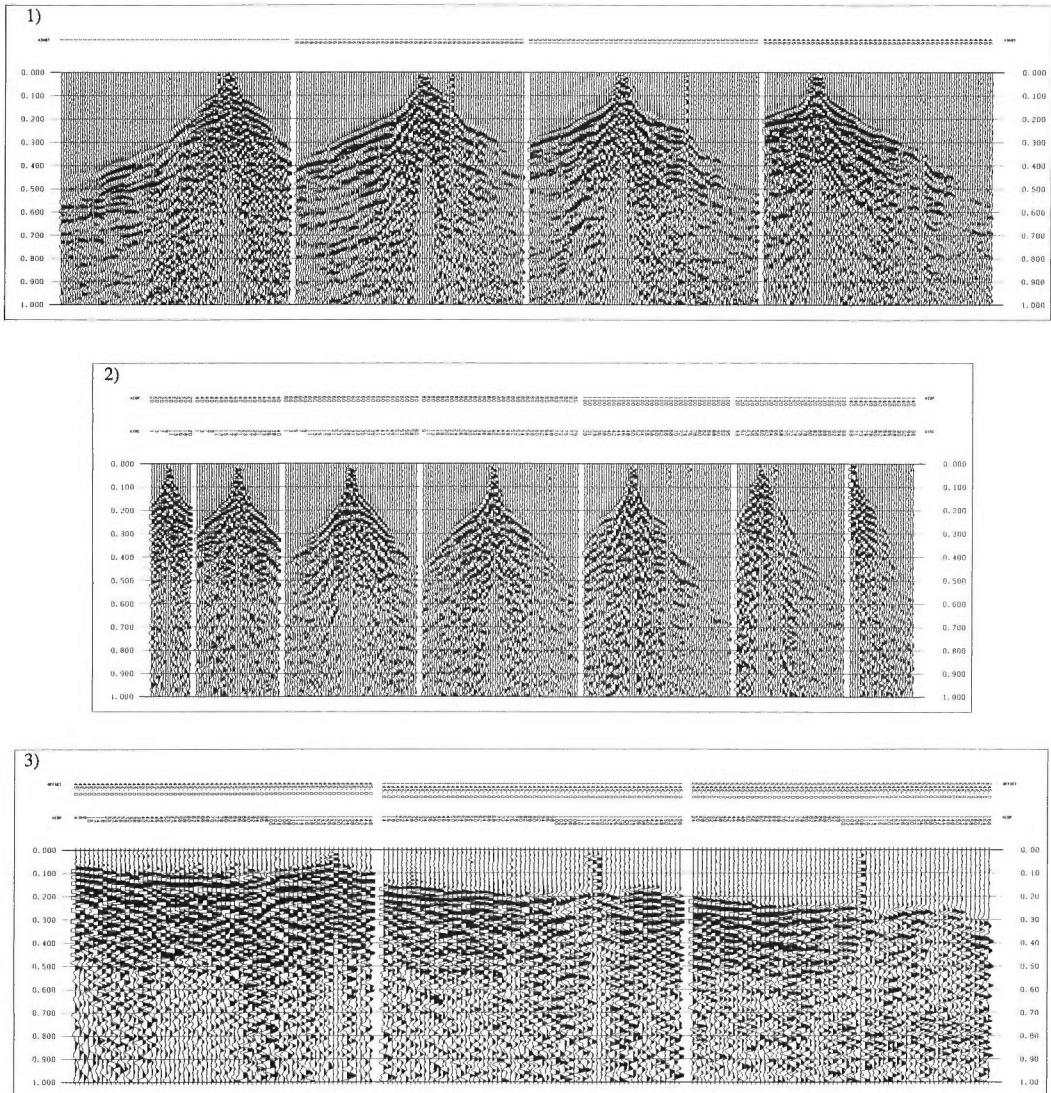
Line Name	88V-A	Receiver Type	L-410(10Hz)
		Receiver Interval	10m
Source	Vibrator	Receiver Pattern	0.9m x 11
Sweep Frequency	8-60Hz	Number of Channels	96
Sweep Length	20s	Spread	Fixed Receiver
Vertical Stack	5		
Source Pattern	2.5m x 4	Sampling Interval	2ms
Number of Sources	2	Recording Length	23s
Source Interval	10m	Low-cut Filter	8Hz/18dB/oct
		Hi-cut Filter	128Hz/72dB/oct
		Number of Records	66



第12図 記録断面図(新エネルギー・産業技術総合開発機構(1990))

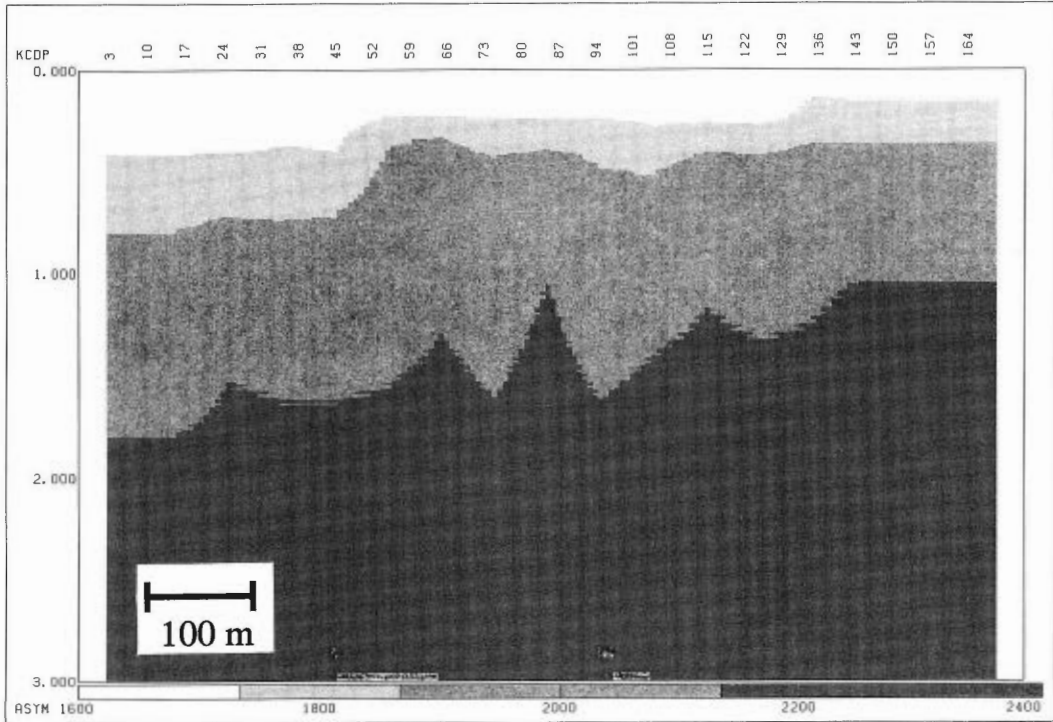
88V-AについてのNEDOの反射法データ処理結果。

Fig. 12 Seismic section by NEDO (1990). The data processing result by NEDO for line 88V-A.



第13図 丹那盆地での反射法データの例 デコンボリューション・バンドパスフィルタ・振幅調整を行った後の1)ショットギャザ、2) CMPギャザと3)共通オフセットギャザ。

Fig. 13 Example of data of reflection seismic survey in Tanna basin. 1) Shot gather, 2) CMP gather, 3) Common offset gather. They are displayed after deconvolution, band pass filter, amplitude control.



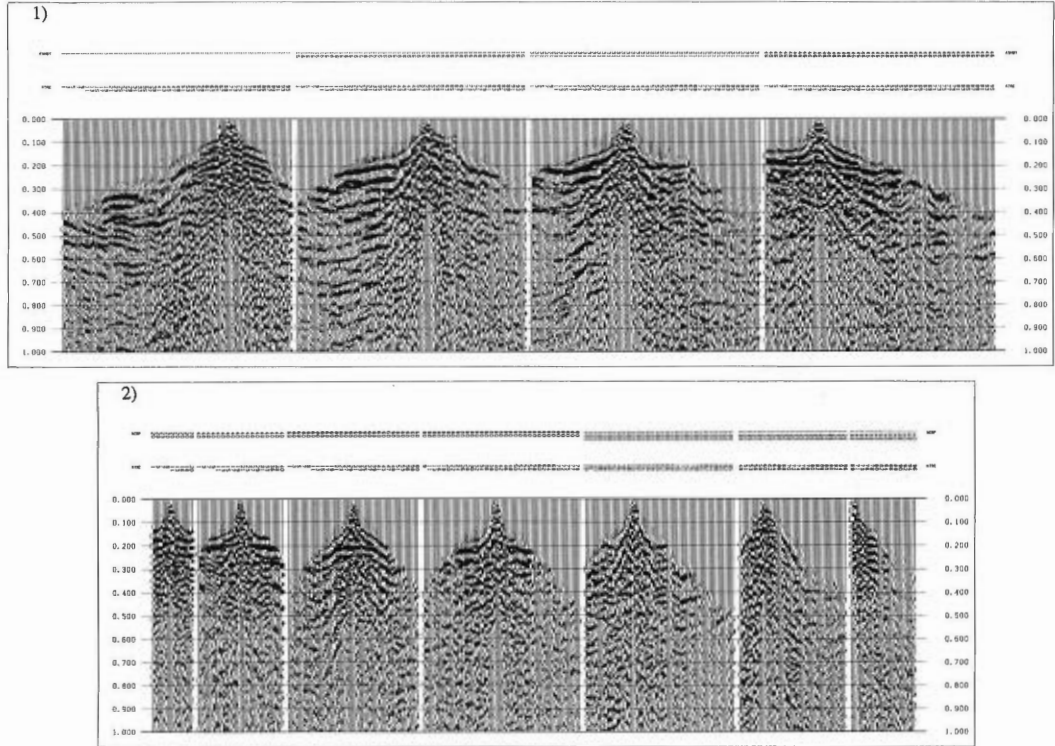
第14図 重合速度 静補正のない場合 横方向の変化が大きい。

Fig. 14 The stacking velocity without statics correction. Horizontal change of stacking velocity is big.

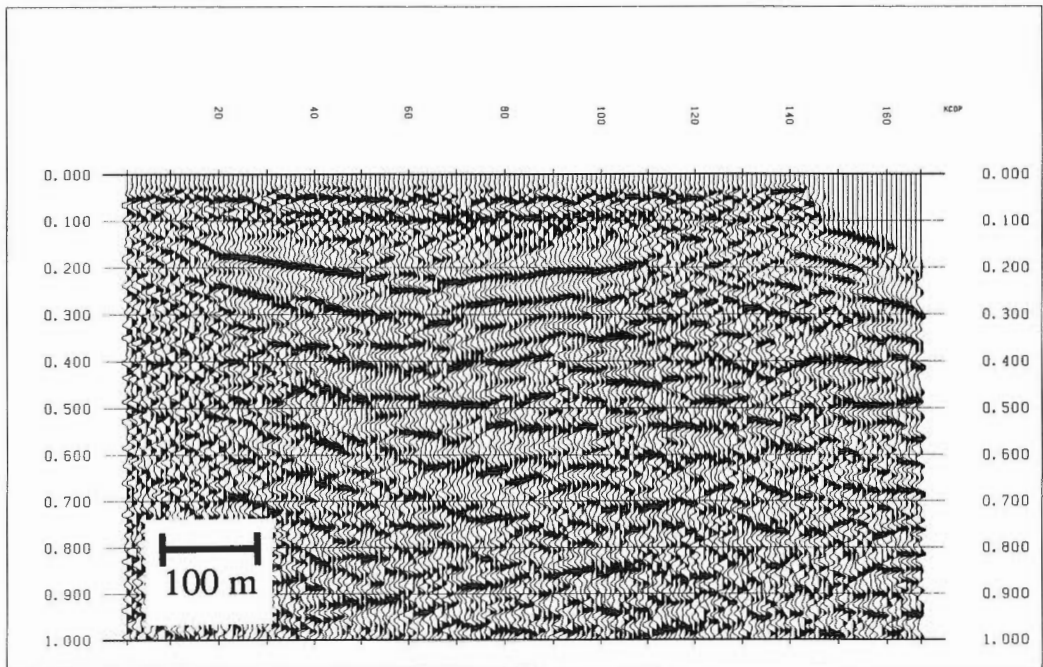
いるため、同時に屈折波の位相をそろえてしまうことがある。これは第13図-2)と第15図-2)の左から2つ目と4つ目(CMP番号40と80)で顕著である。こうして位相がそろった屈折波は重合結果にも反射面であるかのように現れてくる。このイメージされた屈折波は低速度層の厚さの変化を反映したものとなる。したがって深度に変換して考える場合には低速度層の速度を利用して変換する必要がある。これに対し、屈折波の速度が早いため、重合速度は低速度層の下の比較的速度となる。そのため、深度変換にこの速度を用いると、速度構造を大きくまちがえるということになる。

つぎに低速度層の厚さの影響を取り除くため、屈折波の走時を利用して静補正量を求め、これにより静補正を行った(屈折波静補正)後、NMO補正・CMP重合を行った。実際の静補正量を第17図に示す。静補正の基準面は深度20mに設定した。

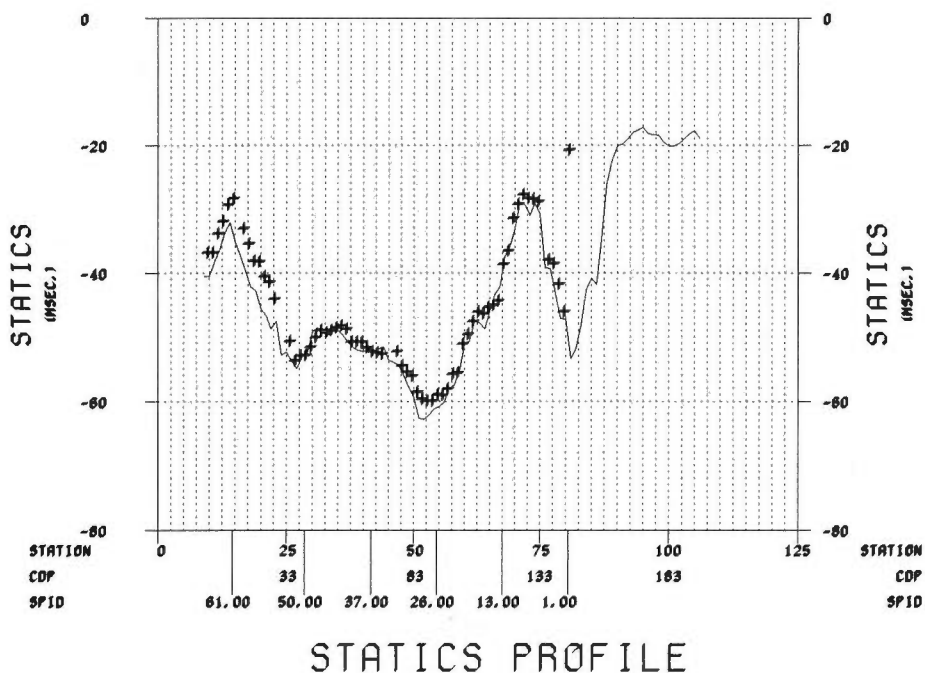
第18図に屈折波静補正後のデータ(ショットギャザ、CMPギャザ、共通オフセットギャザ)、第19図に速度解析結果による重合速度構造、図20にNMO補正後のデータ、第21図に重合結果を示す。共通オフセットギャザ(第18図-3)をみると、静補正により初動の位相がほぼそろい水平になっていることが分かる。しかし、いろいろな位相の波が存在するため、CMPギャザ上でも双曲線に並んだはっきりした反射波は深部には見あたらない。速度解析は水平方向の連続性も考慮して行った。NMO後のデータではほとんど屈折波の位相は除かれていることが分かる。



第15図 NMO補正後のデータ 静補正のない場合 1)ショットギャザ、2)CMPギャザ。
 Fig. 15 Example of NMO corrected data without statics correction. 1) Shot gather, 2) CMP gather.



第16図 重合結果 静補正のない場合 基本的な構造はNEDOの処理結果(第12図)と似かよっている。
 Fig. 16 An CMP stacking result without statics correction. Basic structure is resemble to Fig. 12.



第17図 静補正量 初動の走時を利用して静補正量を計算した。
Fig. 17 Statics for correction. They are calculated using first arrival travel time.

4. 議 論

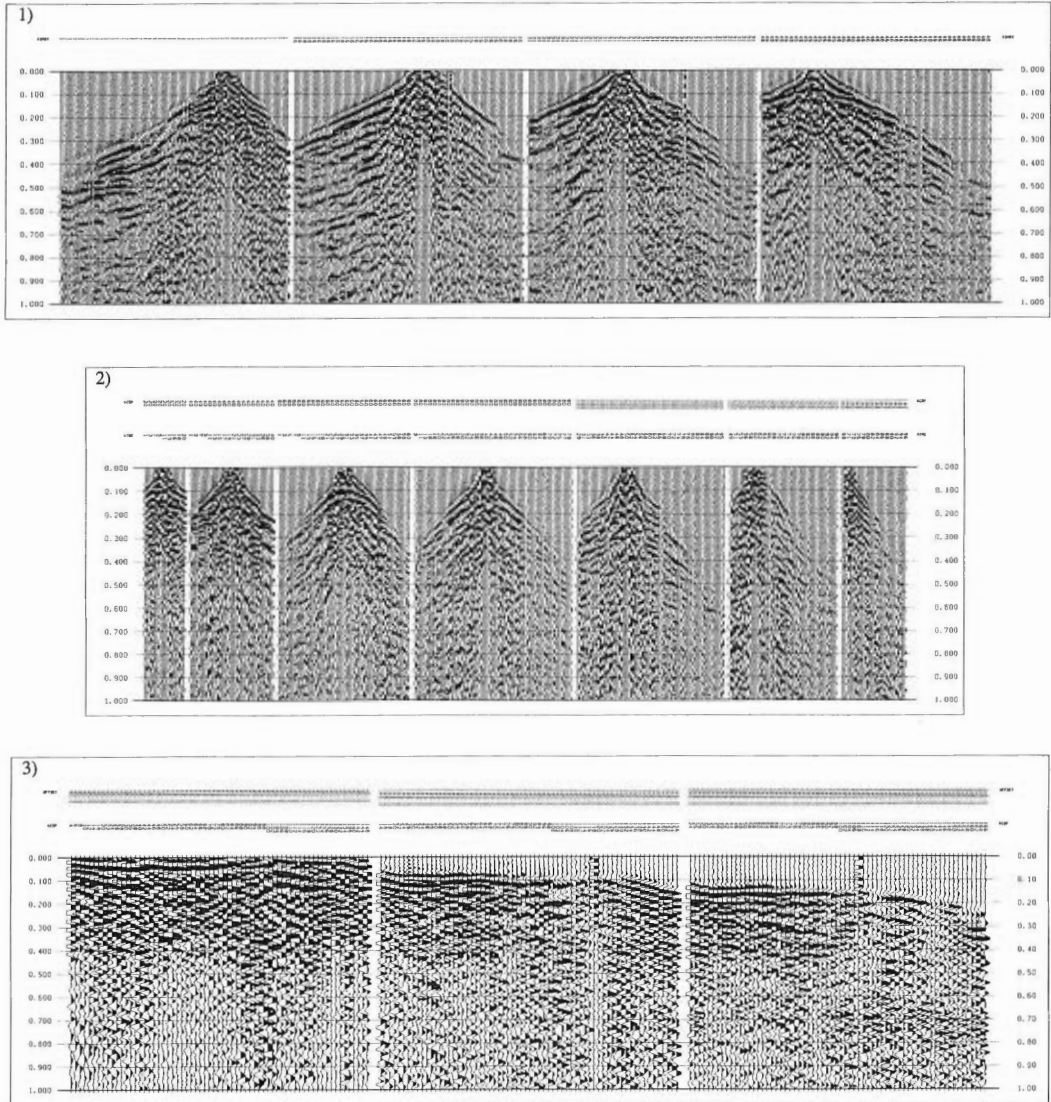
まずNEDOによる記録断面図(第12図)と今回我々が処理した記録断面図のうち屈折波静補正を行っていないもの(第16図)を比較する。

共通した特徴は南(図の左)から図の3分の2を占める往復走時で200ms付近にみられる連続性のよいイベントである。このイベントは100ms程度の走時差を持つ凹型の構造をしている。このイベントを含め、2つの記録断面図を見比べてみると、波形などの面つきや連続性などは異なっている。これはデコンボリューションなどのフィルタ、振幅調整、速度解析、残留静補正のパラメータが異なるために、第12図に比べて第16図の方が高周波であり、波形などに違いがでてきていると考えられる。しかしながら断面図の基本的な構造は同じで、ある程度連続性のよいイベントは対比することができる。そこで基本的には同じようなデータ処理が施されていると考えられる。

次に屈折波静補正の有無による2つの記録断面図(第16図と第21図)の比較を行う。第16図では南から3分の2にかけて往復走時200ms付近に約100msの走時変化を持つ凹型の連続性のよいイベントがあるのに対して、第21図でこれに対応するのは往復走時100ms付近の連続性のよいイベントであるが、北の方の連続性はよくなくその走時変化は40ms程度であり、往復走時が異なるだけでなく走時変化も小さい。

共通オフセットギャザ(第13図-3)のニアオフセットの記録(左端)と記録断面図(第16図)を比較すると、この走時変化は初動の走時変化とよく似ている。

比較のためにNEDOが1989年に丹那盆地で実施した屈折法の結果を第22図(新エネルギー・総合産業開発機構, 1991)に示す。表層の速度は400m/sとかなり遅く、その下の地層と大きな速度コントラスト

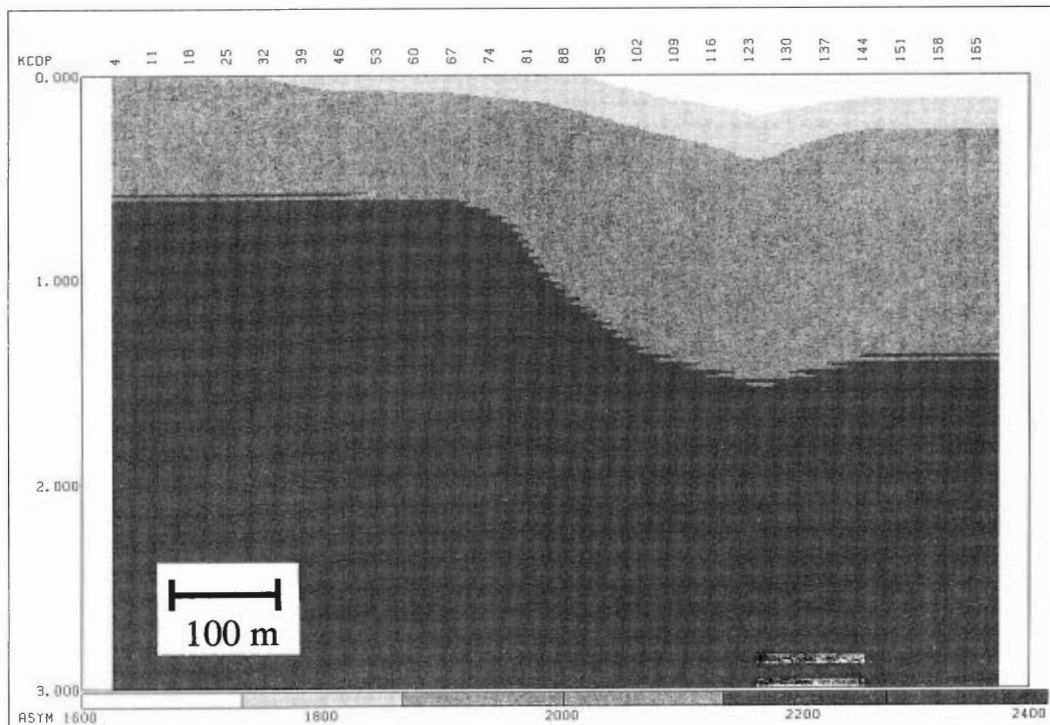


第18図 静補正後のデータ 1)ショットギャザ、2)CMPギャザと3)共通オフセットギャザ。
 Fig. 18 Example of static corrected data. 1) Shot gather, 2) CMP gather, 3) Common offset gather.

を持っている。今回解析した反射法の測線と屈折法の二つの測線の交点の低速度層の厚さをみても、低速度層の厚さが大きく変化していることが分かる。ここで求められている低速度層の厚さと速度から求めた静補正量(およそ50msと22ms)と第17図に示した静補正量(CMP番号110付近と30付近、およそ55msと25ms)との対応はかなりよい。

このような比較からここで考察している反射面のこのような大きな走時変化が表層付近の影響で起きており、その深度の変化は見かけほど大きくないと判断できる。したがって、重合速度を利用してこの記録断面図を深度変換し、100-200mの深度に100mの深度差を持つ向斜構造があると解釈するのは適切ではない。

屈折波静補正を行った断面図(第21図)でもCMP番号20までに50msから100msにかけて傾斜したイベ



第19図 重合速度 静補正のある場合 横方向の速度変化が小さくなっている。
 Fig. 19 The stacking velocity with statics correction. Horizontal difference of stacking velocity is small.

ントが見られる。これは、記録の端であるため屈折波走時による静補正量の計算が不安定であること、また重合数が少ないことによるものであり、本来地質解釈のためには用いるべき部分ではないと考える。これは北の端の部分にもあてはまる。

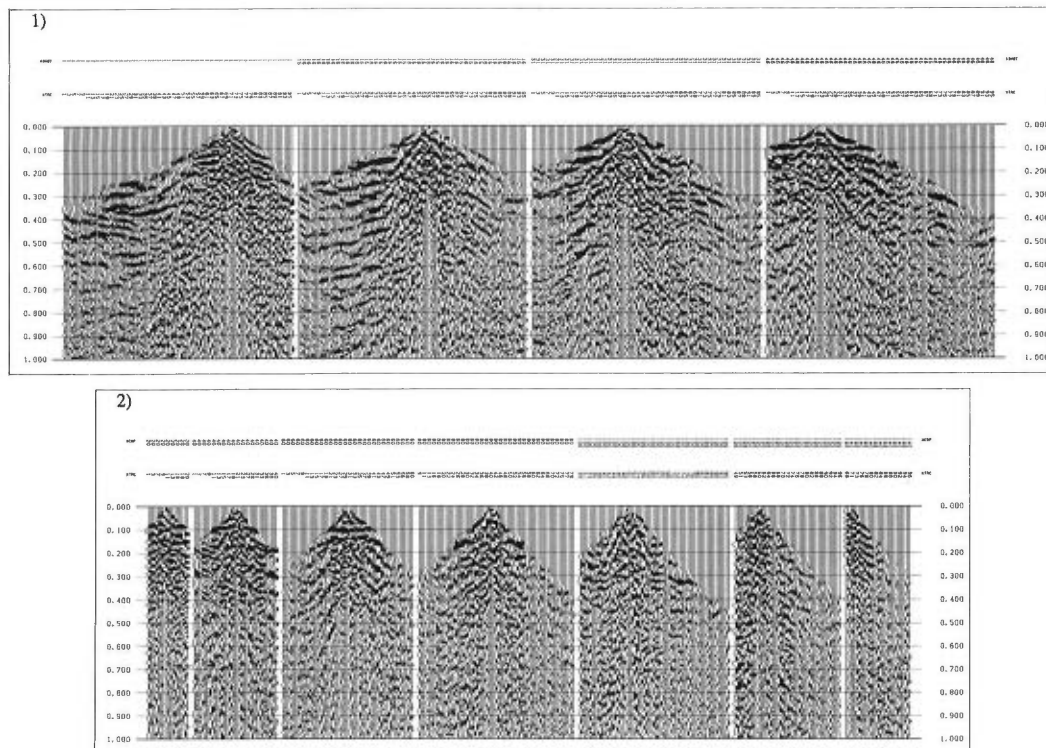
この南の端の部分を除くと、100ms付近に乱れてはいるが連続したイベントがみられる。そのほかのイベントも第16図を100ms程度時間をずらしてみると対応がつきそうであるが、連続性や形状がかなり違っている。

実際の記録では良好な反射面がないため、速度解析やCMPギャザを並べての比較において、屈折波静補正の有無によりどちらが優れているということは明瞭でない。またNEDOが1990年に行ったVSPの結果を3つの記録断面と合わせて第23図に示す。いずれもあまり対応はよくない。したがってどの処理結果がVSPの結果と合っているかを容易には判断できない。現時点ではそれぞれの断面図をそれぞれに解釈することが可能である。

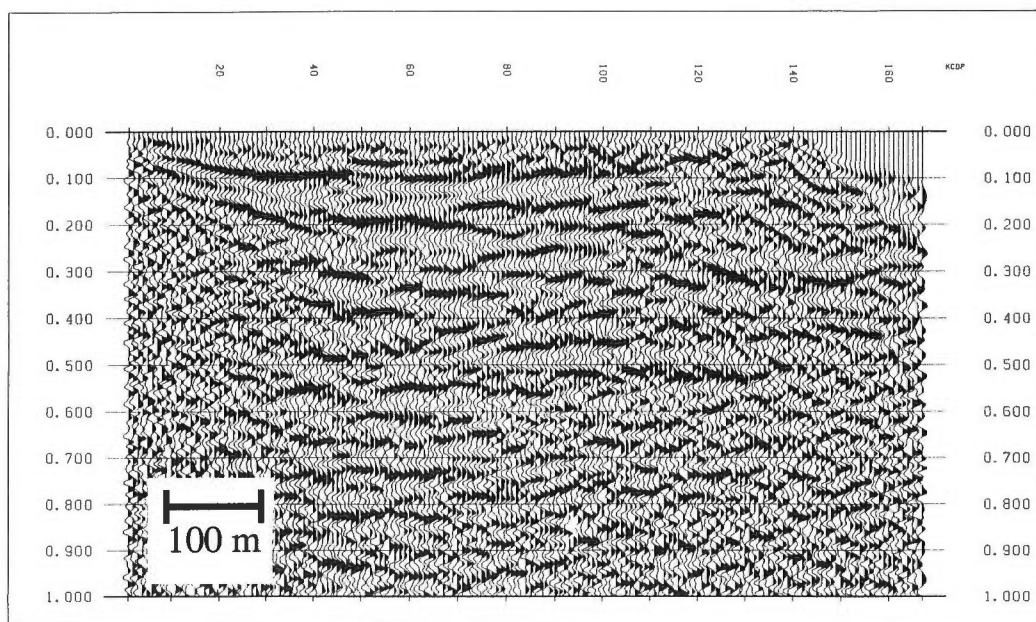
しかしながら、モデルでの例で示したのと同様に、第13図に比して第18図の初動のばらつきが減少していること、また子細に見たときに第23図-3) が他の二者に比して良い山谷の対応を示すことなどから、屈折波静補正を行った記録断面図の方がより真実に近いイメージを示していると考えられる。

5. ま と め

静補正の主たる目的はCMPギャザのなかでの反射面の走時を揃えるということである。しかし静補正の目的はそれにとどまらず、極端に速度の遅い層により反射波の走時が双曲線からずれてしまう影響を

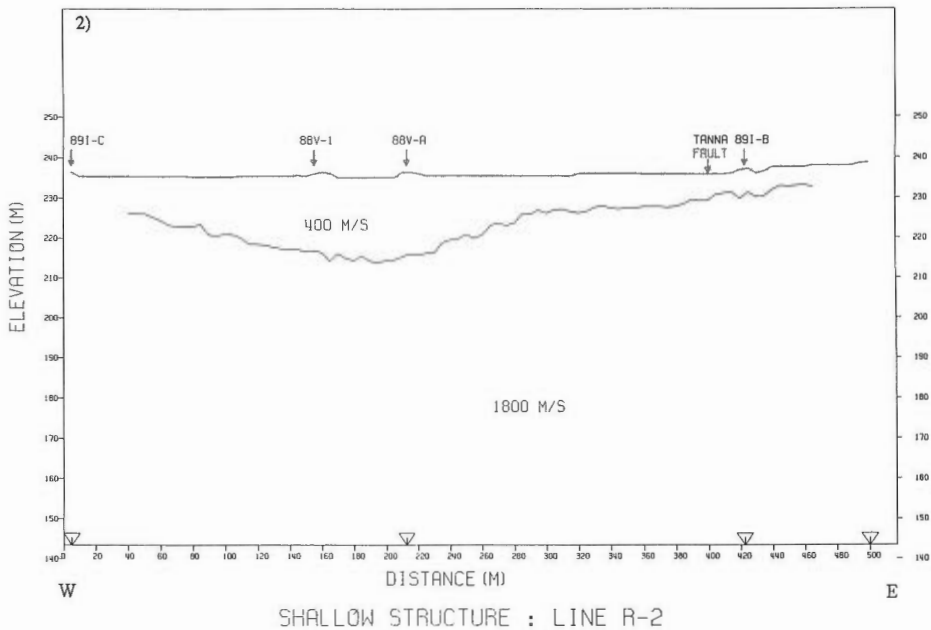
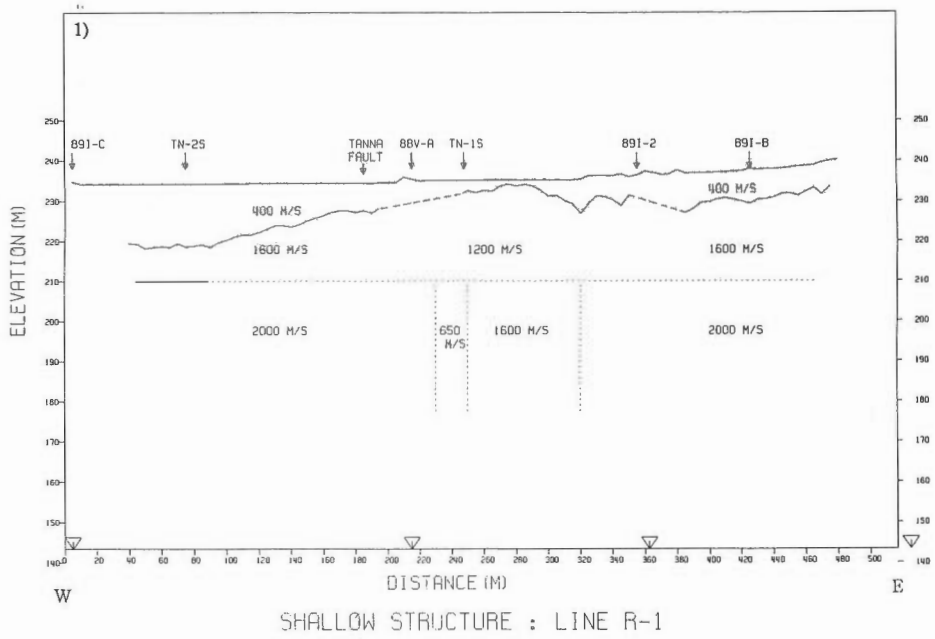


第20図 NMO補正後のデータ 静補正のある場合 1)ショットギャザ、2)CMPギャザ。
 Fig. 20 Example of NMO corrected data with statics correction. 1) Shot gather, 2) CMP gather.



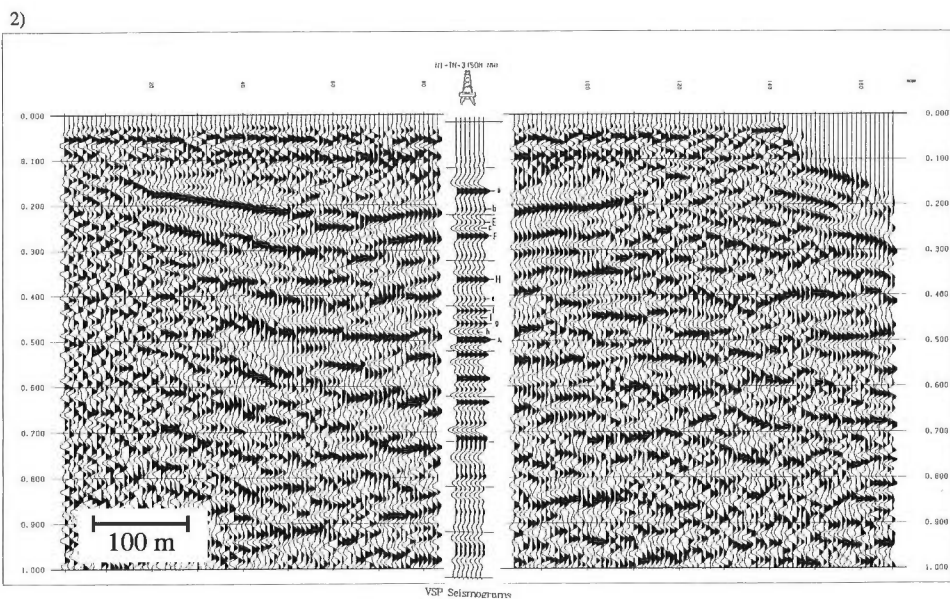
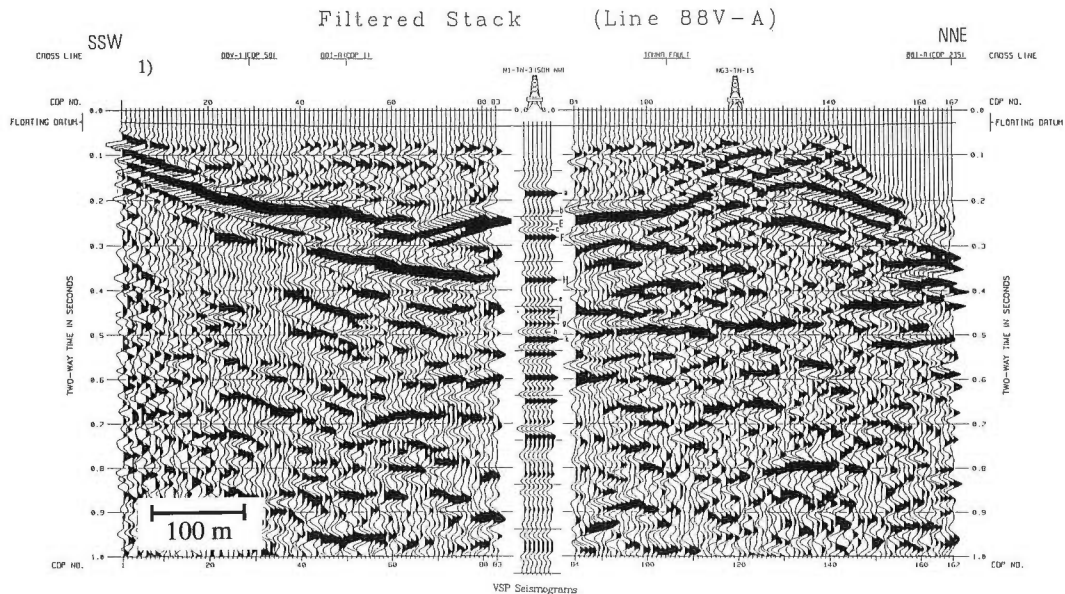
第21図 重合結果 静補正のある場合 屈折波静補正の結果, NEDOの処理結果(第12図)に比べて100msほど持ち上がっている。またCDP番号60付近を中心とする凹型の構造が目だたなくなっている。
 Fig. 21 An CMP stacking result with statics correction. As a result of static correction, seismic events are shifted upward about 100ms compared to NEDO's result (Fig. 12). The syncline structure near CDP 60 of Fig. 12 becomes subtle.

低速度層の層厚変化の大きい場合の反射法解析の問題点(加野・山口)



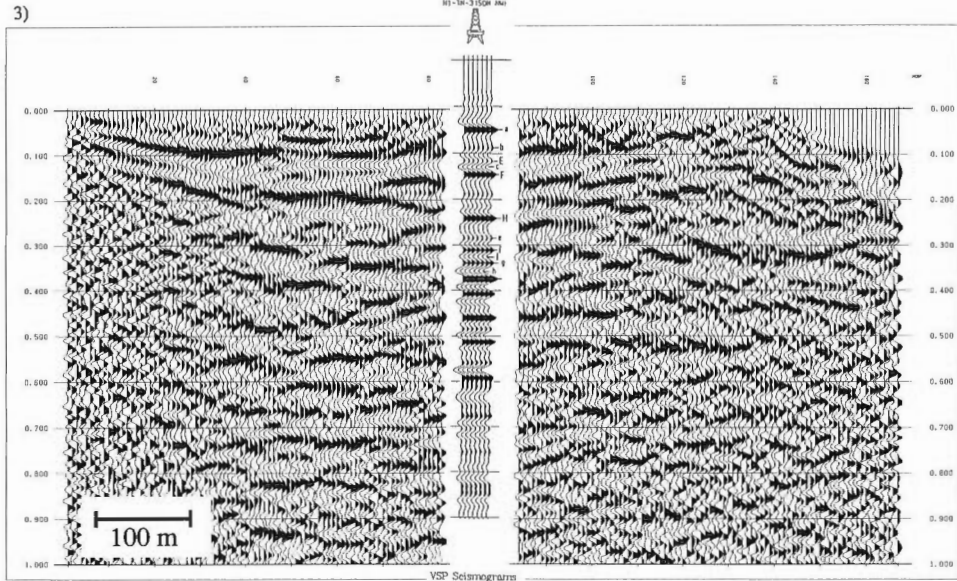
第22図 屈折法の結果 (NEDO, 1991) 1)89R-1 測線, 2)89R-2 測線. 位置は第11図参照.

Fig. 22 Result of refraction survey by NEDO (1991). 1)Line 89R-1, 2)Line 89R-2. Refer to location map (Fig. 11).



第23図 重合結果とVSPの結果 1)NEDO (NEDO, 1991), 2)屈折波静補正無し, 3)屈折波静補正あり, それぞれの断面図をそれぞれに解釈することが可能である。

Fig. 23 Seismic sections and VSP result. 1) Processed by NEDO (NEDO, 1991), 2) Without static correction, 3) With static correction. It is possible to interpret each section as is because of no strong and coherent reflection events in the deep area.



第23図 つづき

除くこと、それにより重合速度のRMS速度からのズレを小さくすることなどがある。本報告ではこれらのうち見過ごされ易い後2者の側面を中心に低速度層の厚さが変化する場合に、反射法の記録断面にどのような影響が現れるかを、モデルを使い報告した。さらに実際の反射法データにおいて、屈折波静補正を行わない場合と行う場合の記録断面図の見え方の違いにより、静補正の重要性を示した。

特に問題となるのは、表層の低速度層による走時のズレが大きい場合には、浅部の反射波の重合速度はその層までの平均速度より速く、その重合速度を用いて地下構造の解釈を行うと、構造をまちがいが得ることである。これは、真の反射波の振幅が弱かったり、連続性が悪いときには起こりがちになる。このようなことを避けるためにも、反射法の処理においては屈折波静補正計算を元にした表層の低速度層の影響の除去がきわめて重要だと考える。とくに初動を反射法の解析に含まないようにし、大きな走時変化を除去することが重要である。

謝辞 今回の研究に当たり、NEDOに丹那盆地における反射法データの提供を受けた。また本報告の発表においてデータの公表の許可をいただいた。ここに感謝の意を表す。

文 献

- 齊藤正徳 (1979) 反射波走時の4次近似。物理探鉱, vol. 32, p. 29-30.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1990) 昭和63年度地熱探査技術等検証調査断裂型貯留層探査法開発弾性波利用探査法開発(探査法開発)報告書 要約, 231p.
- (1991) 平成元年度地熱探査技術等検証調査断裂型貯留層探査法開発弾性波利用探査法開発(探査法開発)報告書 要約, 299p.
- 横倉隆伸・加野直巳 (1983) 反射法地震探査のための簡単な静補正法。物理探鉱, vol. 36, p. 190-100.
- (1985a) 浅層反射法データの速度解析に及ぼす静補正の影響。物理探鉱, vol. 38, p. 10-19.
- (1985b) 静補正の基準面について。物理探鉱, vol. 38, p. 149-154.

葛根田地熱地域の反射法データ再解析 —地形の険しい山岳地の測線について—

山口和雄*・加野直巳*・宮崎眞一**

Re-processing of seismic reflection data in the Kakkonda geothermal field, Japan
—Survey lines in the uneven mountainous area—

Kazuo YAMAGUCHI, Naomi KANO and Shin'ichi MIYAZAKI

Abstract: We re-processed seismic reflection data of the Kakkonda geothermal field which had been processed in 1984 by Japan Metals and Chemicals Co., Ltd. The purpose is to evaluate this previous data and to get the optimal field parameters for the new seismic survey in advance. After some processings are applied, a lot of events are seen with short continuation across several traces in field shot records. A few of them are considered as true reflections, because they continue across more than thirty traces in shot records, show hyperbola-like travel time curves and appear in several adjoining shot records. They appear as continuous reflectors in the CDP stack sections. But almost every event has poor continuation and does not show hyperbola-like curves. This problem comes from (1) insufficient survey design, that is, too large intervals of both shots and receivers compared to the extension of target reflectors, (2) very steep topography along the survey lines in the mountainous area and (3) inherently discontinuous reflectors due to complexity of geological structure. In order to make sure whether the above mentioned events are true reflectors or not, smaller intervals of both shots and receivers, eg. 5m or 10m, is necessary. The new survey line follows the road along the Kakkonda ravine in 1994's survey by NEDO. Therefore, accessibility and smooth topography along the line make both dense alignment of shot/receiver and static corrections easier, and then confirmation of reflections will be possible. In this case, additive cross lines is desirable in order to detect three dimensional structure of the Kakkonda geothermal field.

要 旨

葛根田地熱地域で1984年に実施された反射法データの再解析を通して、今後の地熱地域での反射法探査に際して必要となる測線配置やデータ取得パラメータ等の参考資料を得る。地熱地域のような、存在しても断続的な反射面を補足するには発震点・受振点間隔ともに5mないし10mといった細かい探査仕様が必要である。重合断面の地質解釈に当たっては、重合断面の反射面と、重合前のショット記録やCDP記録での反射波との対応を確認する必要がある。

* 地殻物理部

** 日本重化学工業株式会社

Keywords: Kakkonda geothermal area, seismic reflection survey, shot record, CDP gather, reflection, reflector, CDP stack

1. はじめに

岩手県雫石町葛根田地熱地域で1994年度に新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) によって実施される反射法探査¹⁾に際して、適切な測線配置、データ取得パラメーターを選択するための参考資料を得ることを目的として、同地域で過去に行われた反射法データの再解析・評価を行った。なお、本報告で扱うデータは民間企業が所有権を持ち地質解釈が済んでいること、および新しく反射法探査が実施されること等を考慮して、今回の再解析にあたってはCDP重合断面の地質解釈は実施しなかった。

2. 再解析の対象としたデータ

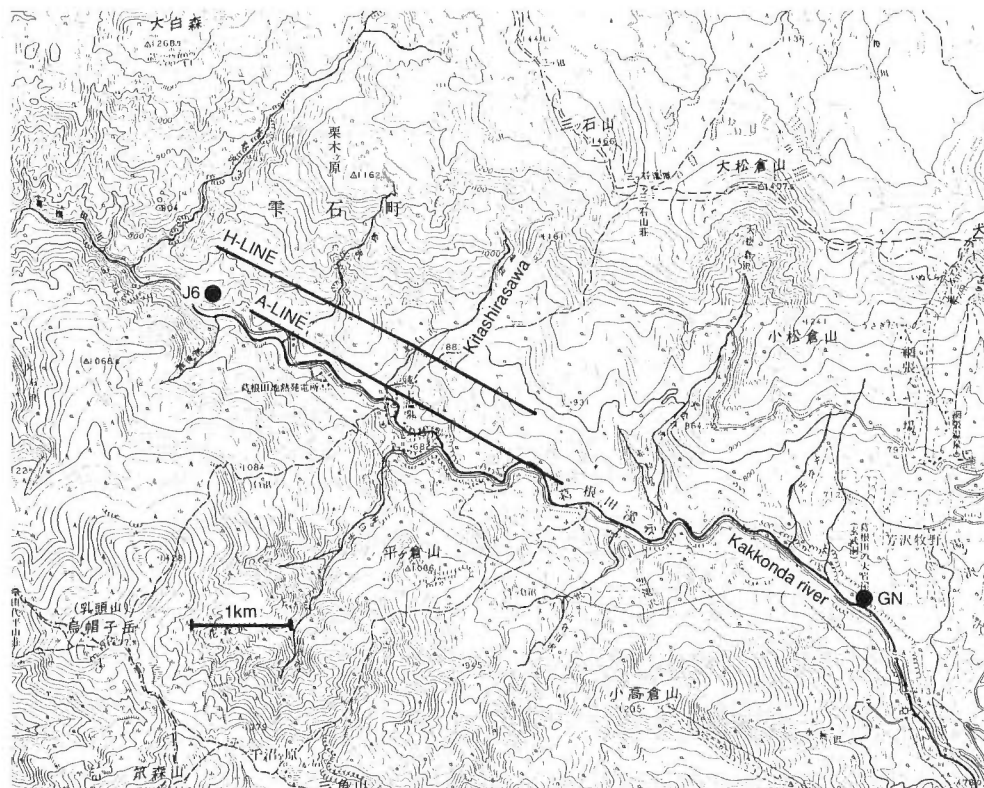
ノイズテスト等を除いて、葛根田地熱地域で1993年までに反射法の形態で実施された探査は、1970年と1984年の2探査例があり(佐藤, 1986)、今回再解析の対象としたのは1984年の反射法探査データである。日本重化学工業(株)は、1984年に葛根田地熱地域で反射法探査を実施し、データ処理断面(時間断面、マイグレーション断面、位相・振幅等の物性断面)および地表探査結果に基づいて地質解釈を実施した(佐藤, 1986; 井出, 1988)。地質調査所は1993年8月に、日本重化学工業(株)から探査の原データである磁気テープ5巻およびその他の諸資料を受け取った。テープ上のデータは、SEG-Bフォーマットのフィールド磁気テープ(データ処理前)、諸資料は静補正チャート、XY座標データ、測定野帳、測線位置図、データ処理報告書である。1984年の探査のデータ取得は地熱技術開発(株)とCGG社によって、データ処理はCGG社によって行われた。

第1表に探査の諸元を、第1図に測線配置を示す。葛根田川河床から北側の山岳部へ数10mから400m入り葛根田川にはほぼ並行にA測線があり、A測線から500m離れてH測線がある。測線長はいずれも約3700mである。

第1表 データ取得の各諸元
Table 1 Data acquisition parameters.

Source	Dynamite	Recording system	SERCEL348
Weight	6kg	Number of channels	120
Depth	10m	Sampling rate	2ms
Shot point(SP) interval	80m	Record length	4s
Number of SPs	43 for A-LINE and H-LINE	Lowcut filter	OUT
Receiver	SM4U	Spread	Center of lines : Split spread
Natural frequency	10Hz		Sides of lines : Fixed spread
Receiver point(RP) interval	20m		
Number of geophones/RP	18		
Grouping length	34m(2m×17)		
Number of RPs	A-LINE : 180, H-LINE : 186		

¹⁾ NEDOは、断裂型貯留層探査開発 高精度反射法の実証フィールドの1つである葛根田地熱地域において、1994年7月、玄武洞から日本重化学工業6号基地付近までの葛根田川溪谷の道路に沿って、パイロサイス震源を用いて測線長10kmの反射法探査を実施した。

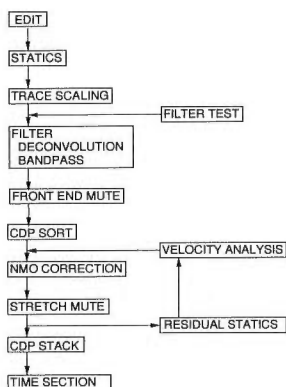


第1図 反射法測線配置 国土地理院発行の50,000分の1地形図「八幡平」および「雫石」を使用した。2本の太い実線はA測線、H測線、●はGNが玄武洞、J6が日本重化学工業(株)の6号基地を示す。

Fig. 1 Seismic reflection survey lines. Topographic maps are parts of 1 : 50,000 map sheets "Hachimantai" and "Shizukishi" of Geographical Survey Institute. Bold lines : A-LINE and H-LINE, GN : Genbudo, J6 : Base no. 6 of JMC.

3. データ再処理

第2図のデータ処理フローに基づいて再処理を実施した。CGGのデータ処理報告を参考にしたが、その処理結果を入手できなかったことおよび処理システムの違いにより、以前の処理の再現は困難である。そのため、今回の処理と以前の処理の比較は行わなかった。



第2図 データ再処理フロー
Fig. 2 Flow chart of re-processing.

4. データ処理結果

4.1 震源エネルギー

A測線の北西部で、受振点が共通し発震点が隣接する7個の編集後のショット記録を、全トレース間および時間方向について相対振幅を保存して表示した(第3図、トレース間隔以上の振幅はクリップして表示を見やすくした。以下第6, 7, 8図も同様)。いずれのショット記録でも見かけ速度約3000m/sの初動が捕らえられている。

第3図のFILE106の30トレースごと(600m間隔)に振幅の絶対値を時間軸に対してプロットした(第4図)。初動部の絶対振幅は初動直前の100倍程度あり、走時2sまでの振幅は初動直前の約10倍以上のレベルである。

4.2 表層補正

表層補正はHOLLINGSHEAD and SLATER (1979)の方法で行った。第5図に求められた各測線の表層構造と表層補正值を示す。基準面はA測線で700m, H測線で800mとした。測線内での標高差は、A測線で220m, H測線で150mで、いずれの測線も2, 3の谷筋を横切り起伏が激しい。特に標高変化が激しい位置では補正は難しい。

4.3 周波数解析

A測線FILE106に静補正を適用し各トレースごとに振幅調整してから、帯域幅5~10Hzの帯域通過フィルターを適用し、トレース間の相対振幅を保存して表示した(第6図)。走時1s付近の、複数トレースに渡って連続するイベント(以下、波群と呼ぶ)は、反射波の可能性があり10~40Hzの成分を持つ。

4.4 振幅調整, フィルター, 初動ミュート

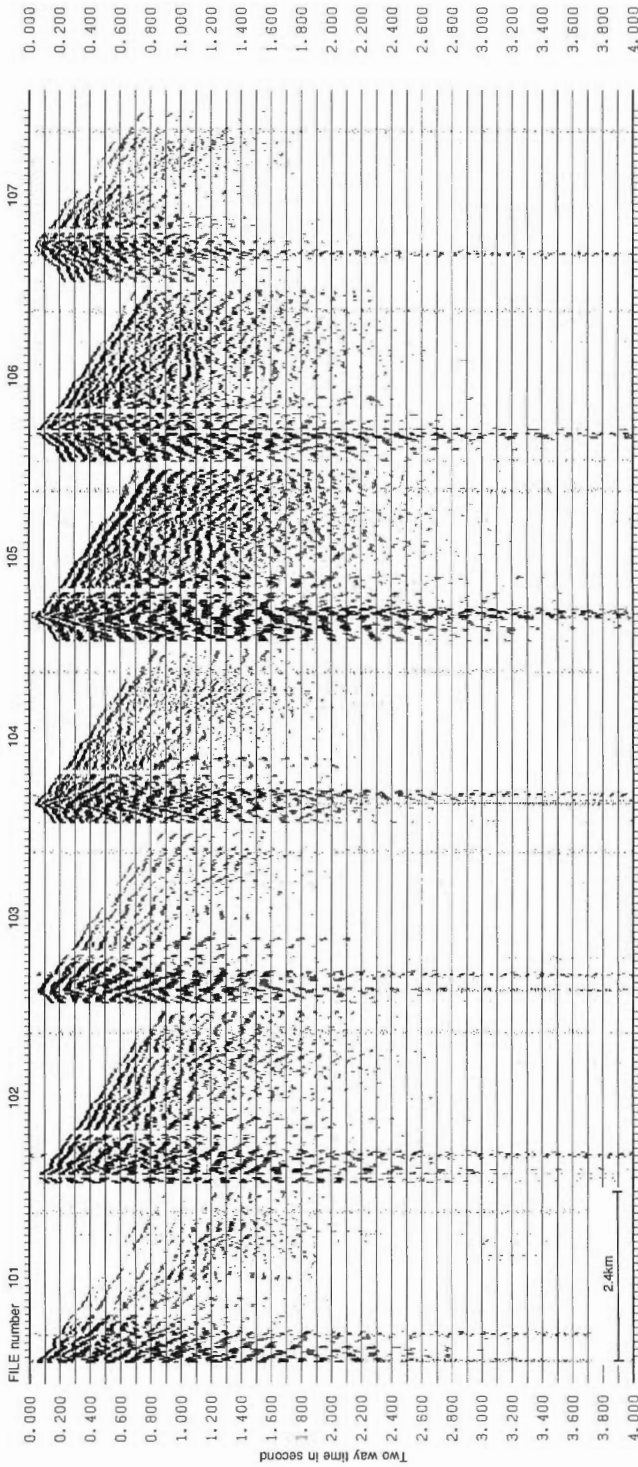
以下のパラメーターで速度解析前までの処理を行った(第7図)。

振幅調整

各トレース500msのウィンドウ長およびトレース間でのノーマライズ
デコンボリューション
自己相関 3000ms
オペレーター長 120ms
予測距離 20ms
白色雑音 5%
バンドパスフィルター 10~40Hz
初動ミュート 初動部から約100ms

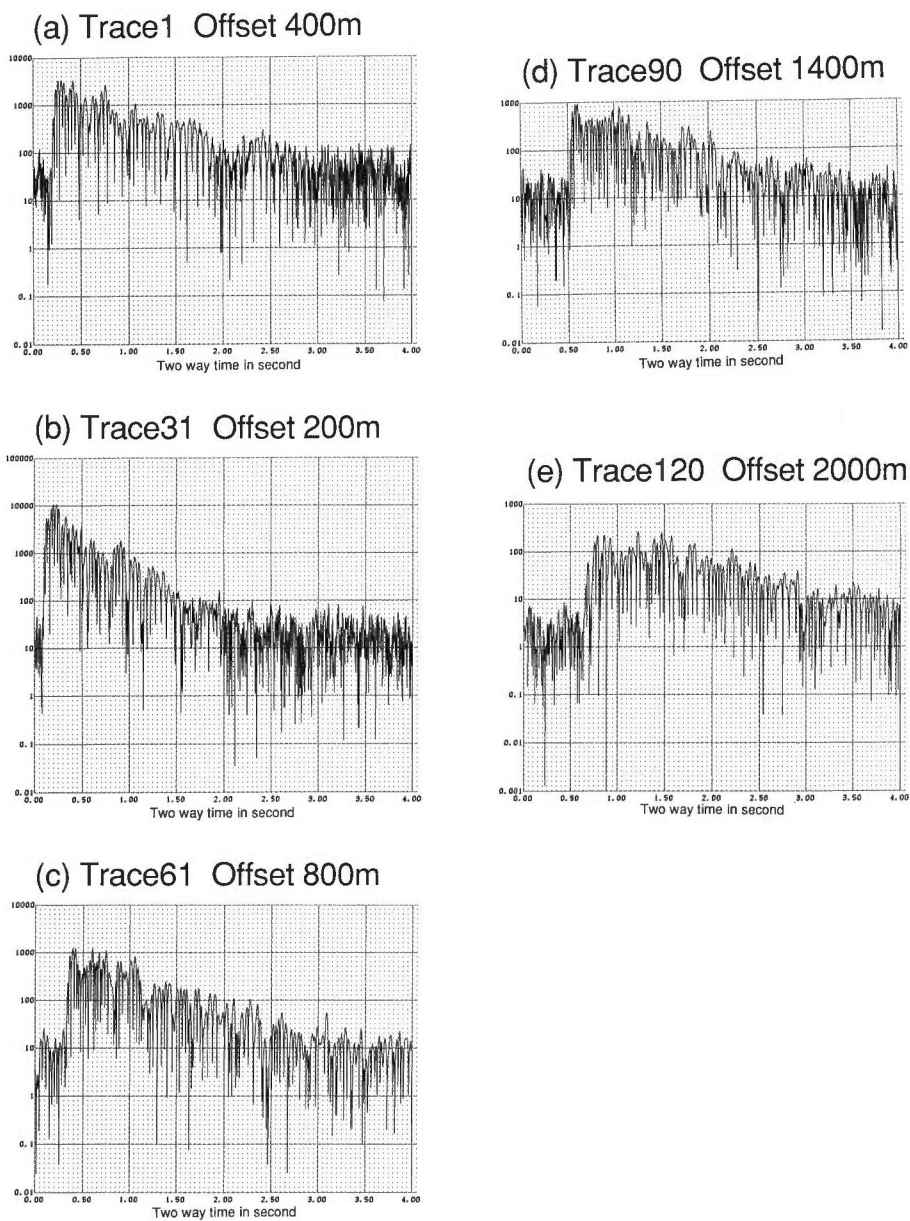
4.5 速度解析, 残留静補正, CDP重合

2測線全体に対して2000m/s~4000m/sの500m/sごとの一定速度でCDP重合断面を作成し、反射面らしき波群の現れるCDPおよびその他の数CDPを選び、定速度走査法によって速度解析を行った。CDP重合までを行ったCDPトレースと、NMO補正まで行ったCDP重合直前のトレースとの相互相関を各CDP内で求め、SURFACE-CONSISTENTな残留静補正值を求めた。この残留静補正值を初動ミュート後のデータに適用し、改めて速度解析を行い、CDP重合断面を作成した。なお、オフセット200m以内のトレースは、低速度の表面波等により部分的に振幅が飽和していたので、速度解析前にゼロクリアした。第8図に最終的なCDP重合断面を示す。定速度走査法においてセンブランスのピークは不明瞭で、速度解析の信頼度はかなり低い。参考のために第9図にRMS速度分布を示す。



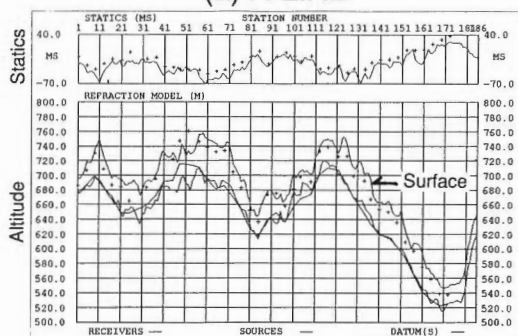
第3図 ショット記録の例。A測線北西部で受振点が共通で発震点が隣接する7個の編集後のショット記録を、トレース間および時間方向に相対振幅を保存して表示した。トレース番号は各記録毎に左から数え、上下のティックは5トレースごとに表示した(第6, 7図も同様)。トレース間隔以上の振幅はクリップした(第6, 7, 8図も同様)。

Fig. 3 Examples of shot records. Seven adjoining shot records in the north-west portion of A-LINE are displayed with relative amplitude preserved after trace editing. Receivers are fixed for these shots. Trace number is counted from left for each record and ticks above and below are displayed for every 5th trace (Same as for Fig. 6 and 7). Amplitude over one trace interval is clipped (Same as for Fig. 6, 7 and 8).

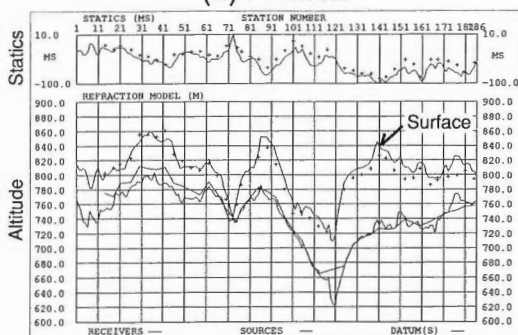


第4図 (a)～(e) 絶対振幅曲線
A測線FILE106の30トレース毎に振幅の絶対値を対数スケールで表示した。
Fig. 4 (a)～(e) Absolute amplitude curves.
Absolute amplitudes are plotted in log scale for every 30th trace of FILE106 of A-LINE.

(a) A-LINE



(b) H-LINE



第5図 (a), (b) 地形および静補正
各測線に沿った地形, 推定された表層構造および表層補正值を表示した。

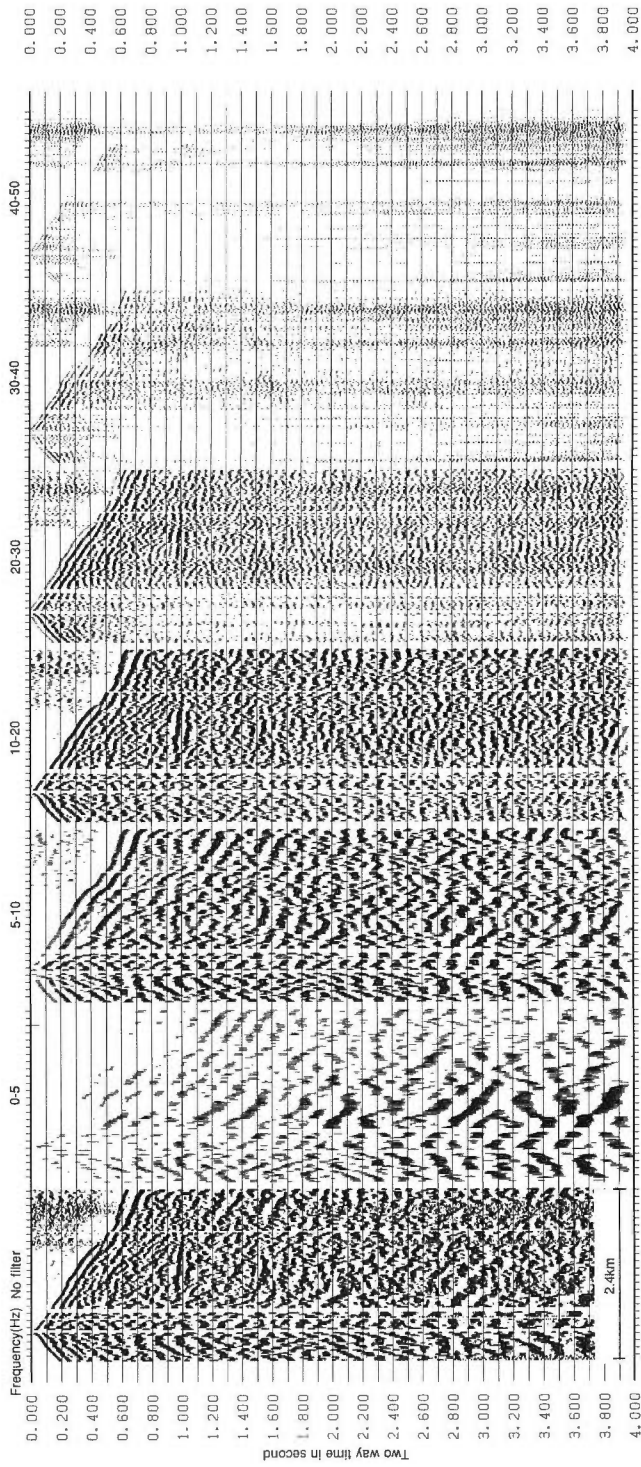
Fig. 5 (a) and (b) Topography and static corrections.
Topography, estimated structure of surface layer and statics along each line are shown.

5. 考 察

反射波が捕らえられるか否かは, 震源エネルギーの強さ・伝播途中の減衰や, 対象とする反射面の深度・反射係数・傾斜・広がり, 震源受振点配置などが相互に関係すると考えられ, 震源エネルギーのみの評価は難しい. 第3, 4図から, オフセット約2000mでも初動は認められ, 少なくとも初動~走時2sまでは震源に起因する振動は初動直前のノイズより十分大きい. 探査対象とする反射面が数100m~2km程度の深度に存在し, 第9図から仮に反射面までの平均P波速度を3000m/sとすると, 走時2sは深度3000mに相当する. 震源に起因する波群は反射波だけではないが, 本探査の震源は十分なエネルギーであったと考えてよいだろう.

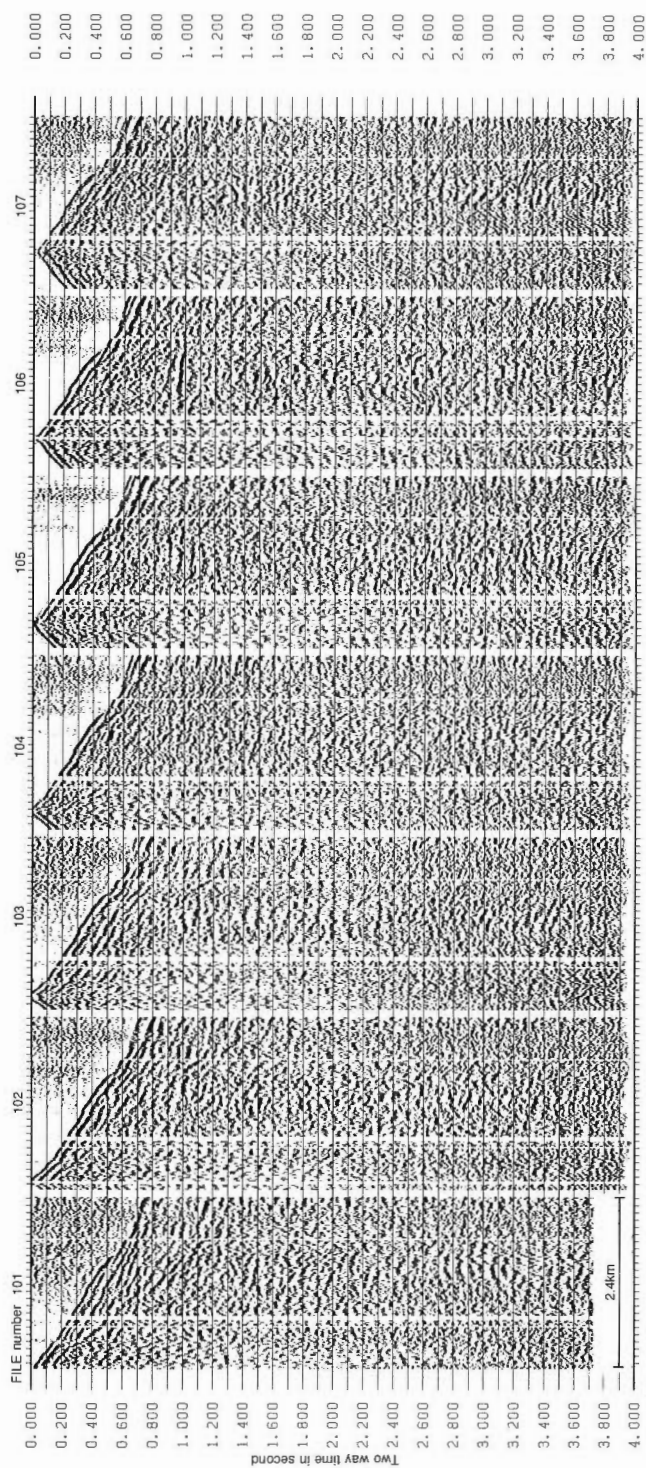
第7図でA測線FILE106の走時1s付近に, 約30トレース以上に渡って続く波群があり走時曲線は双曲線的で, 隣接のFILE102~FILE105にもこれに対応する波群が見られる. これらの波群は反射波と考えられ, CDP重合により第8図のA測線CDP重合断面のCDP70~100, 走時0.9s付近の波群に対応する. 簡単のためFresnel zone等を考慮しなければ, CDP重合断面のこの波群は約300m (30CDP×10m) 続く反射面である.

しかし本データでは, このようにショット記録の反射波とCDP重合断面の反射面の対応付けができる



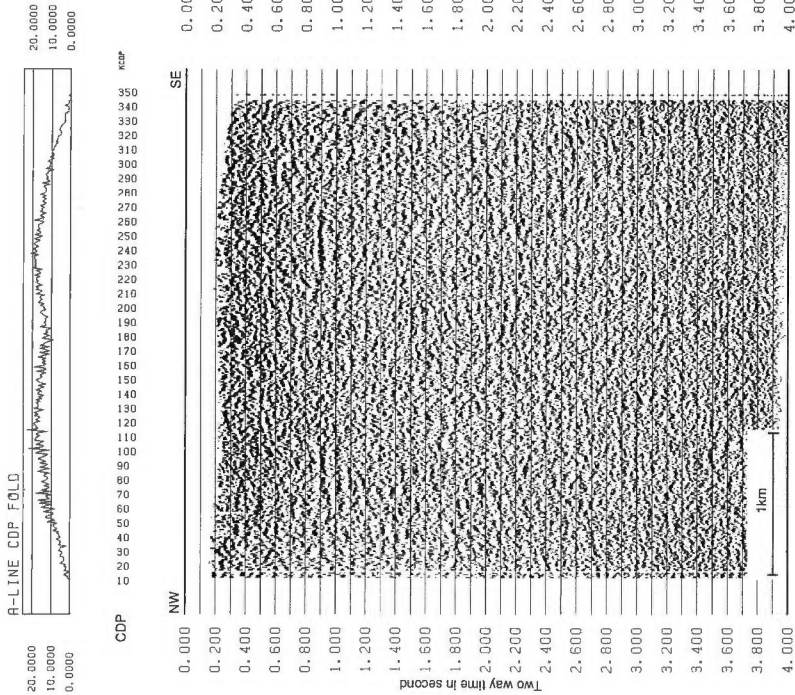
第6図 周波数解析 A測線FILE106に対して、各トレース毎の振幅調整後に帯域幅5Hzないし10Hzのバンドパスフィルターを適用し、
 相対振幅保存で表示した、上の数字はフィルターの通過周波数帯域を示す。

Fig. 6 Frequency analysis. Bandpass filters with bandwidth of 5Hz or 10Hz are applied to trace scaled data for FILE106
 of A-LINE. Results are displayed with relative amplitude preserved. Numbers above are frequencies of passband.

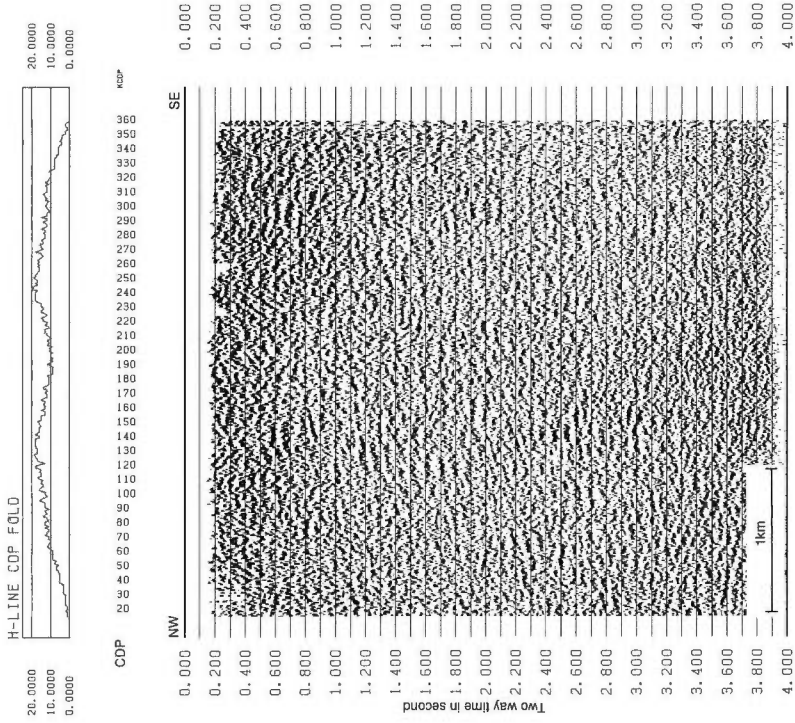


第7図 データ処理途中のショット記録の例 第3図のショット記録に表層補正, 振幅調整, デコンボリューション, バンドパスフィルターを適用し, 各トレースごとに振幅調整して表示した。
 Fig. 7 Examples of shot records under data processing. Static corrections, trace scaling, deconvolution and bandpass filters are applied to the shot records in Fig. 3.

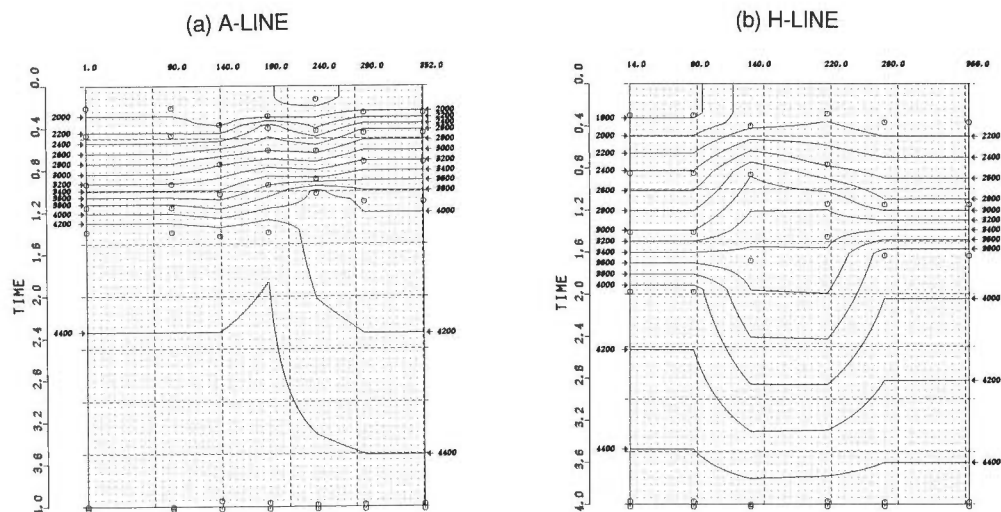
(a) A-LINE



(b) H-LINE



第8図 (a), (b) 最終的なCDP重合断面 上の図はCDP重合数。
Fig. 8 (a) and (b) Final CDP stacked time sections. Figures above are CDP folds.



第9図 (a), (b) RMS速度分布
Fig. 9 (a) and (b) RMS velocities.

部分は少ない。第7図のショット記録では、数~10数トレースに渡って連続する波群が多数見られるが、上記の反射波・反射面と異なり、隣接するショット記録間での波群の対応はよく分からない。調査地域にはフラクチャーが卓越し、反射面が存在したとしても断続的であると推定されること、および測線が地形の急峻な山岳部に設定され静補正が困難であること等を考えると、これらの波群も反射波・反射面であるのかもしれない。しかし、CDP重合断面のみに基づく地質解釈では、反射面以外のノイズを誤って反射面として解釈する恐れがあり、それを避けるためには、CDP重合断面の波群とCDP重合前の波群を対応させ、反射面であることを確認することが必要である。ショット記録・CDPギャザー記録等のCDP重合前のデータにおいて、ある波群が妥当なP波速度を持つ双曲線的な走時曲線に沿い、多数トレースに渡って認められ、その傾向が隣接のショット記録等へ続く場合に、その波群を反射波とみなしてもよいであろう。その波群からCDP重合で合成される波群が、CDP重合断面においても多数トレースに渡って連続していれば、反射面であることを確認できる。

本データでは、対象とする反射面の空間的連続性・広がりに対しては発震点間隔・受振点間隔が広すぎたと考えられる。数~10数トレースに渡って連続する波群が反射波であることを確認するためには、空間方向のサンプリング間隔を小さくすればよく、具体的には5mないし10mといったより細かい発震点間隔・受振点間隔が必要である。オフセットについては、walkaway形式のテストデータがなくその適否の判断は難しいが、CDP内でのオフセット分布を均一にするために、広い範囲のオフセットのデータを取得しておくことが望ましい。

葛根田地熱地域の地質構造はNW-SE~NNW-SSE方向の褶曲軸を持つ1背斜1向斜で特徴づけられる(Sato, 1982; 中村ほか, 1984; 井出, 1985; 越谷ほか, 1993)。褶曲軸に低角度で斜交するA測線およびH測線沿いの断面では、地質構造の変化を捕らえ難かったと思われる。2測線は500m離れており両測線間での地質構造の変化が予想されるが、第8図のCDP重合断面を見る限りでは、各断面での反射面の識別や両断面に共通する反射面の特定が難しく、地質構造の変化は不明である。地質構造の変化を確実に捕らえるためには、測線は褶曲軸に直交する方向に配置するほうがよい。

NEDOが1994年度に実施する反射法では、諸情勢により震源配置は葛根田川渓谷に沿う道路に限定され、受振点も震源に沿った配置となる(脚注¹⁾参照)。その場合、A測線およびH測線に較べて、標高変化

がはるかに滑らかで表層補正が容易であること、作業効率が高く多数の発震点、受振点を密に配置できることなどが有利である。一方、道路沿いの生産・還元井、発電所施設、交通などによるノイズ、測線の曲がりによるCDPのばらつきなどが欠点となるであろう。また、A測線およびH測線と同じく褶曲軸と低角度で斜交することになるから、可能ならば受振器だけでも褶曲軸の直交方向（たとえば北白沢沿いの林道など）に設置し、反射面の3次元的な広がりを捕らえるようにするのが望ましい。

6. ま と め

葛根田地熱地域で1984年に実施された反射法データを再解析した。ショット記録やCDP重合断面に、断続的なイベントは多数見られるが、地質解釈に当たっては、CDP重合前および後のこれらのイベントを対応させ、反射波・反射面であることを確認する必要がある。NEDOが当地域で実施する新たな反射法では、5mないし10m程度の細かい発震点・受振点間隔を採用すべきである。また、調査地付近の地質構造の変化を捕らえるためには、3次元的な測線配置が望ましい。

謝辞：再解析に当たっては、貴重な反射法の原データを提供していただくなど、日本重化学工業（株）の方々から種々の便宜を図っていただきました。地殻物理部の横倉隆伸博士から、原稿についての御意見をいただきました。ここに感謝いたします。

文 献

- Hollingshead, G. W. and Slater R. R. (1979) A novel method of deriving weathering statics from first arrival refractions. Society of Exploration Geophysicists, *Technical program Abstracts and Biographies*, p. 53-54.
- 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. 210-214.
- (1988) 開発地域における探査手法の評価 葛根田2期。地熱, vol. 24, p. 452-457.
- 越谷 信・大和和良・菊地 康・平山拓哉・早坂祐里・宇沢政晃・本間健一郎・土井宣夫(1993) 滝の上地熱地域に発達する断裂系。日本地熱学会誌, vol. 15, p. 109-139.
- 中村久由・佐藤 浩・宮崎眞一・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, p. 3-13.
- 佐藤 浩 (1986) 葛根田2号機の地熱探査について。昭和61年度日本鉱業会秋季大会(秋田)研究分科会資料, p. 9-10.
- Sato, K. (1982) Analysis of Geological Structure in the Takinoue Geothermal Area. J. Geoth. Res. Soc. Japan, vol. 3, p. 135-148.

フラクチャー周辺の弾性波伝播シミュレーション

菊地恒夫*

Simulation of wave propagation around a fracture

Tsuneo KIKUCHI

Abstract: Fractures play an important role in a geothermal system because they are not only conduits of hot water but reservoirs themselves. Therefore, it is important to estimate positions and permeability of fractures from the view point of reservoir evaluation. To estimate fracture properties, the method using seismic waves is one of the most effective ones. In this paper, numerical simulations are carried out to clarify the wave propagation around a fracture, with the aim of developing a method to estimate the apertures and permeability of fractures. The fractures were simulated as two parallel plates up to the present. However, the real fracture is more complicated and has many contact points. Therefore, we have attempted to simulate the real fracture which has contact points using the staggered grid finite-difference method. The horizontal and vertical displacement components around a fracture were calculated. Normal modes reflect at the point of contact under the following conditions, (1) if the aperture of the fracture is 0.1 m or 0.3 m, (2) the dominant frequency of the source is about 175 Hz, (3) the source is located in the fluid of the fracture or on the surface of the fracture. If the contact of the fracture is slightly open, Normal modes pass it without the remarkable reflection.

1. はじめに

フラクチャーは、地熱貯留層システムにおいて、熱水の通路となるだけでなく、貯留層そのものを形成する。したがって、フラクチャーの位置や透水係数などの性質を解明することは地熱貯留層開発にとって非常に重要である。坑井内においてフラクチャーを検出する手法の一つとして音波検層があり、最近では音波波形そのものを記録する full waveform sonic log が普及しつつある。この種の音波検層や他の検層の結果から、坑井内のフラクチャーの有無や位置を定性的に推定することは可能である。

また、フラクチャーの開口幅 d は、次の Cubic law で透水係数 k と結びつけられる。

$$k = d^3 / 12$$

そこで、フラクチャーの開口幅を推定するいくつかの試みがある (Poeter, 1987, Zlatev *et al.*, 1988, Hornby *et al.*, 1989, Tang and Cheng, 1993)。これらの試みは、実験または理論が中心であるが、これらの方法で取り扱いの難しい複雑なモデルを簡単に取り扱える差分法を用いたシミュレーションにより、フラクチャーの開口幅を推定する試みを行った。これは、Stoneley波の振幅の減衰から、坑井を横切る

*地殻熱部

Keywords: simulation, fracture, elastic wave

水平フラクチャーの開口幅を推定するものであった(菊地, 1988, 1990).

この論文中ではフラクチャーを平行平板としてモデル化してきたが, 実際のフラクチャーはそのように単純ではなく, 多くの接触部が存在すると考えられる. 従来の差分法では, このような接触部を表現することは困難であるが, 陽解法の差分法の一つで staggered grid finite-difference と呼ばれる手法 (Virieux, 1984, 1986, Luo and Schuster, 1990, Yoon and McMechan, 1992) を使ったプログラムを開発し, 接触部があるフラクチャー周辺の波動の伝播状況を計算した (Kikuchi and Abe, 1993). フラクチャーの開口幅を推定するために, Stoneley波などの境界波の振幅の変化が良く利用される (Hornby *et al.*, 1989). したがって, 接触があるフラクチャーでも境界波がどのように伝播するかという基礎的なことを解明することが重要である. 今回の報告では, この点を中心に検討した. その結果, フラクチャー開口幅が0.1ないし0.3mの場合で, フラクチャー内またはフラクチャー面に震源がある場合には, 境界波はフラクチャーの接触部で反射すること, 接触部の背後で再び境界波が形成されること, フラクチャーの接触部がわずかに開いている場合は境界波は大きな反射を起こさないことが判明した.

2. シミュレーション手法

2.1 Staggered grid finite-differenceについて

二次元の波動方程式は(1), (2)のように表される.

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \quad (1)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \quad (2)$$

応力と歪みの関係は(3), (4), (5)のように表される.

$$\tau_{xx} = \left[\lambda + 2\mu \right] \frac{\partial u}{\partial x} + \lambda \frac{\partial w}{\partial z} \quad (3)$$

$$\tau_{xz} = \tau_{zx} = \mu \left[\frac{\partial w}{\partial x} + \lambda \frac{\partial u}{\partial z} \right] \quad (4)$$

$$\tau_{zz} = \left[\lambda + 2\mu \right] \frac{\partial w}{\partial z} + \lambda \frac{\partial u}{\partial x} \quad (5)$$

ここで,

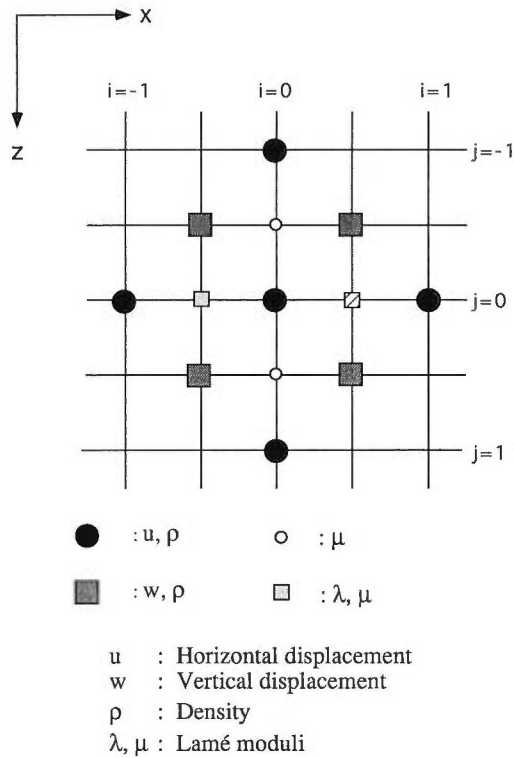
λ, μ : Laméの定数, u : 水平変位, w : 鉛直変位, t : 時間, ρ : 密度, τ : 応力である.

これらの関係から付録に示したような Staggered grid finite-difference の scheme に基づいてプログラムを作成した.

この方法の特徴は, 第1図に示したように水平変位および鉛直変位を互い違いの格子上で求めるもので, 各格子点に密度やLamé定数を与えてやれば, 固体-液体といったポアソン比のコントラストが高い境界を含む場合でも, 安定して計算ができる. なお, Lamé定数については, (3)~(5)式および付録に示したように, 応力 τ_{xx} , τ_{zz} と τ_{xz} の計算過程により, 与え方が格子により異なり, λ, μ を与える格子と μ のみを与える格子がある.

2.2 プログラムの検証

陽解法の差分による数値計算を行う際, 時間ステップやグリッド間隔が不適当であったり, モデルの媒質のポアソン比が極端な値であると, 解が振動したり, グリッド分散を起こすことがある. したがって, 作成したプログラムを検証するために, 理論的な解が既知である簡単なモデルでシミュレーション計算を行い, 理論値と比較することが重要である. そこで, 無限固体モデルでP波, S波の伝播について計算を行い, 正常に計算できることを確認した.

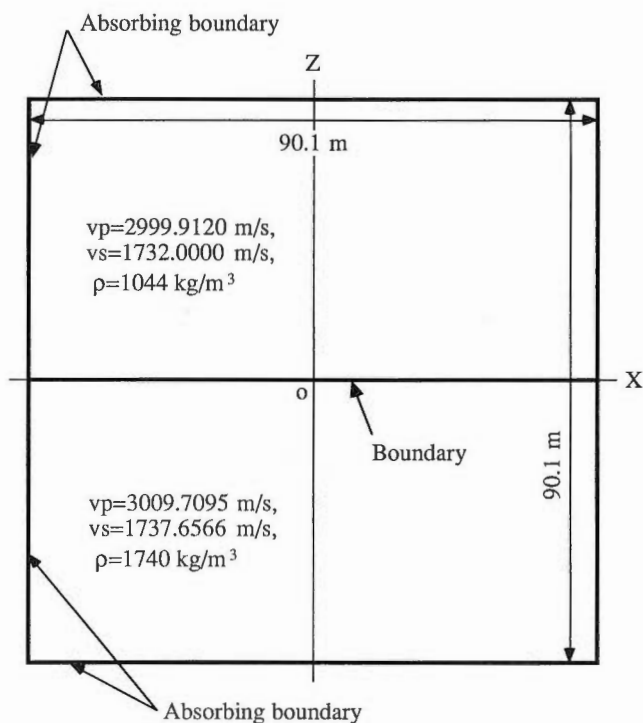


第1図 staggered grid finite-differenceのグリッド。水平および鉛直変位は半グリッドずれた点で計算する。また、密度とLaméの定数は図に示した各グリッドに与える。

Fig. 1 The grid of the staggered grid finite-difference. The grids for horizontal and vertical displacement components are half grid apart in space. We specify values of density and Lamé moduli at each grid.

次に2つの半無限固体の境界に存在するStoneley波の速度および鉛直変位と水平変位の比について、シミュレーション計算の結果と理論値が一致するか確かめた。Yamaguchi and Sato (1955) は、2つの半無限体の境界に沿って伝わるStoneley波の存在限界や、上下の媒質のポアソン比が0.25の場合で、その密度比と μ (μ はLamé定数) の比を与えることにより、 V/V_s (ここで、 V はStoneley波の速度、 V_s は密度が大きい方の媒質のS波速度) を決定した。また、同様に鉛直変位と水平変位の比も求めた。そこで、第2図に示したようなモデルで計算を行い、理論Stoneley波速度と計算値を比較した。第1層のP波速度は2999.912m/s、S波速度は1732m/s、密度は1044kg/m³、第2層のP波速度は3009.7095m/s、S波速度は1737.6566m/s、密度は1740kg/m³である。この場合の理論Stoneley波速度は1732m/s、鉛直変位と水平変位の比は3.986である。震源は原点oに置いた。第1表には原点からの距離ごとにシミュレーションで求めたStoneley波の速度を示した。原点からの距離が20.3mの地点では、計算値と理論値の一致は良くない。これは、この点ではまだStoneley波が良く発達していないためと推定される。距離が更に大きくなるにつれ、計算値と理論値は1%以下の誤差で一致する。第2表には、鉛直変位と水平変位の比を、やはり原点からの距離ごとに示した。誤差は速度の場合より大きく5%程度であるが、この程度なら問題ないと判断した。

次に、無限固体中に液体を含むフラクチャーが存在するモデルで、プログラムの有効性を検討した。シミュレーション計算は第3図に示したようなモデルで行った。このモデルは、x軸右向きおよびz軸下向きを正とする二次元モデルである。領域の大きさは、200.1 m x 200.1 mで、中央を原点としそこに



第2図 staggered grid finite-differenceを使用したプログラムを検証するための二次元モデル。2つの半無限媒質が接している。上層のP波速度は2999.912m/s, S波速度が1732m/s, 密度が1044kg/m³, 下層のP波速度は3009.7095m/s, S波速度は1737.6566 m/s, 密度は1740kg/m³である。2つの媒質の境界を伝播するStoneley波の速度と振幅からプログラムの検証を行った。

Fig. 2 2-D model for the verification of the simulation program using the staggered grid finite-difference. There are two solid half-spaces. Velocities of upper half-space are 2999.912 m/s (P wave) and 1732 m/s (S wave) and the density is 1044 kg/m³. Velocities of lower half-space are 3009.7095 m/s (P wave) and 1737.6566 m/s (S wave) and the density is 1740 kg/m³. We analyze the velocity and amplitude of Stoneley wave propagating on the boundary of two half-spaces to validate the simulation program.

第1表 原点からの距離ごとにシミュレーションで求めたStoneley波の速度と理論速度の比較 シミュレーション結果と理論値の違いは、20.3mの結果を除いて、ほぼ1%ないしはそれ以下であり、良い一致を示している。

Table 1 Comparison of the velocities of Stoneley wave between results of simulation and the theoretical values. The differences between calculated and theoretical values are very small except the value at 20.3 m.

Distance from origin(m)	Stoneley wave velocity(m/s)	Error(%)
20.30	1503.22	-13.21
21.70	1711.30	-1.20
23.10	1731.39	-0.04
24.65	1739.09	0.41
25.90	1721.48	-0.61
27.30	1736.35	0.25

Theoretical value = 1732.00m/s

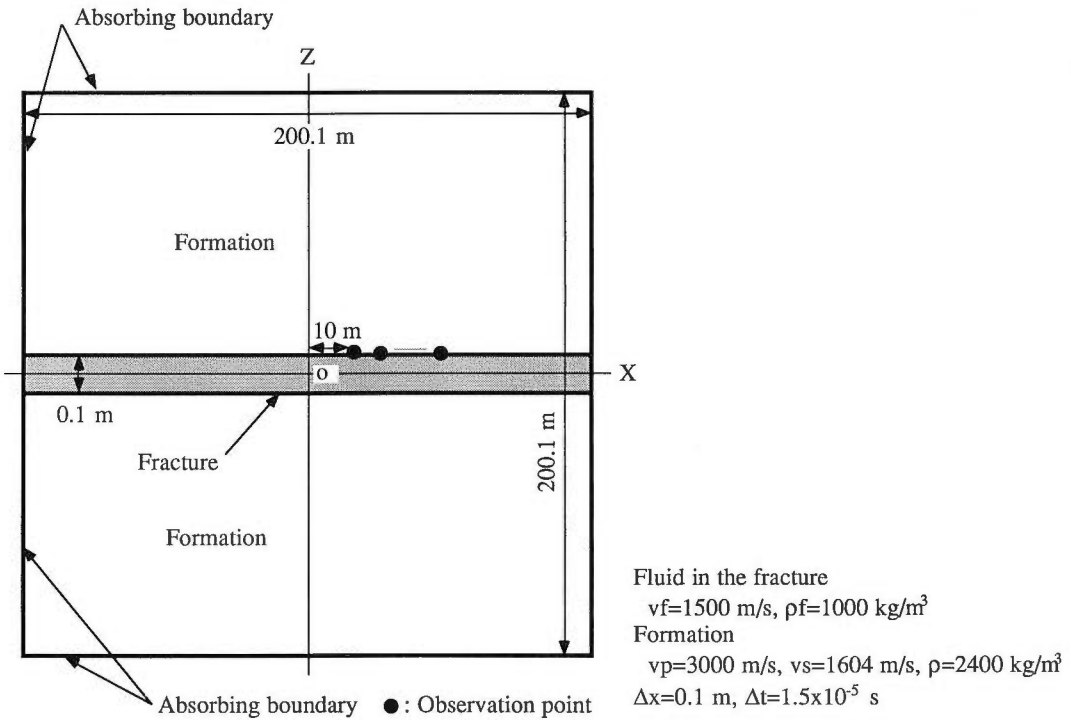
第2表 原点からの距離ごとにシミュレーションで求めたStoneley波の鉛直変位と水平変位の比と理論値の比較 シミュレーション結果と理論値の違いは、ほぼ5%程度であり、比較的良好一致を示している。

Table 2 Comparison of the w_0/u_0 of Stoneley wave between results of simulation and the theoretical values. u_0 and w_0 is the horizontal displacement and vertical displacement of Stoneley wave, respectively. The differences between calculated and theoretical values are small.

Distance from origin(m)	w_0/u_0	Error(%)
19.60	4.329	8.60
21.00	4.300	7.90
22.40	4.274	7.20
23.80	4.251	6.60
25.20	4.231	6.10
26.60	4.213	5.70
28.00	4.197	5.30

Theoretical value = 3.986

Where w_0 and u_0 are the vertical and horizontal displacement on the boundary, respectively.



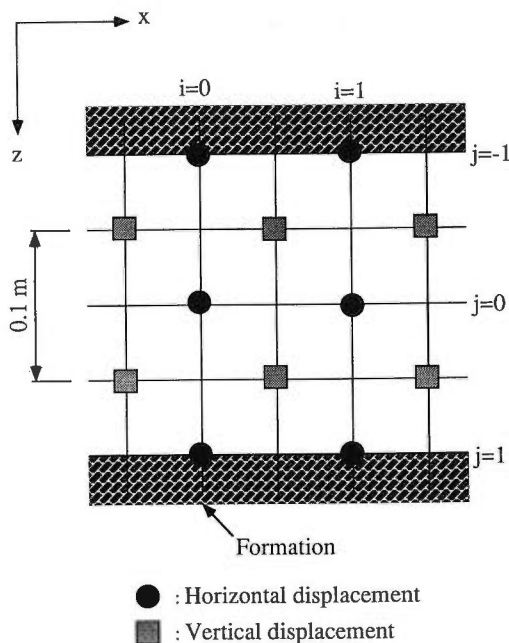
第3図 シミュレーションに用いた二次元モデル。幅および高さは200.1m x 200.1mである。2つの半無限層の間に液体層が存在する。フラクチャーの開口径は0.1mないし0.3mである。液体層の音波速度は1500m/s、密度は1000kg/m³である。半無限層のP波速度は3000m/s、S波速度は1604m/s、密度は2400kg/m³である。absorbing boundaryとしてモデルの四隅にはSochacki *et al.* (1987)、各辺にはEmerman and Stephen (1983)を適用した。また、黒丸で示した11個のグリッドで水平変位と鉛直変位を解析した。原点に最も近いグリッドと原点の距離は10mであり、各々のグリッドは1mの距離がある。

Fig. 3 2-D model with 200.1 m height and 200.1 m width. There is one horizontal fracture with a liquid layer sandwiched between two solid half-spaces. The aperture of the fracture is 0.1 m or 0.3 m. The velocity of fluid is 1500 m/s and the density is 1000 kg/m³. Formation velocities are 3000 m/s (P wave) and 1604 m/s (S wave) and the density is 2400 kg/m³. We apply the absorbing boundary conditions of Sochacki *et al.* (1987) to the corners of the model and of Emerman and Stephen (1983) to the four edges. We analyze the horizontal and vertical displacement components at specific grids shown by solid circles. These grids are located on the upper surface of the fracture. The nearest grid to the origin is 10 m away from the origin. The distance between the two slid circles is 1 m.

震源を置いた。フラクチャーは原点を通り、その開口幅は0.1mと0.3mの2例について計算した。フラクチャーを満たす流体のP波速度は1500m/s、密度は1000kg/m³である。固体部分のP波速度は3000m/s、S波速度は約1604m/s、密度は2400kg/m³である。差分のグリッド間隔は、0.1m、時間ステップは1.5x10⁻⁵秒とした。計算領域の外側境界の4隅にはSochacki *et al.* (1987)、各辺にはEmerman and Stephen (1983)のabsorbing boundaryを適用した。

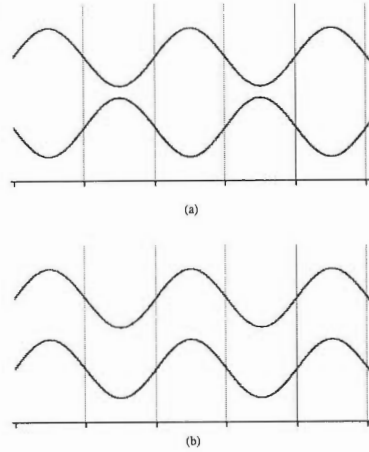
最初に、第4図に示したようにstaggered grid finite-differenceによる開口幅0.1mのフラクチャーの表し方を考案した。次に、フラクチャーをこのように表すことが正しいのか、Ferrazzini and Aki(1987)によるnormal modesの理論波速度とこのモデルによる計算速度を比較した。彼らが理論的に研究したnormal modesとは、2つの半無限固体にサンドイッチ上に挟まれた流体中にトラップされた、固-液の境界に沿って伝播する波であり、流体の厚さが大きくなるにつれ、Stoneley波に近づく。normal modesは無数の分岐を持つが、そのうちの基本分岐は全周波数帯に存在し、エネルギーも大きいので、以下では基本分岐のみを考える。また、normal modesは2つのモードを持つ。symmetric モードとはフラクチャーをはさんで水平変位は等しく、鉛直変位は逆で、その基本分岐の伝播速度は流体の音波より遅く、流体層の厚さに依存する。逆にantisymmetric モードは、フラクチャーをはさんで水平変位は対称、鉛直変位は等しく、流体の音波より早く伝播し、その波長に比べて流体層の厚さが大きくなると、ほとんど分散しなくなるものである。第5図には、両モードの上下の境界面の変位がどのようになるかを示した。(a)がsymmetricモード、(b)がantisymmetricモードである。以下では、normal modesの基本分岐を便宜的に境界波と呼ぶことにし、必要に応じてsymmetricおよびantisymmetricモードを区別することにする。

比較は原点からの距離が14~20mの区間で、計算波形からフーリエ変換を用いて境界波のsymmetricモードの位相速度を求めた。その結果を第3表に示す。シミュレーション結果と理論値の違いは、ほぼ1%ないしはそれ以下であり、良い一致を示している。



第4図 staggered grid finite-differenceによる開口幅0.1mのフラクチャーの表し方。

Fig. 4 The fracture modeled by the staggered grid finite-difference grid. The aperture of this fracture is 0.1 m.



第5図 normal modesにおけるフラクチャー上下の境界の変位。(a)symmetricモード, (b)antisymmetricモード。
Fig. 5 Displacement of normal modes on fluid-solid boundaries. (a) symmetric mode, (b) antisymmetric mode.

第3表 シミュレーションより求めた境界波のsymmetricモードの位相速度と理論値との比較(フラクチャーの開口幅が0.1 mの場合)。シミュレーション結果と理論値の違いは、ほぼ1%ないしはそれ以下であり、良い一致を示している。

Table 3 Comparison of the phase velocities of symmetric mode of normal modes between results of simulation and the theoretical values. The aperture of the fracture is 0.1 m. The differences between calculated and theoretical values are very small.

Distance from the source(m)	Dominant frequency(Hz)	Phase velocity(m/s)		Error(%)
		Calculated	Theoretical	
14.5	211.69	709.66	722.83	-1.82
15.5	203.55	707.59	715.80	-1.15
16.5	203.55	704.61	715.80	-1.56
17.5	211.69	719.54	722.83	-0.46
18.5	211.69	717.80	722.83	-0.70
19.5	211.69	716.46	722.83	-0.88

第4表 シミュレーションより求めた境界波のsymmetricモードの位相速度と理論値の比較(フラクチャーの開口幅が0.3mの場合)。シミュレーション結果と理論値の違いは、ほぼ1%程度であり、良い一致を示している。

Table 4 Comparison of the phase velocities of symmetric mode of normal modes between results of simulation and the theoretical values. The aperture of the fracture is 0.3 m. The differences between calculated and theoretical values are small.

Distance from the source(m)	Dominant frequency(Hz)	Phase velocity(m/s)		Error(%)
		Calculated	Theoretical	
14.5	195.4100	905.69	908.92	-0.36
15.5	195.4100	906.80	908.92	-0.23
16.5	187.2680	887.06	901.21	-1.57
17.5	187.2680	888.85	901.21	-1.37
18.5	187.2680	891.71	901.21	-1.05
19.5	179.1260	871.71	893.13	-2.40

また、第4表に、開口幅0.1mのフラクチャーの上下に水の部分をつけ加えた開口幅0.3mのフラクチャーについても、比較結果を示す。同じく、その一致は良好といえる。

以上のように、いくつかの方法で作成したプログラムの有効性を検証し、理論値と満足できる範囲で一致することを確認した。

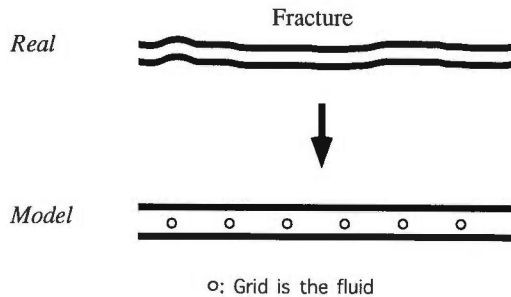
2.3 モデル

解析に使用したシミュレーションモデルはプログラムの検証に使用したものと同一である（第3図参照）。

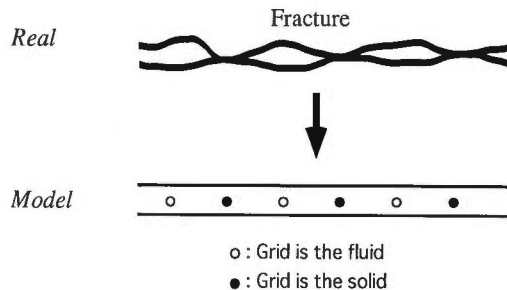
フラクチャーのモデルとしては、5通りを考えた（第6図）。まず、接触がない平行平板モデルである。フラクチャー内のグリッドはすべて流体である。次に、接触があるモデルである。接触部はフラクチャー内のグリッドを固体とすることで表現した。モデルとしては、接触部が1mおき、0.5mおき、0.2mおきおよび原点から15.5mの点に1個だけ接触がある4つのモデルで検討した。フラクチャーの開口幅は0.1mとした。

原点には、第7図に示した圧力震源を置いた。第7図(a)には震源の波形を、(b)には波形のパワースペクトルを示した。震源の卓越周波数は175Hzである。

1. Fracture without contact



2. Fracture with contact



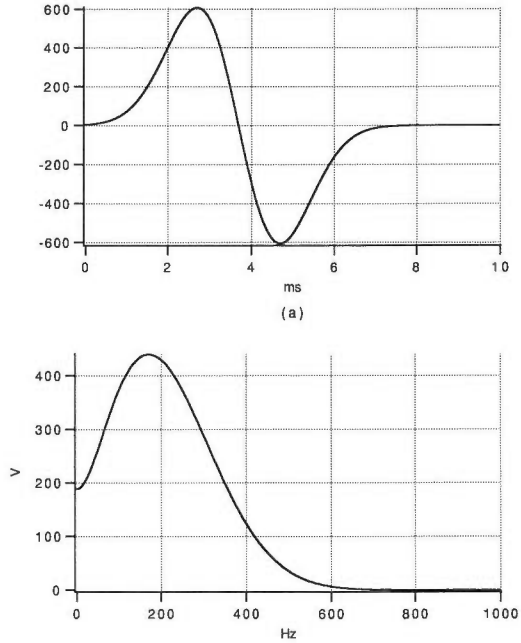
第6図 種々のフラクチャーモデル。フラクチャーのモデルとしては、5通りを考えた。まず、接触がない平行平板モデルである。フラクチャー内のグリッドはすべて流体である。次に、接触があるモデルである。接触部はフラクチャー内のグリッドを固体とすることで表現した。モデルとしては、(a)接触部が1mおき、(b)0.5mおき、(c)0.2mおきおよび(d)原点から15.5mの点に1個だけ接触がある4つのモデルで検討した。

Fig. 6 Fracture models. We give density and Lamé moduli for the solid to the grid shown by solid circles. We calculate for five cases: the fracture without contact points; the fracture with contact at interval of 1, 0.5 and 0.2 m, respectively; the fracture with one contact at $x=15.5$ m.

Source function

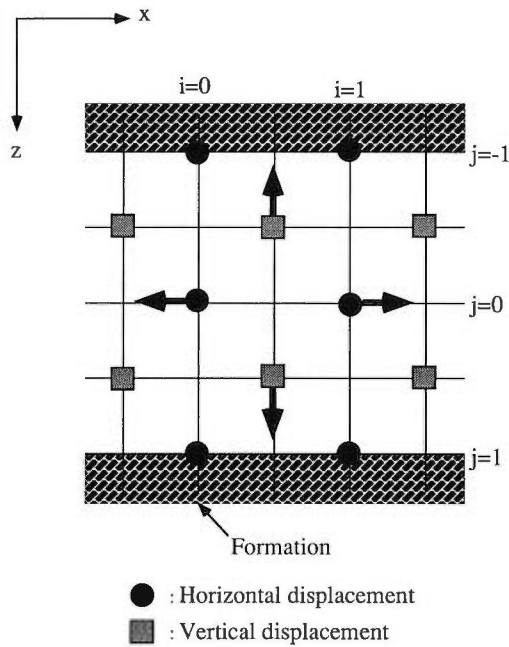
$$x(t) = 2A(t-t_0)e^{A(t-t_0)^2}$$

$$A = -5 \times 10^5, \quad t_0 = 3.7 \times 10^{-3} \text{ s}$$



第7図 震源関数. (a)には震源の波形を, (b)には波形のパワースペクトルを示した. 震源の卓越周波数は175Hzである.
 Fig. 7 Source function. (a) shows waveform and (b) shows its power spectrum. The dominant frequency of the source is 175 Hz.

Pressure source



第8図 圧力震源の与え方. 矢印で示したように水平外力と鉛直外力を互いに逆方向に加える.
 Fig. 8 Schematic diagram of the pressure source. The horizontal and vertical forces are applied to four grids. The direction of each force is opposite.

なお、第8図にはStaggered grid finite-differenceにおける流体中の震源の与え方を示した。黒の矢印が与えた変位である。このような与え方をすると圧力震源となる。

波形を観測した点を第3図に黒丸で示す。観測点は、原点から10m離れたフラクチャー上側に1mおきに11点設けた。

3. 結 果

第9図に、観測点で計算された水平変位で、(a)が接触がないモデル、(b)が0.5mおきに接触があるモデルの結果を示す。フラクチャーの開口幅は0.1mである。横軸は時間(秒)、左の縦軸は原点からの距離(m)、右の縦軸は、接触がないモデルの10mの点における最大振幅で規格化した振幅である。

震源および観測点の位置関係から、水平変位にはP波がよりはっきりと現れる。白丸および黒の四角は接触がない場合の理論的なP波初動、S波初動を示す。(a)と(b)図を比較するとP波の振幅はほとんど変化がない。

第10図には鉛直変位の結果のうち、(a)には接触がない場合、(b)にはそのS波初動付近を拡大したもの、(c)には0.5mおきに接触がある場合を示した。開口幅は0.1mである。横軸は時間(秒)、左の縦軸は原点からの距離(m)、右の縦軸は、接触がないモデルの10mの点における最大振幅で規格化した振幅である。

鉛直変位には震源および観測点の位置関係により、S波や境界波がより強く現れる。黒の四角は接触がない場合の理論的なS波初動を示す。接触がない場合ではS波の後続波群の振幅が非常に大きい。この波群は伝播速度から判断して境界波のsymmetricモードである。(b)図と(c)図の黒の四角で示したS波初動付近を比較するとS波の振幅に顕著な変化はないようである。しかし、境界波のsymmetricモードは、接触がある場合にはその振幅が著しく小さくなる。

そこで、 $x=15.5\text{m}$ に1個だけ接触があるモデルで、境界波の挙動を調べてみた。第11図(a)に接触がない場合、(b)は接触が1個だけの鉛直変位を示した。フラクチャーの開口幅は0.1mである。横軸は時間(秒)、左の縦軸は原点からの距離(m)、右の縦軸は、接触がないモデルの10mの点における最大振幅で規格化した振幅である。黒丸で境界波のsymmetricモードのおよその位置を示した(ただし、ここで示したのは境界波の初動位置ではない。以下の図面も同様である)。境界波は接触点で反射していることが分かる。

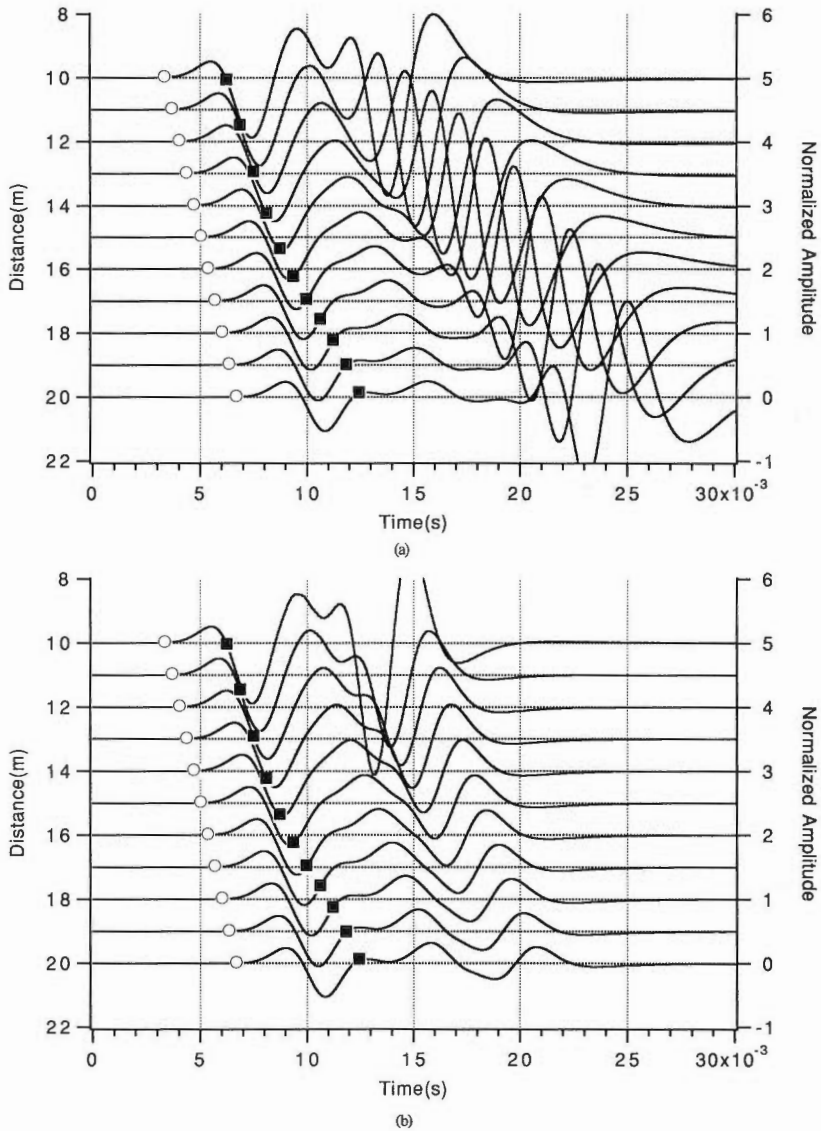
Rayleigh波、Stoneley波などの波はP波、S波および地表面や固体-液体などの境界が存在することにより生成される(佐藤, 1978)。今回のシミュレーションのような震源関数が定常でない場合には、震源近傍の境界波は、実体波とは十分に分離されていない。震源からある程度離れると、実体波と境界波は分離する。その境界波が接触点で反射すると、接触点をはさんで原点の反対側では、再び上記の過程が繰り返されるものと推定される。その様子を第12図に示す。

この図では、各観測点の距離毎の振動軌跡を表示してある。接触部の前までは境界波(この場合はsymmetricモード)の特徴である楕円の振動軌跡が見られるが、接触点をはさんで原点の反対側では振動軌跡はほぼ45度の傾きを示し、楕円ではなくなる。さらに、接触部から3.5m離れた点では、再び楕円の軌跡が現れている。ただし、その振幅は接触点より前の境界波に比べて、おおよそ1/5程度となる。ここで示した境界波の周波数は126.19Hz、速度は629.65m/s、波長4.99mである。したがって、境界波は波長の70%程度で実体波と分離されるものと推定される。

第10図(c)でStoneley波が消失しているように見えたのは、最初の接触点で反射が生じたこと、各接触点の間隔が短いので境界波と実体波の分離が十分でないことと推定される。あるいは接触点同士の波の反射、干渉も生じているかもしれない。

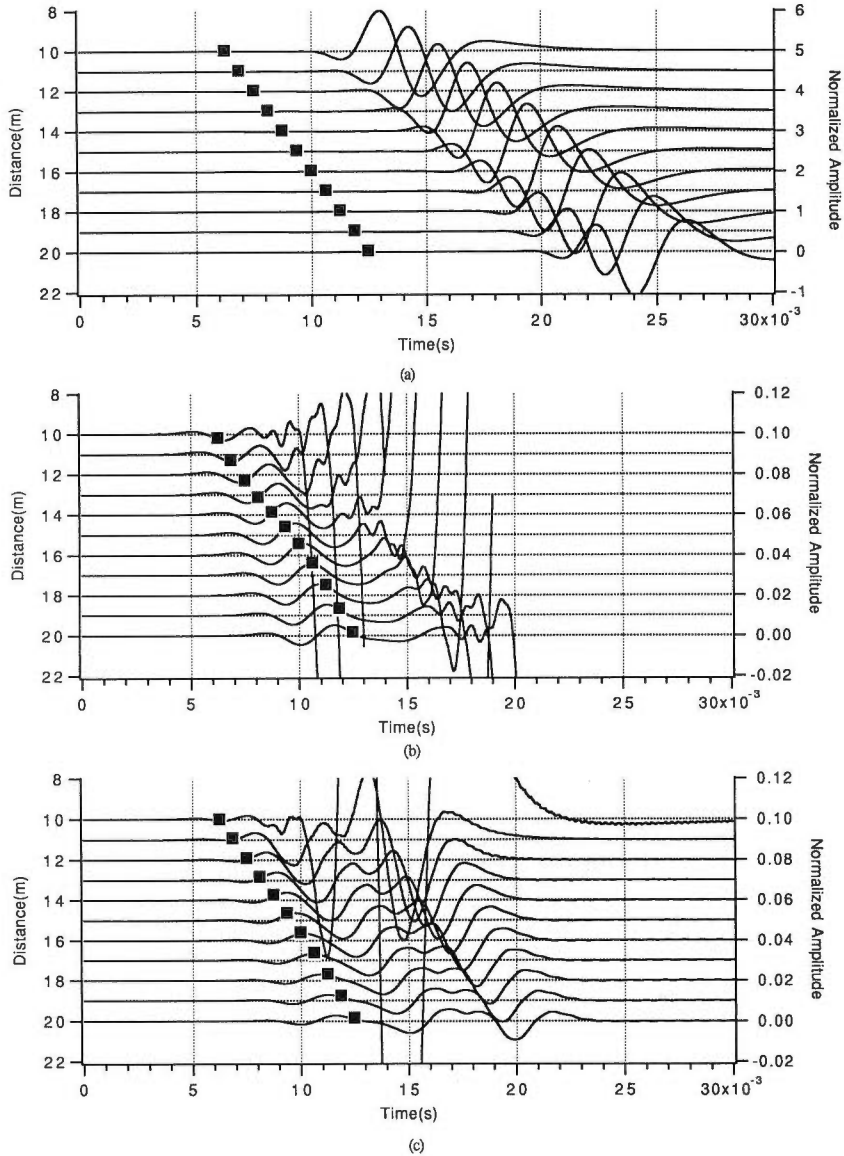
次に、震源の位置によって境界波の発生および反射がどのように変化するか検討した。

まず、震源の位置を原点直上、フラクチャー上面(座標は $(x, z) = (0\text{m}, -0.15\text{m})$ 、 $z = -0.15\text{m}$ とな



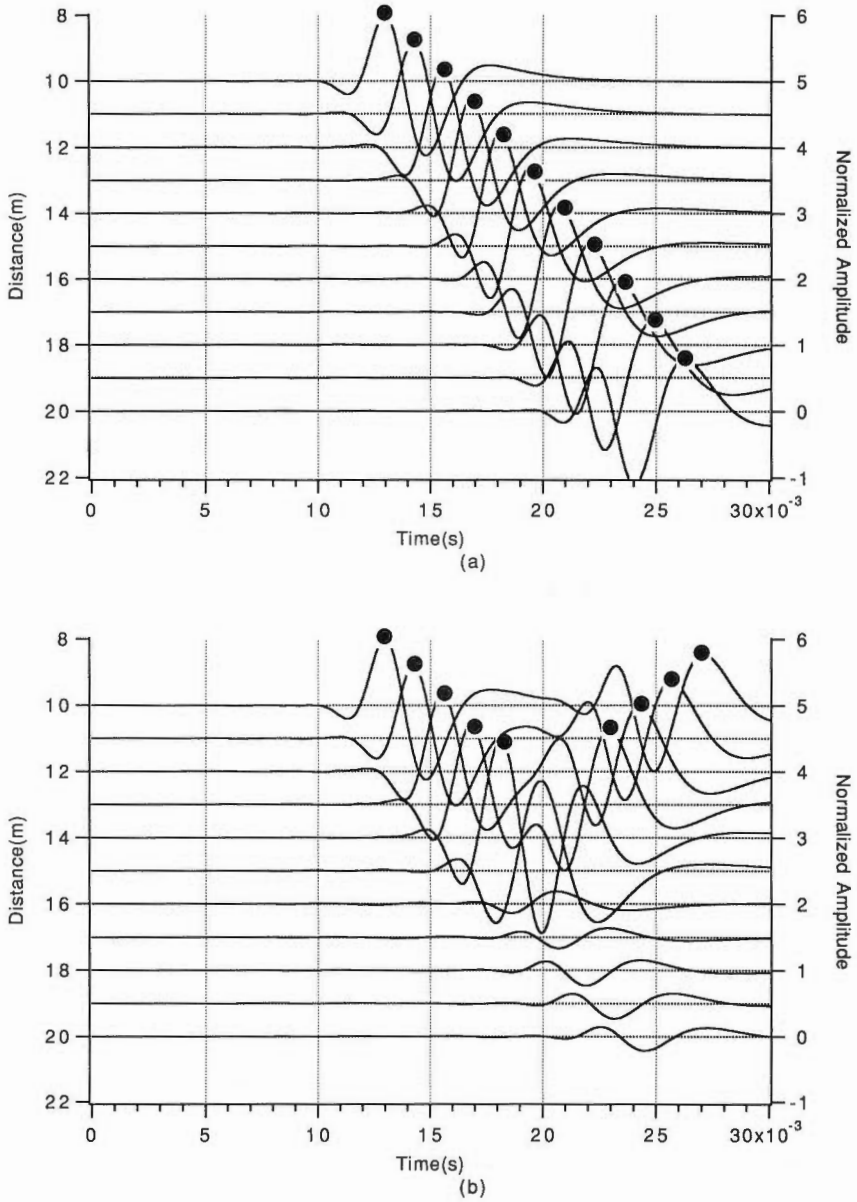
第9図 観測点で計算された水平変位。(a)が接触がないモデル、(b)が0.5mおきに接触があるモデルの結果である。フラクチャー開口幅は0.1mである。横軸は時間(秒)、左の縦軸は原点からの距離(m)、右の縦軸は(a)図の10mの点の最大振幅で規格化した振幅。震源および観測点の位置関係から、水平変位にはP波がよりはっきりと現れる。白丸は接触がない場合の理論的なP波初動、黒の四角はS波初動を示す。(a)と(b)図を比較するとP波の振幅はほとんど変化がない。

Fig. 9 Horizontal displacement components for the no contact case (a): and for the fracture with contact at interval of 0.5 m (b). The left axis is the distance from the origin and the lower axis is time in second and the right axis is amplitude normalized by the maximum amplitude of 10 m trace in upper figure. Theoretical first arrivals of P and S wave are shown by open circles and solid rectangles, respectively. There is no distinct amplitude change of P wave between two figures.



第10図 観測点で計算された鉛直変位。(a)が接触がないモデル、(b)が(a)を拡大した結果、(c)が0.5mおきに接触があるモデルの結果である。フラクチャー開口幅は0.1mである。横軸は時間(秒)、左の縦軸は原点からの距離(m)、右の縦軸は(a)図の10mの点の最大振幅で規格化した振幅。鉛直変位には震源および観測点の位置関係により、S波や境界波がより強く現れる。黒の四角は接触がない場合の理論的なS波初動を示す、第10図(a)のS波の後続波群は境界波のsymmetricモードである。(b)図と(c)図を比較するとS波の振幅に顕著な変化はないようである。しかし、境界波は、接触がある場合には存在しなくなる。

Fig. 10 Vertical displacement components. (a) shows the results for the no contact case: (b) shows the results magnifying (a): (c) shows the results for the fracture with contact at interval of 0.5 m. The left axis is the distance from the origin and the lower axis is time in second and the right axis is amplitude normalized by the maximum amplitude of 10 m trace in upper figure. Theoretical first arrivals of S wave are shown by solid rectangles. The wave which has large amplitude is symmetric mode of normal modes in Fig. 10(a). There is no distinct amplitude change of S wave between (b) and (c). The amplitude of symmetric mode is small in Fig. 10(c).

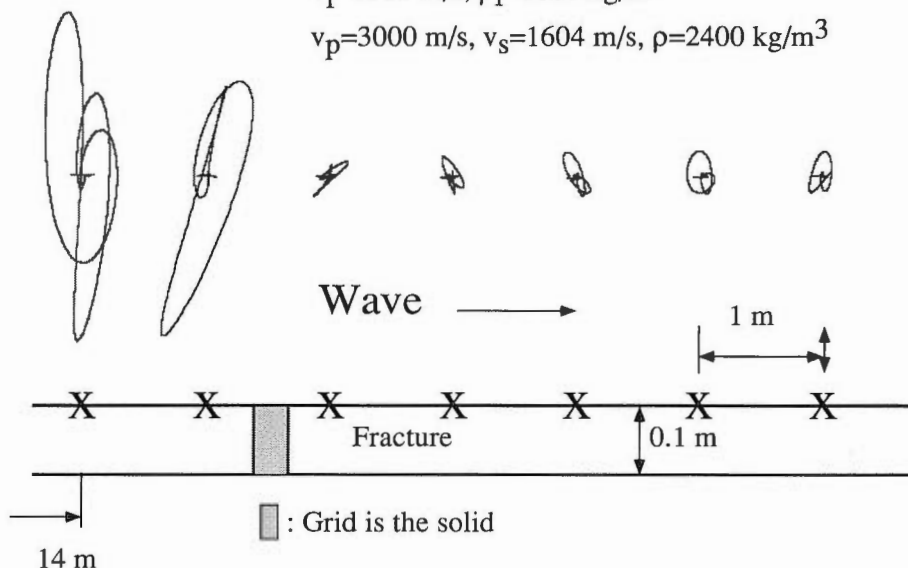


第11図 観測点で計算された鉛直変位。(a)が接触がないモデル、(b)が $x=15.5$ mに1個だけ接触があるモデルの結果である。フラクチャー開口幅は0.1mである。横軸は時間(秒)、左の縦軸は原点からの距離(m)、右の縦軸は(a)図の10mの点の最大振幅で規格化した振幅。おおよその境界波のsymmetricモードの位置を黒丸で示した。(b)では境界波は接触点で反射している。

Fig. 11 Vertical displacement components for the no contact case (a): and for the fracture with one contact point $x=15.5$ m (b). The left axis is the distance from the origin and the lower axis is time in second and the right axis is amplitude normalized by the maximum amplitude of 10 m trace in upper figure. The approximate arrivals of symmetric mode of normal modes are indicated by solid circles. In Fig. 11(b), symmetric mode reflects at the contact point.

$$v_f=1500 \text{ m/s}, \rho_f=1000 \text{ kg/m}^3$$

$$v_p=3000 \text{ m/s}, v_s=1604 \text{ m/s}, \rho=2400 \text{ kg/m}^3$$



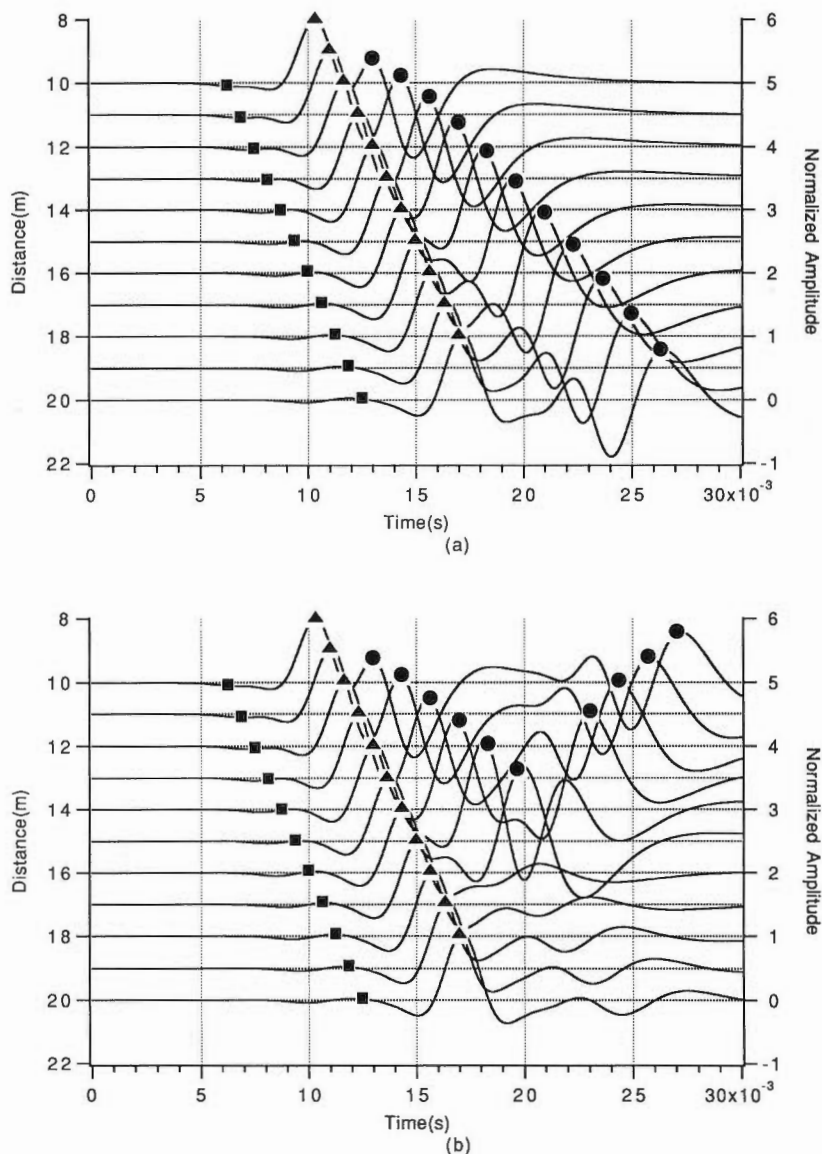
第12図 各観測点の距離ごとの振動軌跡。接触部の前まではStoneley波が存在するが、接触部で反射し、接触点をはさんで原点の反対側では消失してしまう。さらに、接触部から3-4m離れた点では、境界波の特徴の楕円の軌跡が現れている。

Fig. 12 The particle motions of the fracture with one contact point $x=15.5\text{m}$. Before the contact point, symmetric mode of normal modes characterized by an elliptical orbit exists; beyond the contact and/or near the contact, it does not exist. However, it appears again 3-4m far from the contact.

るのは鉛直変位を計算する格子が $\Delta z/2=0.05\text{m}$ ずれるからである)とした場合の結果を第13図に示す。(a)は接触がない場合の鉛直変位,(b)は $x=15.5\text{m}$ に接触点が1個ある場合の鉛直変位である。フラクチャーの開口幅は 0.1m である。横軸は時間(秒),左の縦軸は原点からの距離(m),右の縦軸は,(a)図の 10m の点における最大振幅で規格化した振幅である。この場合の震源は圧力震源ではなく、震源位置に鉛直下方に変位を与えた。黒の四角は接触がない場合のS波初動を示す。(a),(b)ともに2つの波群が認められる。速度が速い波群はその振動軌跡から判断して、境界波のantisymmetricモード(黒の三角でその概略位置を示す)で、遅い波群はsymmetricモードである(黒丸で概略の位置を示す)。antisymmetricモードが現れたのは、震源としてフラクチャー上面に鉛直下方の変位を与えたためである。ただし、本シミュレーションモデルにおけるこのモードの分散特性については、現在検討中であり、詳細については次の機会に述べたい。

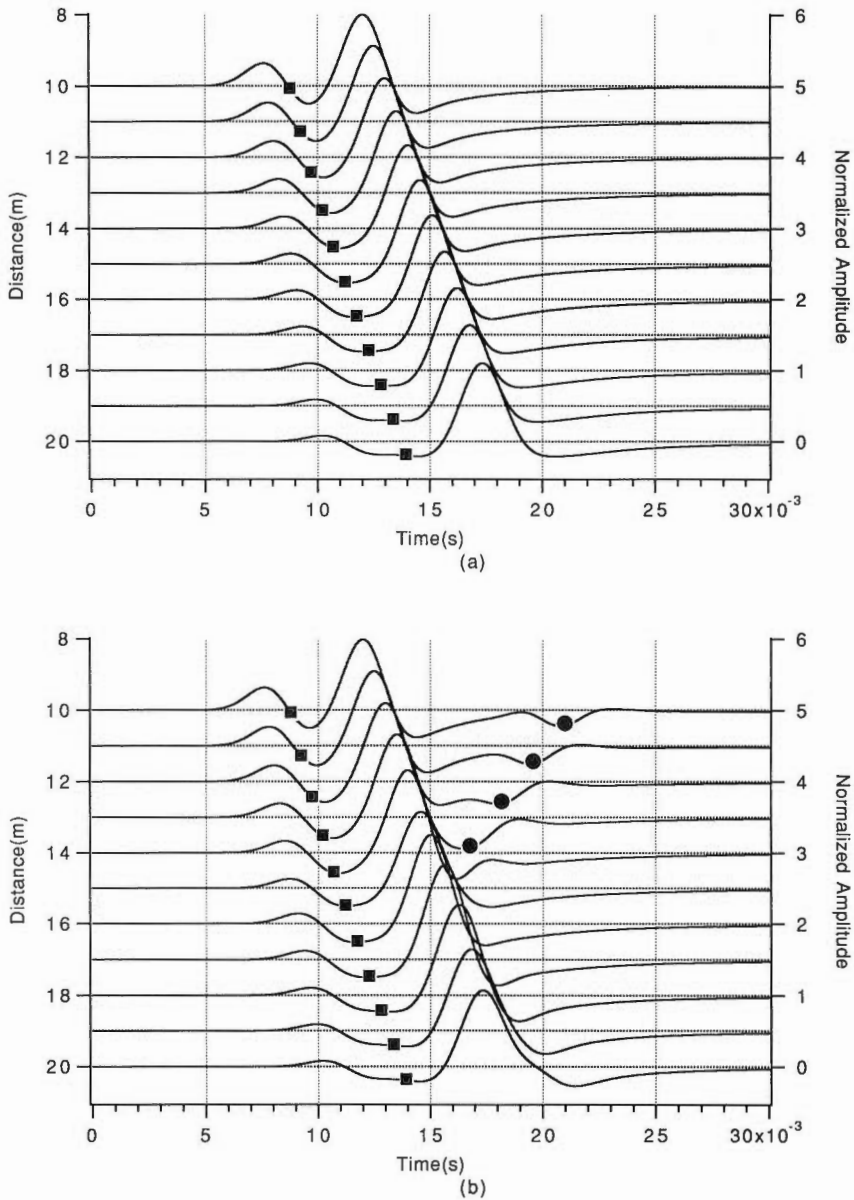
更に、震源をフラクチャーから離して、原点上方でフラクチャー上面から 10m の点(座標は $(x,z)=(0\text{m},-10\text{m})$)とした結果を第14図に示す。(a)は接触がない場合,(b)は $x=15.5\text{m}$ に1個だけ接触がある場合である。フラクチャーの開口幅は 0.1m である。横軸は時間(秒),左の縦軸は原点からの距離(m),右の縦軸は,(a)図の 10m の点における最大振幅で規格化した振幅である。この場合の震源も同様に鉛直下方に変位を与えた。黒の四角はS波初動を示す。2つの波群が見られるが、この場合は速度の速い波群はP波、遅い波群はS波である。(b)図でわずかに見られる反射(黒丸で概略の位置を示した)はその伝播速度および振動軌跡から境界波のsymmetricモードである。

次に、フラクチャーの接触が完全でなく、一部間隙がある場合に境界波は反射するか検討した。その結果を第15図に示した。(a)図には完全な接触点が $x=15.5\text{m}$ にある場合の鉛直変位,(b)図には接触点は $x=15.5\text{m}$ にあるが、下側1/3が接触していない場合の鉛直変位を示す。フラクチャーの開口幅は 0.3m で



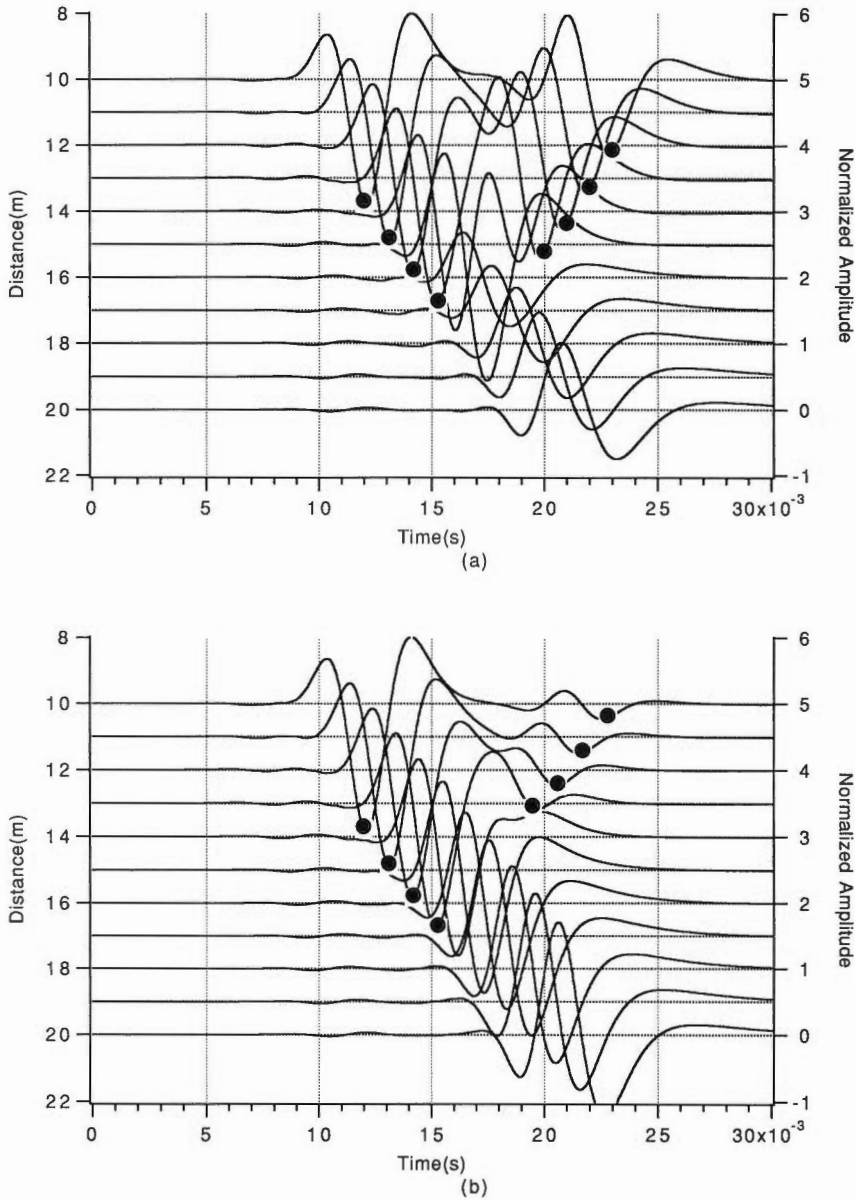
第13図 観測点で計算された鉛直変位。(a)は接触がない場合の鉛直変位,(b)は $x=15.5$ mに接触点か1個ある場合の鉛直変位である。フラクチャー開口幅は0.1mである。横軸は時間(秒),左の縦軸は原点からの距離(m),右の縦軸は(a)図の10mの点の最大振幅で規格化した振幅。震源は原点直上,フラクチャー上面(座標は $(x,z)=(0m,-0.15m)$)の点に置いた。黒の四角は接触がない場合の理論S波初動を,黒の三角および黒丸は境界波のantisymmetricモードとsymmetricモードのおおよその位置を示す。(b)図に見られるように境界波のsymmetricモードは接触点で反射している。

Fig. 13 Vertical displacement components for the no contact case (a): and for the fracture with one contact point $x=15.5$ m (b). The left axis is the distance from the origin and the lower axis is time in second and the right axis is amplitude normalized by the maximum amplitude of 10 m trace in upper figure. The source is located on the upper surface of the fracture. The aperture of the fracture is 0.1 m. Theoretical first arrivals of S wave and approximate arrivals of antisymmetric mode and symmetric mode of normal modes are shown by solid rectangles, solid triangles and solid circles, respectively. Symmetric mode of normal modes reflects at the contact point in Fig. 13(b).



第14図 観測点で計算された鉛直変位。(a)は接触がない場合の鉛直変位、(b)は $x=15.5$ mに接触点がある場合の鉛直変位である。フラクチャー開口幅は0.1mである。横軸は時間(秒)、左の縦軸は原点からの距離(m)、右の縦軸は(a)図の10mの点の最大振幅で規格化した振幅。震源位置は原点上方でフラクチャー上面から10mの点(座標は $(x,z)=(0m,-10m)$)である。黒の四角は接触がない場合の理論S波初動を示す。(b)図でわずかに境界波のsymmetricモードが接触点で反射(黒丸)しているのが認められる。

Fig. 14 Vertical displacement components for the no contact case (a): and for the fracture with one contact point $x=15.5$ m (b). The left axis is the distance from the origin and the lower axis is time in second and the right axis is amplitude normalized by the maximum amplitude of 10 m trace in upper figure. The source is located at $(x,z) = (0 m, -10 m)$. The aperture of the fracture is 0.1 m. Theoretical first arrivals of S wave are shown by solid rectangles. There is a small reflection of symmetric mode of normal modes indicated by solid circles in Fig. 14(b).



第15図 観測点で計算された鉛直変位。(a)図には完全な接触点 $x=15.5\text{m}$ にある場合の鉛直変位, (b)図には接触点は $x=15.5\text{m}$ にあるが, 下側1/3が接触していない場合の鉛直変位を示す。フラクチャー開口幅は 0.3m である。横軸は時間(秒), 左の縦軸は原点からの距離(m), 右の縦軸は(a)図の 10m の点の最大振幅で規格化した振幅。おおよその境界波のsymmetricモードの位置を黒丸で示した。(b)ではわずかに境界波の反射が見られるものの反射波の振幅は小さい。

Fig. 15 Vertical displacement components for the fracture with perfect contact point $x=15.5\text{ m}$ (a): and for the fracture with one contact point $x=15.5\text{ m}$ (b). In this case, the contact of the fracture is not perfect. The lowest third of the contact is open. The left axis is the distance from the origin and the lower axis is time in second and the right axis is amplitude normalized by the maximum amplitude of 10 m trace in upper figure. The aperture of the fracture is 0.3 m . The approximate first arrivals of symmetric mode of normal modes are indicated by solid circles. There is the small reflection of symmetric mode of normal modes in Fig. 15(b).

ある。横軸は時間(秒)、左の縦軸は原点からの距離(m)、右の縦軸は、(a)図の10mの点における最大振幅で規格化した振幅である。同じく境界波のsymmetricモードの概略の位置を黒丸で示した。第15図(b)ではわずかに境界波の反射が見られるものの反射波の振幅は小さい。

4. 考 察

4.1 波長とフラクチャーの開口幅について

震源の卓越周波数は175Hzであるので、水中を伝わる音波の波長は約8.57mである。フラクチャーの開口幅は0.1mであるから、開口幅と波長の比は0.012である。通常音波検層で使用される震源の卓越周波数は十数kHzであることが多い。かりに18kHzとすると、音波の波長は0.08mである。これに0.012をかければ、約1mmとなる。したがって、今回モデル化したフラクチャーの開口幅は0.1mと非常に大きいように感じられるが、実際のフラクチャーに直せば、開口幅1mmのフラクチャーになり、この程度のもはごく一般的である。

4.2 フラクチャーの接触点の数とP波、S波の振幅の減少について

フラクチャーの接触の数とP波の振幅の減衰の関係を求めてみた。第9図に示した波形から、理論P波初動(白丸)以後の最初の山の振幅を読みとった。その結果を第5表に示した。これらは、接触がない場合の各観測点の振幅を1として、接触が増えるにつれ、振幅がどの程度小さくなるかを表にしたものである。P波の場合は、接触数が増加しても、振幅はほとんど小さくならない。

S波では、接触がある場合には、S波の初動位置を何らかの方法で決定し、接触がない場合と比較する必要がある。この点については今後更に検討する予定である。しかし、定性的には第8図に示したように接触が増加しても、急激な振幅の変化はなさそうである。

第5表 フラクチャーの接触の数とP波の振幅の減衰の関係。接触があってもP波の振幅は減衰しない。
Table 5 Relationship between the number of contact and the amplitude decay of P wave. There is no relation between them.

Number of contact	A0	A	A/A0
1	10.29	10.34	1.00
3	10.41	10.51	1.01
5	10.45	10.54	1.01
7	10.43	10.50	1.01
9	10.38	10.43	1.00
11	10.29	10.32	1.00
13	10.20	10.21	1.00
15	10.09	10.09	1.00
17	9.98	9.97	1.00
19	9.86	9.84	1.00
21	9.74	9.72	1.00

A0: Amplitude without contact

A : Amplitude with contact

4.3 接触点における境界波の反射

境界波のうちsymmetricモードの反射は、フラクチャーが完全に接触している場合に生じ、接触部にフラクチャーの開口幅の1/3の間隙があれば、そのまま接触部を通過してしまうことが判明した。ただし、わずかな反射は発生する。今回の計算は二次元モデルなので接触部の奥行きは無量大である。三次元モデルで接触部の奥行きを変えた場合、反射がどのように発生するか、今後の課題である。しかし、完全な接触がある場合には、反射が帰ってくるのであるから、坑井に開口しているフラクチャーの入り口に震源をおき、境界波の反射が戻ってくるかどうかでフラクチャー内の接触の有無を判定できる可能性がある。

4.4 震源位置による発生する波動の違いについて

今回のモデルでは、震源を水中に置いた場合、最も振幅の大きい波動は境界波のsymmetricモードである。

震源をフラクチャー上面におくと、境界波の両方のモードが表れる。試みに、原点をはきんでフラクチャーの上面と下面の対称の位置に震源を置き、対称の方向に変位を加えると、antisymmetricモードは見られなくなる。ただし、antisymmetricモードについては、現在検討中であるので、詳しい検討は次の機会に譲りたい。

震源をフラクチャー上方、10m離れた点におくと、P波とS波が卓越した。また、フラクチャー内に1個の接触点がある場合に、その点より境界波のsymmetricモードの発生が見られた。検層などにより、この境界波を捕らえることが出来れば、フラクチャー内の接触の有無を推定する手段となるかもしれない。計算機のメモリの制約上、より大きなモデルを作成するには困難が伴うが、今後はより速方で境界波が発生するのか検討したい。

5. おわりに

以上をまとめると、

1. P波、S波などの実体波はフラクチャーの接触部を通過してもその振幅に大きな変化は見られない。
2. 境界波のsymmetricモードは接触部で反射を起こす。接触部を通過してその波長の70%程度の距離になると、再び境界波が生成される。
3. 接触部にフラクチャーの開口幅の1/3の間隙があれば、境界波のsymmetricモードはわずかな反射を起こすものの、そのまま接触部を通過する。

今後の課題として、

- a) 接触部の奥行きを変えた場合、境界波はどのように伝播するのか。
 - b) 遠方からフラクチャーに波動が入射した場合、境界波はどのような条件で発生するのか。
 - c) 境界波のantisymmetricモードの性質の検討
- という点が考えられる。

文 献

- Emerman, S. H. and Stephen, R. A. (1983) Comment on "Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations," by R. Clayton and B. Engquist, *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 73, p. 661-665.
- Ferrazzini, V. and K. Aki (1987) Slow waves trapped in a fluid-filled infinite crack: implication for volcanic tremor, *J. Geophys. Res.*, vol. 92, p. 9215-9223.

- Hornby, D. L., Johnson, D. L., Winller, K. W. and Plumb, R. A. (1989) Fracture evaluation using reflected Stoneley-wave arrivals, *Geophysics*, vol. 54, p. 1274-1288.
- 菊地恒夫 (1988) 坑井周辺にフラクチャーが存在する場合の弾性波伝播状況について—差分法による解法—, 物理探査学会第79回(昭和63年度秋季)学術講演会講演論文集, p. 149-153.
- (1990) 音波検層波形シミュレーションによるフラクチャー開口幅の推定, 物理探査, vol. 43, p. 34-49.
- Kikuchi, T. and Abe, M. (1993) Estimation of wave propagation characteristics around a fracture using simulation techniques, 2nd borehole seismic conference final program & abstracts.
- Luo, Y. and Schuster, F. (1990) Parsimonious staggered grid finite-differencing of the wave equation, *Geophysical Research Letters*, vol. 17, p. 155-158.
- Poeter, E. P. (1987) Characterizing Fractures at Potential Nuclear Waste Repository Sites with Acoustic Waveform Logs, *The Log Analyst*, vol. 5, p. 453-461.
- 佐藤泰夫 (1978) 弾性波動論, 岩波書店, 東京, 454P.
- Sochacki, J., Kubichek, R., George, J., Fletcher, W. R. and Smithson, S. (1987) Absorbing boundary conditions and surface waves, *Geophysics*, vol. 52, p. 60-71.
- Tang, X. M. and Cheng, C. H. (1993) Borehole Stoneley wave propagation across permeable structures, *Geophys. Pros.*, vol. 41, p. 165-187.
- Virieux, J. (1984) SH-wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method, *Geophysics*, vol. 49, p. 1933-1942.
- (1986) P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method, *Geophysics*, vol. 51, p. 889-901.
- Yamaguchi, R. and Sato, Y. (1955) Stoneley Wave-Its Velocity, Orbit and the Distribution of Amplitude. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 33, p. 549-559.
- Yoon, K. -H. and McMechan, G. A. (1977) 3-D finite-difference modeling of elastic waves in borehole environments, *Geophysics*, vol. 57, p. 793-804.
- Zlatev, P., Poeter, E. and Higgs, J. (1988) Physical modeling of the full acoustic waveform in a fractured, fluid-filled borehole, *Geophysics*, vol. 53, p. 1219-1224.

付録 本文中の波動方程式(1)~(2)を応力-歪みの関係(3)~(5)より Staggered grid finite-differenceの schemeで表すと, (1)から(6)のようになる。

$$\begin{aligned} \tau_{xx}\left(i\pm\frac{1}{2}, j\right) = & \left\{ \lambda\left(i\pm\frac{1}{2}, j\right) + 2\mu\left(i\pm\frac{1}{2}, j\right) \right\} \frac{\pm\{u(i\pm 1, j) - u(i, j)\}}{\Delta x} \\ & + \lambda\left(i\pm\frac{1}{2}, j\right) \frac{w\left(i\pm\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}\right) - w\left(i\pm\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}\right)}{\Delta z} \end{aligned} \quad (1)$$

$$\tau_{xz}\left(i, j\pm\frac{1}{2}\right) = \mu\left(i, j\pm\frac{1}{2}\right) \left\{ \frac{w\left(i+\frac{1}{2}, j\pm\frac{1}{2}\right) - w\left(i-\frac{1}{2}, j\pm\frac{1}{2}\right)}{\Delta x} + \frac{\pm\{u(i, j\pm 1) - u(i, j)\}}{\Delta z} \right\} \quad (2)$$

$$\tau_{zx}\left(i+1, j+\frac{1}{2}\right) = \mu\left(i+1, j+\frac{1}{2}\right) \left\{ \frac{w\left(i+\frac{3}{2}, j+\frac{1}{2}\right) - w\left(i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}\right)}{\Delta x} + \frac{u(i+1, j+1) - u(i+1, j)}{\Delta z} \right\} \quad (3)$$

$$\tau_{zx}\left(i, j+\frac{1}{2}\right) = \mu\left(i, j+\frac{1}{2}\right) \left\{ \frac{w\left(i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}\right) - w\left(i-\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}\right)}{\Delta x} + \frac{u(i, j+1) - u(i, j)}{\Delta z} \right\} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \tau_{zz}\left(i+\frac{1}{2}, j+1\right) &= \left\{ \lambda\left(i+\frac{1}{2}, j+1\right) + 2\mu\left(i+\frac{1}{2}, j+1\right) \right\} \frac{w\left(i+\frac{1}{2}, j+\frac{3}{2}\right) - w\left(i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}\right)}{\Delta z} \\ &\quad + \lambda\left(i+\frac{1}{2}, j+1\right) \frac{u(i+1, j+1) - u(i, j+1)}{\Delta x} \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \tau_{zz}\left(i+\frac{1}{2}, j\right) &= \left\{ \lambda\left(i+\frac{1}{2}, j\right) + 2\mu\left(i+\frac{1}{2}, j\right) \right\} \frac{w\left(i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}\right) - w\left(i+\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}\right)}{\Delta z} \\ &\quad + \lambda\left(i+\frac{1}{2}, j\right) \frac{u(i+1, j) - u(i, j)}{\Delta x} \end{aligned} \quad (6)$$

マルチレベルデジタル坑井内受震システムの開発

伊藤久男*・榎原保人**・大湊隆雄*・中尾信典*・木口 努**

Development of multi-level digital borehole seismometer system

Hisao ITO, Yasuto KUWAHARA, Takao OHMINATO, Shinsuke NAKAO and Tsutomu KIGUCHI

Abstract: We have developed a multi-level digital borehole seismometer system for VSP, cross well tomography experiments and earthquake seismology. It has three level seismometers with three-component sensors and digitize the data at 2kHz sampling rate and 16 bits resolution. We tested the system in S-VSP experiment in Tanna and microearthquake observation in Ashio area.

要 旨

VSP等の人工震源による探査および微小地震の観測が可能な坑井内地震計システムを開発した。実際にVSP・自然地震観測を行い、その性能を評価した。

マルチレベルでの測定のため3個まで地震計(サテライトユニット)を接続し、デジタル方式により地上に信号を伝送する。地上装置より波形モニターとワークステーションへのデータ転送が可能である。

坑井内におけるマルチレベルでの測定と地上装置におけるモニター機能はVSPおよび自然地震観測に極めて有効であった。

1. はじめに—開発の動機—

VSP(Vertical Seismic Profiling)あるいは坑井間トモグラフィーが新しい探査法として注目されつつある(例えばBalch *et al.*, 1982; Hardage, 1983; Bregman *et al.*, 1989; Paulsson *et al.*, 1992)。坑井内に地震計を設置することにより、地表付近の風化層の影響からのがれ良質な波形を取得することができる。さらに深度方向に測定点を展開することにより、深度に関する分解能が格段に向上する。VSP、坑井間トモグラフィーいずれの場合でも坑井内での受震装置が必要になる。

また自然地震を坑井内で観測することも行われるようになってきた。多くの坑井内地震観測により(例えばHauksson *et al.*, 1987; Shearer and Orcutt, 1987; Malin *et al.*, 1988; Fletcher *et al.*, 1990; Blakeslee and Malin, 1991; Aster *et al.*, 1990, 1991a, 1991b; Archuleta *et al.*, 1992; Abercrombie and Leary, 1993; Young *et al.*, 1994)、地表付近の風化層は極めて低いQ(～10)をもち、地表での地震観

* 地殻熱部
** 地殻物理部

Keywords: VSP, borehole seismology, geophone digital data transfer, fracture characterization

測はこの風化層の影響を強く受けるが、地震計を坑井内に設置することにより、表層の影響を除去し、ノイズレベルの減少、特に高周波特性の改善をすることができていることが示されてきた。

また深部坑井内での地震観測により震源の極く近傍での測定も可能になり、地震の発生機構について新たな情報を得ることが可能になる。

Li and Laery(1990), Li *et al.*, (1990)は坑井を横切る断層帯によるトラップトゥエーブを坑井内地震計により観測し、モデル計算と比較することにより、断層の形状、断層内部の速度を推定している。トラップトゥエーブは断層帯の極く近傍でのみ観測可能なことから、このような解析のためには地震計を坑井内に設置することが本質的に重要になる。

Warner *et al.*, (1994)は下部地殻あるいはモホからの反射波を15~180Hzの広い周波数範囲で観測することに成功した。このような広帯域の反射波は震源と地震計の両方を坑井内に設置することにより始めて得ることができた。さらに中尾ほか(1988)は山形県肘折地域発破信号を地上点と坑井内地震計で観測し、3次元速度構造を求めた。

坑井内地震計をアレイ状に設置し、地上のアレイと組み合わせて3次元アレイを構成する観測も提案されている(乗原ほか, 1994)。

以上のように坑井内における地震観測により多くの新しい知見が得られる。このためには3成分で、耐湿性のある坑井内受震装置が必要とされる。また一度にマルチレベルでの測定が可能であることが望ましい。マルチレベルでの測定はVSP、坑井間トモグラフィ等では測定効率を支配する重要な要素である。また自然地震観測の場合には、地震計間隔を目的に応じ変化させることが望ましい。

坑井内受震装置はすでにいくつか市販されている。また目的に応じた機器の開発も報告されている。例えば稲崎ほか(1988)は径50mmという小孔径で、インナーショックを内蔵したVSP用プローブを開発した。Leary *et al.*, (1989)はマイクロプロセッサを内蔵し、信号をソンド内でA/D変換し、デジタル伝送する3成分坑井内地震計を開発した。また鎌田・川原(1988)は永久磁石による固定方法を採用し、軽量なアレイツールを開発した。しかしながらLeary *et al.*, (1989)、稲崎ほか(1988)のものはマルチレベルでの測定は不可能である。また鎌田・川原(1988)のアレイツールは永久磁石による固定方法を採用しているため裸坑内での使用は不可能である。

このように、われわれの必要とする条件すべてを満足するものは存在しない。そこでVSP等の人工震源による探査および坑井内における自然地震観測の両方に使用できる坑井内地震計を新たに設計、製作することとした。設計にあたってはマルチレベルでの測定が可能であり、人工震源・自然地震の両方に対応ができるよう特にトリガーに柔軟性をもつようにした。マルチレベルでの測定を行うため信号伝送方式として、通常の検層等で使用する7芯ケーブルを利用したデジタル伝送を採用した。アナログ伝送では多芯ケーブルが必要になり、極く浅い坑井を除いて非現実的だからである。またデジタル伝送により、S/Nの劣化を避けることも期待される。

開発した坑井内受震装置はマルチレベルでの測定のため3個まで地震計(サテライトユニット)を接続することができ、深度1000m~2000m程度までデジタル方式により地上に信号を伝送することが可能なシステムである。

2. システムの構成

本システムは以下の機器で構成される。

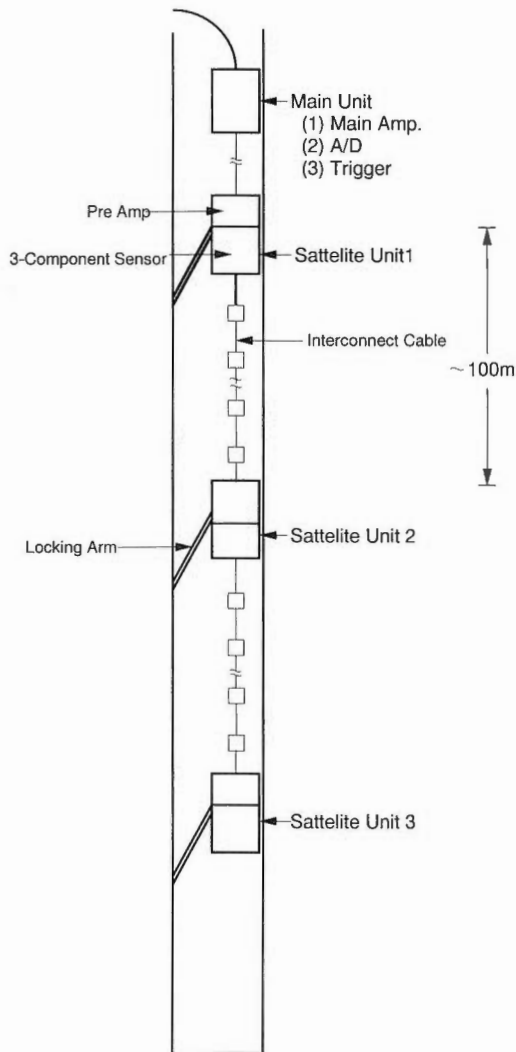
- (A) 坑井内機器
 - (1) メインユニット
 - (2) サテライトユニット
- (B) 地上装置
 - (1) コントロールパネル

(2) データ収録装置

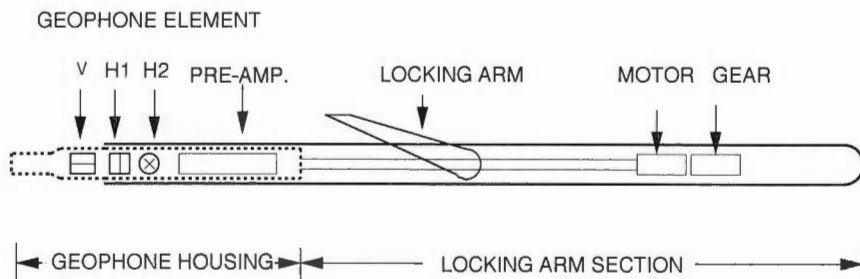
マルチレベルでの測定を行うため、坑井内機器をメインユニットとサテライトユニットに分けた(第1図)。サテライトユニットには3成分地震計、プリアンプ、坑壁圧着用のアームとアーム開閉用のモーターが内蔵されている(第2図)。最大3個のサテライトユニットからの地震計信号は各ユニットのプリアンプで増幅され、メインユニットまでアナログ伝送される。メインユニットでは増幅、フィルター処理、A/D変換が行われる(第3図)。

各サテライト間とメインユニットの接続は多芯ケーブルを使用している。接続ケーブルの長さを変えることにより、各サテライトユニットの間隔を変化させることができる。

GSJ DIGITAL ARRAY GEOPHONE SYSTEM



第1図 デジタルアレイジオフォンシステム坑井内機器構成。
Fig. 1 Schematic diagram of the Multi-level digital borehole seismometer system.



第2図 サテライトゾンデブロック図。
Fig. 2 Schematic diagram of the satellite sonde.

各サテライトユニットでは3成分地震計信号に加え、各ユニット内の温度をモニタすることも可能とした。

地上装置はトリガとアームの開閉制御を行うコントロールパネルとデータ収録を行うデータ収録装置から構成される(第4図)。データ収録装置のコントラとしては可搬性を考慮しノートパソコン(NEC 98 note SX/E, ns/R)を使用し、デジタルI/O・RS-422・GPIB・Ethernetボードは拡張ボックスに入れている。データはノートパソコンにSCSI接続したハードディスクあるいは31/2インチMOに保存される。またGPIB接続された1/2" MTにデータを転送することも可能である。

地上装置と坑井内のメインユニット間は通常の検層等坑井内測定で使用する7芯のアーマードケーブルで接続され、データのデジタル転送、トリガ信号の送受、電源の供給を行う。7芯の内4芯は信号伝送に、2芯は電源の供給に、残りの1芯とアーマードをトリガ信号の送受に使用している。アームの開閉の制御は、スイッチ切り替えて信号伝送用の4芯を使用する。

3. システムの機能

3.1 メインユニット機能

メインユニットの機能はシステムの動作モードによって大きく二つに分けられる。すなわち、

- (A)サテライトユニットの坑壁圧着動作時(動作モードI)に於ける制御機能と、
- (B)地震波信号の収録時(動作モードII)に於ける制御機能、

である。

動作モードIに於ける機能

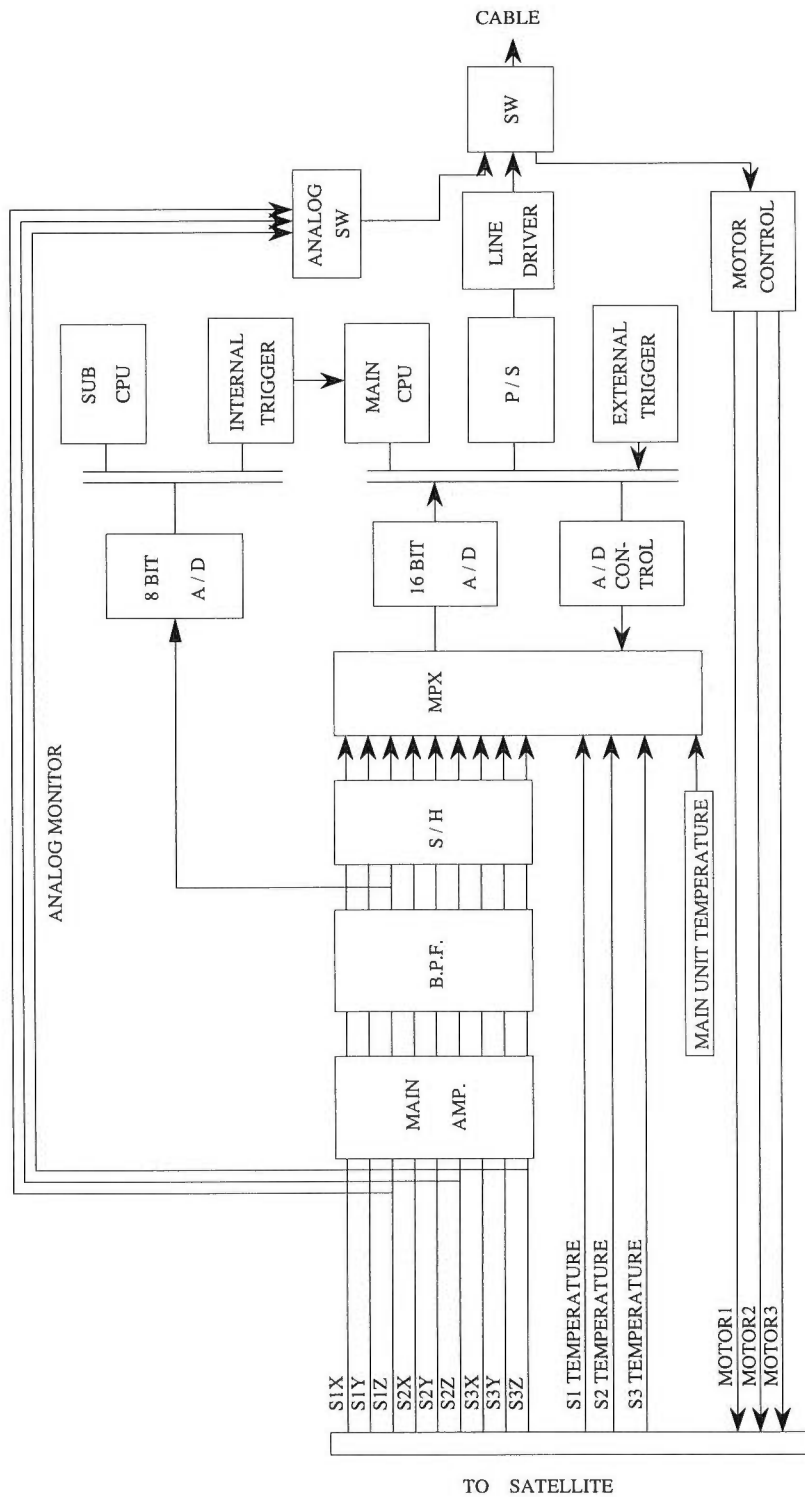
動作モードIではサテライトユニットの坑壁圧着のためのロッキングアームの開閉制御を行う。この際、坑壁圧着状態の確認のため、サテライトユニットのジオフォンの内、1成分の出力信号を増幅後、アナログ信号のまま地上装置に伝送し、地震波信号のアナログモニターができるようにした。

動作モードIIに於ける機能

(1)地震波信号のジグナルコンディショニング

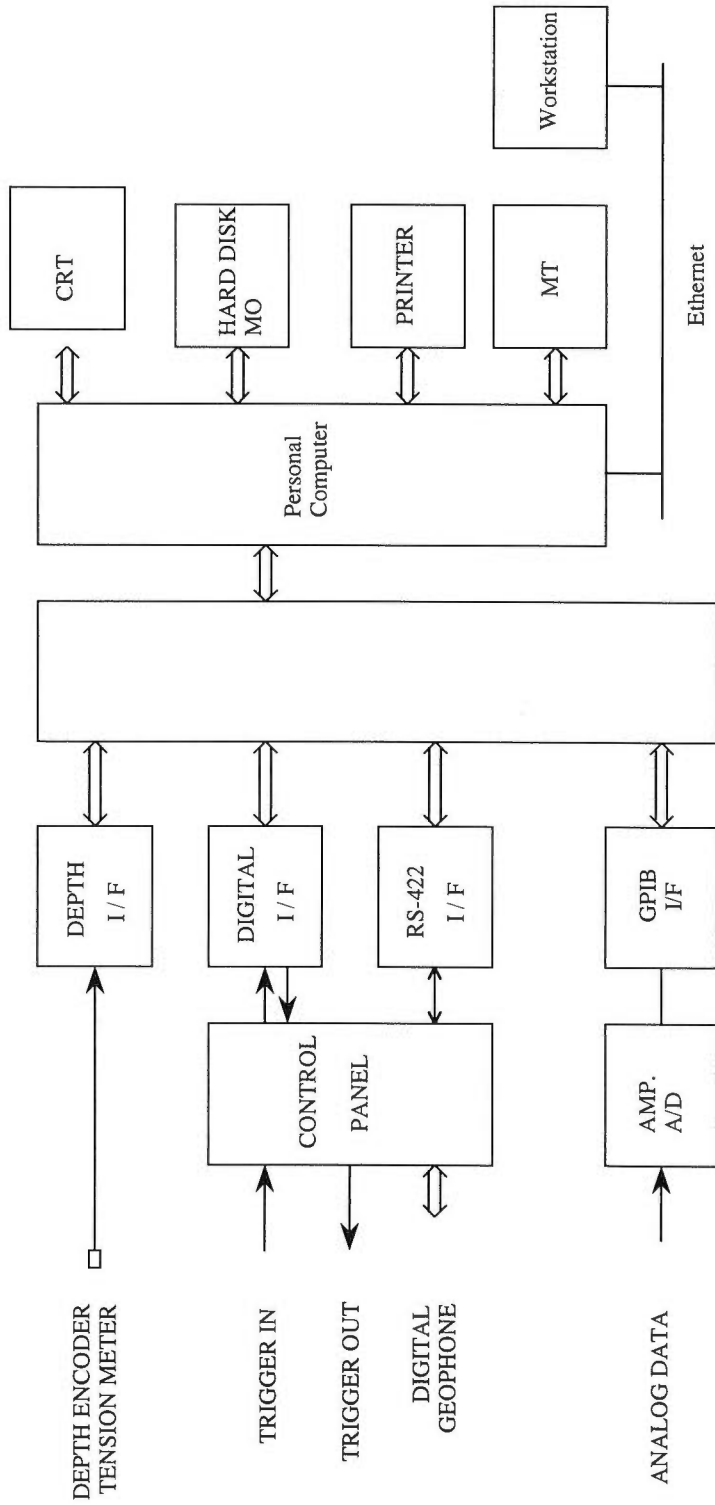
サテライトユニットから送られてきた地震波信号をA/D変換するため、フィルタ、増幅を行う。メインアンプのゲイン、ハイカットフィルタのカットオフ周波数は地上から変更が可能である。ローカットフィルタのカットオフ周波数は固定である。

GSJ DIGITAL ARRAY GEOPHONE MAIN UNIT



第3図 メインユニットブロック図.
Fig. 3 Schematic diagram of the main unit.

GSJ DIGITAL ARRAY GEOPHONE DATA ACQUISITION SYSTEM



第4図 地上装置信号処理ブロック図。
Fig. 4 Schematic diagram of the surface unit.

(2)トリガ信号の生成

サテライトユニットから送られた地震波信号をデジタル収録するための時間的基準として、トリガ信号を生成する。トリガ信号は外部トリガ信号と内部トリガ信号の2種類から成り、いずれを使用するかは地上装置から指定する。内部トリガ信号は単一チャンネルの地震信号をモニタし、LTA/STA(Long Term Average / Sort Term Average)トリガ方式、レベルトリガ方式の2種類の方式でトリガ信号の生成を行う。どの方式を使用するかは地上装置から指定する。これによりVSP等の人工震源による探査のみならず、自然地震観測等に対しても対応可能とした。

(3)地震波信号のA/D変換

動作モードIIに入ると、全チャンネルの地震波信号を同時サンプリングによってA/D変換し、定められたワード数のリングバッファメモリに変換停止信号が入力されるまで循環格納する。サンプリング・レート、ワード数(データ長)は地上から設定する。

(4)地震波信号データの収録

A/D変換された地震波データの収録はトリガ信号を基準にしてディレイ・トリガモード又はプリトリガモードで行う。すなわち、トリガ信号の入力後、何サンプル後にA/D変換を停止するかによってディレイ・トリガ収録、プリトリガ収録の両方に適応する。トリガディレイ時間、プリトリガ時間は地上装置から設定する。

その他、アーマードケーブルを介して、メインユニットとコントロールパネルを接続し、信号の送受信を行うため、インピーダンス変換、ケーブルドライブ、波形整形、レベル変換等の機能を持つ。

本システムの仕様を第1表にまとめた。

第1表 マルチレベルデジタル坑井内受震システムの仕様。
Table 1 Specifications of the Multi-level digital borehole seismometer system.

Cable	Cable Data transfer Power	7-conductor (1200m) 50 Kbps (RS-422) Supply AC100V
Main Sonde	Material O.D Length Weight-air Analog monitor A/D A/D resolution A/D sampling rate Data length Delay time Pre trigger time Main amp. gain Low cut filter High cut filter Memory	Steel 70 mm 193 cm 26 kg 3CH 9CH for geophone signal: $\pm 5V$ 1CH for temperature : 0~5V 16 bit 0.5 ms, 1 ms, 2 ms, 5 ms 2Kword, 4Kword 0 s, 0.5 s 0.5 s, 1 s, 2 s 0~72 dB (6dB step) 0.5 Hz (fixed) 500 Hz, 250 Hz, 120 Hz, 50 Hz (42 dB/oct.) 256 Kbyte
Satellite Sonde	Material O.D Length Weight-air Borehole clamping Maximum clamping force Geophones	Titanium 70 mm 147 cm 16kg Locking arm 150kg/cm 4.5 Hz/ 10Hz

3.2 データ収録装置の機能

データ収録装置は、地上で主にマルチデジタルジオフォンのメインユニットのコントロール、および送られてきた地震波データのハンドリングを行い、以下の機能に分けられる。

(1) メインユニットのコントロール

メインユニットの動作に関連したパラメータの設定や動作モードの制御を行う。

(2) データファイルの作成

メインユニットから伝送された地震波データ等をその他の必要な情報とともにファイル化してハードディスクに格納する。

(3) 地震波形データの表示

メインユニットから伝送された地震波データをCRT上に表示するとともに、必要に応じてハードコピーを取る。

(4) データの磁気テープ記録

ハードディスク内に作成したデータファイルを定められたフォーマット(SEG-Y)で磁気テープに記録する。

記録は1データ・レコード(1測定ポイント)ごとに行う。

(5) フィルター処理

(6) データ転送

Ethernetを介してFTPにより、ワークステーションへファイル転送を行う。転送方法はデータ収録時に半自動的に行う場合と、データ収録を終了して手動で行う場合の2通りがある。

データフォーマットはSEG-Yフォーマットに準拠しつつ、ヘッダーに深度情報を加える等の変更を行った独自フォーマットである。

4. 取得データ例

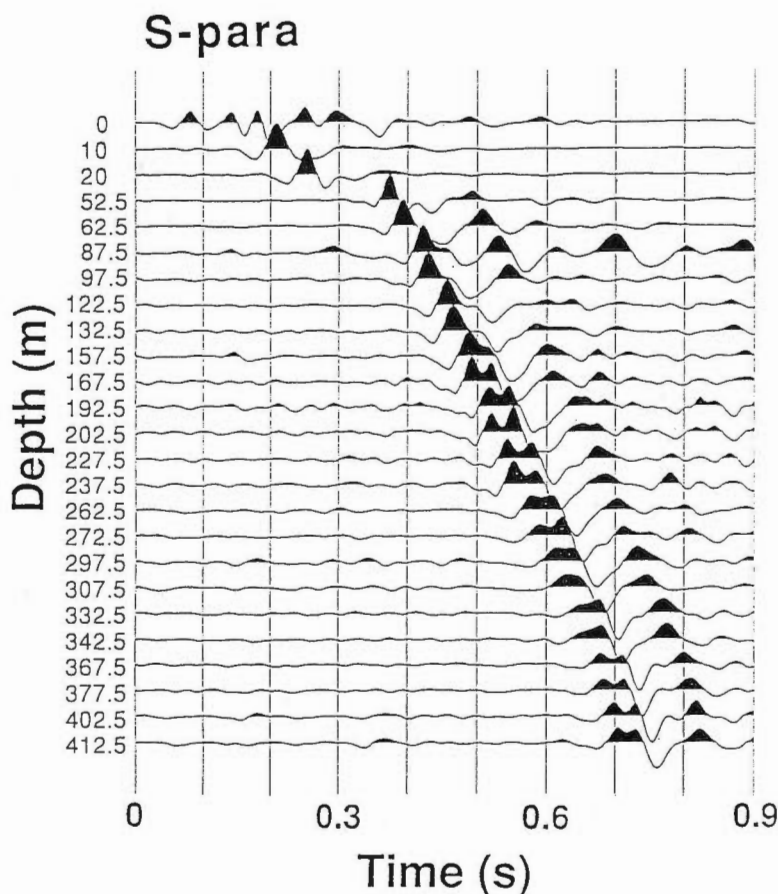
VSPにおける適用として丹那盆地におけるS波VSPの際に使用した。サテライトユニット間隔は10mとし、2連のサテライトユニットを接続した。サンプリング1kHz、データ長2秒、サテライトユニット内のプリアンプゲイン30dB、メインユニット内のメインアンプゲイン54dBでデータ収録した。ジオフォンエレメントとしては4.5Hz速度型のものを使用した。第5図にはN1-TN-2S井(T.D. 502m)での結果例(中尾ほか, 1994)を示す。この測定では深度計の誤差のため受震間隔は10m(サテライトユニット間隔)と17.5mの交互の間隔となっている。

第5図は互いに直交する板たたきによる記録のうち、丹那断層に平行な震源で発震し、断層の走向に平行となるように回転させた水平動成分の記録であり、P波がキャンセルされS波が明瞭に見える(中尾ほか, 1994)。

この測定からは20%にも達する大きなS波速度異方性を観測することができた。このS波VSP測定により、信号転送速度、トリガーの安定性、信号のS/N等本システムが十分VSP実験に使用可能であることを確認することができた。信号転送速度については公称50Kbpsのところ、実質40Kbpsであり、実行上十分な速度である。

多連の坑井内地震計を利用しての微小地震観測には鉛直のアレイを構成するという幾何学的な利点と、地表付近の不均質構造を逃れるという利点がある。1993年9月~11月の日光・足尾での合同観測の際に防災科学技術研究所の足尾地殻活動観測施設に坑井内地震計を設置して観測した。地震計は固有周波数4.5Hzの速度計である。

第6図にノイズ部分の3成分波形記録(左)と各成分のスペクトル(右)を示す。地震計深度は900m、プリアンプゲイン24dB、メインアンプゲイン48dBである。A/D変換は1kHzで行った。波形はdigit(16ビットサンプリングであるのでフルスケール±32767)で示してあるが、ノイズ振幅は数 μ kineに相当す



第5図 丹那S-VSPにおける受震波形 (中尾ほか, 1994).
 Fig. 5 An example of waveform obtained by S-VSP experiment in Tanna area (Nakao *et al.*, 1994).

る。スペクトルでもわかるようにノイズには高周波の電気ノイズと思われる成分が含まれている。

第7図には深度490m, 520m, 560mの3レベルの上下動成分の波形を示す。サテライトユニットからのアナログ伝送方法の不備で下のサテライトユニットの信号ほどS/Nが悪い傾向があるが、きわめて相関の良い波形記録を得ることができた。

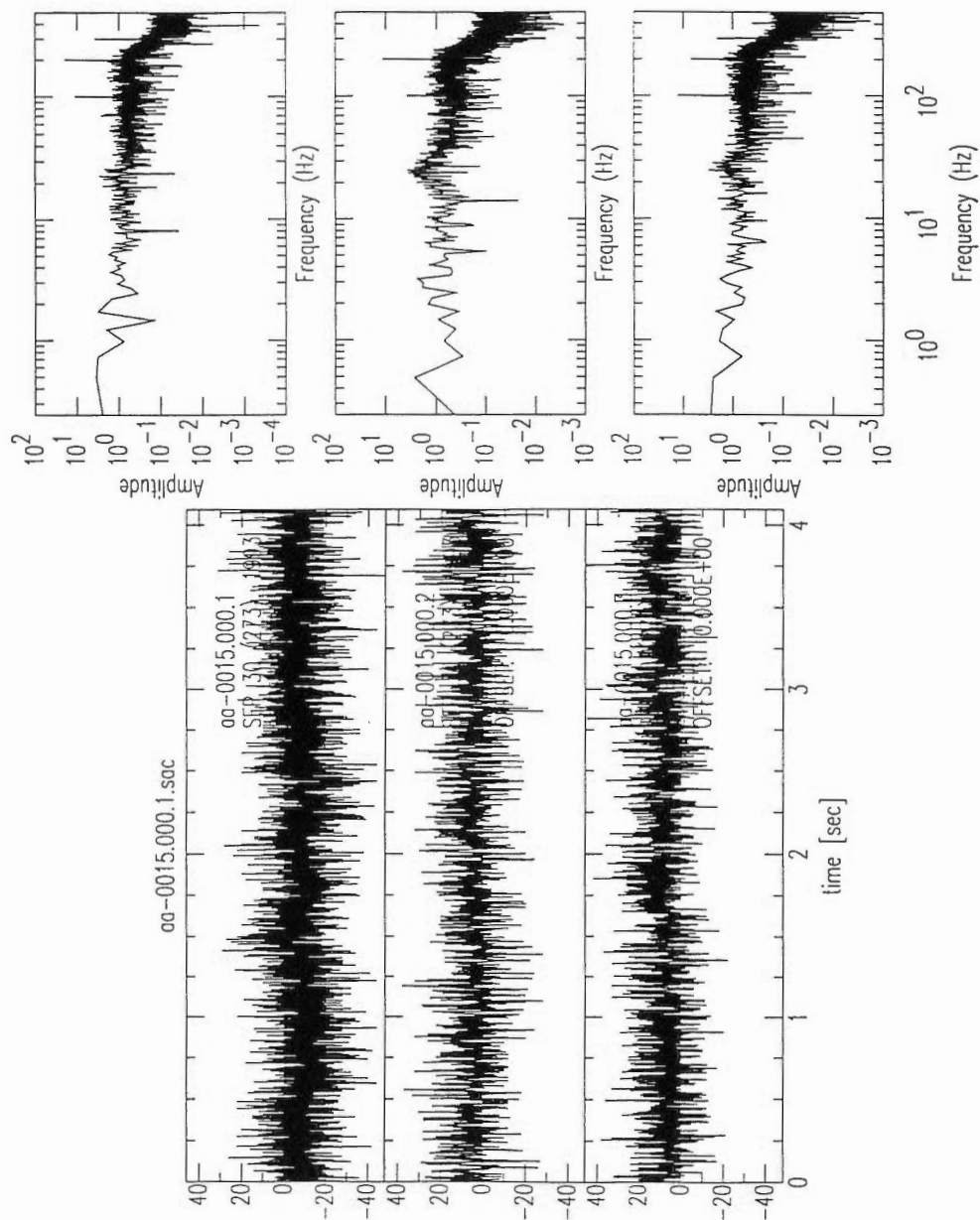
5. まとめと今後の課題

坑井内におけるマルチレベルでの測定が可能なマルチレベルデジタル坑井内受震システムを開発し、VSPおよび自然地震観測に使用した。坑井内におけるマルチレベルでの測定と地上装置におけるモニター機能はVSPおよび自然地震観測に極めて有効であった。

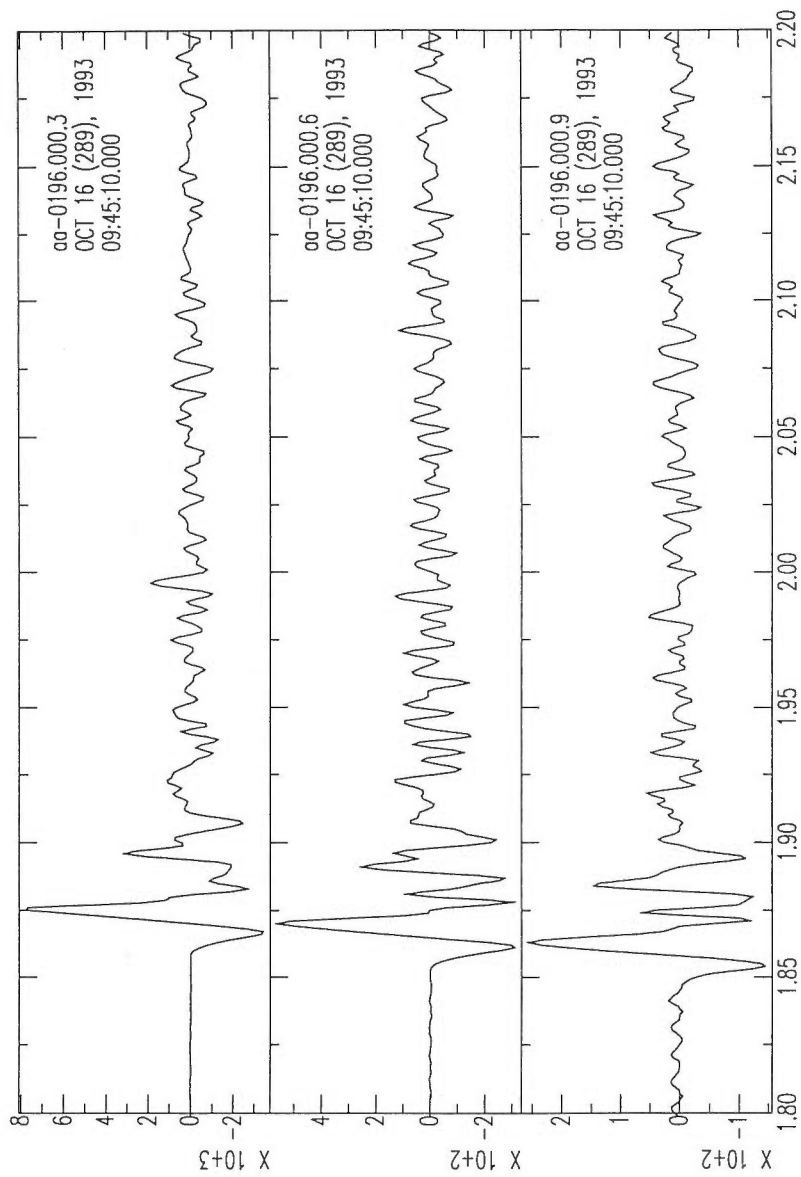
今後の改良点としては以下の点が考えられる。

(1) サテライト間隔については特に自然地震観測の場合、100mあるいはそれ以上が必要になる場合がある。現在は伝送上の問題があり、サテライト間隔が大きいとS/Nが低下する。今後サテライトユニットからメインユニットまでのアナログ伝送を改良し、S/Nの向上を行う必要がある。

(2) 現在はメモリーの制約から、データ長に制限がある。今後メモリーを増加させ、十分なデータ長



第6図 足尾における測定におけるノイズ部分の波形とスペクトル。
 Fig. 6 Noise characteristics of the system obtained Ashio deep borehole. (a) wave form (b) spectrum.



第7図 足尾における測定における3レベルの波形。
Fig. 7 Example of microearthquake waveform with three level geophones obtained in the Ashio deep borehole.

をとれるようにする必要がある。

(3) 坑井内地震計と坑井のカップリングは波形品質に係わる基本的問題である。波形を評価し、坑井とのカップリングを改良する必要がある。

謝辞 収録システムの開発に当たっては(株)物理計測コンサルタント大川原隆、梶川和弘氏の、丹那での測定に当たっては新エネルギー・産業技術総合開発機構、石油資源開発(株)はじめ関係各位の、足尾坑井における測定では防災科学技術研究所池田隆司、飯尾能久氏のご協力を得た。

また開発の初期から地質調査所地殻物理部宮崎光旗氏には励ましを頂いた。記して感謝します。

文 献

- Abercrombie, R. and Leary, P. (1993) Source parameters of small earthquakes recorded at 2.5km depth, Cajon Pass, southern California: Implications for earthquake scaling, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 20, p. 1511-1514.
- Archuleta, R. J., Seale, S. H., Sangas, P. V., Baker, L. M. and Swain, S. T. (1992) Garner valley downhole array of accelerometers: instrumentation and preliminary data analysis, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 82, p. 1592-1621.
- Aster, R. C., Shearer, P. M. and Berger, J. (1990) Quantitative measurements of shear wave polarizations at the Anza seismic network, southern California: Implications for shear wave splitting and earthquake prediction, *J. Geophys. Res.*, vol. 95, p. 12449-12473.
- and —— (1991a) High-frequency borehole seismograms recorded in the San Jacinto fault zone, southern California. Part 1. Polarizations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 81, p. 1057-1080.
- and —— (1991b) High-frequency borehole seismograms recorded in the San Jacinto fault zone, southern California, Part 2. Attenuation and site effects, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 81, p. 1081-1100.
- Balch, A. H., Lee, M. W., Miller, J. J. and Ryder, R. T. (1982) The use of vertical seismic profiles in seismic investigations of the earth, *Geophysics*, vol. 47, p. 906-918.
- Blakeslee, S. N., and Malin, P. E. (1990) A comparison of earthquake coda waves at surface versus subsurface seismometers, *J. Geophys. Res.*, vol. 95, p. 309-326.
- Bregman, N. D., Bailey, R. C. and Chapman, C. H. (1989) Crosshole seismic tomography, *Geophysics*, vol. 54, p. 200-215.
- Fletcher, J. B., Fumal, T. Liu, Hsi-Ping and Carroll, L. C. (1990) Near-surface velocities and attenuation at two boreholes near Anza, California, from logging data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 80, p. 807-831.
- Hauksson, E., Teng, T.-L. and Henyey, T. L. (1987) Results from a 1500 m deep, three-level downhole seismometer array: site response, low Q values, and fmax, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol.77, p. 1883-1904.
- Hardage, B. A. (1983) Vertical Seismic Profiling, PartA-Principles: Geophys. in press.
- 稲崎富士・渡辺文雄・鈴木文大・河村茂樹・星野達也(1988) 小孔径VSPプローブの開発, 物理探査学会第78回(昭和63年度春季) 学術講演会講演論文集, p. 77-81.
- 鎌田正博, 河原 洋(1988) Downhole Seismic Arrayツールによる坑井内地震探査の向上, 物理探査学会第79回(昭和63年度秋季) 学術講演会講演論文集, p. 129-132.
- 乗原保人・伊藤久男・飯尾能久・池田隆司(1994) 足尾における3次元アレイ観測によるコーダ波の分

- 解, 日本地震学会1994年度秋季大会講演予稿集, 299p.
- Leary, P. C., Li, Y.-G. and Manov, D. V. (1989) A micro-processorbased borehole seismic sonde, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, vol. 80, p. 717-736.
- Li, Y.-G., and Leary, P. (1990) Fault zone trapped seismic waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 80, p. 1245-1271.
- , ———, Aki, K. and Malin, P. (1990) Seismic trapped modes in the Oroville and San Andreas fault zones, *Science*, vol. 249, p. 763-766.
- Malin, P. E., Waller, J. A., Borchardt, R. D., Cranswick, E., Jensen, E. G. and Van Schaack, J. (1988) Vertical seismic profiling of Oroville microearthquakes: velocity spectra and particle motion as a function of depth, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 78, p. 401-420.
- Paulsson, M.E., Smith, M. E., Tucker, K. E. and Fairborn, J. W. (1992) Characterization of a steamed oil reservoir using cross-well seismology, *Leading Edge*, vol. 11, p. 24-32.
- Shearer, P. M. and Orcutt, J. A. (1987) Surface and near-surface effects on seismic waves-theory and borehole seismometer results, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 77, p. 1168-1196.
- Spaargaren, M., Jones, B. R., Watts, D. and Doody, J. (1994) High-resolution images of the lower crust: deep seismic reflections from 15 to 180Hz, *Tectonophysics*, vol. 232, p. 225-237.
- 中尾信典・乗原保人・杉原光彦・当舎利行・伊藤久男(1988) 発破データによる山形県肘折地熱地域の3次元速度構造解析, 物理探査学会第78回(昭和63年度春季) 学術講演会講演論文集, p.85-87.
- ・大湊隆雄・乗原保人・伊藤久男・木口 努(1994) VSP法から求めた丹那断層近傍における強いS波偏向異方性, 物理探査, vol. 47, p. 323-334.
- Warner, M., Spaargaren, B., Jones, R., Watts, D. and Doody, J. (1994) High-resolution images of the lower crust: deep seismic reflections from 15 to 180 Hz, *Tectonophysics*, vol. 232, p. 225-237.
- Young, C. J., Chael, E. P., Zagar, D. A. and Carter, J. A. (1994) Variations in noise and signal levels in a pair of deep boreholes near Amarillo, Texas, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 84, p. 1593-1607.

VSP法によるP波, S波速度と検層記録から推定した亀裂パラメター — 田沢湖町と丹那地域の比較 —

栞原保人*・伊藤久男**・大湊隆雄**・中尾信典**・木口 努*

Fracture parameters derived from P- and S-wave velocities by VSP
— Comparison of the results in Tazawako-machi and in Tanna, Japan —

Yasuto KUWAHARA, Hisao ITO, Takao OHMINATO, Shinsuke
NAKAO and Tsutomu KIGUCHI

Abstract: Fracture parameters such as fracture density, orientation and size were estimated from borehole logging, S-wave polarization anisotropy and P- and S-wave velocities at two different well sites; GF-2 in Tazawako-machi, north-east Japan and TN-2S in the Tanna fault area, central Japan. Geology in the GF-2 is simple, consisting only of welded tuff. On the contrary, the TN-2S is in a complex geology, consisting of many types of rock such as basaltic lava and tuff breccia which are in thin layers and/or in alternation of strata. Borehole televiewer (BHTV) could detect about 270 oriented fractures whose strike is consistent with the nearby stress field in the GF-2, while BHTV could find only about 20 fractures in the TN-2S. These indicate that many fractures whose aperture is larger than 1cm of the resolution of BHTV exist in the GF-2, whereas the number of such large fractures is small in the TN-2S. The S-wave VSP's showed no S-wave polarization anisotropy in the GF-2 and strong anisotropy of 20% in the TN-2S where the first S-wave polarization is parallel to the Tanna fault, respectively. The seismic wave lengths of the VSP are about 30m in both the boreholes. This suggests the existence of many oriented fractures whose size is smaller than 30m in the TN-2S. In the GF-2, however, such small fractures are not oriented. Further, the precise determinations of P- and S-wave velocities revealed that the density of such small fractures as a function of depth are not correlated with the density of large fractures observed by BHTV. Results are summarized as follows: (1) In a simple geology such as GF-2, the fractures of sizes larger than 10m-order are predominant, and orientations of such large fractures are mostly consistent with the local stress field. (2) The orientations of small fractures, however, do not necessarily indicate the local stress field. (3) The density of small fractures as a function of depth are not correlated with the density of large fractures. (4) In a highly fractured and complex geology such as TN-2S, large 10m-order size fractures are very rare, while the small fractures are dominant. (5) In a stratum having large elastic velocities, the fractures smaller than 10m-order size distribute with high density aligning parallel to the Tanna fault.

* 地殻物理部

** 地殻熱部

Keywords: crack parameter, VSP, S-wave, logging

要 旨

地質が玉川熔結凝灰岩だけで構成され、単純な田沢湖地域の坑井(GF-2)と、角礫岩や玄武岩溶岩が互層を成し、破碎の進んだ非常に複雑な地質の丹那地域の坑井(TN-2S)で行った各種検層やS波の偏向異方性測定、VSP法によるP波、S波速度の精密測定から得られた地下亀裂パラメーター、特に亀裂サイズに関する考察を行った。ボアホールテレビュアー(BHTV)による検層結果では、GF-2では付近の応力場と調和的に選択配向した明瞭な亀裂が約270個数えられたが、TN-2Sではほとんど観察できなかった。BHTVで観察できる亀裂の厚さは約1cm以上であり、したがってGF-2では厚さ1cm以上の亀裂が多数存在するが、TN-2Sではそのような大きな亀裂は存在していないと考えられる。S波VSPによる異方性測定結果は、GF-2では異方性はみられず、逆にTN-2SではP波速度の比較的大きい溶岩層内で20%以上のS波の偏向異方性がみられた。ここで用いたS波の波長は約30mでありTN-2Sでの異方性の形成にはこれよりも小さい亀裂が関与しており、逆にGF-2では、BHTVで観察された厚さ1cm以上の亀裂は異方性の形成には関与していないと考えられる。さらにGF-2ではP波、S波速度の精密測定から、ここで用いた波長約30mよりも小さい亀裂密度の深度変化を推定した。その結果、BHTVで得られる亀裂密度の深度変化とP波、S波速度から推定した亀裂密度の深度変化の対応関係は得られなかった。これらの測定結果をまとめると、(1)GF-2のような単純な地質においては、その地域の応力場と調和的な走行を持ったサイズ数10m以上の大きな亀裂が発達する。(2)しかし、この地域のマイクロクラックの走行は必ずしも応力場を反映しない。(3)また深度分布に関して大きな亀裂とマイクロクラックの密度に相関はない。(4)TN-2Sのような破碎の進んだ複雑な地質においてはサイズ数10m以上の亀裂は発達せず、それ以下のサイズの亀裂が発達している。(5)比較的大きなP波速度の大きい地層内ではサイズ数10m以下の亀裂が丹那断層にほぼ平行な卓越方向をもって高密度で分布している。

1. はじめに

断裂型貯留層の評価では貯留層内の含水性の亀裂の空間分布、方向、密度、サイズ分布、およびアスペクト比(亀裂の長さとおよび開口幅の比)を求めることが重要となる。理論的には地震波を用いてこれらの亀裂のパラメーターを求めることができると期待される。すなわち、媒質内の亀裂により地震波の速度変化や異方性、減衰、散乱等の現象が起こり、逆にこれらの現象を測定することによって亀裂パラメーターの推定が可能となる。

以下では亀裂をある半径と開口幅を持った単純な円形亀裂でモデル化する。また、ここでは亀裂半径を亀裂のサイズと呼ぶことにする。弾性波探査においては、用いた波長によりそれがいかなるサイズの亀裂をみていることになるのかを明らかにしつつ議論を進めていく必要がある。通常、亀裂はそのサイズに関して数 μm から数km以上のものまで存在すると考えられるが、弾性波探査で用いる波長帯域は亀裂のサイズ分布に比してかなり狭い。例えば、VSP法等で用いられるパイプソイス人工震源で用いられる周波数帯域は通常数Hz～数10Hz程度である。また、通常S波速度の偏向異方性の測定から長波長近似の下で亀裂パラメーターを求める場合、亀裂サイズに関する情報を得るのは困難であり、亀裂密度 $e=N\alpha^3$ (N :単位体積当たりの亀裂の数、 α :亀裂の半径)だけが求められる(Crampin, 1978)。しかしながら、同じ亀裂密度を示す岩石でも亀裂のサイズが異なればその岩石が示す水理的な物性や非弾性的な性質は大きく異なることが予想される。したがって、実際の地下亀裂がどのようなサイズ分布をしているのかを知ることは、貯留層の評価においては極めて重要なことである。

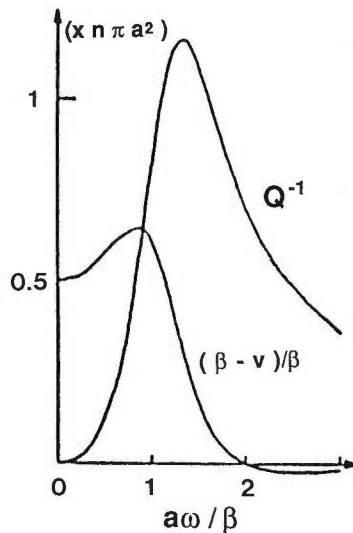
ここではまず、地震波を用いた探査のうち最も精度よく求められる弾性波速度と、各種亀裂パラメーターの関係に関する理論の簡単なレビューを行う。そしてP波速度が5km/s以上で地質の単純な田沢湖地域の坑井(GF-2)と、角礫岩や玄武岩溶岩が互層を成し、破碎の進んだ非常に複雑な地質の丹那地域の坑井

(TN-2S)とを対象地域とし、これらの地域で行ったゼロオフセットVSP法によるP波、S波速度測定や各種検層から得られた亀裂パラメータに関する知見を紹介する。

2. 亀裂を含む媒質と弾性定数に関する理論

亀裂を含む媒質の弾性波速度または弾性定数に関する理論については、等方性媒質についてはO'Connell and Budiansky (1974), 異方性媒質についてはHudson(1981)やCrampin (1984)の有効弾性定数の概念が広く用いられている。しかしこれらの理論は長波長近似、つまり亀裂のサイズが弾性波の波長よりも十分に小さいことを仮定しており、亀裂が波長と比較して等しいか、大きい場合には有効な理論ではない。また、Pyrak-Nolte *et al.* (1990)は亀裂を挟む両側の点で波動の変位が不連続な境界であるとして亀裂をモデル化し、亀裂が多数含まれる場合の有効弾性定数を求めている。これは亀裂が波長よりも十分大きい場合の近似に対応していると見なせるであろう。

一方、ある特定のサイズをもつ多数の亀裂を含む媒質に対する広い周波数帯域での弾性波の応答は、2次元の場合についてKikuchi(1981), Kawahara(1992), Kawahara and Yamashita(1992)において計算されている。これらの論文で用いられている亀裂の境界条件は単に、a) 亀裂面上での応力がゼロという場合(Kikuchi, 1981; Kawahara, 1992)であったり、b) 亀裂面上での垂直変位の食い違いをゼロとする場合(Kawahara and Yamashita, 1992)などであり、地下亀裂に水が含まれている場合の境界条件は扱われていない。しかし、特に亀裂へ垂直入射するS波については亀裂内の水の存在如何に関わらず、亀裂面上での境界条件は水の存在しない場合と同じになる。さらに、亀裂面上の境界条件で、応力ゼロの場合の結果と垂直変位の食い違いがない場合の結果とは、以下の点で一致する。1) P波、S波の減衰 Q_p^{-1} , Q_s^{-1} は $a\omega/\beta$ (a :亀裂の半長, ω :弾性波の周波数, β :S波速度)の関数として、 $a\omega/\beta \sim 1$ のとき極大値をとる。2) P波、S波速度 (V_p , V_s) は $a\omega/\beta < 1$ では亀裂の存在により大きく変化



第1図 亀裂群へ垂直入射するSH波の散乱減衰 Q^{-1} と位相速度 v の周波数 ω 依存性。 β はマトリクスのS波速度、 a は亀裂の半長、 $n\pi a^2$ は2次元の場合の亀裂密度 ϵ をあらわす (Kikuchi, 1981)。

Fig. 1 Scattering attenuation Q^{-1} and phase velocity v in SH-wave propagation perpendicular to the crack planes as a function of frequency ω . β : matrix S-wave velocity, a : crack half length, $n\pi a^2$: crack density ϵ in a two dimensional problem (Kikuchi, 1981).

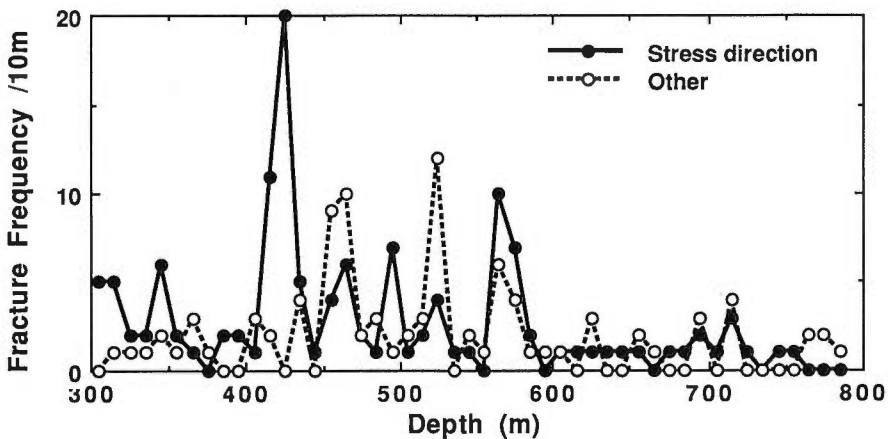
し、 $a\omega/\beta > 1$ ではあまり変化しない。第1図はKikuchi(1981)のSH波垂直入射の場合の結果であり、 Q^{-1} の周波数依存性よりこれらのことが明瞭に見て取れる。a), b) 2つの異なる境界条件下で、計算された結果が上記1), 2)の点で同様の性質を示すということは、水を含むような亀裂に対して Q^{-1} の極大を示す周波数の値は多少変化するかもしれないが、1), 2)の定性的性質は成り立っていると考えられる。特に2)の結果から、亀裂のサイズが波長に比べ大きなものは弾性波速度変化には寄与しない。すなわち、弾性波速度を用いて求められる亀裂のパラメータは波長よりも小さい亀裂に関するものといえる。

3. データおよび結果

3.1. 田沢湖(GF-2)

ボアホールテレビュアー(BHTV)検層の結果では、GF-2では顕著な卓越方向を持った明瞭な亀裂が約270個数えられた(Kuwahara *et al.* 1991)。またGF-2は全深度区間にわたって均質な溶結凝灰岩で構成され、以後で議論する弾性波速度の変化はすべて亀裂を原因とするものと考えられる。第2図に亀裂頻度の深度分布を示す。明らかに亀裂頻度は深度に対して不均一に分布し、特に深度400-600mの区間で亀裂頻度が高くなる。これらの亀裂走行の卓越方向はほぼ北西方向であり、付近の他の坑井で水圧破碎で求めた水平最大圧縮応力の方向と調和的である。またBHTVで読みとられた亀裂の95%以上が開口幅1cm以上であり、3cm程度のものが最も多い。Blenkinsop(1990)はポーリングコア内の亀裂の観察から多くの亀裂のアスペクト比が 10^{-3} 程度であると報告している。またStone(1984)は花崗岩体中のサイズ数10mの亀裂のスペクトル比が 10^{-4} 程度であると報告している。仮に、GF-2のBHTVで観察される亀裂のアスペクト比も $10^{-3} \sim 10^{-4}$ とすると開口幅1cmの亀裂のサイズは10m~100mとなる。現位置で測定された地下亀裂のアスペクト比に関するデータは現在得られていないが、BHTVで観察されている亀裂のサイズは10m程度よりも大きい可能性が示唆される。

上記の選択配向した亀裂の存在によりS波の偏向異方向性が検知できる可能性がある。S波VSPによる偏向異方向性の測定は、Kuwahara *et al.* (1991)により行われた。しかし、S波速度の測定精度は3%程度であり、この精度内で偏向異方向性は検知できなかった。また、彼らは、GF-2で亀裂が密に分布する深



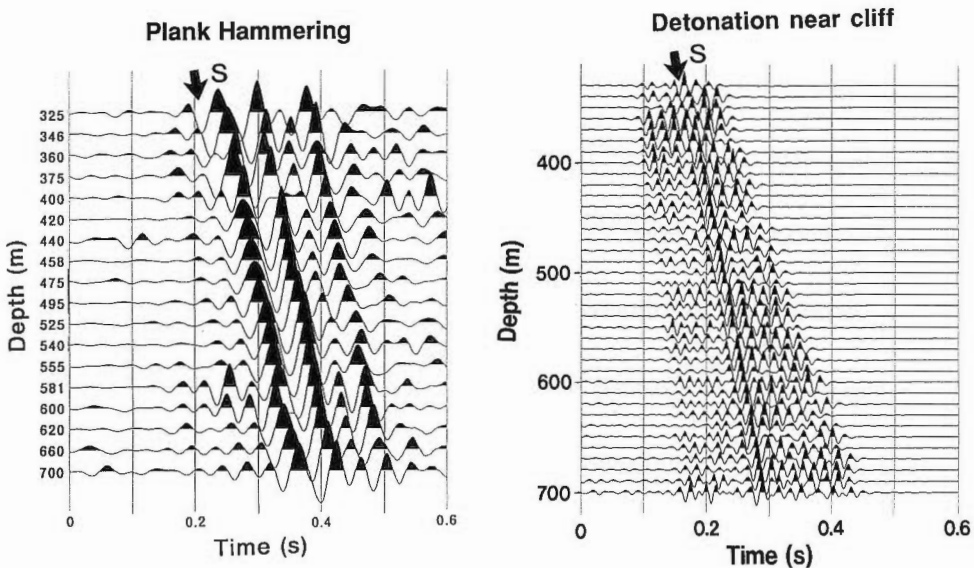
第2図 BHTVによって観察された亀裂の頻度分布。黒抜きは応力場と調和的な方向を持つ亀裂を表し、白抜きはその他の亀裂を示す(Kuwahara *et al.*, 1991)。

Fig. 2 Fracture frequencies versus depth revealed by BHTV. Solid circles denote the fractures whose strike are consistent with the stress direction, and open circles are for the other fractures (Kuwahara *et al.* 1991).

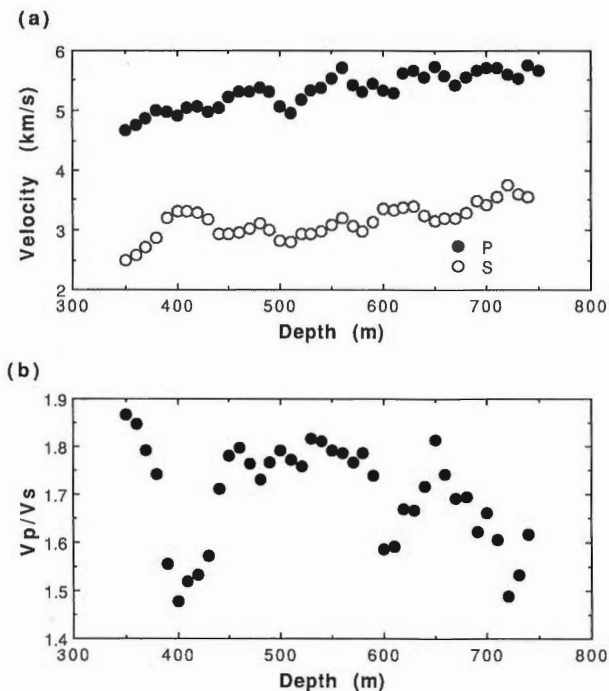
度と亀裂の少ない深度でP波、S波速度が有意に変化することと、S波速度の偏向異方性が存在しても非常に小さいという事実を同時に説明するための亀裂分布モデルを提案した。すなわち、BHTVのデータから示される亀裂が密な深度区間においては、BHTVでみられるような選択配向した亀裂のモデルでは弾性波速度の観測値を説明できず、等方的に配向した亀裂が亀裂密度 $\varepsilon=0.3$ で分布する必要があることが示された。ここで $\varepsilon=Na^3$ (N : 単位体積当たりの亀裂の数, a : 亀裂の半径) で定義する。Kuwahara *et al.* (1991) が用いたS波の卓越周波数は20Hz程度である。この場合、弾性波速度に影響を与える亀裂のサイズは2節で議論したように $a < \beta/\omega$ ($\beta \sim 3000\text{m/s}$)、すなわち約30m以下のものである。したがって、Kuwahara *et al.* (1991) の実験では、弾性波速度に影響を与える亀裂のサイズは、BHTVで観察できる亀裂のサイズ (10m程度以上) よりも小さかったと言える。

上記のS波異方性測定に加えて、より高精度にP波、S波速度の深度変化を測定するために高周波VSPを行った。P波については通常のダイナマイト震源を用いることによって100Hz程度の記録を得ることができるが、S波については通常のS波インパクターや板たたき法ではせいぜい20Hz程度しか得られない。そこで今回は、狐崎・後藤(1992)が指摘しているように、地表付近の構造や地形の不均一によりダイナマイトなどのP波震源からもS波が発生しうることを利用した。すなわち、GF-2近傍の崖のそばでダイナマイトを発震し、崖の効果でS波の発生を期待することにした。この方法の詳細は大湊ほか(1994)に述べられているのでここでは省略するが、約50HzのS/NのよいS波が得られた。このときの記録例を板たたき法によるS波記録と比較し第3図に示す。この記録からP波、S波の区間速度を求めた結果を第4図に示す。大局的にはP波、S波速度、 V_p 、 V_s は深度とともに増加し、 V_p/V_s は減少する。この V_p 、 V_s 測定値からO'Connell and Budiansky(1974)の提案する方法に基づき亀裂密度 ε および亀裂のアスペクト比 $\alpha=c/a$ (c : 亀裂の開口幅) を求めることができる。

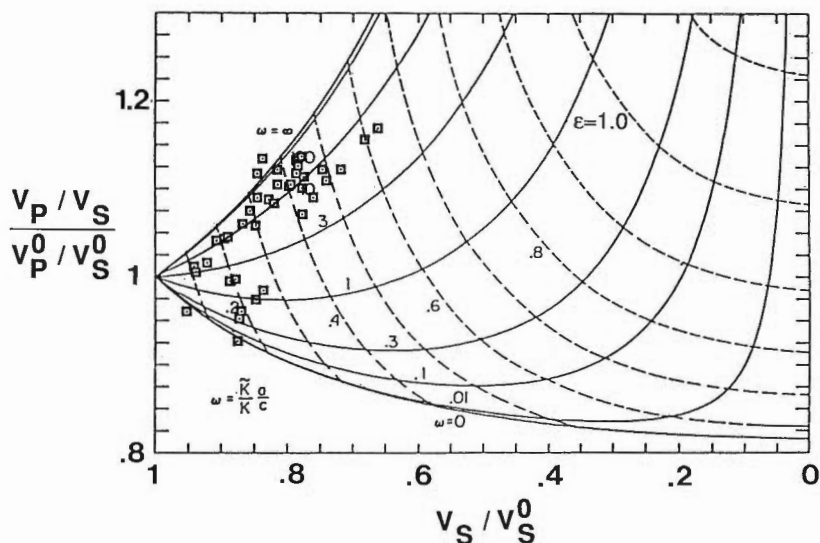
第5図にO'Connell and Budiansky(1974)が用いたのと同様の図を使って V_p/V_s と V_s の関係を示す。O'Connell and Budianskyの方法では亀裂を含まないマトリックスの V_p 、 V_s 値 (V_p^0 、 V_s^0)が必要になるが、ここでは V_s の最も大きい値を示す深度のそれをマトリックスの値、 V_p^0 、 V_s^0 、とした。GF-2では全深度にわたって均質な溶結凝灰岩であることからこの仮定は妥当なものと考えられる。第5図の V_p/V_s と V_s の



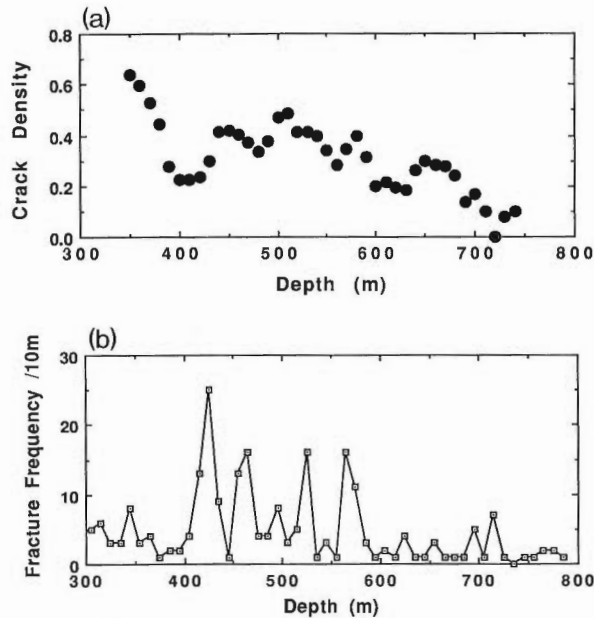
第3図 板たたき法と崖近傍の発破により発生したS波の比較。
Fig. 3 Comparison of S-waves generated by plank hammering and by detonation near a cliff.



第4図 (a) V_p , V_s の深度変化. (b) V_p/V_s 比の深度変化.
 Fig. 4 (a) V_p and V_s versus depth. (b) V_p/V_s versus depth.



第5図 V_p/V_s と V_s の関係(小四角). 実線コンターは等亀裂アスペクト比, 破線コンターは等亀裂密度曲線(O'Connell and Budiansky, 1974). 亀裂は水で満たされていることが仮定されている. プロットされるデータの位置から亀裂密度とアスペクト比が求められる.
 Fig. 5 Plots of V_p/V_s versus V_s . Contours of constant crack aspect ratio (solid curves) and crack density (dashed curves) are shown (O'Connell and Budiansky, 1974). Plotted positions of the data on this diagram simultaneously determine both the crack density and aspect ratio.



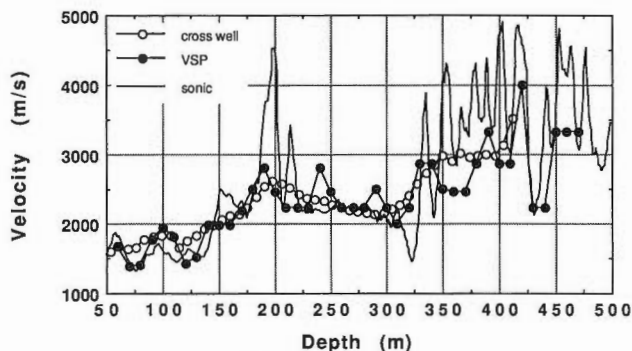
第6図 (a) P波速度とS波速度から求めた亀裂密度。サイズ10m以下の亀裂を示す。(b)BHTVから求めた亀裂の頻度。より大きな亀裂の深度分布を示すと考えられる。
 Fig. 6 (a) Crack density estimated from P- and S-wave velocity. The fracture sizes are smaller than 10m. (b) Fracture frequency derived from BHTV. The fracture sizes are larger than those of (a).

関係は ϵ (破線)と α (実線)だけの関数であり、データがプロットされた位置から ϵ と α の値が読みとれる。なお、O'Connell and Budiansky (1974)ではアスペクト比に関するパラメータは、水の体積弾性率 \bar{K} と岩石マトリクスの体積弾性率 K を含めたパラメータ ω として記述してある。測定データは α はほぼ一定で ϵ だけが大きく変化していることを示している。この方法で求めた亀裂密度 ϵ と深度の関係を示す。第6図(a)に示す。 ϵ は変動しながらも、全体的傾向としては、深度とともに減少している。これは深度の増加に伴い静岩圧が増加し亀裂が閉じていくことを示す。第6図(b)に比較のためBHTVで求めた亀裂の頻度分布を示してある。GF-2ではBHTVで観察される亀裂頻度の深度分布と速度測定から推定される亀裂密度の変動の対応関係は見られない。すなわちBHTVでみられるような大きな(30m以上)亀裂の卓越する深さと速度変化から推定されるサイズ30m以下の亀裂の卓越する深さととは一致していない。

3.2. 丹那(TN-2S)

BHTVによると、TN-2Sでは亀裂は深度331m以深の玄武岩溶岩中で約20程度数えられただけであった。またそれらの走行には顕著な卓越方向は見られなかった(伊藤, 1992)。一方、TN-2Sでは坑井掘削の記録から数多くの亀裂が確認されている(NEDO, 1990)。これらの結果は、TN-2SではGF-2に比較して破碎はかなり進んでいるが、検層で観察できるような開口幅1cm以上の亀裂は少ないことを示す。

TN-2SでのS波の偏向異方性は中尾ほか(1994)により測定された。彼らによると深度160m~200m区間ではいくつかの手法で求めた異方性の方向は一致しなかったが、何らかの異方性が存在していることが示唆された。また約300m以深の溶岩層で20%以上の偏向異方性がみられた。300m以深の最も速度の大きいS波の振動方向はほぼ南北方向であり丹那断層の走行と一致する。この実験で用いられた弾性波の波長は約50mであり、TN-2Sでは300m以深についてはこれよりもサイズが小さく南北方向に選択配向した亀裂が多数存在していると推定できる。



第8図 TN-2SにおけるVSP、ソニック検層、坑井間トモグラフィーにより決定されたP波速度の比較。
Fig. 8 P-wave velocities obtained from the array sonic logging, the crosswell tomography, and VSP.

れないことが注目される。これは一見、S波で異方性が見られたことと矛盾するように見えるが、S波VSPの異方性の原因を南北走行を持ち水で満たされた鉛直亀裂、あるいは東西走行の45°傾斜の亀裂だとするとP波、S波の観測事実は説明できる(例えば、Crampin, 1978の式7)。一方、ソニック検層に着目すると深度300m以浅については、180~200mでの検層速度のみが極端に大きいことをのぞいて、3つのデータの一致は極めてよい。また深度300~450mでは検層による速度が20%程度速い。これら検層速度の方が大きい180~200mと300~450mの深度区間ではS波VSPから異方性の存在が指摘されており、検層記録だけが速いことは、第1図で指摘した弾性波速度の分散現象を見ていると考えられる。

5. 結 論

玉川熔結凝灰岩のみで構成され、地質の単純な田沢湖地域の坑井(GF-2)と、角礫岩や玄武岩溶岩が互層を成し、破碎の進んだ非常に複雑な地質で構成される丹那地域の坑井(TN-2S)の地下亀裂パラメーターに関する比較考察を行い、以下の結論を得た。

地質の単純なGF-2においてはサイズ数10m以上の大きな亀裂が発達し、その走行はその地域の応力場と調和的である。この地域のマイクロクラックは必ずしも応力場を反映せず、また数10mという深度幅でみたとき大きな亀裂とマイクロクラックの密度に相関はない。破碎の進んだTN-2Sにおいてはサイズ数10m以上の大きな亀裂の数は少なく方向はランダムである。比較的P波速度の大きい熔岩層内ではサイズ数10m以下の亀裂があり、丹那断層にはほぼ平行な卓越方向をもって高密度で分布している。

このように両坑井とも亀裂のサイズの違いにより、亀裂の方向や密度に関して統計的に異なる分布を持ち、地質の複雑さの違いでその現れ方も異なる。今後、このような事例研究を増やして、岩質やその地域のテクトニクスの違いと地下亀裂の発達様式の関係を探っていきたい。

謝辞: 本研究を進めるにあたり宮崎光旗技官には研究の初期から多大な協力、議論をしていただきました。また横田俊之技官にはトモグラフィー解析結果についてデータの提供ならびに議論していただきました。匿名の査読者からは有益なコメントをいただきました。記して感謝いたします。

文 献

- Blenkinsop, T. G. (1990) Correlation of paleotectonic fracture and microfracture orientations in cores with seismic anisotropy at Cajon Pass drill hole, southern California, *J. Geophys. Res.*, vol. 95, p. 11143-11150.
- Crampin, S. (1978) Seismic-wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 53, p. 467-496.
- (1984) Effective anisotropic elastic constant for wave propagation through cracked solids, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 76, p. 135-145.
- Hudson, J. A. (1981) Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 64, p. 133-150.
- 伊藤久男(1992) 坑井データによる丹那断層近傍の断裂構造, 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に伴うデータの解析・評価 断裂型貯留層探査法解析・評価(平成2-3年度), 地質調査所, p. 101-119.
- 中尾信典・大湊隆雄・乗原保人・伊藤久男・木口 努(1994) VSP法から求めた丹那断層近傍における強いS波偏向異方性, 物理探査, vol. 47, p. 323-334.
- Kawahara, J. (1992) Scattering of P, SV waves by random distribution of aligned open cracks, *J. Phys. Earth*, vol. 40, p. 517-524.
- and Yamashita, T. (1992) Scattering of elastic waves by fracture zone containing randomly distributed cracks, *PAGEOPH*, vol. 139, p. 121-144.
- Kikuchi, M. (1981) Dispersion and attenuation of elastic waves due to multiple scattering from cracks, *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 27, p. 100-105.
- 狐崎長琅・後藤典俊(1992) 鉛直加振によるSH波の発生(1) -背景と意義-, 物理探査, vol. 45, p. 263-272.
- Kuwahara, Y., Ito, H. and Kiguchi, T. (1991) Comparison between natural fractures and fracture parameters derived from VSP, *Geophys. J. Int.*, vol. 107, p. 475-483.
- NEDO(新エネルギー・産業技術総合開発機構)(1990) 昭和63年度地熱探査技術等検証調査断裂型貯留層探査法開発弾性波利用探査法開発(坑井掘削・検層・坑井テスト及び断裂特性の総合評価)報告書, 346p.
- O'Connell, R. J. and Budiansky, B. (1974) Seismic velocities in dry and saturated cracked solid, *J. Geophys. Res.*, vol. 79, p. 5412-5426.
- 大湊隆雄・伊藤久男・中尾信典・乗原保人・木口 努(1994) 震源近傍の不規則地形を利用したS波の発生, 本報告書.
- Pyrak-Nolte, L. J., Myer, L. R. and Cook, N. G. W. (1990) Anisotropy in seismic velocities and amplitudes from multiple parallel fractures, *J. Geophys. Res.*, vol. 95, p. 11345-11358.
- Stone, D. (1984) Sub-surface fracture maps predicted from borehole data: an example from the Eye-Dashwa pluton, Atikokan, Canada, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 21, p. 183-194.
- Yokota, T., Rokugawa, S., Okubo, Y. and Ashida, Y. (1993) Tomographic velocity reconstruction for a fault dominant area, 物理探査, vol. 46, p. 499-507.

震源付近の不規則地形を利用したS波の発生

大湊隆雄*・伊藤久男*・中尾信典*
宮崎光旗**・桑原保人**・木口 努**

Shear wave generation from P type source due to irregular topography
at the surface

Takao OHMINATO, Hisao ITO, Shinsuke NAKAO
Teruki MIYAZAKI, Yasuto KUWAHARA and Tsutomu KIGUCHI

Abstract: These days, the requirement for S wave seismic survey is growing. The demand for high frequency S source is also increasing.

In this paper, first we briefly review various artificial S wave sources. Then we perform numerical computation for S wave generation from an irregular structure at the surface. We applied 2.5 dimensional numerical computation using FDM scheme for this purpose. We present several numerical results to show the characteristics of the generated S wave.

Then, we show the result of the two VSP experiments which were conducted to confirm whether applying simple source near the surface irregularity really generates S wave, and to know whether it is really applicable to VSP survey.

The first experiment was conducted so that we would be able to confirm whether the S wave was really generated with effective amplitude from a weight drop source applied near the steep cliff. The result of this experiment was successful. The dominant frequency of the generated S wave is about 20Hz.

The main purpose of the second experiment was to utilize the S wave which was generated from an irregular surface structure for the VSP survey of subsurface crack parameters. We used explosive source near the same cliff as the first experiment and the dominant frequency of the generated S wave was again about 50Hz.

Finally we compare the observed S wave with the numerical result.

1. はじめに

地下亀裂は地熱貯留層を形成すると考えられており、地下亀裂のサイズ・方向・密度などの性状やその広がりを把握することは地熱資源探査において重要な位置を占める。弾性波による探査はこのような地下亀裂を探査する上で極めて有効な手法の一つである。地下亀裂などの断裂構造が存在する領域を弾性波が透過する際に、速度変化・散乱・減衰・分散・異方性などの現象を生ずる。これらの現象を定量的に測定することにより、地下亀裂の大きさや広がりなどの亀裂パラメータを知ることができる。亀裂の探査においては複数の物理量を測定することにより、亀裂パラメータをより正確に知ることができる。そ

* 地殻熱部
** 地殻物理部

Keywords: S wave, irregular structure at the surface, VSP, 2.5 dimensional problem

の意味で、弾性波探査においてはP波探査のみでは不十分であり、S波も利用することが不可欠である。しかしながら現状ではS波を用いた探査が十分に行われているとは言いがたい。

P波探査では得られない物理量を測定できるという意味で、S波探査の応用範囲は亀裂探査にとどまらない。現在、最も広く行われている弾性波探査法はP波の屈折波を用いた地表探査であるが、最近では弾性波探査の目的は、単純に速度構造のみを決定することからポアソン比などの物性を評価することへと移りつつある。すなわち、地下構造について物性を含めた総合的な解釈を加えることが求められており、そのためには、亀裂探査の場合と同様にP波から得られる情報だけでなくS波から得られる情報も用いる必要があるという認識が高まってきている。このような状況を背景として、弾性波探査の様々な局面においてS波探査への関心が高まってきている(狐崎・後藤, 1992)。

ここで問題となるのがS波震源である。屈折法や反射法等の地表探査において用いられてきたP波震源は長い歴史をもち、様々なタイプの震源が実用化されている。それに対して実用的なS波震源の種類は限られている。特に、高周波を発生させるS波震源は非常に少ない。P波については単純な重錘落下震源でも80Hz程度は容易に発生させることができるし、エアガンや発破震源であれば数100HzからキロヘルツオーダーのP波も発生させることができる。一方S波についてこれだけの高い周波数を発生させることは容易ではない。

狐崎・奥住(1990, 1992)、狐崎・後藤(1992)、狐崎ほか(1992)が地表の不規則構造を利用したS波の発生について、実験および理論の両面から詳細な論文を発表しているが、高周波S波震源を求めていた我々はこれらの論文に刺激されて、地表の不規則地形を利用してS波を発生させるための実験を行った。

本報告では、はじめにS波震源について簡単なレビューを行い、その後S波の発生機構およびその性質を知るために行った2.5次元差分法による数値シミュレーションの結果を示す。次に、我々の行ったS波発生の実験について述べ、最後に数値シミュレーションとの比較を行う。

2. 高周波S波によるVSPの目的

我々は弾性波による亀裂探査法としてVSP (Vertical Seismic Profiling) 法を用いた。VSPとは坑井内に受振器を設置し、地表発震による弾性波を坑井内で受振するものである。地表探査では反射波や屈折波を用いた解析が行われるが、VSPでは坑井内に受振器を置くことによって直達波を利用することができる。直達波を用いることにより、反射波や屈折波では検出が難しい弾性波の減衰や異方性を比較的容易に測定することができる。

地下亀裂の密度やサイズなどの地下亀裂パラメータを減衰や異方性から求める方法として、減衰については周波数依存性を、異方性については速度分散を測定するという方法がある。周波数依存性や分散を測定するためには広い周波数帯域のデータを得る必要がある。低周波側は数Hzから、高周波側は数100 Hz程度までのデータを使うことができることが望ましい。本報告で述べる高周波S波の発生実験はVSP探査への応用を目的としている。P波震源については先に述べた様にエアガンや発破震源によりキロヘルツオーダーの弾性波を発生させることが可能であり、周波数依存性を調べることに特別な困難はない。これに対して、S波震源については高周波を発生させることは難しく、周波数依存性を測定することはP波に比べて困難である。

3. 既存のS波震源

ここで、S波震源について簡単なレビューを行う。まず初めに、機械的にS波を発生させる震源を考える。弾性波探査に利用されている機械式のS波震源としては、板叩き法・S波インパクト・S波バイブレーター等がある。いずれの震源も地表に水平方向の力を作用させることによりS波を発生させている。それぞれの震源の特徴を第1表にまとめる。

第1表 様々なS波震源

Table 1 Comparison of various type of S wave source.

震源	周波数	探査深度	移動性	費用	その他
板叩き(人力)	~20Hz	100mまで	難	普通	
バネ式板叩き ¹⁾	~20Hz	数100mまで	難	普通	
S波大砲 ²⁾	~20Hz	1000m以上	難	普通	装填時間大
S波インパクト ³⁾	~20Hz	数100m~1000m	容易	普通	P波も発生
Sバイブレータ	数10Hz	1000m以上	容易	高額	大型

1)毎熊(1977), 2)Shima and Ohta(1968), 3)黒田(1991)

板叩き法は地表に置いた板を水平方向に打撃することにより接地面に作用する剪断応力によってS波を発生させる方法であり、P波成分の少ない比較的純粋なS波を発生させることができる。板叩き法は、板の打撃方法によっていくつかの種類に分類される。人力によるものは小規模な地表探査に利用されている。深部の探査など、大きなエネルギーが必要とされる場合には板を打撃する錘りを機械的に加速することによりエネルギーを増加させる。錘りを加速する方法としては(1)バネの利用(2)錘りを振り子のように振る(3)火薬の爆発力で加速する(S波大砲)、などが考案されている。実際に板を打撃するわけではないが、媒質と震源とのコンタクトの仕方が同じという意味で、S波大砲もここに含めた。他に、高圧ガスで錘りを加速する震源もあるが原理的にはS波大砲などと大差無いのでここでは触れない。発生するS波の周波数はいずれの方法でも10~20Hz程度である(例えば、毎熊・山名, 1977; Shima and Ohta, 1968)。

S波インパクトは地表に置いたプレートを加圧した窒素ガスで加速したピストンで斜めに打撃することによりS波を発生させる。板叩き震源と違って鉛直方向の力も作用するため、S波と同程度かそれ以上の振幅のP波も発生する。そのため、プレートを右から叩いた場合(右打ち)と左から叩いた場合(左打ち)の打撃方向の記録を取り、その2つの記録同士の減算を行うことによってP波成分をキャンセルし、S波成分のS/Nを上げる処理を行うのが普通である(例えば、中尾ほか, 1994)。S波インパクトは震震間隔が比較的短く震源の移動も容易であるため作業効率という点からは好ましいが、発生周波数が低いという板叩き震源と同様な問題がある。また、S波インパクトの場合は、打撃面でS波が発生しているというよりもむしろ地表数mから数十mの風化層がゆすられることによりS波が発生している可能性もある。打撃方向と発生するS波の振動方向が一致しないことがあるという報告もある(中尾, 私信)。これは、実験フィールド毎の表層地盤に依存した問題と考えられ、今後の研究が待たれる。

S波バイブレータは周波数範囲も比較的広く伝達距離も長い。P波の発生も少なく、S波震源としてはほぼ理想的な性能を備えている。ただしS波バイブレータは震源車の車体が大きく、実際に現場で使用するには道幅等に制限される場合がある。費用も比較的高額である。

第1表には含めなかったが、地面に押しつけた円盤を振動的に回転させることにより純粋なSH波を発生させる装置も考案されている(坂田, 1992)。地面に押しつける2台のP波バイブレーターを併置して逆位相で振動させることにより、2台を結ぶ軸の方向に振動するS波を発生させるSHOVER法も機械的にS波を発生させる震源として知られている(Edelmann, 1981)。

ここに挙げた震源の中でもっとも経費がかからずP波の発生も少ないのは板叩き震源であるが、周波数が20Hz程度と低いという欠点がある。また、エネルギーが弱いためにスタック回数を増やす必要があり、作業時間がかかる。震源の移動も難しい。このように、既存の震源では作業能率や発生周波数・費用などの点でそれぞれ一長一短がある。

4. 機械式のS波震源以外の震源からのS波発生

前節で述べたような機械式のS波震源以外からもS波は発生する。震源近傍に不均質性のある媒質中や不規則構造を持つ地表付近では発破等の等方的な震源からでもS波は発生する。

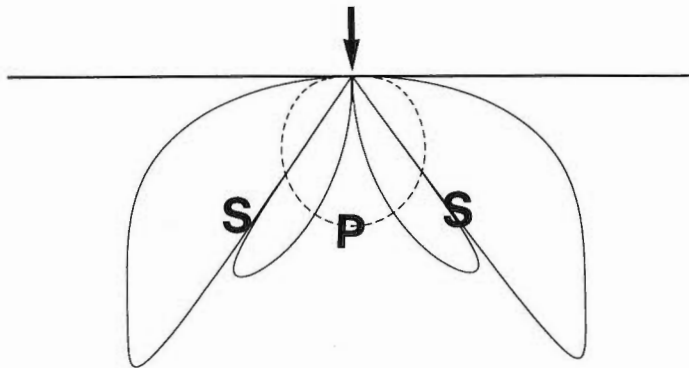
例えば、大規模な爆破の場合にもS波の発生が観測されている。これは震源域でのクラックの生成によるものと考えられている (Kisslinger *et al.*, 1961)。クラックの生成は不可逆変化を引き起こし震源の再現性を失わせる。したがって、このような震源は物理探査で用いる震源と同列で扱うことは難しい。

地表探査やVSP探査でしばしば用いられる発破震源の場合、通常は深さ数mから数十mの発破孔を掘削してその発破孔内で発震する。その際、発破孔そのものの影響によりS波が十分な強度で発生する (Heelan, 1953; White and Sengbush, 1963; Lee and Balch, 1982)。発破孔の形状の効果を考えなくとも自由表面近傍で発震する場合には明瞭なS波が発生するが、これは特にS*と呼ばれることがある (Hron and Mikhailenko, 1981)。

水平面を鉛直方向に打撃したときにもS波は発生する。この場合の方位依存性は第1図のようになる。P波の方位依存性も破線で示した。この時に発生するS波はいわゆるSV波である。この震源では鉛直下方がS波の節面に相当するので、鉛直下方へ伝わるS波の振幅は小さい。そのため、震源が測定坑井の抗口付近にあるゼロオフセットVSP探査には適用することができない。

上に述べた震源においては、震源で発生したP波がS波に変換されるというよりもむしろ、震源付近の構造の対象性が失われたために震源そのものからS波が発生すると考えるべきであろう。

狐崎・奥住 (1990, 1992) は地表の不規則地形を利用したS波の発生を報告している。彼らの行った実験は、地表に溝を掘りその近傍で重錘落下震源を用いることにより鉛直下方に伝播するS波が発生するというものである。S波発生の原理として彼らは、震源付近に存在する弾性定数の大きく変化する境界での散乱現象によりS波が発生したものと解釈している。発生するS波の振動方向は溝に対して垂直であり、鉛直下方にもS波が伝播する。



第1図 半無限媒質表面を鉛直に打撃した場合のP、S波の放射特性。ポアソン比0.25を仮定した。破線がP波、実線がS波を表す。鉛直下方にはS波は伝播しない。

Fig. 1 Radiation pattern of P and S wave when vertical single force is applied at the surface of half-space. Poisson's ratio of 0.25 is assumed. Broken line and solid line indicate P and S waves, respectively. Notice that no S wave is propagated in the vertical direction.

5. 2.5次元差分法による数値シミュレーション

5.1 2.5次元計算とは

地表面に崖などの不規則構造がある場合に、その近傍で重錘落下震源や発破震源などを作用させた場合に、発生するS波はどのようなものになるであろうか？

崖によるS波の発生を評価するために、差分法を用いたS波発生の数値シミュレーションを行った。崖と震源との幾何学的配置と発生するS波の強度、周波数特性を評価することを目的とした。問題を単純化するために、崖は段差に直交する方向に無限に広がると仮定した。このように仮定することにより、数値シミュレーションを行う際に、崖を2次元の構造として扱うことができる。崖の横方向の広がりが波長の数倍程度より大きければ、このような仮定をして構わないであろう。崖の広がりが波長程度かそれ以下の場合にはもはやこの仮定は成り立たず、定量的な議論は難しくなる。しかし、小スケールの構造を考えた場合には2次元構造として扱うことができなくとも、大局的な構造を考えれば再び2次元構造としての取り扱いが可能になる場合もある。

波動場自身は幾何減衰を正しく評価するために、3次元として扱う。このように、構造は2次元とみなすが波動場は3次元として扱うという問題は、2.5次元問題と呼ばれている。波動場も構造も完全に3次元の問題を扱うことは現在の高速計算機でも難しいが、たとえ構造は2次元でも波動場は3次元の場として扱いたいという場面は多い。

弾性波探査の分野では2.5次元問題はしばしば現れる。例えば、反射法では測線に直交する方向には構造の変化がないという仮定を設けることが多く、これはまさに2.5次元問題である。また、地震学の分野でも2次元とみなせる構造が研究の対象になることがある(古村・竹中, 1992; 岡元, 1992など)。

5.2 2.5次元計算の必要性

崖の存在によるS波の発生およびVSP配置による受振という問題について、2次元の問題としての数値計算は横井(1993)によって行われている。彼は構造も波動場も2次元として間接境界要素法を用いて解き、最後に点震源による3次元波動場として扱うための振幅補正を行っている。この補正には、震源と受振点が十分に離れているという遠方近似解を用いている。

この問題を2次元問題として解く上記の方法には2つの問題点がある。ひとつは、震源、受振点、崖の幾何学的配置の問題である。2次元の構造を考える時、構造に垂直な面内(以後、対称面と呼ぶ)に震源と受振点がある場合には波動の回り込みを考える必要がないので、横井(1993)のように2次元計算の結果に振幅の幾何減衰および位相ずれを補正すれば十分である。これに対し、構造は2次元であっても震源と受振点が対称面内に無い場合には、両者は本質的に異なり、2次元の計算に補正を施して3次元計算の代わりとするわけにはいかない。実際の現場実験においては坑井の曲がりの影響や不規則地形と坑井の配置などにより震源と受振点が対称面内に無い場合があるが、その場合には2次元計算では不十分である。

もう一つは、遠方近似解の適用範囲の問題である。遠方近似解で近似できる条件を考えてみよう。計算に現れる長さの基準となるのは震源と受振点の距離 d と波長 λ である。横井(1993)の計算では H を崖の高さとして、震源-受振点間隔が $5H$ 、扱う波長の範囲は $H/2 \leq \lambda \leq 10H$ としている。 $\lambda \leq 2H = 0.4d$ 程度の場合には受振点が震源から十分に離れているとみなすことができるので遠地項が主要項となり、遠方近似解による補正は正しい。しかし、 $\lambda \geq 5H = d$ の場合には近地項が卓越してくるため、遠方近似解による補正では不十分になる。

実際のVSP測定においては、風化層のある地表付近のS波速度を300m/s程度とすると10~30HzのS波の波長は10~30mとなるので、受振点が数10m下方にあれば、遠方近似解による補正で十分である。しかし、風化層が非常に薄く、地表付近で既にS波速度が1000m/sを越えているような場合にはS波の波長

が30~100mとなる。そのため、100m程度の浅い部分については遠方近似解補正では不十分であり、このような場合、3次元の波動場をまともに扱う必要が出てくる。

VSP配置以外にも2.5次元計算の適用が望ましい場合は多い。先に述べたように、反射法はその一例である。海外では3次元反射法が主流となったが日本国内では、コストが非常にかかるために2次元反射法ほど広くは行われてはいない。そのため、数値シミュレーションなどを行う場合には用いるべき構造が2次的にしか分かっていない場合が多い。この意味で、構造について3次元を正面から扱うような場面はまだ少なく、2次元の仮定をすることが多い。これに対し、波動場については3次的に扱うことが多い。

波動場を3次的に扱う場合のメリットは、(1)震源と受振点が対称面内にあると言う仮定が不要(2)近地項を近似無しに扱える、という点に加えて、(3)震源のメカニズムに制限が無い、ということである。3番目に挙げた震源メカニズムに関する点は、例えば微小地震等の自然地震を利用する場合には震源メカニズムを考慮することが必要となるので重要である。

このように、実際の地震波形データとシミュレーションによる理論波形を比較する場合、2.5次元計算が必要になる場合がしばしばある。従来はこれを、2次元計算で代用する 경우가多かったが、これからは2.5次元計算を積極的に採り入れるべきであろう。3次元の計算は実用的な精度で計算を行うことは現在でもなお困難であるし、そもそも地下の3次元構造がほとんど分かっていないという現状があり、この意味で数値シミュレーションにおける3次元計算は将来の課題である。これに対し、2.5次元計算は現在既に現実的かつ重要な手法であると言える。

今回の実際の現場における震源・受振点・崖の幾何学的配置を考えると、2次元計算を行い、最後に振幅補正を行うという横井(1993)のアプローチでもそれほど不都合はないが、上に述べたような2.5次元計算の必要性を考慮し、2.5次元問題として計算を行う。

5.3 2.5次元計算例

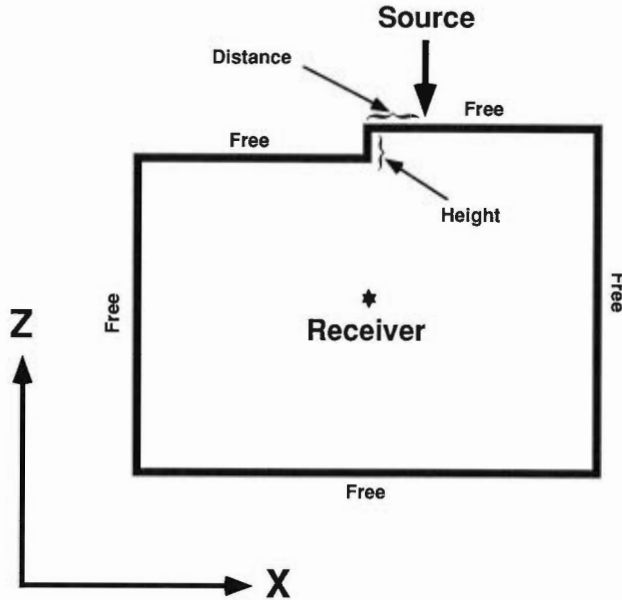
計算は、差分法を用いて行った。差分計算の条件は次のとおりである。地形の効果のみを考慮し、速度構造の異方性や不均質は考えない。鉛直上方を z 軸とし、崖の延びる方向を y 軸とする。崖は y 軸方向に無限に広がっていることを仮定している。震源は鉛直下向きのシングルフォースとし、崖からの距離は $d=0$ とした。震源時間関数はRicker waveletを採用し、計算は長さの基準を崖の高さ H 、速度の基準をS波速度として各パラメータを無次元化して行った。計算領域を第2図に、計算に用いたグリッドサイズ、速度等のパラメータを第2表に示す。計算領域の境界は全て応力0の自由表面の境界条件とし、境界からの反射波が結果に影響する前に計算を打ち切っている。2.5次元問題としての弾性運動方程式の差分化については、APPENDIXにゆずる。

2.5次元計算で励起関数の周波数依存性を計算してみる。横井(1993)ではポアソン比の影響も調べているが、ここでは0.25に固定した。

カットオフ周波数がややずれるが横井(1993)の結果とほぼ等しい(第3図)。横軸は f を周波数、 β をS波速度として、崖の高さ H とS波速度 β で無次元化された周波数 fH/β である。計算を行う前には、崖

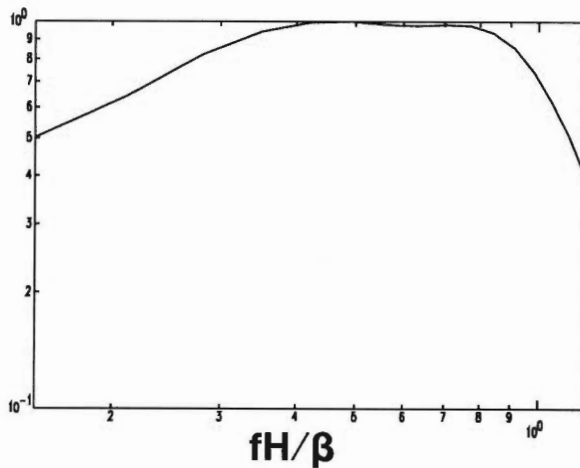
第2表 差分法の計算に用いたパラメータ(無次元化したとき)
Table 2 Parameters used in FDM calculations.

grid size (Δx)	0.083333
grid size (Δz)	0.083333
time step (Δt)	0.0278
velocity (V_p)	1.7321
velocity (V_s)	1.0



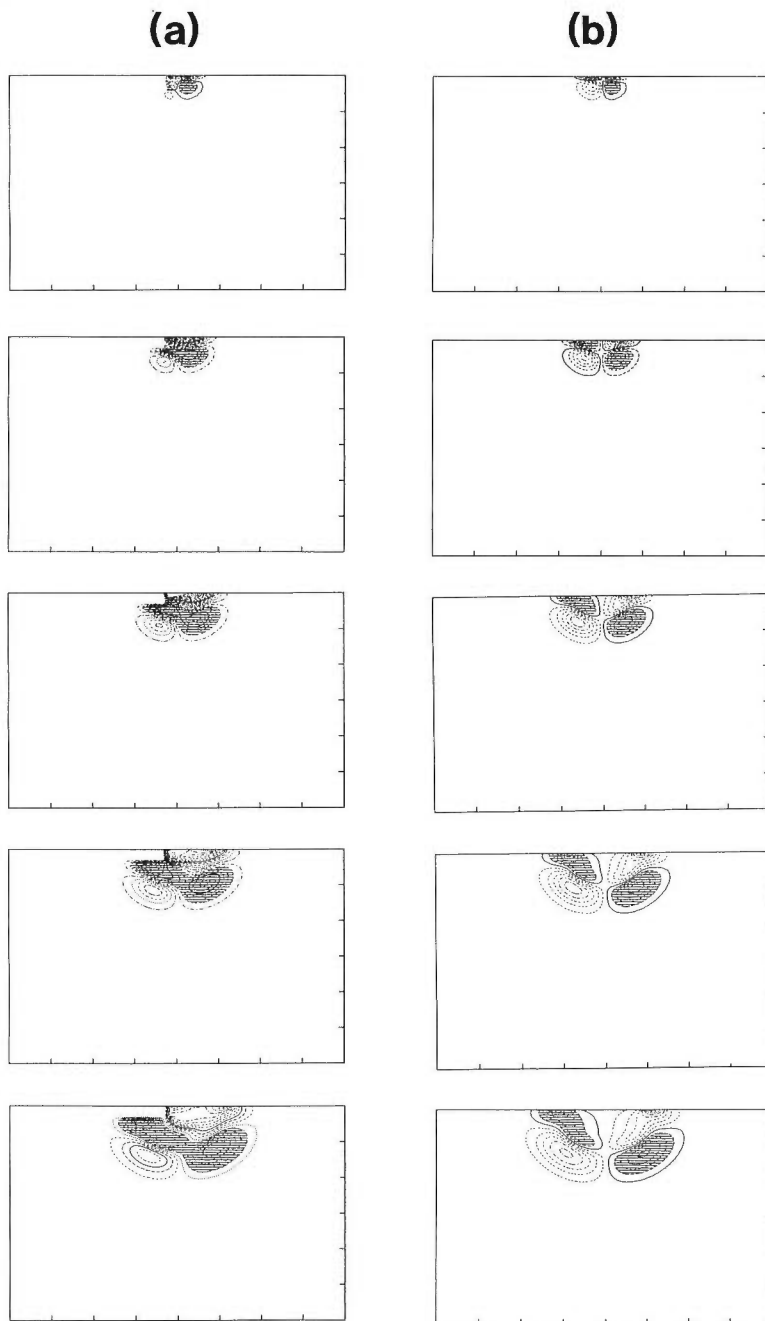
第2図 数値計算に用いたモデル 鉛直上方をz軸, 図の右に向かってx軸を取り, 紙面の表から裏に向かう方向にy軸を取る. 震源は鉛直下向きのsingle force. 計算領域の境界は全て自由端とし, 境界からの反射波が受振点に到達する前に計算を打ち切っている.

Fig. 2 Computational region for the synthetic seismograms. z-axis is in the vertical direction and x-axis is in the right direction. Source is a downward single force applied at the surface. All the boundaries of the computational region are stress free boundary. Computation is terminated before the reflection from the artificial boundary reaches the receiver.



第3図 S波励起関数の周波数依存性 横軸は崖の高さとS波速度で無次元化した周波数, 縦軸横軸ともログスケールである. 0.25付近にカットオフ周波数がある.

Fig. 3 Excitation characteristics of S wave as a function of non-dimensional frequency. Horizontal axis is non-dimensional frequency normalized by the cliff height H and shear wave velocity β . Both horizontal and vertical axis is logarithmic scale. Cutoff frequency is around 0.25.



第4図 数値シミュレーション結果のスナップショット xz 面内での水平成分を示す。(a)は崖がある場合、(b)は崖が無い場合である。(b)では震源直下は節面にあたるためS波の振幅はゼロである。崖のある場合は、鉛直下方に伝わるS波の発生が見られる。

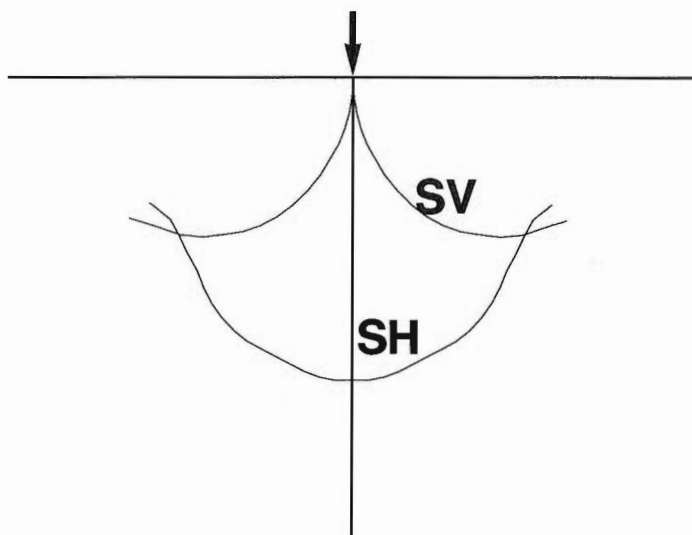
Fig. 4 Snapshots of the result of numerical simulation. Horizontal component in the xz plane is shown. Figure (a) is the result from a model with a cliff. Figure (b) is the result from a model without cliff. S wave which is propagating in the vertical direction exists only in the fig.(a).

に共鳴する周波数が存在し、その周波数成分が強く励起されるのではないかと予想したが、この図を見る限りは、そのようなことは起きていない。低周波側で励起関数が落ちているのは崖の高さが弾性波の波長に比べて小さくなり、S波の励起に寄与しにくくなるためであろう。高周波側での励起関数の落ち込みは、差分の格子間隔による数値計算上現れる現象である。本来は、高周波側はフラットになっているはずである。

第4図(a)は計算された波動場の x 成分のスナップショットである。これは、震源を含む鉛直面内(対称面内)での波動場であり、横井(1993)の第5図に相当する。鉛直下方に伝播する波動についてS波は x 成分に現れる。これをみると、崖の下の端からS波が励起される様子がわかる。比較のために崖がない場合を右に示した(第4図(b))。地表に不規則構造がないフラットな場合には鉛直下方は節面にあたるため、S波は到達しない。これに対し、地表に崖という不規則地形が存在する場合には、鉛直下方に伝わるS波が励起されている。

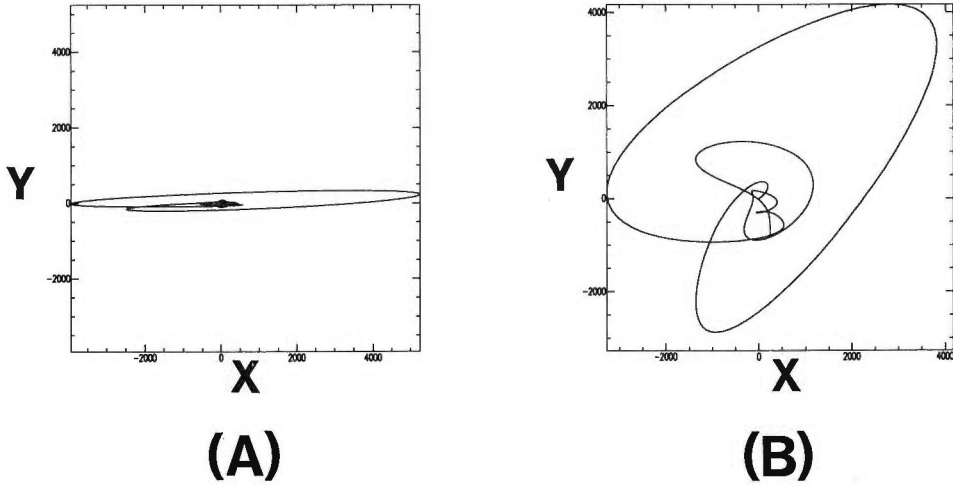
次に、受振点が対称面(xy 面)から外れている場合を考える。受振点は崖を含む鉛直面内にあるとする。このような場合を考慮できるのが2.5次元計算の利点である。媒質として等方均質媒質を考えているので波線は震源と受振点を結ぶ直線となる。波線に対して平行な振動成分がP波であり垂直な振動成分がS波である。S波の発生位置がP波震源の位置と離れている場合はS波の発生位置を震源とすべきだが、本計算における配置では震源と受振点が震源と崖との距離に比べて十分離れているので、P震源と受振点を結ぶ直線を波線とし、この波線に垂直に振動する成分をS波とする。受振点が yz 面にある場合を考えると、 x 成分がSH波であり yz 面内で波線に直交して振動する成分がSV波である。第5図に yz 面におけるSH波とSV波の放射特性を示す。横井(1993)では、2次元の計算なので、 yz 面内(対象面に直交し、崖に平行な面)の放射特性は示されない。崖がある場合にはSH波も発生するのが特徴である。SV波の放射特性も地表がフラットな場合(第1図)とは異なる。受振点が震源直下から離れるにつれて表面波などの影響が現れ、実体波の放射特性のみを示す第1図とは比較できなくなる。

yz 面内にある受振点での粒子軌道を示すことにより、S波放射特性の特徴を簡単にまとめると次のよ



第5図 崖がある場合のS波の放射特性 縦軸は z 、横軸は y である。SH波は x 成分に現れ、SV波は y, z 成分に現れる。受振点が地表に近くなると表面波や崖に沿って伝わる境界波の影響を受け、実体波の寄与が正しく評価できなくなるため、省略した。

Fig. 5 Radiation pattern of the excited S wave. Vertical axis is z -axis and horizontal axis is y . Because of the contamination by surface wave or boundary wave which is propagated along the cliff, it is difficult to estimate the S wave amplitude correctly for the receivers near surface.



第6図 S波による粒子軌道 波線に直交する成分を表示している。震源直下付近では、SH成分(x成分)が卓越するが^(A)、震源からの射出角が45°程度離れたと、SV波の振幅とSH波の振幅が同程度となり、複雑な粒子軌道を描く^(B)。
 Fig. 6 Particle motion of S wave component. Just under the source, SH component (x component) is dominant^(A). Particle motion becomes complicated when the emergent angle is over 45° because SV and SH component have comparable amplitude^(B).

うになる。震源の真下付近ではSH波が卓越する。すなわち、振動方向は崖に対して垂直なx成分が卓越する(第6図(A))。震源直下ではy成分がSV波に相当するが、その振幅はゼロである。ただし、第6図では受振点を震源直下からわずかにずらしている。震源直下を離れるにつれて、SH波とSV波の振幅は近づき、複雑な粒子軌道を描くようになる(第6図(B))。

6. 不規則地形を利用したS波発生実験

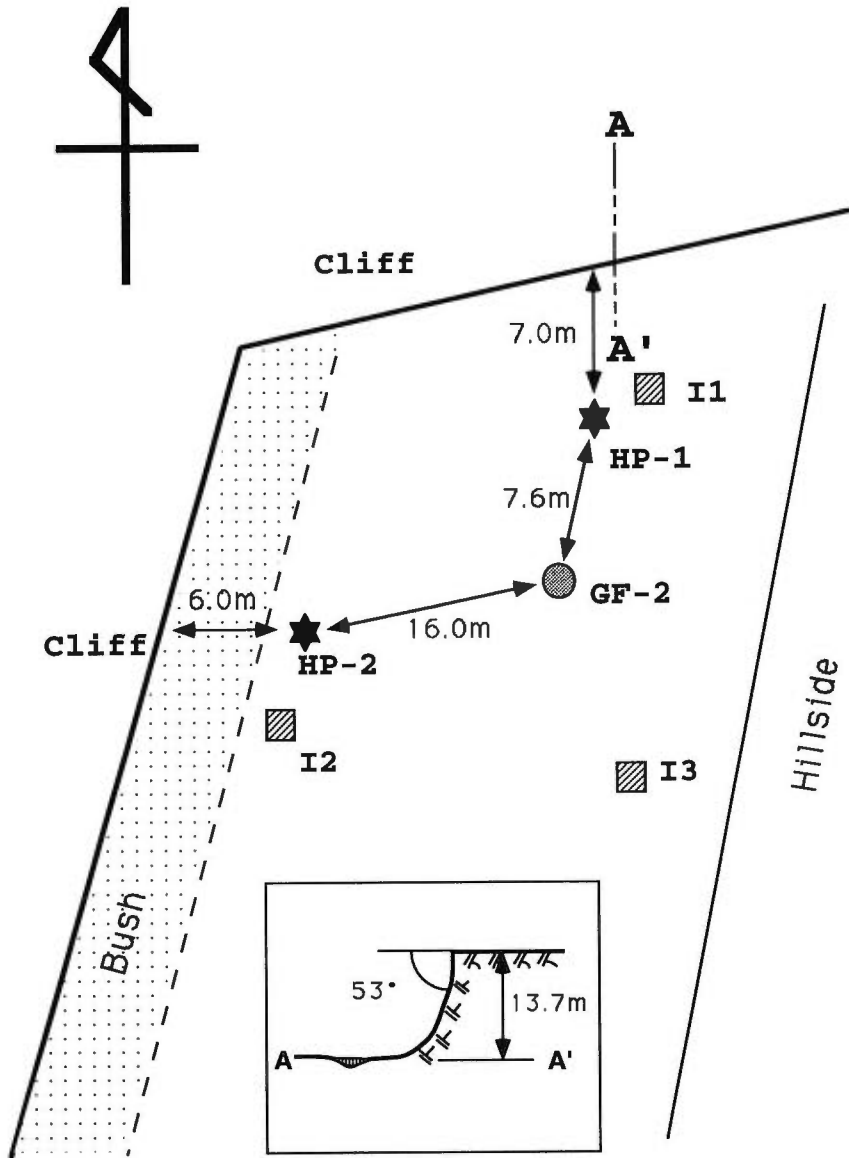
実際にフィールドにおいて崖の近傍で鉛直打撃震源、あるいは発破震源を作用させた場合に発生するS波はどのようなものであろう。初めに述べたように、S波利用探査への関心が高まっており、VSP探査に適用できる高周波のS波震源も求められているということ为背景として、S波発生の基礎的な実験を秋田県田沢湖町の坑井(GF-2)において行った。これは、崖の近傍で打撃型の震源を作用させることによりS波を発生させるというものである(大湊ほか, 1992)。

我々が実験を行ったGF-2井はその北側と西側を急峻な崖に囲まれている(第7図)。その崖の近傍で打撃型の震源あるいは発破震源を作用させることにより狐崎・奥住(1990)の実験同様にS波が発生することが期待された。

6.1 予備実験

まず、S波が実際に発生するかどうかを確認するために重錘落下震源を用いた予備的な実験を行った。実験では、北側と西側の崖の近傍(I1, I2)および崖から離れた点(I3)の計3点を選び、重錘落下震源による発震を行った。S波発生の有無を確認することを主眼とし、測定深度レベルは主に浅い部分に限った。実験の結果、崖のそばの2つの震源(I1, I2)で発震した場合にはS波の発生が明瞭に確認できたが、崖から離れた点(I3)での発震に対しては、S波ははっきりとは確認できなかった。発生したS波の周波数は20Hz程度であった。一方、同時に発生したP波の卓越周波数は80Hz程度であった。

狐崎・奥住(1992)によると、発生するS波の振動方向は溝に対して垂直である。したがって、北と



第7図 GF-2井および震源配置 予備実験で用いた重錘落下震源の位置 (I1, I2, I3) と本実験で用いた発破孔の位置 (HP1, HP2). 敷地の北側と西側が急峻な崖であり、東側は東上がりの緩い斜面である。
 Fig. 7 The configuration of sources and receiver (GF-2). Weight drop source is used in the first field experiment (I1, I2 and I3). Dynamite source is used in the second field experiment (HP1 and HP2). Steep cliffs are located in the north and the west of the experimental field. East side of the experimental field rises gently in the east direction.

西のそれぞれの崖でS波が発生しているとするとその振動方向は崖に対して垂直になることが期待される。ところが、実際に観測されたS波の振動方向は、北と西の崖近傍の震源についてほぼ同じで東西方向に卓越していた。

これについて大湊ほか(1992)は、発生するS波の振動方向はGF-2井近傍の20~30mのスケールを持つ崖の向きではなく、より大きなスケールの構造に支配されているのではないかと推定した。GF-2井の近くを北北東から南南西に川が流れており、北と西の崖はその川による侵食でできたものである(大湊ほか, 1992, 図4.2-8)。発生したS波の周波数は20Hz程度であったから、媒質の弾性波速度を3 km/sとするとS波の波長は150m程度となる。彼らは、波長に比べて小さな20~30m程度の水平方向の広がりを持つ崖は無視できて、川が流れる方向であるほぼ北北東から南南西に崖が続いているとみなすことができ、観測されたS波はこのスケールで見た崖の向きで規定されていると推定している。I3震源からのS波が明瞭でなかった理由として、崖からの距離が他の2点に比べて遠かったことが挙げられよう。

6.2 S波利用のための本実験

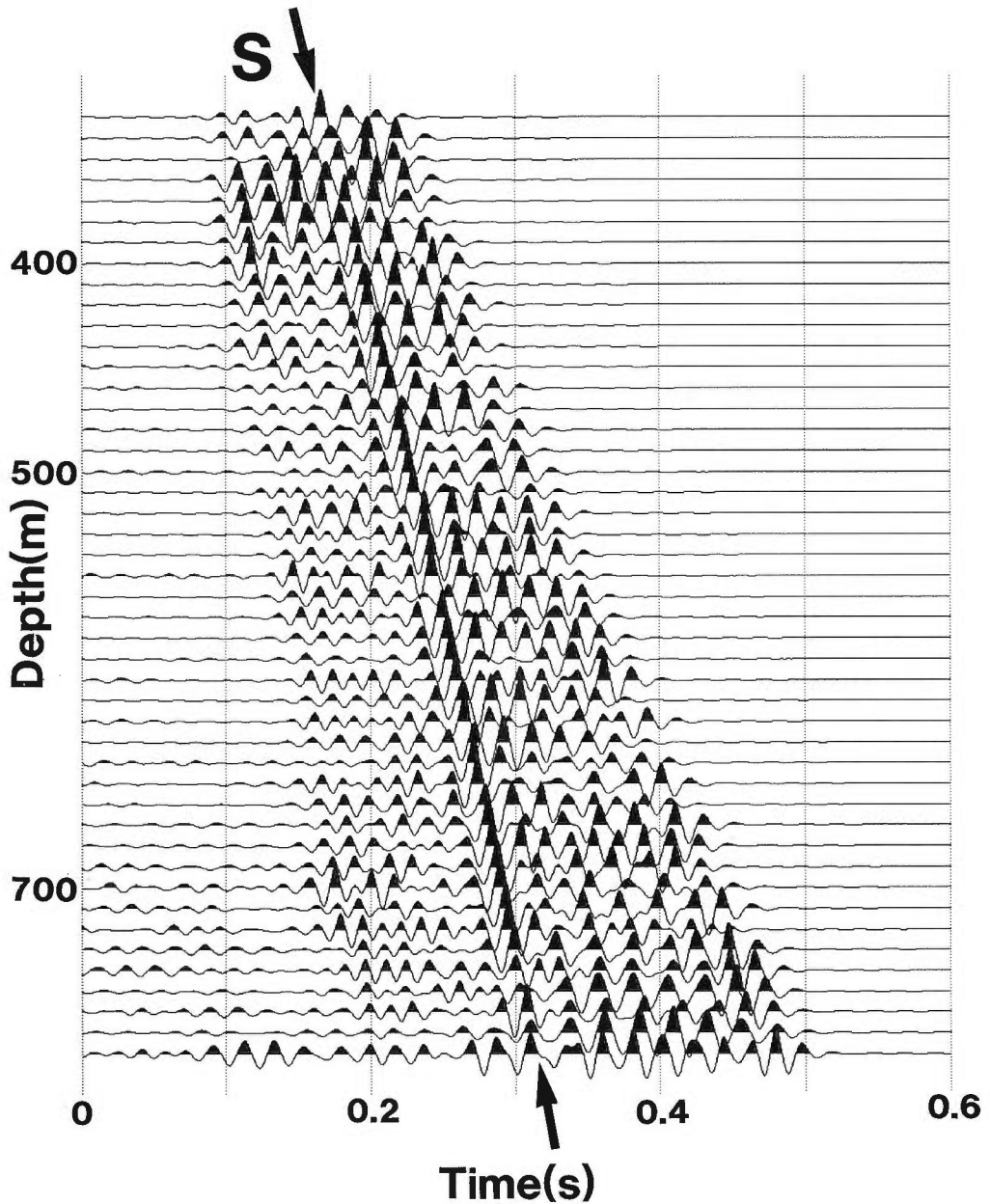
予備実験でS波の発生が確認できたので、発生するS波を実際に応用することを目的としてGF-2井において1992年に再びVSP実験を行った。

GF-2井においては、S波偏向異方性の検出を目的として1989年に板叩き震源によるVSP探査が行われている(Kuwahara *et al.*, 1991)。ところが、その際に用いられた板叩き震源では発生するS波の周波数は最大20Hz程度であり、弾性波速度の分散から速度変化の原因と推定される地下亀裂のパラメータを得るには周波数範囲は狭かった。また、周波数が低いために走時の読み取り精度も低かった。前節で述べた重錘落下震源を用いた場合でも発生するS波は20Hz程度で不十分である。そこで、より高い周波数のS波を用いるためにこの実験は行われた。発破震源で得られるP波の卓越周波数は重錘落下震源のP波より高く、発破震源を崖の近傍で用いた場合に発生するS波の周波数はそれに比べて高くなることが期待された。このようにして得られる高周波S波を用いれば速度分散等を検出できるとともに、速度決定精度を向上させることができると考えられた。

この実験の際の発破孔の配置も第7図に示されている。予備実験で用いた3つの震源のうち、北と西の崖の側の2箇所の震源位置からS波の発生が見られたので、今回もほぼ同じ2箇所(HP1, HP2)を震源として選んだ。受振器は坑内3軸ジオフォンである。測定は、1kHzサンプリングで深さ方向に5m間隔で測定した。坑内におけるジオフォンの方位は、約400m離れたオフセット点での発震による記録の初動の向きから決めた。

第8図に得られたVSP記録を示す。HP1震源で発震した際の東西動の記録である。HP2震源で発震した際の記録もほぼ同様な記録が得られた。5~50Hzのバンドパスフィルターをかけてある。矢印で示した相がS波である。これがS波であると判断した理由は、(1)水平成分(東西成分)に卓越していること、(2)速度が1989年の板叩き震源を用いた実験で得られたS波速度の値とほぼ一致していることの2点である。

発生したS波の卓越周波数はバンドパスフィルターのコーナー周波数に近い50Hz程度である。卓越周波数はこれより高い可能性もあるが、50Hzより上では受振器のリングングと思われるノイズにより、S波の判別が難しくなっている。この値は重錘落下震源を用いた予備実験で発生したS波の2.5倍である。発破震源から期待された周波数よりは低いが、板叩き震源で得られていた10~20Hzと比べれば十分に高い。発生するS波の振動方向が予備実験と一致していることから、S波発生メカニズムが予備実験と本実験で同じであると考えて良からう。また、振幅は深度によって多少変化するが初動P波の1/2~1/3であった。地表付近のS波の弾性波速度は3 km/s程度であるが、この値を用いると波長は60m程度となる。予備実験の節でも述べたように、S波の振動方向は北と西の崖の向きという小スケールの地形よりもむしろ大局的な地形に支配されていると考えられる。実際、発生したS波の振動方向は予備実験と同様に2つの震源いずれの場合もほぼ東西に卓越している。発破震源という予備実験での重錘落下震源よ



第8図 観測されたS波。深さ300~780mの東西成分を示す。S波は東西成分に卓越している。5~50Hzのバンドパスフィルターをかけてある。卓越周波数は50Hz程度である。各トレースの後半はミュートしてある。

Fig. 8 Observed S wave in the VSP experiment. Only EW component in the depth range of 330 to 780m is shown. The vertical axis indicates depth(m) and the horizontal axis indicates time(sec). S wave is dominant in the EW component. 5~50Hz band-pass filter is applied. Dominant frequency is around 50Hz. Before applying bandpass filter, later part of each trace is muted so that tube waves are eliminated.

り高周波の震源を用いた結果、発生したS波の周波数も上がっていた。ここで得られた高周波S波を用いて亀裂パラメータを推定するという解析の詳細は乗原ほか(1994)に述べられている。

7. 実験で観測されたS波とシミュレーション結果の比較

実験で観測されたS波とシミュレーションの結果を比較する。まず、振動方向について考えてみる。

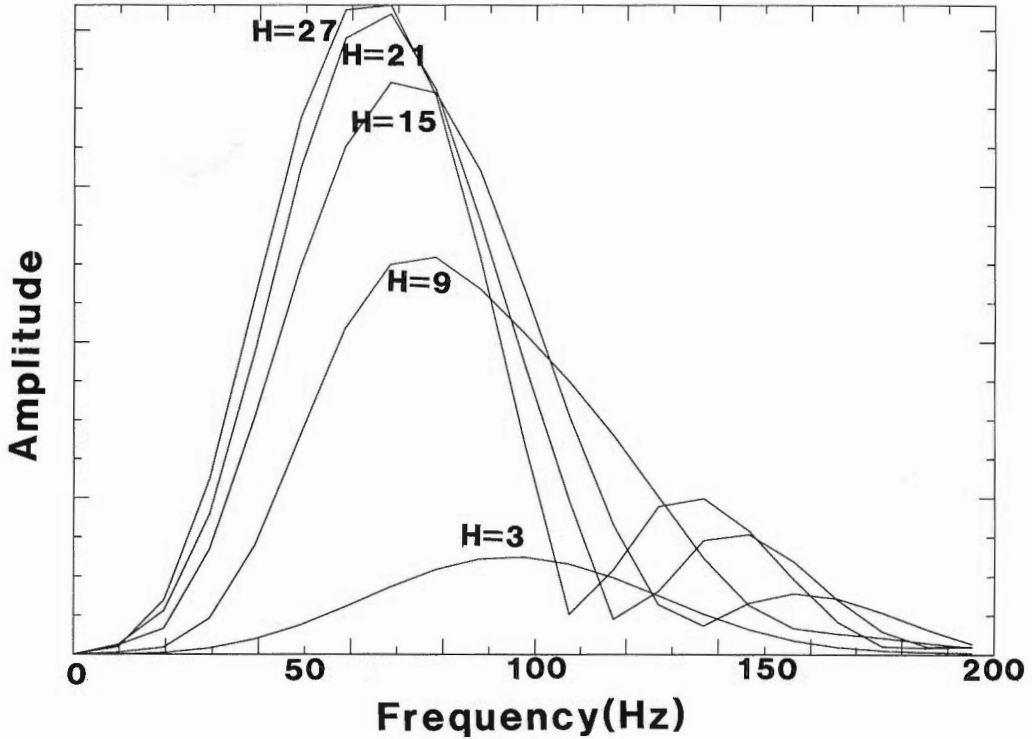
先に述べたように、発生するS波の振動方向は震源位置に関わらず東西に卓越しており、予備実験の重錘落下震源の場合も本実験の発破震源の場合も同じであった。西側の崖でS波が発生しているならば振動方向が東西に卓越していても構わない。しかし、配置から見て北側の崖近傍で発震した場合に西側の崖からS波が発生しているとは考えにくく、振動方向は理論とは合わない。振動方向は、崖に対して垂直でなければならないにもかかわらず、観測されたS波の振動方向が東西方向に卓越した理由としては先にも述べたが、次のように考えることができるかも知れない。

GF-2周辺の地形はローカルに見ると北側と西側の二方向を崖に囲まれているが、崖の水平方向の広がりには20~30mしかない。水平距離100m以上のやや大きなスケールでみると、西側は北北東から南南西に流れる川、東側は山となっており、北北東から南南西に延びる崖の中腹で発震したとみなすことができる。このように考えるとほぼ東西に卓越したS波の発生が見られることは理解できる。小さなスケールで見たときには、北側と西側の崖で発生したS波が重なり合ったり、2方向の崖で多重反射が起こったために明瞭なS波としては観測されなかったのではないかと考えられる。I3震源発震時のS波が明瞭でなかったのは、先に述べたように崖からの距離の違いによるのであろう。

次に、発生したS波の周波数について考える。第9図は崖の高さと励起されるS波の卓越周波数の関係を示したものである。S波速度をGF-2井周辺のS波速度である $\beta=3000\text{m/s}$ とし、現場実験で得られたP波の卓越周波数は80Hz程度であったことから、中心周波数80HzのRicker waveletを震源時間関数と仮定する。震源を崖から6mの位置に置き、受振点を震源からの水平距離20m、深さ100mに置いて、崖の高さを5~30mの範囲で変化させたときのS波のパワースペクトルを求めた。深さを実験よりも浅くしているのは計算領域をあまり広くしないためである。発生後のS波の振舞いは単純に幾何減衰のみと考えられるので、深さの違いは問題にならないであろう。振幅は相対的なものである。

崖が5m程度と低いときには卓越周波数は100Hzを越えているが、崖が高くなるほど発生するS波は振幅が増し卓越周波数は低周波側に移る。ただし、崖が高くなるにつれて卓越周波数はあまり動かなくなり、スペクトルは震源時間関数のRicker waveletに近づく。実際の崖の高さに近い15mの場合をみると卓越周波数は80Hzを越えており、観測された50Hzは説明できない。第3図で示したように、シミュレーションの結果からは、崖はローカットフィルターとしては働かないが、ハイカットフィルターとしては働かない。したがって、第9図でも示したように、崖の高さをいくら高くしても卓越周波数をこれより低周波側に動かすことはできないので、振動方向の場合のように、大きなスケールの構造に支配されるといふ説明は成り立たない。このような現象は地表付近の減衰構造で説明されるのではないかと思われる。減衰を考慮した、より現実的なモデルを用いる必要があるだろう。

振幅については、観測されたS波の最大振幅は初動P波の $1/2\sim 1/3$ であるのに対し、第9図で $H=15\text{m}$ の場合についてはS波の最大振幅がP波の1.5倍と逆にS波の方が大きくなる。ただし、最大振幅は振動方向や周波数とは違い、パラメータのわずかな違いが大きく影響する観測量であるから、この違いの原因は、用いたモデルが単純過ぎるためと考えて良からう。



第9図 崖の高さに対するS波振幅の変化および卓越周波数のシフト 崖が高くなるほど、振幅が増加し卓越周波数が低周波側にシフトするが、スペクトルの変化は徐々に緩やかになる。

Fig. 9 Change of S wave amplitude and the shift of the dominant frequency when the height of cliff changes. S wave amplitude increases and the dominant frequency of the S wave becomes lower and lower as the cliff becomes higher and higher. But the change of the spectrum become small gradually.

8. おわりに

弾性波による地下亀裂の探査においては、走時のみならず振幅や周波数依存性など波形の持つ様々な情報を利用することが必要になってきた。

高周波S波をVSP探査で利用するために計算機シミュレーションや基礎的な実験によりその性状を把握しておくことが重要である。

数値シミュレーションの結果、発生すべきS波の性質が明らかになった。本報告では2.5次元計算を採用し、主に横井(1993)では触れられていない点について計算例を示した。第5,6図の崖を含む面内でのS波の放射特性はその例である。現在のところは2次元の計算に振幅補正を行うことで十分な場合が多いが、今後観測事例が増えデータの多様性が増すにつれて、本報告のように3次元波動場を直接扱う必要が出てくるであろう。

高周波のS波を利用したS波速度の精密測定から亀裂パラメタを推定する乗原ほか(1994)のような研究の他に、減衰のパラメタ Q^{-1} の周波数依存性を調べることから亀裂密度を求めることができる。P波についてはこのような解析が既に行われている(Ohminato *et al.*, 1994)が、同様な解析をS波についても行うことによって、独立な物理量が得られ、亀裂サイズをより正確に見積もることが可能になるであろう。

板叩きなどの従来のS波震源では、本実験で得られた50Hzという周波数のS波を発生させることは難

しい。その意味で、今回のS波発生の基礎実験は成功であった。今回は崖という自然の地形を利用したが、狐崎・奥住(1990, 1992)の述べるように人工的に溝を掘ることによっても同様なS波利用が可能であろう。

謝辞 田沢湖でのデータ取得の際には、応用地質(株)の東氏、中島氏のお世話になった。ここに記して感謝致します。

文 献

- Edelmann, H. A. K.(1981) SHOVER-Shear-Wave generation by vibration orthogonal to the polarization. *Geophysical Prospecting*, vol. 29, p. 541-549.
- 古村孝志・竹中博士(1992) 2.5次元スペクトル法による理論地震記象の計算. *Proceedings of Pre-POSEIDON Workshop*, p. 105-109.
- Heelan, P. A.(1953) Radiation from a cylindrical source of finite length. *Geophysics*, vol. 18, p. 685-696.
- Hron, F. and Mikhailenko, B. G. (1981) Numerical modeling on non-geometrical effects by the Alwkseev-Mikhailenko method. *Bull. Seismo. Soc. America*, vol. 71, p. 1011-1029.
- 狐崎長琅・奥住宏一(1990) 鉛直打撃方震源によるSH波の発生. 第82回物理探査学会学術講演会論文集, p. 141-146.
- ・後藤典俊(1992) 鉛直加振によるSH波の発生(1)ー背景と意義ー. 物理探査, vol. 45, p. 263-272.
- ・奥住宏一(1992) 鉛直加振によるSH波の発生(2)ー現象の様相と発生源ー. 物理探査, vol. 45, p. 273-285.
- ・横井俊明・後藤典俊・畠山信一・鈴木一茂(1992) 鉛直加振によるSH波の発生(3)ー地盤状態と発生特性ー. 物理探査, vol. 45, p. 377-391.
- 黒田 徹・太田陽一・松岡俊文(1991) S波震源(S波インパクト)の開発. 第84回物理探査学会学術講演会論文集, p. 147-150.
- Kisslinger, C., E. J. Mateker, Jr and T. V. McEvelly (1961) SH motion from explosion in soil. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 66, p. 3487-3496.
- Kuwahara, Y., Ito, H. and Kiguchi, T. (1991) Comparison between natural fractures and fracture parameters derived from VSP. *Geophys. J. Int.*, vol. 107, p. 475-483.
- 乗原保人・伊藤久男・大湊隆雄・中尾信典・木口 努(1994) VSP法によるP波, S波速度と検層記録から推定したき裂パラメーターー田沢湖と丹那地域の比較ー, 地調報告 no. 282, p. 177-186.
- Lee, M. W. and Balch, A. H. (1982) Theoretical seismic wave radiation from a fluid-filled borehole. *Geophysics*, vol. 47, p. 1308-1314.
- 毎熊輝記・山名久雄(1977) S波の発生に関する実験的研究(II)コイルばねを利用したSH震源による実験. 物理探査, vol. 30, p. 12-26.
- 中尾信典・大湊隆雄・乗原保人・伊藤久男・木口 努(1994) VSP法から求めた丹那断層近傍における強いS波偏向異方性. 物理探査, vol. 47, p. 323-334.
- 大湊隆雄・伊藤久男・中尾信典・木口 努・乗原保人(1992) 変換S波についての基礎実験. 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に伴うデータの解析評価 断裂型貯留層解析・評価(平成2-3年度), p. 141-156.
- Ohminato, T., Ito, H., Kuwahara, Y., Nakao, S. and Kiguchi, T. (1994) VSP measurement of seismic attenuation due to fractures. *Geotherm. Sci. & Tech.* (submitted).

- 岡元太郎 (1992) 2.5次元差分法による遠地実体波波形 震源付近の海底地形・堆積層の波形に対する影響. *Proceedings of Pre-POSEIDON Workshop*, vol. 110-112.
- 坂田正治 (1992) 純粋SH波発生装置の開発—軸対称放射型SH波発生装置の概念—. 地震学会講演予稿集, 131p.
- Shima, E. and Ohta, Y. (1968) Experimental study on generation and propagation of S waves: I. Designing SH-wave generator and its field tests. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 45, p. 19-31.
- 横井俊明 (1993) 鉛直加震によるSH波発生の境界要素法を用いた数値実験. 第88回物理探査学会学術講演会論文集, p. 39-43.
- White, J. E. and Sengbush, R. L. (1963) Shear waves from explosive sources. *Geophysics*, vol. 18, p. 1001-1019.

APPENDIX

2.5次元問題の差分法による解法

3次元の波動問題を数値的に解くことは現在の高速計算機でもなお難しい。そのため、構造は2次元を仮定し波動場は3次元とするという計算がしばしば行われ、これは2.5次元問題と呼ばれる。ここでは、崖の構造を2次元とし波動場を3次元として扱ういわゆる2.5次元問題を考える。すなわち、第2図のように座標系をとり、崖はy方向に無限に広がるものとする。構造は、y方向に一樣である。弾性運動方程式は次のようになる。

$$\rho \frac{\partial^2 u_l}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{lx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{ly}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{lz}}{\partial z} + f_l, \quad (l=x, y, z)$$

ここに、 ρ は密度、 u_l ($l=x, y, z$)は変位の x, y, z 成分。 σ_{lm} ($l, m=x, y, z$)は応力、 f_l ($l=x, y, z$)は力を表す項である。応力と変位は構成方程式と呼ばれる次の関係式で結ばれる。ただし等方媒質の場合である。

$$\sigma_{lm} = \lambda \left(\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) \delta_{lm} + \mu \left(\frac{\partial u_l}{\partial x_m} + \frac{\partial u_m}{\partial x_l} \right)$$

λ, μ はLaméの定数、 δ_{lm} はKroneckerのデルタ、 x_l ($l=x, y, z$)は x, y, z を意味する。さて、y方向に震源が周期 L_y で繰り返すものと仮定して、変数yについてFourier変換すると、 $\partial/\partial y$ を ik_y で置き換えることができて、運動方程式は次のようになる。

$$\rho \frac{\partial^2 \bar{u}_l}{\partial t^2} = \frac{\partial \bar{\sigma}_{lx}}{\partial x} + ik_y \bar{\sigma}_{ly} + \frac{\partial \bar{\sigma}_{lz}}{\partial z} + \bar{f}_l, \quad (l=x, y, z)$$

i は虚数単位である。

構成方程式も同様に、

$$\bar{\sigma}_{lm} = \lambda \left(\frac{\partial \bar{u}_x}{\partial x} + ik_y \bar{u}_y + \frac{\partial \bar{u}_z}{\partial z} \right) \delta_{lm} + \mu \left(\frac{\partial \bar{u}_l}{\partial x_m} + \frac{\partial \bar{u}_m}{\partial x_l} \right) \quad (l, m=x, y, z)$$

となる。ここに、 k_y はy方向の波数である。また、第2項において、 $\partial/\partial y$ が現れた場合は、 ik_y で置き換える。上にのついた変位 \bar{u}_i 、応力 $\bar{\sigma}_{im}$ および力 \bar{f}_i は波数空間の変数である。y方向に構造が一樣であることと震源のy方向の周期 L_y を仮定したことから、波数 k_y は離散的な値をとる。すなわち、

$$k_y = n_y \Delta k_y, \quad (n_y = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, N), \quad \text{但し } \Delta k_y = \frac{2\pi}{L_y}$$

である。それぞれの k_y について波数空間の運動方程式を解き、逆Fourier変換によって波数空間から実空間に戻す。すなわち、

$$u_l(x, y, z) = \frac{\Delta k_y}{2\pi} \sum_{m=-N}^N \bar{u}_l(x, k_y, z) e^{im\Delta k_y y}, \quad (l=x, y, z)$$

の計算を行う。これで、求めるべき変位記録が得られる。波数空間における運動方程式は差分法で解いた。

震源の扱いについて

波数空間において震源 (x_0, y_0, z_0) に作用する single force の各成分は次のようになる。
鉛直下向きの力 ($-z$ 方向の力)。

$$\begin{cases} \bar{f}_x = 0 \\ \bar{f}_y = 0 \\ \bar{f}_z = -\delta(x-x_0)\delta(z-z_0) \end{cases}$$

震源 (x_0, y_0, z_0) に作用する x 方向の力。

$$\begin{cases} \bar{f}_x = \delta(x-x_0)\delta(z-z_0) \\ \bar{f}_y = 0 \\ \bar{f}_z = 0 \end{cases}$$

震源 (x_0, y_0, z_0) に作用する y 方向の力。

$$\begin{cases} \bar{f}_x = 0 \\ \bar{f}_y = \delta(x-x_0)\delta(z-z_0) \\ \bar{f}_z = 0 \end{cases}$$

ここで、デルタ関数が波数領域で1であることを用いた。実際の計算の際は適当な時間関数との convolution をとる。

マルチオフセットハイドロフォンVSPによる透水性亀裂の評価

木口 努*・伊藤久男**・桑原保人*・中尾信典**・大湊隆雄**

Evaluation of permeable fractures from multi-offset hydrophone VSP data

Tsutomu KIGUCHI, Hisao ITO, Yasuto KUWAHARA, Shinsuke NAKAO
and Takao OHMINATO

Abstract: A multi-offset hydrophone VSP experiment was carried out in the shallow boreholes which NEDO (New Energy and Industrial Technology Development Organization) drilled in Iidate, Fukushima prefecture in order to detect permeable fractures intersecting borehole and to characterize them. Our analysis is based on the model that tube wave is generated when incident P wave compresses the permeable fracture intersecting borehole and a fluid in the fracture is injected into the borehole. Fracture permeability, dip direction and dip angle are calculated from the amplitude ratio of tube wave to incident P wave. Comparing with the depths of tube wave generation and the logging results, we confirm that tube waves are not generated by the interaction between P wave and physical anomaly such as radius changes and acoustic impedance contrasts, therefore the depths of tube wave generation indicate existence of permeable fractures. One tube wave is generated at the depth where two types of fractures are observed with logging; one type is of high dip angle, the other is of low one. We conclude the low dip angle fracture is permeable from tube wave analysis. This is consistent with the results of a hydraulic fracturing experiment and a circulation test. With the tube wave analysis, we are able to distinguish permeable fractures from impermeable fractures observed by borehole image tools. We estimate that calculated dip direction and dip angle have errors of 55° and 15°, respectively and that calculated permeability has the accuracy of an order.

要 旨

マルチオフセットハイドロフォンVSP実験を実施し、初動P波から発生するチューブ波の深度から坑井を横切る透水性亀裂を検出し、チューブ波とP波の振幅比から透水性亀裂の傾斜方位・傾斜角・透水係数を求めた。チューブ波の発生深度とキャリパー検層・速度検層等の結果とを比較することから、実験坑井の坑径変化や音響インピーダンス変化等の坑井近傍の物理的異常の影響ではチューブ波は発生せず、透水性亀裂の存在によってチューブ波が発生していることを確認した。高角と低角の2種類の亀裂の存在が検層によって確認されている深度から発生したチューブ波を解析することから、透水性亀裂は低角であることを示した。この深度での水圧破碎実験や導通試験等から得られた、低角の亀裂が透水性

* 地殻物理部

** 地殻熱部

Keywords: hydrophone VSP, permeable fracture, fracture characterization, tube wave

であるという結果と調和することから、ハイドロフォンVSPで観測されるチューブ波を用いた解析は、透水性亀裂とそうでない亀裂とを区別することができ、透水性亀裂のマッピングが可能となる有効な手法であると言える。チューブ波とP波の振幅に含まれる誤差や透水係数を求める理論曲線と実データの周波数依存性が一致しないこと等の影響のために、求められた傾斜方位・傾斜角・透水係数には誤差が含まれるが、傾斜方位と傾斜角はそれぞれ55°、15°の誤差の範囲内で求められ、透水係数はオーダーの範囲内で求められると推定した。

1. はじめに

地熱資源の開発には、地熱貯留層を形成する亀裂群の位置・卓越する方向・密度そして透水性等を基にして、貯留層を評価することが必要である。特に、亀裂の透水性は地下流体の挙動に直接影響を与える重要な要素である。

亀裂を検出・評価する方法として、検層、注水テストやトレーサ試験等の坑井を用いた調査法が現在使われている。検層の分野では、坑壁に現われる亀裂を直接観察する方法として、超音波を坑壁に発射し反射波の強度や到達時間を測定するボアホールテレビュアー（以下BHTV¹⁾と略す）や坑壁表面の比抵抗値を連続的に測定するフォーメーションマイクロスキヤナ（以下FMSと略す）等が使用されている。BHTVやFMSは坑壁に現われる亀裂をすべて検出し、傾斜方位・傾斜角・亀裂幅等をマッピングできる長所があるが、透水性亀裂と透水性のない亀裂を区別することは困難である。注水テストは坑井のある区間に加圧した水を注入することにより亀裂の透水性やその広がりを調べる方法であるが、加圧するため坑井内の状態を変えることがある。また、注水テストやトレーサ試験を行うためには、透水性亀裂がどこに存在するかを事前に知ることが必要である。このように、現在用いられている手法だけでは、地下に存在する透水性亀裂を検出し、その特性を評価することは困難であり、新たな探査法の開発が望まれている。

その新しい探査法の1つとして、ハイドロフォンVSP (Vertical Seismic Profiling) を利用することが試みられている。この方法は、ハイドロフォンVSPにより観測される初動P波とそれから発生するチューブ波を利用するものである。Kitsunozaki (1971) は、VSP記録においてチューブ波が発生する深度には破砕帯 (fracture zone) が存在し、その破砕帯が入射P波により圧縮されて破砕帯内の流体が坑井内に出され、チューブ波が発生しているとするモデルを提案した。Huang and Hunter (1981, 1984) は、VSPで観測されるチューブ波の発生深度とテレビカメラにより坑壁の画像を得るボアホールテレビ (以下BTVと略す) 及びコア観察の結果より求めた亀裂の位置とは対応する傾向にあり、また注水テストより求めた亀裂の開口幅とその亀裂から発生したチューブ波の振幅を比較することにより、チューブ波の振幅は亀裂の透水性と関係があることを示した。Beydoun *et al.* (1985) は、平行平板の亀裂をモデル化し、入射するP波と発生したチューブ波の振幅比から亀裂の透水係数を求める理論式を導いた。Hardin *et al.* (1987) はBeydoun *et al.* (1985) のモデルを用い、3つ以上の震源を設置したマルチオフセットハイドロフォンVSP記録のチューブ波とP波の振幅比から、亀裂の透水係数、傾斜方位、傾斜角を求める方法を示し、検層から求めた亀裂のパラメータと比較している。その後、木口ほか(1990) やToksöz *et al.* (1992) などがチューブ波を用いた透水性亀裂の解析の例を報告し、Li *et al.* (1994) は破砕帯をモデル化し、チューブ波を用いて破砕帯の透水係数を求める式を示している。このように、ハイドロフォンVSPでP波とP波から発生するチューブ波を坑井内で観測することにより透水性亀裂を検出し、亀裂の透水性や傾斜方位・傾斜角を定量的に評価する研究が行われている。ハイドロフォンVSPから透水性亀裂の性質を知るためには、チューブ波の発生が透水性亀裂によるものであることを確認すること、得られた透水係数などの亀裂の特性の信頼性を評価することや単一の亀裂か破砕帯か亀裂の特

¹⁾ Mobil Oil tradename

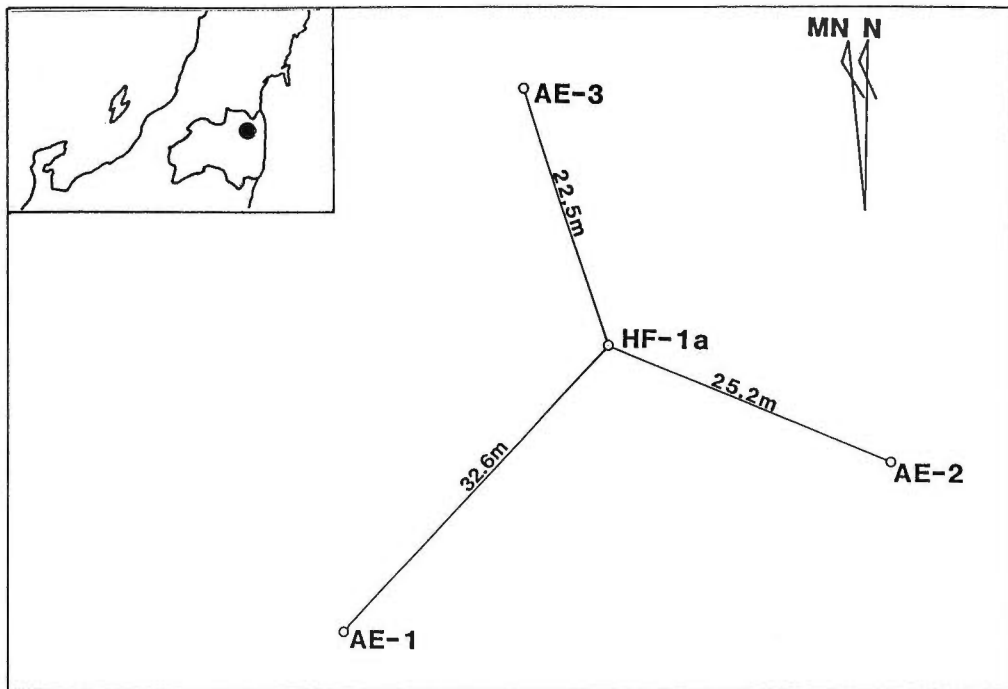
徴を区別することなどの点について検証することが必要である。

ここでは、受振坑井を囲む3地点を震源とするマルチオフセットハイドロフォンVSP実験を行い、観測されたチューブ波を用いて坑井を横切る透水性亀裂を検出しその特性を求め、水圧破碎実験やBTV等の検層から得られた結果と比較・検討することにより、亀裂の検出やその特性の評価に関する問題点を明らかにした。

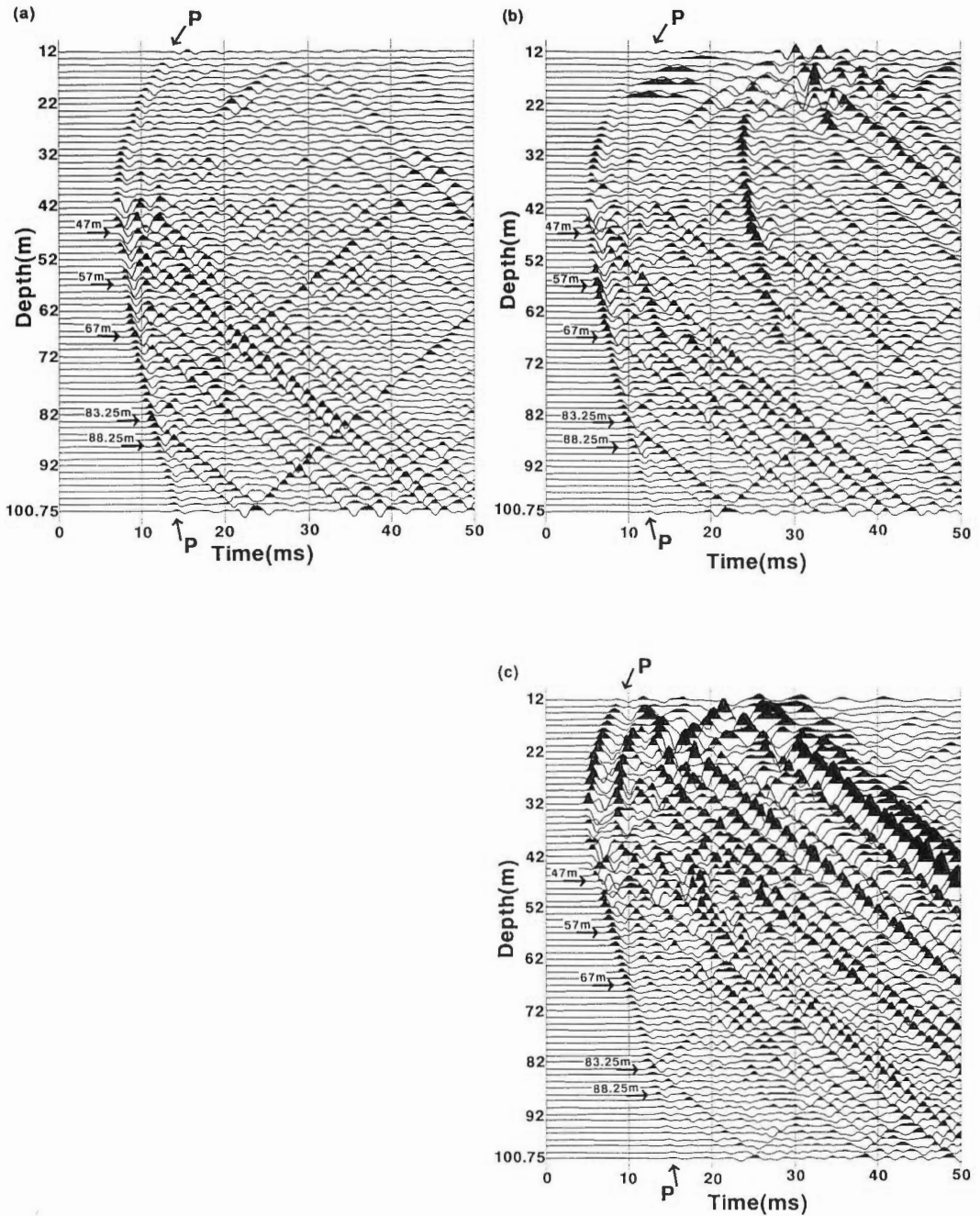
2. VSP実験の概要及びデータ

VSP実験は、新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）が高温岩体発電システム技術開発の一環として福島県飯館地区に掘削した坑井を使用して行った。飯館地区実験場は深度110～130mの5本の坑井が掘削され、坑井周囲の地質調査、物理探査及び坑井を用いた検層や水圧破碎実験等が行われている（新エネルギー・産業技術総合開発機構，1991，1992a，1993）。坑井地質は、厚さ数mの盛土の下は花崗岩になっており、深度20m付近までの花崗岩はやや風化しているが、それ以深の花崗岩は新鮮である。受振坑井HF-1a井は垂直井であり、地表から深度40mまでケーシングがあり、40m以深は裸坑で保持されている。受振坑井HF-1a井と発震坑井AE-1，AE-2，AE-3井の位置を第1図に示す。実験の測定内容を第1表に示す。発震作業は受振坑井を囲む3本の発震坑井の裸坑部において電気雷管2本を使用して行った。

第2図に、それぞれAE-1井，AE-2井，AE-3井で発震したときのVSP記録を示す。フィルター処理は行わず、相対的振幅は各図で保存されている。第2図の各図に矢印Pで示した波形の並びは初動P波である。いくつかの深度では、この初動P波から発生し、伝播速度約1370m/sで上方及び下方に伝播する波



第1図 VSP実験位置図。
Fig. 1 VSP geometry at Iidate site.



第2図 VSP記録 図中の矢印はP波から発生する主なチューブ波の発生深度を示し, "P"で示す矢印は初動P波を示す。

(a) 震源位置: AE-1井 深度38.4m (b) 震源位置: AE-2井 深度41.8m (c) 震源位置: AE-3井 深度26.5m
 Fig. 2 VSP section with arrows indicating depth of the tube wave generation. "P" indicates the P-arrival. (a) AE-1 shot (38.4m depth), (b) AE-2 shot (41.8m depth), (c) AE-3 shot (26.5m depth).

第1表 測定仕様
Table 1 Specification of the experiment

震 源	電 気 雷 管 2 本
震源位置	A E-1井 (深度38.4m) A E-2井 (深度41.8m) A E-3井 (深度26.5m)
受振器	ハイドロフォン (Mark Products社, P-27-12C)
受振区間	H F-1a 井, 12~100.75m
受振間隔	1.25m
サンプリング間隔	0.5ms
記録長	2048ms

形の並びが見られる。これがチューブ波である。チューブ波が発生している主な深度を第2図に矢印で示す。

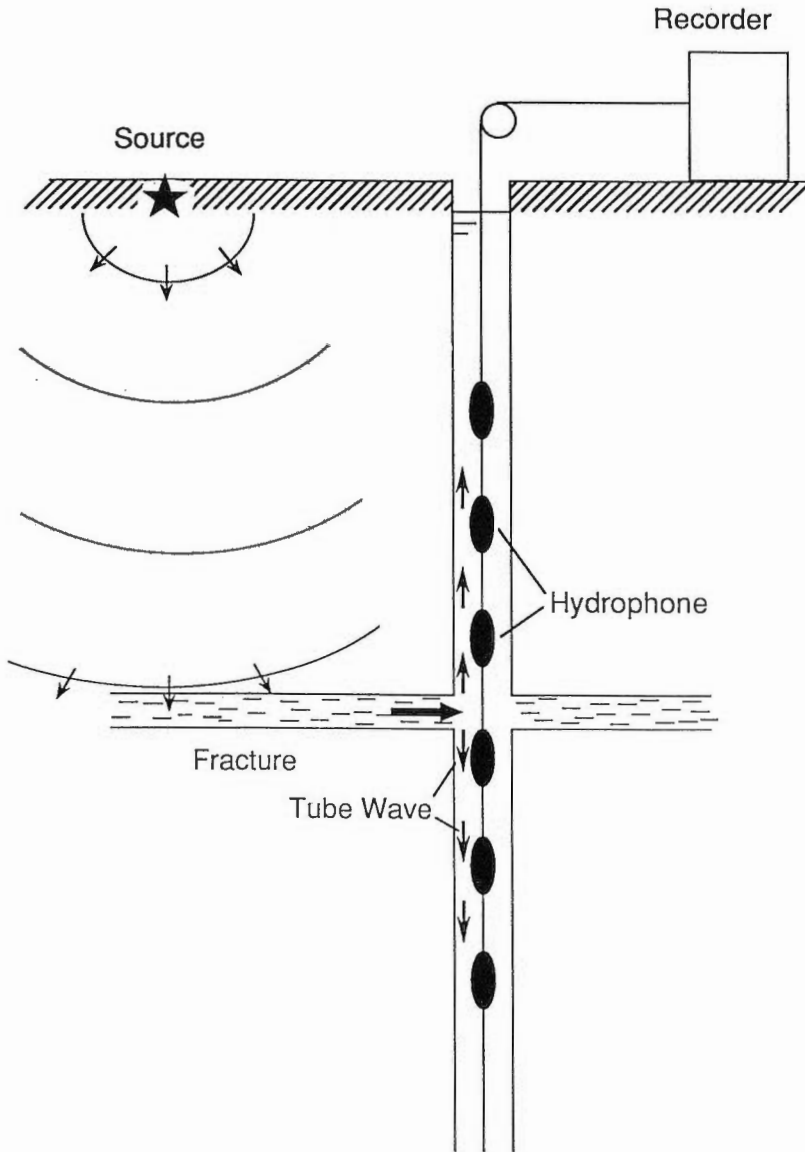
3. チューブ波の発生について

チューブ波とは、坑井内を坑軸方向に伝播する境界波の1つであるストーンレー波の低周波数領域の波のことである(Hardage, 1983)。その特徴は、坑軸方向の伝播に伴う減衰が実体波に比べると非常に小さく、伝播速度は、坑壁の剛性率、坑内流体の体積弾性率と密度により決定されることである。新エネルギー・産業技術総合開発機構(1992b)や山口ほか(1992)に示されるように、チューブ波は坑井間トモグラフィや逆VSP等で使われる坑内震源からしばしば大きなエネルギーで発生し、発震坑井内の坑底、坑径変化位置、震源位置等で反射を繰り返し、反射点で実体波に変換することが観測される。

チューブ波はこのように発震坑井で発生するだけでなく、受振坑井において実体波の入射によっても発生する。受振坑井でチューブ波が発生する原因の1つは、1節で説明したように坑井を横切る透水性の亀裂の存在である。透水性亀裂からチューブ波が発生するメカニズムを模式的に表したのが第3図である。震源から発生したP波が地層中を伝播し、透水性亀裂に入射する。P波の入射により亀裂が圧縮されて、亀裂内に含まれる流体が坑井内に出される。坑井内に出された流体によりチューブ波が励起され、チューブ波は透水性亀裂の深度から上方及び下方に伝播し、ハイドロフォンで観測される。

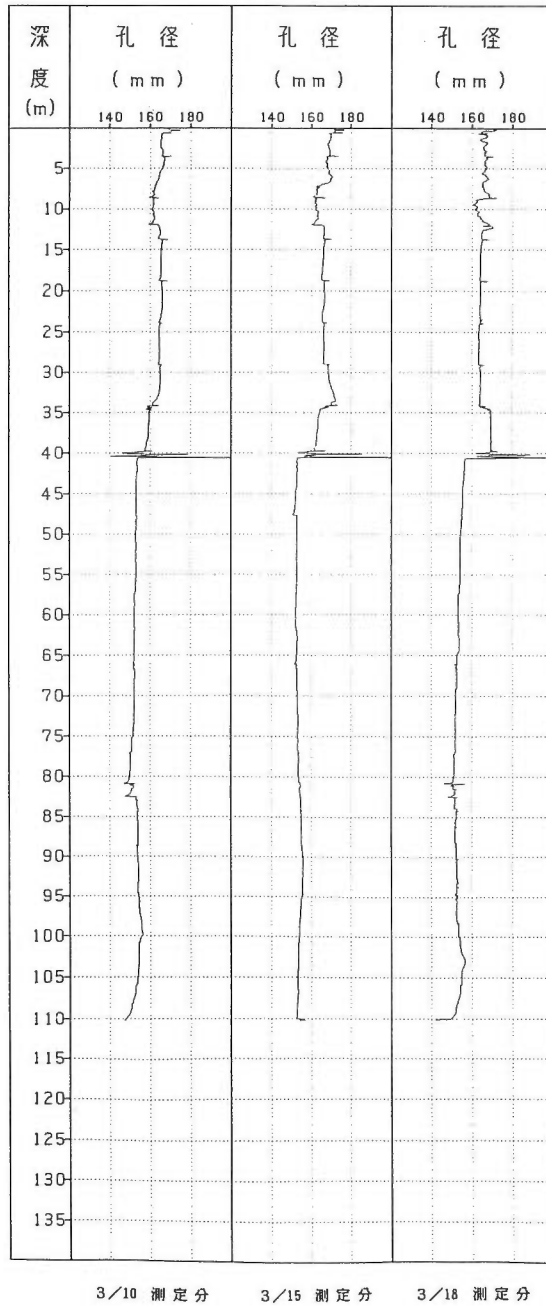
受振坑井近傍に透水性亀裂以外にも物理的異常があるとその深度でP波からチューブ波が発生することがある。例えば、Hardage (1983) は、VSP実験でケーシングプログラムが変わる深度や坑口においてP波からチューブ波が発生していることを確認し、P波からチューブ波が発生する深度には、坑井の近傍に物理的な異常があるととしている。今回のVSP記録でも、坑底、ケーシング尻、水頭でP波からチューブ波が発生している。坑底は坑径がゼロに変化する坑径変化の深度と見ることができ、また、ケーシング尻にはケーシングと地層の音響インピーダンスが変化する効果と坑径が変化する効果がある。

受振坑井裸坑部における坑径変化と地層境界等の音響インピーダンス変化について、検層の記録を用



第3図 P波からチューブ波が発生するメカニズム。
 Fig. 3 Mechanism of generation of tube wave from P wave.

いて調べ、これらの影響でチューブ波が発生する可能性について検討する。坑径変化の影響を調べるために、第4図に示すVSP実験後に実施したキャリパー検層の記録を用いる。裸坑部では3回の測定により深度81m, 82.5mでそれぞれ平均6mm, 3mmの坑径変化が見られるが、それ以外の深度では坑径変化はほとんど見られない。裸坑部で最も大きな坑径変化を示す深度81mでチューブ波が発生していないことから、本坑井では坑径変化の影響によってチューブ波は発生しないと言える。音響インピーダンス変化の影響を調べるためには、速度検層と密度検層から音響インピーダンスログを作成する必要があるが、受振坑井でこれら検層が行われていないため、新エネルギー・産業技術総合開発機構(1991)による受振



第4図 キャリパー検層記録 (3回実施).
 Fig. 4 Results of caliper logging. The loggings were conducted three times.

坑井の南西方向3m離れたHF-1井の検層の記録から音響インピーダンス変化について考察する。HF-1井で最も大きな音響インピーダンスの低下を示すのは深度66mで約25%である。木口ほか(1994)は別の坑井において、40%の音響インピーダンスの低下を示す深度でチューブ波が発生していないことを確認している。このことから、音響インピーダンスの低下が25%以下である坑井では音響インピーダンス変化の影響でチューブ波が発生しないと見え、この坑井と受振坑井の音響インピーダンス変化がほぼ等しいとするならば、受振坑井では音響インピーダンス変化によってチューブ波は発生しないと推定できる。

以上のように、受振坑井裸坑部の坑径変化と音響インピーダンス変化の影響でチューブ波が発生する可能性について検討した結果、これら物理的異常ではチューブ波は発生していないことがわかった。したがって、受振坑井の裸坑部で発生しているチューブ波は透水性亀裂の存在が原因であると言える。

4. 解析方法

チューブ波の発生深度に透水性亀裂が存在する場合に、Beydoun *et al.* (1985) のモデルを用い、その亀裂の透水係数と傾斜方位・傾斜角を求める方法について説明する。Beydoun *et al.* (1985) の基本的な考え方は、チューブ波とチューブ波を発生させたP波の振幅比を求め、その振幅比を亀裂の透水係数と関係付けることである。計算を簡略にするため亀裂をモデル化するときに行った主な仮定を以下に示す。

- ・流体で満たされた開口性の亀裂が等方均質な媒質中に存在し、その形状はある開口幅を持った平行平板である。
- ・坑井内の流体と亀裂内の流体は、P波が入射するまで圧力平衡状態にあり、亀裂と坑井との間に流体の流れを生じさせる圧力差はない。
- ・入射P波の波長は坑径や亀裂の開口幅に比べて十分大きい。
- ・P波の入射により亀裂幅は振動する。亀裂幅の最大振動変位 ξ_0 は、入射P波の最大振動変位 u と次の関係がある。

$$\xi_0 = u \cos \theta$$

ここで、 θ はP波の亀裂への入射角である。また、亀裂幅の振動変位は亀裂の開口幅に比べて十分小さい。

- ・亀裂内の流体の流れはStokesの法則を満たす。
- ・1つの亀裂内の透水係数は時間的空間的に変化しない。

このような仮定を行うことにより、亀裂幅の変位量、入射P波の周波数及び亀裂の透水係数を変数として亀裂より坑井内に出される流体の体積を求めることができる。この流体の体積と発生したチューブ波の体積が等しいとすることによって、チューブ波とP波の振幅比、P波の周波数及び亀裂の透水係数の関係を表す次の式が求まる。

$$P^T/P^a = C(k, f) \cdot D(\phi, \theta) \cdot \cos \theta \quad (1)$$

P^T : チューブ波の振幅

P^a : P波の振幅

$C(k, f)$: チューブ波の圧力に関する関数

$D(\phi, \theta)$: P波の圧力に関する関数

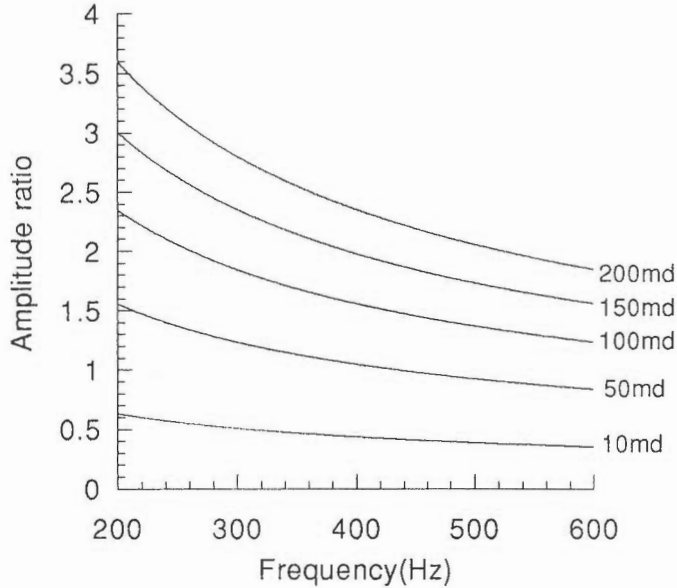
k : 亀裂の透水係数

f : P波の周波数

ϕ : 坑軸と入射P波のなす角度

θ : 亀裂面の法線と入射P波のなす角度

関数 $C(k, f)$ と $D(\phi, \theta)$ には地層中のP波、S波及びチューブ波の伝播速度、坑井の半径、坑内流体の圧縮率、坑内流体の粘性係数がパラメータとして代入される。



第5図 チューブ波とP波の振幅比、P波の周波数及びき裂の透水係数の関係を示す理論曲線(ゼロオフセット、き裂の傾斜角が 0° の場合)。

Fig. 5 Theoretical amplitude ratio of tube wave to P wave as a function of frequency for several permeability values, in the case of zero offset and zero fracture dip angle.

この式から、チューブ波とP波の振幅比、P波の周波数及び亀裂の透水係数の関係を示す理論曲線が求まる。理論曲線の例を第5図に示す。これは震源がゼロオフセットで、坑井を横切る透水性亀裂の傾斜角が 0° 、つまり坑井と直交するとき、亀裂の透水係数を10mdから200mdまで変化させた場合の理論曲線である。

今回の実験では3つのオフセットVSP記録があるので、(1)式は(2)式のように表すことができる。

$$\begin{pmatrix} (P^T/P^\alpha)_{AE-1} \\ (P^T/P^\alpha)_{AE-2} \\ (P^T/P^\alpha)_{AE-3} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} P_{x,AE-1} & P_{y,AE-1} & P_{z,AE-1} \\ P_{x,AE-2} & P_{y,AE-2} & P_{z,AE-2} \\ P_{x,AE-3} & P_{y,AE-3} & P_{z,AE-3} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} n_x \\ n_y \\ n_z \end{pmatrix} \cdot C(k, f) \cdot \begin{pmatrix} D(\phi_{AE-1}, f) \\ D(\phi_{AE-2}, f) \\ D(\phi_{AE-3}, f) \end{pmatrix}^T \quad (2)$$

$(P^T/P^\alpha)_{AE-i}$: 震源位置AE-i ($i = 1, 2, 3$) のVSP記録から求めたチューブ波とP波の振幅比。

$(P_{x,AE-i}, P_{y,AE-i}, P_{z,AE-i})$: 震源位置AE-i ($i = 1, 2, 3$) から入射するP波の単位波数ベクトルの成分。

(n_x, n_y, n_z) : 亀裂面の単位法線ベクトルの成分。

$C(k, f)$: チューブ波の圧力に関する関数。

$D(\phi_{AE-i}, f)$: 震源位置AE-i ($i = 1, 2, 3$) から発生したP波の圧力に関する関数。

ϕ_{AE-i} : 震源位置AE-i ($i = 1, 2, 3$) からの入射P波と坑軸のなす角度。

f : P波の周波数。

k : 亀裂の透水係数。

(2)式中の $(P_{x,AE-i}, P_{y,AE-i}, P_{z,AE-i})$ と ϕ_{AE-i} については、新エネルギー・産業技術総合開発機構(1991)による受振坑井近傍の坑井の速度検層の結果から速度構造を決めレイトレースすることにより求めることができる。(2)式の周波数 f がある値に決めると、 $D(\phi_{AE-i}, f)$ は各オフセットについて求めることができる。

できる。したがって、 $(p_{x,AE-i}, p_{y,AE-i}, p_{z,AE-i})$ ($i = 1, 2, 3$)がそれぞれ独立である場合、周波数 f をある値に決め、その周波数におけるチューブ波と初動P波の振幅比を各オフセットについて求めて(2)式の左辺に代入し、 (n_x, n_y, n_z) について解くと、亀裂の傾斜方位・傾斜角が求まる。亀裂の傾斜方位・傾斜角が求まれば、(1)式の θ が決まり(1)式からチューブ波とP波の振幅比、P波の周波数及び亀裂の透水係数の関係を表す理論曲線が得られる。理論曲線とVSP記録から求めた振幅比を比較することにより、透水係数を求めることができる。

5. 解析結果

第2図の矢印で示すようにいくつかの深度で初動P波からチューブ波が発生していることがVSP記録からわかる。今回の記録では深度40m~60mのようにチューブ波が密に発生している深度があり、発生したチューブ波の中には、他の深度で発生したチューブ波の波形と重なり合い、その結果その波形の振幅を求めることが困難な場合がある。そのため、本報告では、他の深度で発生したチューブ波等と分

第2表 VSP記録からP波とチューブ波の振幅を求めたトレースの深度。
Table 2 Depth of traces in which the amplitudes of P wave and tube wave are calculated.

(a) 83.25m

AE-1 shot		AE-2 shot		AE-3 shot	
depth of P wave trace (m)	depth of tube wave trace (m)	depth of P wave trace (m)	depth of tube wave trace (m)	depth of P wave trace (m)	depth of tube wave trace (m)
77	88.25	75.75	88.25	75.75	78.25
79.5	90.75	79.5	90.75	77	80.75
89.5	92	80.75	92	79.5	90.75
90.75		92		87	92
92				90.75	
				92	

(b) 67m

AE-1 shot		AE-2 shot		AE-3 shot	
depth of P wave trace (m)	depth of tube wave trace (m)	depth of P wave trace (m)	depth of tube wave trace (m)	depth of P wave trace (m)	depth of tube wave trace (m)
62	72	63.25	70.75	65.75	70.75
69.5	73.25	64.5	74.5	67	72
70.75	75.75	69.5	80.75	69.5	78.25
72	77	73.25	89.5	75.75	
73.25	78.25	74.5	90.75	77	
74.5				79.5	
77					
79.5					

(c) 88.25m

AE-1, AE-2, AE-3 shot	
depth of P wave trace (m)	depth of tube wave trace (m)
82	92
92	94.5
98.25	97
99.5	
100.75	

離することができる深度83.25m, 67m, 88.25mで発生したチューブ波について解析することとする。

P波とチューブ波の振幅の求め方について説明する。P波からチューブ波が発生している深度ではP波とチューブ波が重なっているために、それぞれの振幅を求めることができない。そのため、P波についてはチューブ波が発生している深度の前後のトレースのP波の振幅を求め、それらを直線近似することからチューブ波の発生深度のP波の振幅を求める。チューブ波についてはその発生している深度の前後のトレースのチューブ波の振幅の平均値を求め、これを発生している深度の振幅とする。P波とチューブ波の振幅を求めるためにそれぞれ1周期分の波形を用いることとする。他の波形との重なり等によって1周期分の波形を選ぶことができない場合には、その深度の振幅を求めなかった。振幅を求めた深度は第2表に示すように、83.25m発生の場合、オフセットによっても異なりP波が4~6深度、チューブ波が3~4深度である。67m発生の場合、オフセットによっても異なりP波が5~8深度、チューブ波が3~5深度である。88.25m発生の場合、P波が5深度、チューブ波が3深度である。

初動P波及びチューブ波の卓越周波数が約400Hzであるので、振幅を求める周波数として300Hz, 400Hz, 500Hzを選んだ。第2表に示す深度の波形にそれぞれの周波数について狭い帯域のバンドパスフィルタ処理を行い、フィルタ処理後の波形のpeak-to-peakを読み取り、それぞれの周波数の振幅とする。3つのチューブ波発生深度についてP波とチューブ波の振幅を求め、それら振幅から求めたチューブ波とP波の振幅比を第3表に示す。第3表の振幅比の誤差はP波とチューブ波の振幅の標準偏差から求めている。この振幅比を(2)式に代入することにより、83.25m, 67m, 88.25mの透水性亀裂の傾斜方位と傾斜角が求まる。各周波数で求めた傾斜方位と傾斜角のうち400Hzについて求めた値を用いて、(1)式から振幅比・周波数・透水係数の関係を表す理論曲線が得られる。このようにして得た理論曲線を第6図、第7図、第8図に示す。これら理論曲線と第3表の400Hzのときの振幅比の値を比較することにより、周波数400Hzにおける透水係数が求まる。同様に300Hz, 500Hzについても透水係数を求めることができ、このようにして求めた透水性亀裂の傾斜方位、傾斜角、透水係数の値を第4表に示す。

第3表 VSP記録から各周波数について求めたチューブ波とP波の振幅比。
Table 3 Calculated amplitude ratio of tube wave to P wave for each frequency.

(a) 83.25m

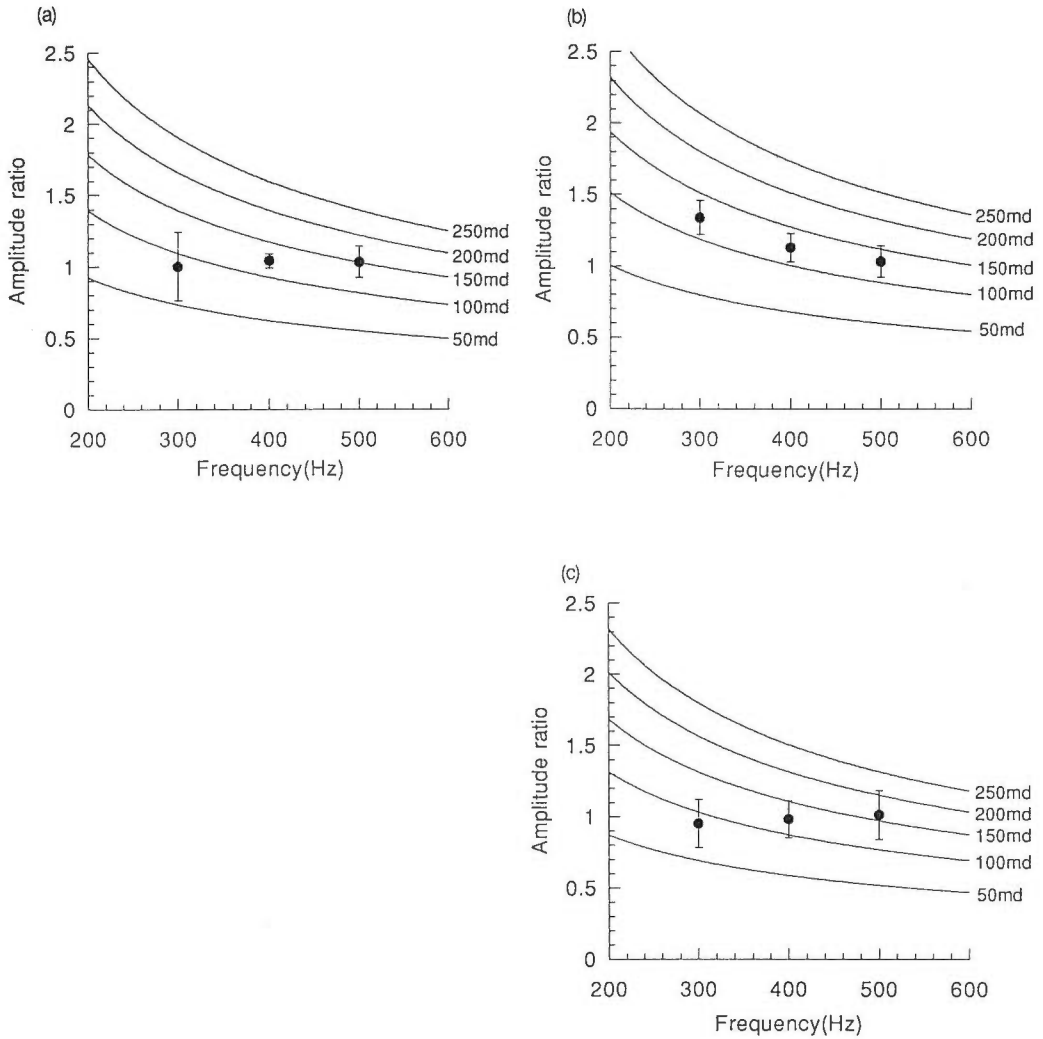
	AE-1 shot	AE-2 shot	AE-3 shot
300Hz	1.00±0.24	1.34±0.12	0.95±0.17
400Hz	1.04±0.05	1.13±0.10	0.98±0.13
500Hz	1.03±0.11	1.03±0.08	1.01±0.17

(b) 67m

	AE-1 shot	AE-2 shot	AE-3 shot
300Hz	0.79±0.22	0.99±0.23	0.19±0.05
400Hz	0.69±0.16	1.17±0.13	0.26±0.04
500Hz	0.70±0.19	1.41±0.18	0.42±0.07

(c) 88.75m

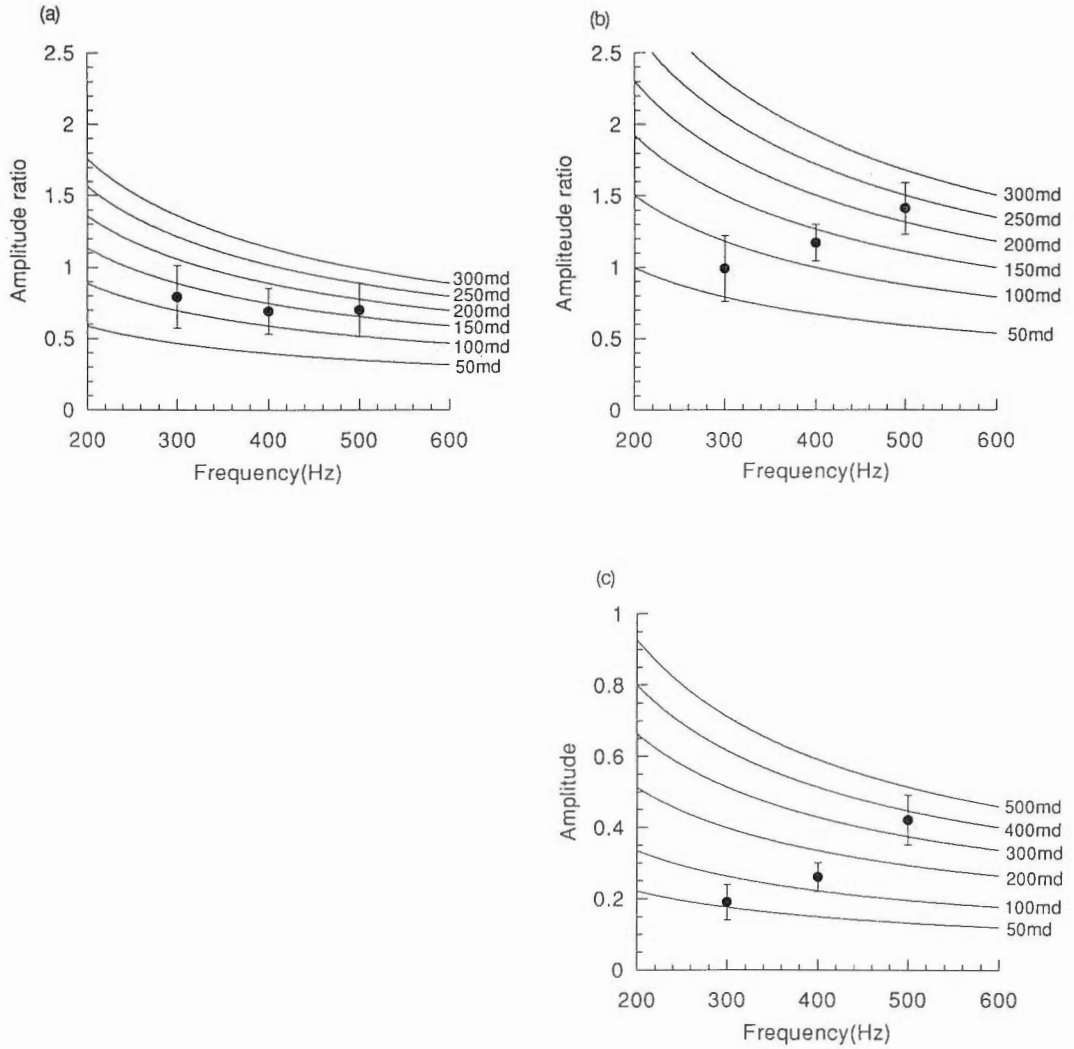
	AE-1 shot	AE-2 shot	AE-3 shot
300Hz	0.45±0.12	0.53±0.07	0.46±0.14
400Hz	0.57±0.13	0.52±0.04	0.50±0.06
500Hz	0.74±0.17	0.55±0.06	0.56±0.11



第6図 深度83.25mにおける、チューブ波とP波の振幅比、P波の周波数及びびき裂の透水係数の関係を示す理論曲線(実線)と実データ(丸印)の比較。バーは実データのP波とチューブ波の振幅の標準偏差から求めた誤差を示す。理論曲線は400Hzについて求めたき裂の傾斜方位、傾斜角の値を用いて計算した。

(a) AE-1井発震の場合、(b) AE-2井発震の場合、(c) AE-3井発震の場合

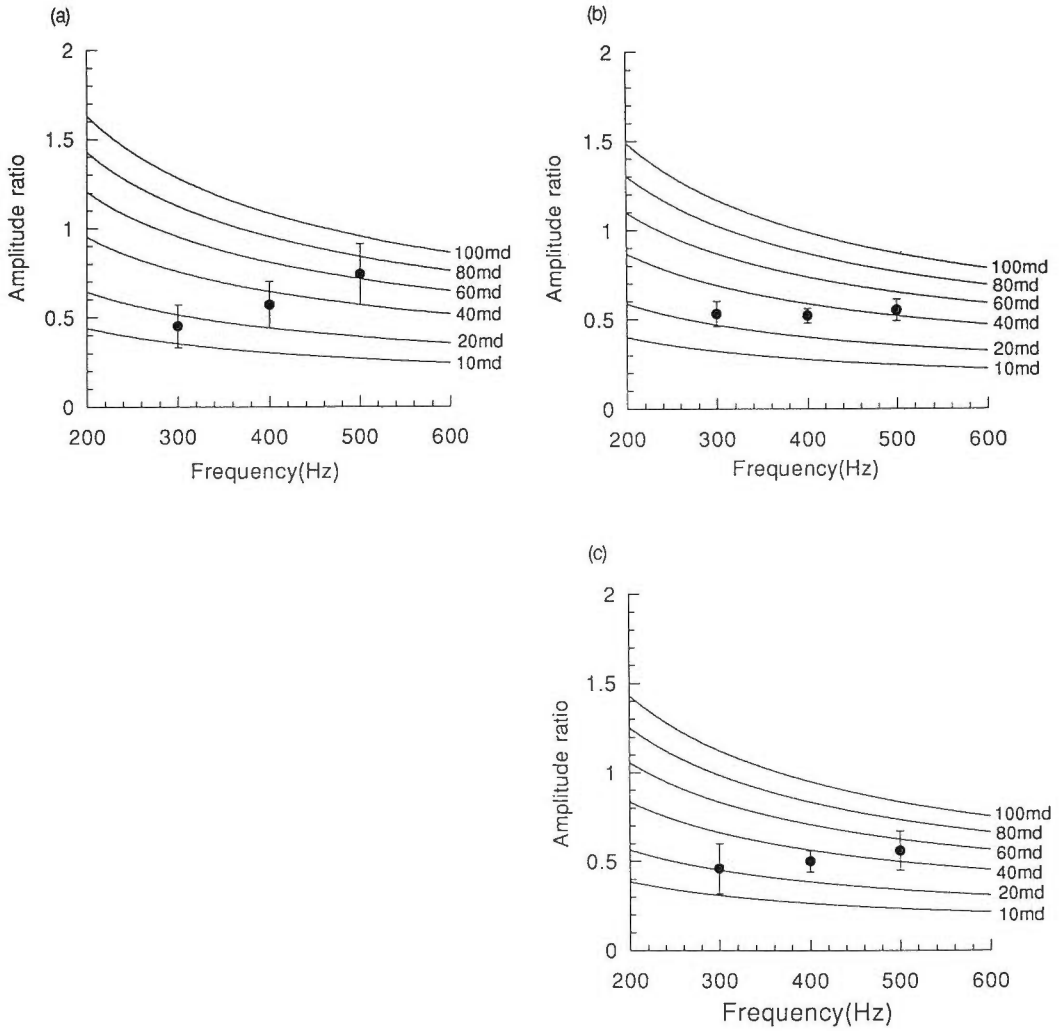
Fig. 6 Comparison between theoretical curve of tube wave to P wave amplitude ratio as a function of frequency for several permeability values and actual data (closed circles). Bars show errors calculated from standard deviations of P wave and tube wave amplitude. Theoretical curves are calculated using fracture dip direction and dip angle valued for 83.25m and for 400Hz, respectively. (a) AE-1 shot, (b) AE-2 shot, (c) AE-3 shot.



第7図 深度67mにおける比較 詳細は第6図と同じ。

(a) AE-1井発震の場合、(b) AE-2井発震の場合、(c) AE-3井発震の場合

Fig. 7 Same as Fig.6 for the depth of 67m. (a) AE-1 shot, (b) AE-2 shot, (c) AE-3 shot.



第8図 深度88.25mにおける比較 詳細は第6図と同じ。

(a) AE-1井発震の場合, (b) AE-2井発震の場合, (c) AE-3井発震の場合

Fig. 8 Same as Fig.6 for the depth of 88.25m. (a) AE-1 shot, (b) AE-2 shot, (c) AE-3 shot.

第4表 各周波数の振幅比から求めた透水性き裂の傾斜方位, 傾斜角, 透水係数.
Table 4 Calculated fracture dip direction, dip angle and permeability.

(a) 83.25m

	dip direction	dip angle	permeability
300Hz	S38° E	27°	110md
400Hz	S13° E	20°	120md
500Hz	S 4° W	17°	150md

(b) 67m

	dip direction	dip angle	permeability
300Hz	S23° E	52°	90md
400Hz	S37° E	50°	130md
500Hz	S46° E	47°	210md

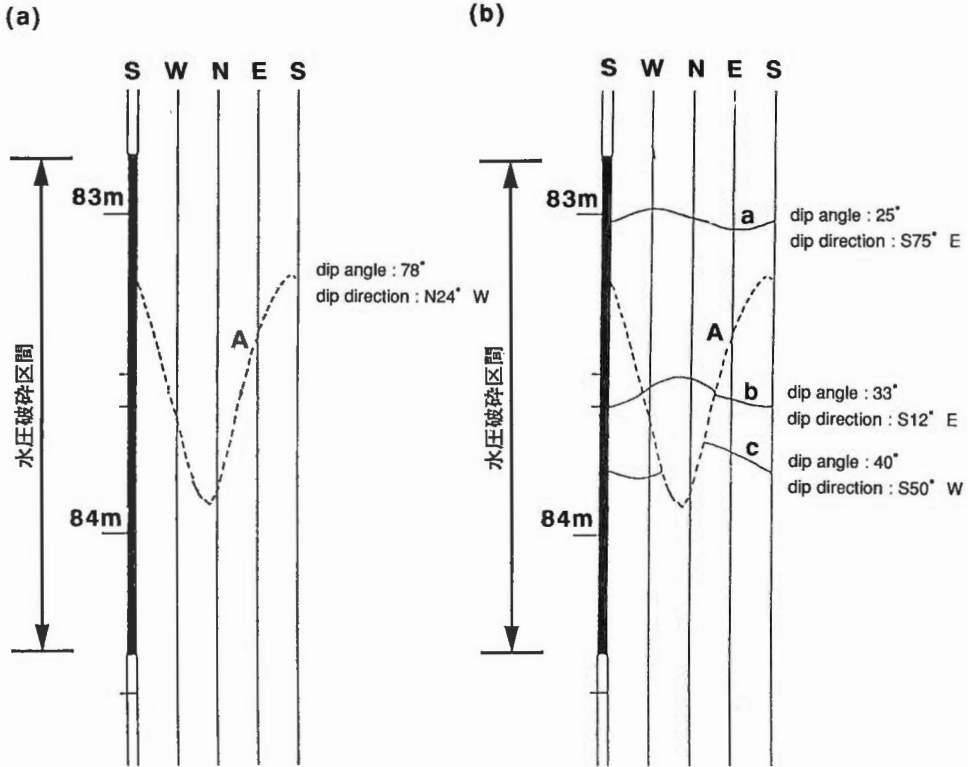
(c) 88.25m

	dip direction	dip angle	permeability
300Hz	S28° E	22°	20md
400Hz	S12° W	26°	30md
500Hz	S28° W	35°	60md

6. 考 察

6.1 水圧破碎試験・検層結果との比較

VSP実験で受振坑井としたHF-1a井は, VSP実験の前に新エネルギー・産業技術総合開発機構(1992a)によって, 深度83.6mにおいて水圧破碎実験が実施され, その前後にBTV, 水圧破碎実験後に他の坑井との導通試験が行われている. チューブ波を用いて求めた深度83.25mの透水性亀裂の傾斜方位・傾斜角と, これら実験から得られた結果を比較する. 第9図に水圧破碎実験前後の83.25m付近のBTVの記録のスケッチを示す. 図中の亀裂を表す線はスケッチしたものであるため, 実際の亀裂幅と関係はない. 図中のAに示すように, 水圧破碎実験前には深度83.6mに北落ちの高角の亀裂が存在しており, この亀裂はコアでも確認されている. 水圧破碎実験後には, 83.0から83.8mまでに図中a, b, cで示された傾斜角25°~40°の低角で南東から南西に傾斜する新たな3つの亀裂が検出されている. これら低角の亀裂のうち2つはコアに見られないことから水圧破碎によって新たに形成されたと考えられ, 1つはコアにある亀裂と対応するため, 水圧破碎により既存の密着亀裂が開口したと考えられる. また, 高角の亀裂の亀裂幅や充填物の状況は水圧破碎実験によって変化していない. 水圧破碎実験後, HF-1a井の周囲のAE-1井, AE-2井, AE-3井で導通していることがPTS検層により確認され, AE-2井の導通深度には南傾斜の低角の亀裂が見られる. 以上のように, 水圧破碎により低角の亀裂が形成されたこと, 周囲の複数の坑井で導通が確認されたこと, 導通した坑井の亀裂が低角であること等から, この深度に存在する高角と低角の亀裂のうち, 低角の亀裂が透水性亀裂であると判断された(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1992a, 1993). チューブ波を用いた解析の結果は, 亀裂の傾斜方位が南東から南南西, 傾斜角が17°~27°であり, 水圧破碎実験等から得られた結果と調和する. このことからチューブ波を用いた解析は, 傾斜方位・傾斜角が異なる複数の亀裂が存在する場合に, 透水性亀裂とそうでない亀裂を区別する



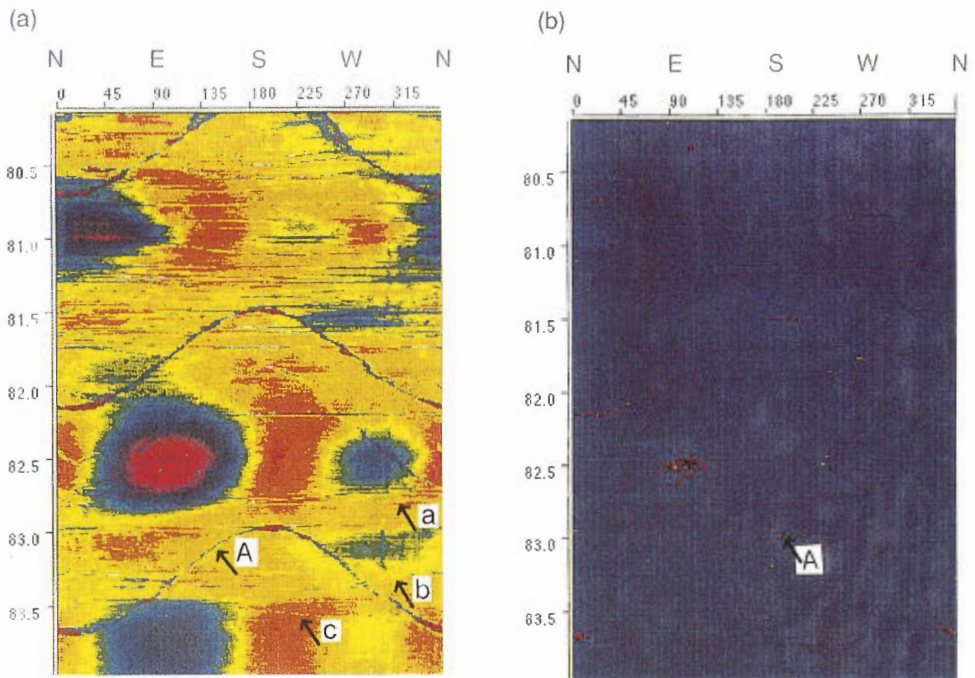
第9図 深度83.25m付近のBTV記録(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1992a, 一部加筆)。(a)は水圧破砕実験前,(b)は水圧破砕実験後の記録である。破線は水圧破砕前に存在したき裂,実線は水圧破砕によってできたき裂を示す。これらの線はBTV記録のスケッチであるため,線の太さは実際のき裂幅を示してはいない。

Fig. 9 Results of BTV logging at 83.25m before the hydraulic fracturing (a) and after the fracturing (b) (after NEDO, 1992a). The broken line shows a trace of a pre-existing natural fracture, and the solid lines depict fractures created by hydraulic fracturing. Because these lines are sketch from the BTV, thickness of the lines do not show the real aperture.

ことができる有効な手法であると言える。

水圧破砕実験後にBHTVの記録が取得され(伊藤, 未発表), その深度83.25m付近の記録を第10図に示す。第10図の(a)が反射波の振幅,(b)が反射走時から計算した半径を示している。図中Aで示す高角の亀裂, a, b, cで示す低角の亀裂が検出され, それぞれ第9図のBTVの記録中の高角の亀裂と低角の亀裂に対応している。BHTV記録では, 高角の亀裂は亀裂幅が広く, 第10図(b)に示すように一部分坑径が拡大しており充填物がないようであり, 低角の亀裂は亀裂幅が狭く連続性も悪く, 明瞭でない。新エネルギー・産業技術総合開発機構(1992a)の実験から示されるように, 低角の亀裂のみが透水性亀裂であることを考慮するならば, 高角の亀裂の一部分充填物がないように見えるのは坑壁の極く近傍だけであり透水性を示すものではなく, BHTVの分解能では低角の亀裂を明瞭に検出できなかったと考えることができる。しかし, BHTV記録からだけでは, この深度の透水性亀裂として高角の亀裂を誤って選ぶ可能性が大きい。このように, BHTV記録から透水性亀裂を判断することが困難な場合があり, 透水性亀裂をマッピングするためには, ハイドロフォンVSPで観測されるチューブ波を用いた解析結果を用いる必要がある。

深度67mと88.25mでは水圧破砕等の透水性亀裂に関する実験が行われていないが, 新エネルギー・産業技術総合開発機構(1992a)は受振坑井で坑壁のカラーパノラマ画像を観察できるボアホールスキャナ



第10図 水圧破砕実験後の深度83.25m付近のBHTV記録。(a)反射波の振幅、(b)反射走時から求めた半径。
Fig. 10 Ultrasonic BHTV image at a depth of 83.25m obtained after hydraulic fracturing. (a) the amplitude of the reflected wave, (b) the radius calculated from the travel time.

一(以下BTVSと略す)を実施している。BTVSの記録から得られた深度67m付近の亀裂の傾斜角は53°, 72°, 83°, 深度88m付近の亀裂の傾斜角は26°, 83°である。チューブ波を用いた解析から求めた深度67mと88.25mの透水性亀裂の傾斜角はそれぞれ、47°~52°, 22°~35°であることから、BTVSにより検出した亀裂のうち、深度67mでは53°, 深度88.25mでは26°の亀裂が透水性であると推定できる。

6.2 透水性亀裂の検出に関する問題点

これまでに実施されたハイドロフォンVSP (Beydoun *et al.*, 1985, Hardin *et al.*, 1987, Toksöz; *et al.*, 1992) の卓越周波数は100~200Hzであった。また、新エネルギー・産業技術総合開発機構(1991)は受振坑井近傍の坑井において油圧インパクトを震源に用いたハイドロフォンVSP実験を実施したが、初動P波はほとんど観測されなかった。今回のVSP実験では震源に電気雷管を用いることにより、卓越周波数400Hzの高周波数の記録を取得することができた。高周波数記録によって空間分解能が向上し、初動P波とチューブ波の分離が容易になり、信頼性のあるチューブ波発生深度を求めることができるようになった。

しかし、高周波数のハイドロフォンVSP記録であっても、BHTVやBTVに比べると測定間隔や用いる弾性波の波長のために、分解能はかなり低くなる。深度83.25mでは、VSP記録から低角の亀裂が透水性であることを求めることができたが、傾斜方位・傾斜角がほぼ同じ傾向を示す3つの低角の亀裂を分離して検出することはできなかった。そのため、チューブ波発生深度に存在する亀裂について深度や亀裂の数等の情報を得るためにはBHTV等による亀裂のマッピングの結果を利用する必要がある。

6.3 透水性亀裂の特性の評価に関する問題点

チューブ波と初動P波の振幅比、周波数及び透水係数の関係を示す理論曲線とVSP記録から求めた振幅比を比較することにより、透水係数を求めた。VSP記録から求めた振幅比と理論曲線の周波数依存性を比較すると、深度83.25mのAE-2井発震(第6図(b))の場合には、VSP記録から求めた振幅比は高周波数になるに従い小さくなる傾向を示し、理論曲線と良く一致している。しかし、その他の場合は、振幅比が周波数に依存しなかったり、高周波数になるに従い振幅比が大きくなり、理論曲線の傾向と一致していない。振幅比の周波数依存性が一致しない原因として、300Hzと500Hzにおいては卓越周波数400Hzに比べてP波及びチューブ波のエネルギーが小さくなるため、S/N比が低下し、400Hzにおける振幅比に比べて大きな誤差が含まれることが考えられる。周波数依存性が一致しないため、各周波数で求めた透水係数の値にばらつきが生じ、周波数が大きくなるほど求まる透水係数は大きくなっているが、それぞれのオーダーの範囲内には納まっている。

第3表に示すように、VSP記録から求めたチューブ波とP波の振幅比には誤差が含まれる。振幅比に誤差が含まれる場合、求められる透水係数、傾斜方位、傾斜角にどの程度の影響があるか見積り、それら値の信頼性について考察する。第3表に示す今回求められた合計27個の振幅比に含まれる誤差の平均割合は17%である。例えば深度83.25mの400Hzの場合に、AE-1井発震の振幅比が20%大きくなることによって求まる傾斜方位、傾斜角、透水係数がどの程度変化するか調べると、傾斜方位と傾斜角は第4表に示す値からそれぞれ21°, 7°異なり、透水係数は12%増えて140mdと求まった。振幅比が変化するとき傾斜角に比べて傾斜方位が大きな影響を受けるのは、傾斜方位が大きく変化しても亀裂面と入射P波のなす角度は少ししか変化しないことが原因であると思われる。理論曲線と振幅比の周波数依存性が一致しない場合があることや振幅比に誤差が含まれることを考慮すると、求められる傾斜方位と傾斜角はそれぞれ最大55°, 15°程度の誤差が含まれ、透水係数はオーダーの範囲の精度であると考えられる。

本実験坑井では今回のVSP実験以外には透水係数が求められていないため、チューブ波を用いて求めた透水係数を直接、検証することはできなかった。坑井テストにより結晶質岩の透水係数を多数求めた報告がBrace(1980)によりなされており、その透水係数の値は、1 μ dから100mdのオーダーの範囲である。また、Brace(1980)は透水係数を求めた坑井のコアから得られた透水係数の値と比較することか

ら、コアからは得られなかった1md以上の大きな透水係数の原因として亀裂の存在を挙げている。VSPから求めた透水係数の値は、Brace (1980)の結果では透水性の良い場合に相当しており、亀裂の透水係数として妥当であると推定できる。

7. 結 論

マルチオフセットハイドロフォンVSPを実施し、観測されたチューブ波を用いた解析を行い、坑井を横切る透水性亀裂を検出しその特性を求め、水圧破碎実験や検層の結果と比較した。その結果、次のことが明らかになった。

受振坑井裸坑部で発生したチューブ波は、その発生深度と検層記録とを比較した結果、本坑井の坑径変化や音響インピーダンス変化の影響では発生せず、透水性亀裂の存在によって発生していることがわかり、チューブ波の発生を用いて透水性亀裂を検出することができた。

検層によって高角と低角の2種類の亀裂が確認された深度において、VSP記録から求めた透水性亀裂の傾斜方位・傾斜角は、水圧破碎実験、導通試験、BTV等の結果から求めた値と調和した。このことから、チューブ波を用いた解析は透水性亀裂とそうでない亀裂を区別することができる有効な手法であると言える。BHTV等のき裂のマッピングが可能である検層はVSPに比べて分解能は高いが、透水性亀裂とそうでない亀裂を区別することは困難であるため、ハイドロフォンVSPによるチューブ波を用いた解析と組み合わせることにより、分解能の高い透水性亀裂のマッピングが可能になると考えられる。

VSP記録から求めた透水係数、傾斜方位、傾斜角の誤差について検討した結果、傾斜方位と傾斜角はそれぞれ最大55°、15°の誤差の範囲で求められ、透水係数はオーダーの範囲で求められると推定した。

謝辞 新エネルギー・産業技術総合開発機構の関係各位には坑井の利用に際し便宜をはかっていただき、坑井データの使用を許可していただきました。また、VSPデータの取得は、応用地質(株)の東 宏幸、樋渡純也両氏の協力によるところが大きい。記して感謝いたします。

文 献

- Beydoun, W. B., Cheng, C. H. and Toksöz M. N.(1985) Detection of open fractures with Vertical Seismic Profiling. *J. Geophys. Res.*, vol. 90, p. 4557-4566.
- Brace, W. F. (1980) Permeability of crystalline and argillaceous rocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, vol. 17, p. 241-251.
- Hardage, B. A. (1983) *Vertical Seismic Profiling : Principles*. Geophysical Press, London, 509 p.
- Hardin, E. L., Cheng, C.H., Paillet, F. L. and Mendelson, J. D. (1987) Fracture characterization by means of attenuation and generation of tube waves in fractured crystalline rock at Mirror Lake, New Hampshire. *J. Geophys. Res.*, vol. 92, p. 7989-8006.
- Huang, C. F. and Hunter, J.A. (1981) The correlation of "tube wave" events with open fractures in fluid-filled borehole. *Current Res., Part A, Geol. Surv. Can.*, 81-1A, p. 361-376.
- and ——— (1984) The tube-wave method of estimating in-situ rock fracture permeability in fluid-filled boreholes. *Geoexploration*, vol. 22, p. 245-259.
- 木口 努・乗原保人・伊藤久男 (1990) ハイドロフォンVSP法によるフラクチャーの透水係数の推定. 物理探査学会第82回(平成2年度春季)学術講演会講演論文集, p. 208-210.
- ・伊藤久男・乗原保人・中尾信典・大湊隆雄 (1994) ハイドロフォンVSPで見た透水性き裂と検層結果の比較. 物理探査学会第91回(平成6年度秋季)学術講演会講演論文集, p. 20-24.
- Kitsunozaki, C. (1971) Field experimental study of shear waves and the related problems.

Contributions, Geophysical Institute, Kyoto University, vol. 11, p. 103-177.

Li, Y. D., Rabbel, W. and Wang, R. (1994) Investigation of permeable fracture zones by tube-wave analysis. *Geophys. J. Int.*, vol. 116, p. 739-753.

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1991) 高温岩体発電システム技術開発—平成2年度研究結果の概要—, 39p.

———— (1992a) 高温岩体発電システム技術開発—平成3年度研究結果の概要—, 64p.

———— (1992b) 平成2年度地熱探査技術等検証調査 断裂型貯留層探査法開発 弾性波利用探査法開発(探査法開発)報告書(要約), 359p.

———— (1993) 高温岩体発電システム技術開発—平成4年度研究結果の概要—, 71p.

Toksöz M. N., Cheng, C. H. and Cicerone, R. D. (1992) Fracture detection and characterization from hydrophone vertical seismic profiling data, in Evance, B. and Wong, T., ed., *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*, Academic Press, New York, p. 389-414.

山口和男・木口 努・加野直巳(1992) 坑井内震源—地表受振器による弾性波の伝播実験. 物理探査, vol. 45, p. 32-47.

White, J. E. (1983) *Underground Sound*. Elsevier, New York, 253 p.

走時を用いた弾性波トモグラフィの解析技術とその応用

横田俊之*・六川修一**・大久保泰邦*
松島 潤*・宮崎光旗*・芦田 讓***

Analysis and application of seismic travelttime tomography

Toshiyuki YOKOTA, Shuichi ROKUGAWA, Yasukuni OKUBO
Jun MATSUSHIMA, Teruki MIYAZAKI and Yuzuru ASHIDA

Abstract: We deal with two topics in this report. One is how to avoid a problem with a weathering layer in reconstruction of travelttime tomography, and the other is a processing technique for S-wave tomography.

On the first topic, we developed an inversion technique of seismic tomography for reconstructing the subsurface velocity image by removing the effect of a weathering layer and applied it to the detection of fracture in the Tanna basin. The combined use of surface-to-well data with cross-well data improves the horizontal resolution of velocity distribution due to the increase of vertical ray paths. After applying the proposed method to the field data set acquired in the Tanna basin, the following conclusions are derived.

- (1) The proposed method reconstructs the reasonable subsurface velocity image for detecting the fracture distribution with high accuracy.
- (2) In the tomographic survey of vertical structure such as a fault system, it is desirable to use not only cross-well data but also use as many data of vertical ray paths as possible.
- (3) If surface-to-well data which have a lot of vertical ray paths are used, the effect caused by weathering layer of low velocity should be removed in order to get the highly accurate reconstruction image.

On the second topic, we tried to pick up S-wave information in the tomographic data by polarization filter. Then we evaluated responsibility of both P-wave and S-wave tomograms with checkerboard resolution. Analysis of the field data set acquired in the Yutsubo area revealed the possibility of the effective use of the S-wave information in tomographic data.

1. はじめに

近年、弾性波を利用した坑井間トモグラフィについてのさまざまな実験・研究が行われ、初動走時を用いたトモグラフィ技術は実用技術として確立されつつあり、すでに土木工学や、炭化水素資源開発におけるEORモニタリング等の多くの分野で用いられるようになってきた(例えば, Matsubara and Kurasawa, 1992).

*地殻物理部, **東京大学工学部, ***京都大学工学部

Keywords: Seismic tomography inversion, Vertical ray path, Weathering layer, Polarization filter, S-wave tomography

しかしながら、弾性波トモグラフィの問題点の一つとして、その観測ジオメトリの制限、すなわち波線がほとんど地表と水平方向であることに起因する垂直に近い構造の検出の困難さがあげられる。この問題点を軽減するために、一般的には、坑井間ジオメトリで取得されたデータに地表-坑井間ジオメトリで取得されたデータを加えてより垂直方向の波線を増加させた上で解析を行うというアプローチが行われている。しかしながら、地表付近には非常に低速度な風化層が存在する 경우가多く、その中を波線が通過することにより、風化層とそれ以深の地層との大きな速度コントラストが、トモグラフィ解析に悪影響を与えるという問題が新たに生じる。

また、弾性波トモグラフィでは、初動P波を用いた走時トモグラフィが主流であり、一部反射波や初動振幅を用いたアプローチが行われているにすぎない。しかし記録中には場合により十分なS波の情報が存在する。S波を利用すると、(1)P波の情報と併せて利用することによりポアソン比分布を知ることができることにより物性解釈の向上につながる点、(2)S波の偏向方向やスプリットティングなどの情報より異方性等の情報が得られること、等の利点がある。それにもかかわらず、S波利用が十分なされていない理由の一つは、記録上でP波起因の波群やチューブウェーブ等に埋もれてS波の読みとりが困難なことにある。

本報告では、まず前者について、モデルシミュレーションによって地表-坑井間データを加えて解析を行うことの利点及び地表付近に存在する風化層がトモグラフィ解析に与える悪影響を見積もり、続いてその影響を取り除いたインバージョンをする。この手法を用いて、静岡県丹那地域において新エネルギー・産業技術総合開発機構により取得された弾性波トモグラフィデータについて適用し、ほぼ垂直な断層構造の検出を試みた (Yokota *et al.*, 1993)。

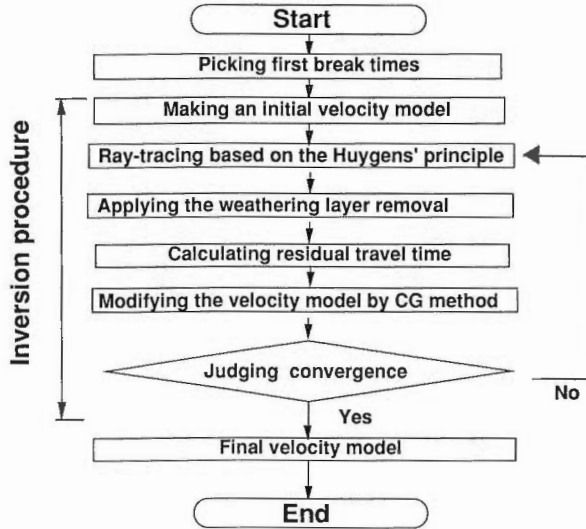
後者については、Esmersoy (1984), Greenhalgh *et al.* (1988) 等のPolarization filterを用いたS波抽出を試みた。S波抽出法としては、(1)他の波動現象との見かけ速度の差を利用した速度フィルタ (例えばF-K filter, Median filter, Tau-p filter等)、(2)S波の偏向を用いたPolarization filterなどがある。しかしながら、坑井間弾性波記録においては、共通受振点記録内にさまざまな入射角を持つトレースが存在することにより、一つのイベントが様々な見かけ速度を持つことが多く、一般に速度フィルタの適用は困難と考えられる。さらに、S波トモグラムとP波トモグラムを用いてポアソン比を求めようとする際に問題となる使用波線数の違いによる信頼性の違いを評価するために、Grand (1987), Inoue *et al.* (1990) 等に紹介されているCheckerboard resolutionを用いた。この手法を用いて、大分県湯坪地域において新エネルギー・産業技術総合開発機構により取得された弾性波トモグラフィデータについてのS波の抽出を行い、S波トモグラムを作成し、P波トモグラムとの比較を行い、続いて両トモグラムの信頼性の評価を行った (横田ほか, 1994)。

2. 初動走時トモグラフィの問題点とその解決法

2.1 モデルシミュレーション

初動走時トモグラフィの問題点とその解決法を考察するにあたって、まずモデルシミュレーションによって、(1)地表-坑井間データを坑井間データに加えた場合の垂直に近い波線の増加による垂直方向の速度異常検出能力向上の確認、および(2)浅部に風化層が存在する場合それが解析に与える影響を調べた。その後、風化層の影響を取り除く処理を行い、その効果についての評価を行った。

風化層の影響を除去する処理 (後述) を含めたデータ処理の流れを第1図に示す。また第1表にモデルシミュレーションのインバージョン過程で用いたパラメータを示す。モデルのサイズは200m×400mであり、解析領域を10m×10mの正方形セルで区切った。すなわち横方向のセル分割は20、縦方向は40である。レイトレーシング法はHuygensの原理に基づく16方向点波源法を用いた (山田・佐々, 1990)。初期モデルを修正するための反復計算にはCG法を用いた。



第1図 「初動走時トモグラフィの問題点とその解決法」で用いたトモグラフィデータ処理の流れ 風化層除去処理については後述
 Fig. 1 Flowchart of data processing used for 'how to avoid a problem with a weathering layer in reconstruction of trveltime tomography'. Weathering layer removal shown in this flowchart is a proposed technique described later.

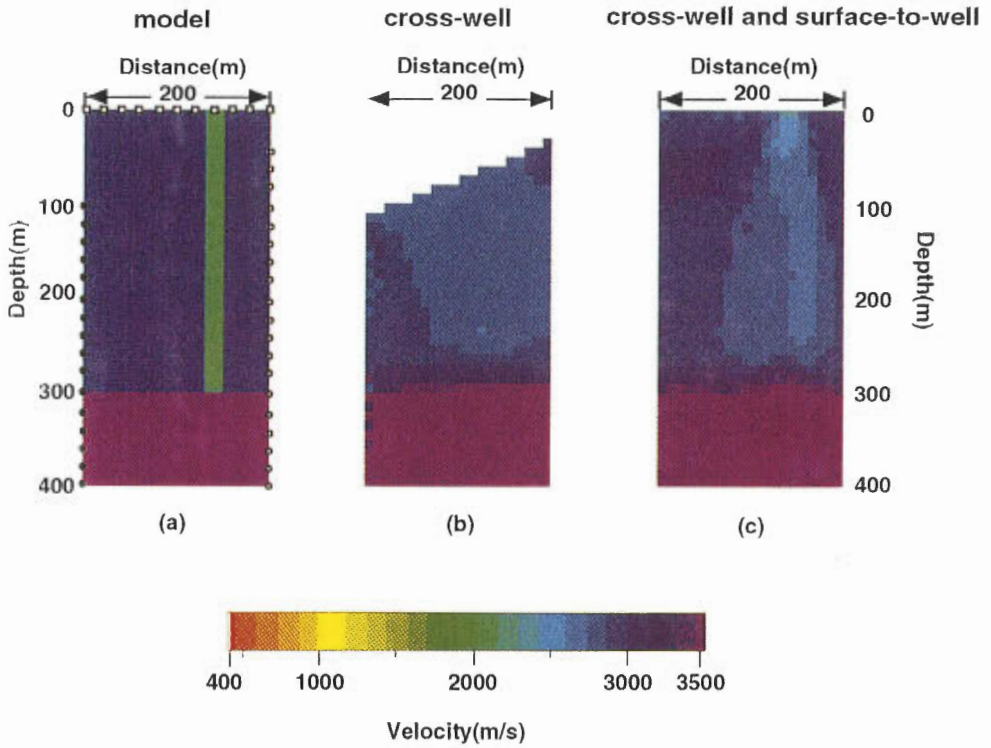
第2表 「初動走時トモグラフィの問題点とその解決法」で用いたインバージョンパラメータ
 Table 1 Inversion parameter used for 'how to avoid a problem with a weathering layer in reconstruction of trveltime tomography'.

セル数	20×40
セル分割	10m×10m
レイトラッキング法	Huygensの原理に基づく 16方向点波源法
初期モデル	BPT法
反復回数	4回の反復計算ごとに1回の レイトラッキングを行い、全20回
反復計算法	CG法

2.1.1 坑井間トモグラフィと地表-坑井間トモグラフィの比較

まず第2図(a)に示すモデルおよび震源受振点配置を用いて、坑井間データに、地表-坑井間データを加えた場合の垂直方向の速度異常の検出能力の向上についての確認を行った。このモデルは、3,000m/sの背景速度中に、垂直方向に2,500m/sの低速度異常が存在するモデルであり、最下層に3,500m/sの高速度層が存在する。坑井間データのみを用いた場合の再構成結果を第2図(b)に、坑井間データおよび地表-坑井間データをもとに用いた場合の再構成結果を第2図(c)にそれぞれ示す。

第2図(b)においては、低速度異常が検出されるべき場所においてもほとんど速度変化が見られない。この結果は、このような垂直方向の速度異常を坑井間データのみで再構成することはほとんど不可能であることを示唆している。その一方第2図(c)に示されている再構成結果においては、第2図(b)に比較して垂直方向の速度異常をよく検出していることがわかる。しかし、この場合でも、その分解能は深度が増加するにしたがって減少する傾向がある。これは、震源受振器配置の制限により、深部で垂直に近い



第2図 坑井間トモグラフィと、坑井間および地表-坑井間データをあわせたトモグラフィの比較

(a) 垂直低速度層が存在するモデル

坑井間データの場合は、●が震源、○が受振点、

地表-坑井間データの場合には、□が震源、●と○が受振点である。

(b) 坑井間トモグラフィによる再構成結果

(c) 3方向トモグラフィによる再構成結果

Fig. 2 Comparison of cross-well tomography with cross-well and surface-to-well tomography.

(a) Vertical low velocity model.

In case of cross-well geometry, ●'s are sources and ○'s are receivers.

In case of surface to well geometry, □'s are sources, and both ●'s and ○'s are receivers.

(b) Reconstructed image only from cross-well data.

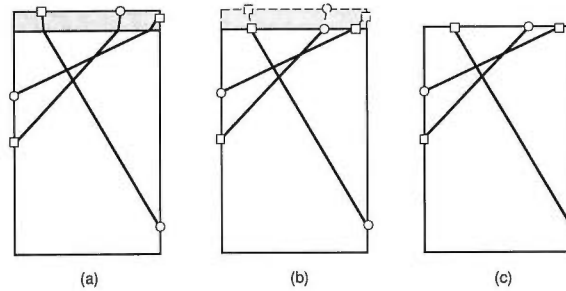
(c) Reconstructed image from both cross-well and surface-to-well data.

波線が少ないことによると考えられる。

2.1.2 風化層除去処理

(1) 風化層除去処理の手順

第3図は、風化層除去処理の過程を図示したものである。まず、風化層中を波線が通過する震源と受振点のペアを見つける(第3図(a))。続いて、それらのうちの風化層の底よりも上にあるものを風化層の底へと移動し、観測走時から風化層中を伝播するのにかかる走時を差し引きし、走時の補正を行う(第3図(b))。その後、補正された震源受振器位置および走時を用いてその後の解析を行う(第3図(c))。



第3図 風化層除去処理の概念

- (a) 風化層中を波線が通過する震源・受振点のペア
- (b) 震源・受振点の移動および走時の補正
- (c) インバージョンに使用される、移動後の震源・受振点

Fig. 3 Idea of the weathering layer removal.

- (a) Pairs of source and receiver whose paths pass through the weathering layer.
- (b) Source and receiver relocation and arrival times correction.
- (c) Relocated source and receiver sets used in the inversion.

実際の処理の過程は以下のとおりである。

- (1) Huygensの原理を用いて全波線長 L を計算する。
- (2) 風化層中を通過する波線長 L_w および走時 T_w を計算する。
- (3) L_w および T_w を、全波線長 L および観測走時 T からそれぞれ引き、 L' と T' を求める。 L_w は風化層を横切る波線長であり、 T_w は風化層を通過するのに要する時間である。
- (4) 以後のインバージョンは、 L' と T' を用いて行う。その際に、風化層の厚さおよび速度値は固定し、インバージョンの間中変化させない。

i 番目の波線に注目して上記の(1)~(3)を式で表すと以下のとおりである。

$$L_i = \sum_j l_{ij}, \quad (1)$$

ここで、 j はセル番号を表す。

$$L_{wi} = \sum_{j=1}^{j_{w1}} l_{ij}, \quad T_{wi} = \sum_{j=1}^{j_{w1}} t_{ij}, \quad (2)$$

$$L_i' = L_i - L_{wi}, \quad T_i' = T_i - T_{wi}, \quad (3)$$

ここで、 j_{w1} は i 番目の波線が通過する風化層中のセル番号を表す。

(2) 通常の解析と風化層除去処理を含む解析の比較

ここでは、通常のトモグラフィ解析法（言い換えれば風化層除去処理を含まない解析法）と風化層除去処理を含む解析法の比較を行う。そのために、第4図(a)に示すモデルおよび震源受振点配置を使用する。このモデルでは、風化層を表現するために、上から2個分のセルの速度を400m/sとしている。それ以外の部分は、第3図(a)に示したモデルと同じである。風化層除去処理を含む解析の過程においては、上から2個分のセルの速度は固定した。通常のトモグラフィ解析法による逆解析結果を第4図(b)に、風化層除去処理を含む解析法による逆解析結果を第4図(c)にそれぞれ示す。

通常のトモグラフィ解析法による逆解析結果は、第4図(b)に示されるとおり、モデルより厚い(深度100m程度まで続く)低速度層が再構成されており、その層の速度は、風化層の速度とモデルの他の部分の中間の速度となっている。その一方、風化層除去処理を含む解析法による逆解析結果は、第4図(c)に示される通り、第4図(b)には現われていなかった垂直方向の速度異常を再構成している。

2.2 フィールドデータへの適用

ここで、我々の手法（風化層除去処理）を丹那盆地で新エネルギー・産業技術総合開発機構によって取得されたデータに適用する。

2.2.1 現場実験の概要

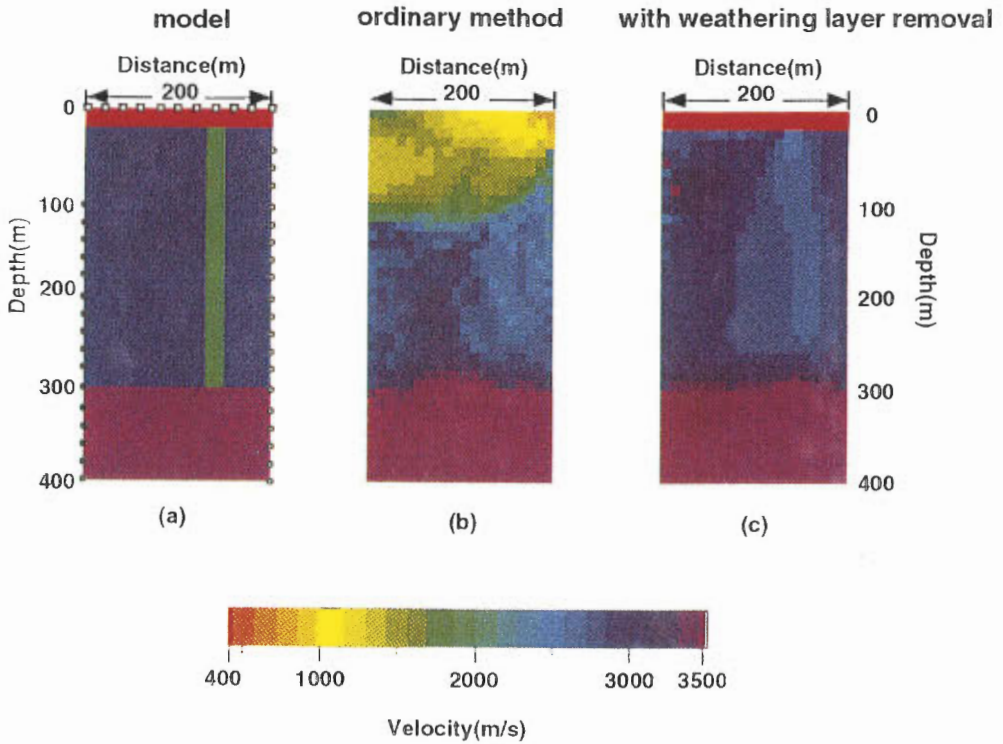
今回我々が使用した現場データは、1991年4月3日から4月21日の19日間をかけて、静岡県丹那地域で、新エネルギー・産業技術総合開発機構によって取得された。第5図に丹那盆地周辺の地形を示す。同図に示されているように、丹那断層は、ほぼ南北に走っている。また、丹那断層の東側は、主断層に関連する共役断層群が発達していることが報告されている（松田，1972；星野ほか，1978）。

実験に使用された坑井は、N63-TN-1S、N1-TN-2S、およびN1-TN-3と呼ばれる3坑井である。第6図に丹那盆地内における3坑井の位置を示す。TN-1Sは丹那断層の東に位置し、TN-2SおよびTN-3は丹那断層の西に位置する。3坑井の検層結果を見ると、TN-2SとTN-3の層序は互いに相関が高く、またそれらのコアには50%程度の溶岩が含まれている。その一方TN-1Sのコアには、ほとんど溶岩が含まれず、非常に破碎が進んでいる、その層序は、他の2坑の層序とほとんど一致を見ていない。（新エネルギー・産業技術総合開発機構，1990，1991a）

新エネルギー・産業技術総合開発機構は、この地域で2組の坑井間トモグラフィデータおよび2組の地表-坑井間トモグラフィデータを取得している。1組は、TN-1SとTN-2Sを利用したものであり、もう1組は、TN-2SとTN-3を利用したものである。この報告中では、断層線の両側に坑井が存在するTN-1S、TN-2S間のデータのみを取り扱った。両坑井間の距離は、170.7mである。第2表にデータ取得の仕様を示す。坑井間データ取得においてはエアガンを震源とし、また地表-坑井間データ取得においてはインパクトを震源とした。受振器はいずれの場合も坑井内3成分地震計である。模式的な観測パターンを描くと、第7図のようになる。図中ハッチで示された領域が直線波線を仮定した場合の観測領域である。同図からわかるとおり、坑井間データ取得の場合には浅部に波線がない。このことから、浅部における分解能を著しく落とすであろうことが予測される。

新エネルギー・産業技術総合開発機構は、同地域で屈折法探査も行っている。その結果を見ると、風化層の厚さとそのP波伝播速度を知ることができる（新エネルギー・産業技術総合開発機構，1991b）。屈折法探査の測線は第6図に一点鎖線で示されているように、ほとんどTN-1SとTN-2Sを結ぶ線上にある。その結果(第8図)によると、風化層中のP波伝播速度は400m/sであり、その厚さはTN-1S側で約5m、TN-2S側で約17mである。

トモグラフィ解析には、断層線を挟むデータを用いており、また地表付近には非常に低速の風化層が存在している。この地質および計測の条件は前述のモデルシミュレーションの項で扱ったモデルと類似



第4図 通常のデータ処理と、風化層除去処理の比較

(a) 垂直低速度層が存在するモデル

坑井間データの場合は、●が震源、○が受振点、

地表-坑井間データの場合には、□が震源、●と○が受振点である。

(b) 通常のデータ処理による再構成結果

(c) 風化層除去処理による再構成結果

Fig. 4 Comparison between ordinary process and the process with weathering layer removal.

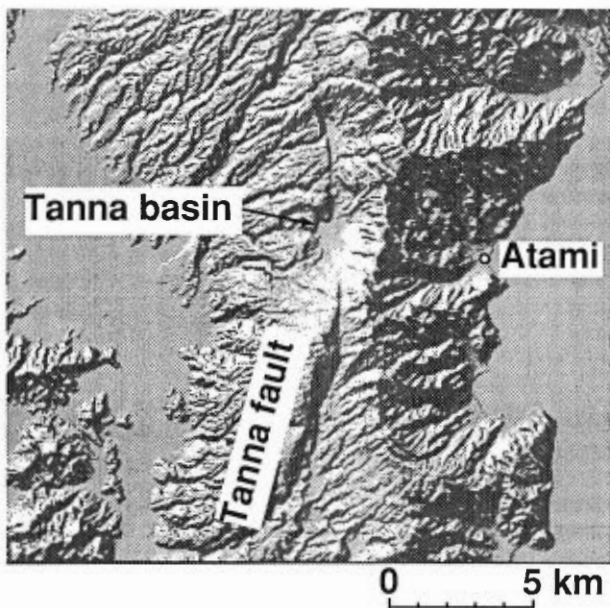
(a) Vertical low velocity model.

In case of cross-well geometry, ●'s are sources and ○'s are receivers.

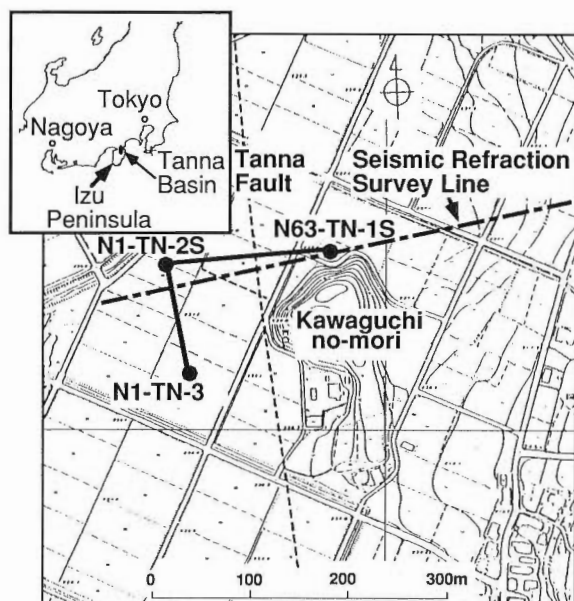
In case of surface-to-well geometry, □'s are sources, and both ●'s and ○'s are receivers.

(b) Reconstructed image obtained by the ordinary process.

(c) Reconstructed image obtained by the process with weathering layer removal.



第 5 図 丹那盆地周辺の地形
Fig. 5 Topography around the Tanna basin.



第 6 図 丹那盆地内の坑井の分布
破線は丹那断層の走向を示す。
一点鎖線はNEDOによって実施された屈折法の測線を示す。

Fig. 6 The location map of the wells in Tanna basin.
A broken line shows the trace of Tanna fault.
A single dot and dash line shows the line of seismic refraction survey carried out by NEDO (After NEDO, 1991b).

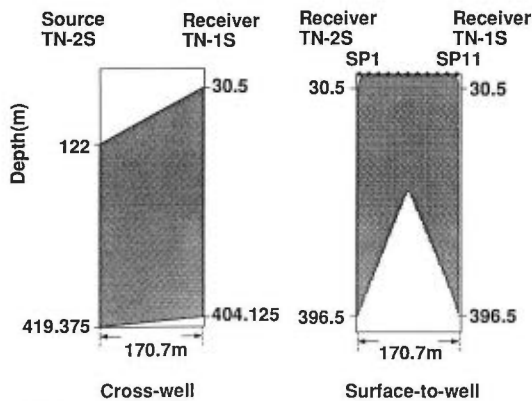
第2表 丹那地域におけるデータ取得のパラメタ
Table 2 Specifications of the data acquisition in the Tanna basin.

(a) 坑井間データ取得

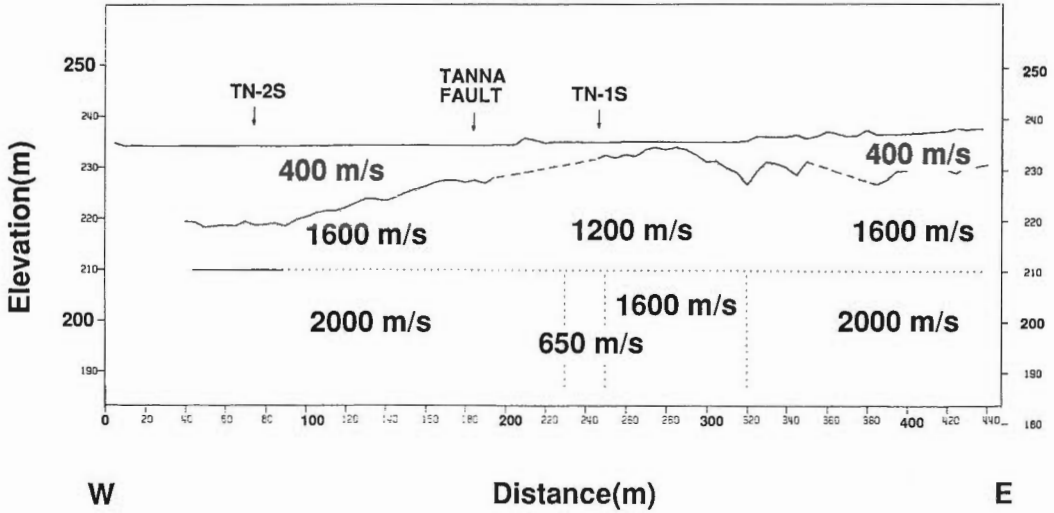
震源	エアガン(40cu.in,3300psi)
震源井	TN-2S
発震間隔	標準7.625m
発震深度	122~419.375m
発震数	40レベル
重合数	標準5回
受振器	3成分ジオフォン
受振井	TN-1S
受振器間隔	標準7.625m
受振深度	30.5~404.125m
受振数	50
サンプル時間間隔	1msec
レコード長	1sec
全波線数	2000
坑井間距離	170.7m(TN-2S~TN-1S)

(b) 地表一坑井間データ取得

震源	P波インパクト
震源位置	TN-1S と TN-2Sの間の地表
発震間隔	約17m
発震数	11点
受振器	3成分ジオフォン
受振井	TN-1SとTN-2S
受振間隔	標準7.625m
受振深度	30.5~396.5m(TN-1S) 30.5~396.5m(TN-2S)
受振器数	45
サンプル時間間隔	1msec
レコード長	1sec
全波線数	495 (TN-1S) 495 (TN-2S)



第7図 観測ジオメトリ
ハッチで示された領域は、直線波線を仮定した場合の観測領域である。
Fig. 7 Observation geometry.
Shaded area exhibits the coverage area in case that the ray path are straight.



第8図 屈折法により求められた浅部速度分布
 Fig. 8 Velocity distribution of shallow zone obtained through seismic refraction method
 (After NEDO,1991b).

している。そこで、我々の風化層除去処理を適用する必要がある、その結果、丹那断層がいくつかの水平的な速度不連続部としてとらえられることが期待される。

2.2.2 現場データの解析

解析に用いた波線の本数は、坑井間トモグラフィの場合は、1,534本であり、地表-坑井間トモグラフィの場合は、914本である。データ解析に用いた流れ図は、第1図に示されたものである。解析に用いたセルは、大きさが7.625m×7.625m、分割が22×51である。それ以外のパラメータは、第2表に示されたものを用いた。風化層除去処理においては、第8図に示した屈折法によって求められた速度を上から2個分のセルの速度にあてはめて与え、反復計算中変化させなかった。

第9図に再構成結果を示す。第9図(a)は、坑井間データのみから再構成された速度分布である。第9図(b)は、坑井間データ、地表-坑井間データをともに使用し、通常のトモグラフィ解析法によって再構成された速度分布である。第9図(c)は、坑井間データ、地表-坑井間データをともに使用し、風化層除去処理を含む解析法によって再構成された速度分布である。

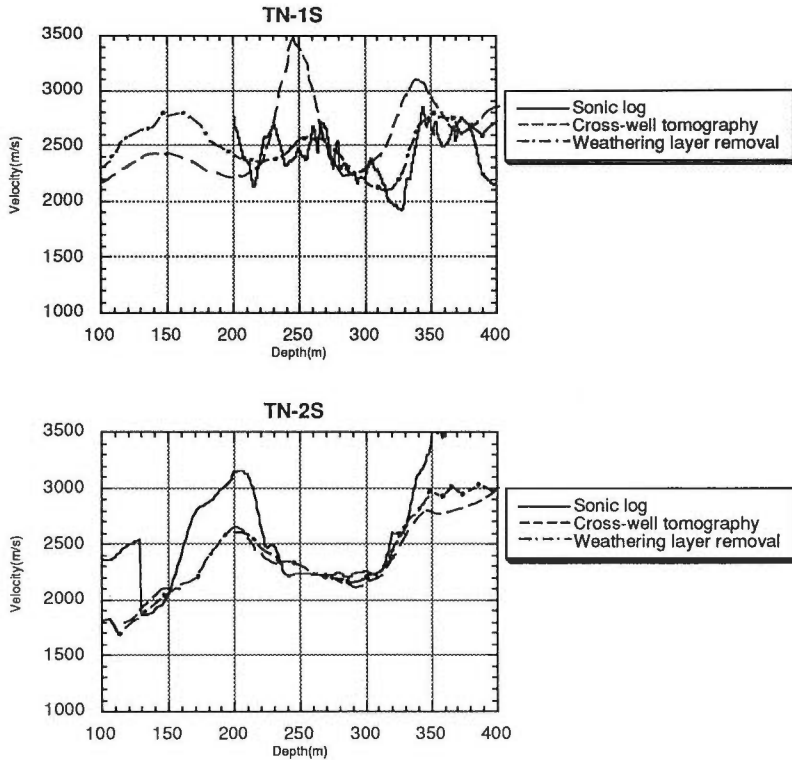
第9図(a)では、TN-1S周辺の深度260m付近では、3,000m/s (紫色の部分) という非常に速い速度が再構成され、周囲 (緑色の部分 2,000m/s) と大きな速度コントラストを形成している。その一方、第9図(c)では、同じ部分の速度が、2,600m/s (青色の部分) となっており、周囲 (水色の部分 2,400m/s) との速度コントラストは、現実的な値となっている。第9図(a)にみられる非常に大きな速度コントラストは、波線数が十分でないことによって形成される偽像だと考えられる。第9図(b)では、1,000m/sから1,700m/sの低速度で、速度が深度とともに増加する層が地表から130mの深度まで続いているような再構成結果が得られている。この結果は第4図(b)の結果と類似するものであり、地表付近の風化層の存在が解析に悪影響を与えたものと考えられる。それに比較して、第9図(c)では、風化層直下の速度が約2,000m/sとなっており、この付近の地質情報ともよく一致しており、より適切な再構成結果が得られていると考えられる。これらの結果より、坑井間データ、地表-坑井間データをともに使用し、風化層除去処理を含む解析法によって再構成した速度分布は、もっともよい結果を示していると考えてよい。

さらに、第9図(c)中にはいくつかの水平的な速度不連続が存在する、それらは例えば、(1)TN-1S近傍の

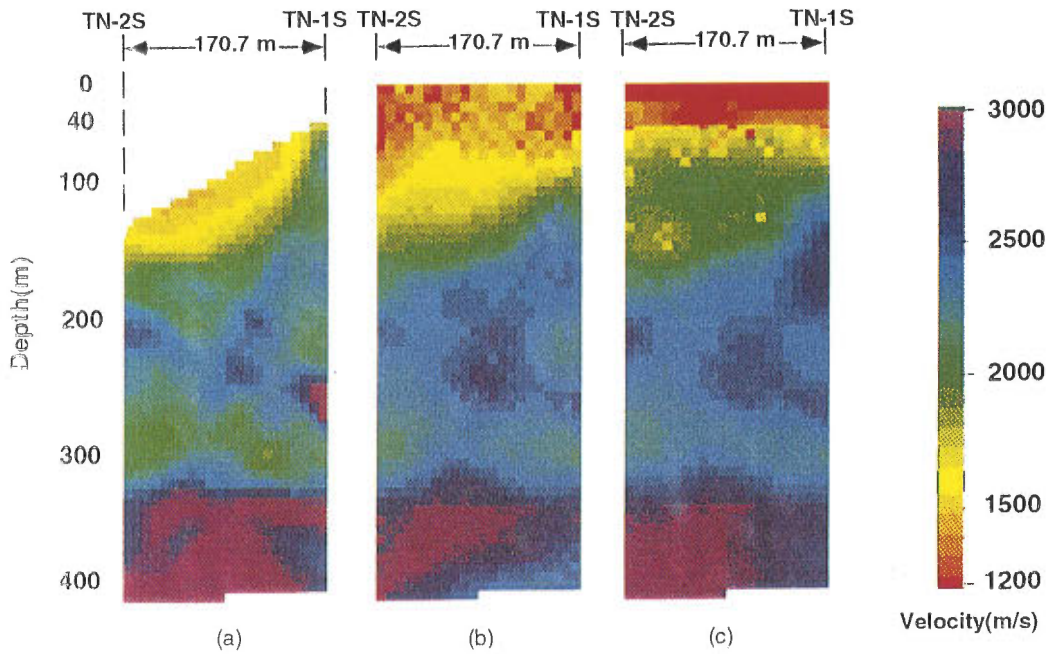
170mから270m間での深度に存在する2,800m/sの速度(濃い青色の部分)の形状が階段状に変化している、(2)浅部の約1800m/sの速度(緑色の部分)をもった層の厚さが、TN-1S付近からTN-2S方向に向かって、30mから100mへと変化している、(3)TN-2S付近の300m以深に存在する高速度層(紫色の部分)が、比較的低速な層にぶつかって止まっているなどである。これらの不連続部は、丹那断層を表していると考えられる。

速度検層で求められた速度値をスムージングしたものと、トモグラフィで求められた速度値をグラフにしたものが第10図である。この図より、TN-1Sに関しては、坑井間データ、地表-坑井間データとともに使用し、風化層除去処理を施したトモグラフィ結果は、坑井間データのみを使用したトモグラフィ結果と比較したときに、坑井近傍の速度値が変化し速度検層の値に近づくことがわかる。TN-2Sに関しては、どちらの手法でも速度値自体に余り変化がない。このことはTN-2S側においては構造が水平的であり、水平方向の波線のみで速度決定できるためであると考えられるが、現時点では断言は不可能である。さらに、全体の速度値自体が速度検層の値と非常に一致することは、トモグラムの速度値が全体にわたって信頼度が高いと考えてよいことを意味する。

以上のことより、坑井間データ、地表-坑井間データとともに使用し、風化層除去処理を含む解析法を用いることによって、断層を検出できるほどの水平分解能をもつ解析が可能になると結論することができる。



第10図 トモグラフィと速度検層による坑井付近の速度分布の比較
 Fig. 10 Comparison of the velocity obtained by tomography and sonic log



第9図 丹那盆地における速度再構成結果

- (a) 坑井間データのみから求められた再構成結果
- (b) 坑井間データおよび地表-坑井間データを用いて、通常の処理を行って求められた再構成結果
- (c) 坑井間データおよび地表-坑井間データを用いて、風化層除去処理を行って求められた再構成結果

Fig. 9 Inversion results of the Tanna tomography.

- (a) Inversion result obtained only from cross-well data.
- (b) Inversion result obtained by the ordinary process from cross-well and surface-to-well data.
- (c) Inversion result obtained by the process with weathering layer removal from cross-well and surface-to-well data.

3. 初動走時以外の情報を用いたトモグラフィの可能性

現在のトモグラフィ解析が、坑井間弾性波トモグラフィ記録が持っている情報を十分に活用しているとはいえない状態であることに着目し、現在有効利用されていない情報のうちの一つであるS波の情報を利用することについての考察を行った。本報告では、S波を抽出するために、Polarization filterを用いた。また、S波トモグラムとP波トモグラムの信頼性の評価にあたっては、Checkerboard resolutionを用いることとした。

3.1 Polarization filter

今回処理に用いたPolarization filterは、2種類で、そのうちの一つは、通常よく用いられる、見かけ速度を用いた方法であり、もう一つはP波トモグラムを作成する際に知ることができるP波入射角を用いた方法である。ここでは、まず見かけ速度を用いた方法の説明をし、その後にP波入射角を用いた方法について簡単に説明する。

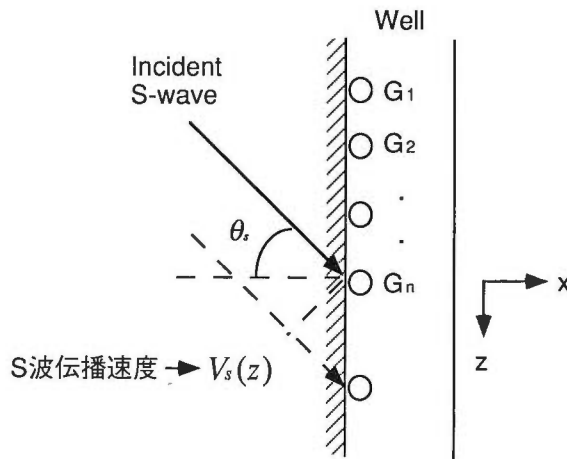
今、水平2成分受振記録から、水平面内でP波エネルギーを最大とする記録 $X(t)$ が作成されているとき、垂直成分記録 $Z(t)$ および $X(t)$ を用いて、SV波記録は、

$$U_{sp}(t) = -\sin\theta_s \cdot X(t) + \cos\theta_s \cdot Z(t) \quad (4)$$

と表現される(第11図)。ここで、 θ_s はS波入射角である。いま、近似的に平面波入射が成立しているとすれば、

$$\sin\theta_s = (1 - \rho_s^2 \cdot V_s^2(z))^{1/2}, \quad \cos\theta_s = \rho_s \cdot V_s(z) \quad (5)$$

と書くことができる。ただし、 $V_s(z)$ は深度 z における地層のS波伝播速度で、速度検層などより求めることができ、また ρ_s は地震記録中のS波の見かけスローネスである。また、Greenhalgh *et al.* (1988)は、Polarization filterの出力結果から、さらにS波の振動方向の波動を強調し、それ以外の波動を減衰させる方法を示している。その方法は、新たにSV波と直交する方向の記録 (Converse rotation operators)



第11図 Polarization filterの概念図

○は受振器を示す

Fig. 11 Basic idea of polarization filter.

○'s indicate geophones.

$$E_s(t) = \cos\theta_s \cdot X(t) + \sin\theta_s \cdot Z(t) \quad (6)$$

を作成し、 $E_s(t)$ と先ほどの $U_{sp}(t)$ から

$$G(t) = \{1 + (E_s(t) / \epsilon_0 \cdot U_{sp}(t))^2\}^{-1/2} \quad (7)$$

を求め、さらに $G(t)$ を用いて

$$U_s(t) = G(t) \cdot U_{sp}(t) \quad (8)$$

をもとめる方法である。ここで ϵ_0 は、Cut-off ellipticityと呼ばれるもので、その働きは、(1) $E_s(t)/U_{sp}(t) < \epsilon_0$ の領域、言い換えれば対象としている波動のエネルギーの多くが強調したい方向の成分を持っている場合に対しては、 $G(t)$ にフラットな特性を示させることによりその波動を通過させ、(2) $E_s(t)/U_{sp}(t) > \epsilon_0$ の領域、言い換えれば対象としている波動のエネルギーが強調したくない方向の成分を多く持っている場合に対しては、 $G(t)$ をほとんどゼロとすることによりその波動を急速に減衰させる。このようにして求められた $G(t)$ は、目的の振動方向を持った波動現象がより強調されたものとなる。

P波入射角を用いた方法は、(4)式および(6)式中の θ_s の値として、P波速度分布に対してレイトレーシングを行った結果の角度を用いる。この手法では、P波とS波の波線に大きな違いがないという仮定を含んでおり、この仮定が満たされない場合には使用不可能である。ただし、見かけ速度を用いる手法に比較して簡便に θ_s を求めることができるというメリットを持っている。

3.2 Checkerboard resolution

Checkerboard resolutionとは、再構成されたトモグラムの速度分布に、格子状の速度揺らぎを与え、その速度揺らぎを波線を固定した条件下でトモグラフィインバージョンする事により、最終的な波線分布の下で、トモグラムのどの部分がよく再構成されているかを視覚的に示す方法である。その具体的手順は、第12図に示したとおりであり、(1)速度揺らぎの情報と再構成されたトモグラムからチェッカーボードパターンモデルを作成する、(2)トモグラムを作成するときに求められた最終波線に沿ってチェッカーボードパターンモデル上をレイトレースし、走時を計算する、(3)波線を固定したトモグラフィインバージョンによってチェッカーボードパターンモデルを再構成する、(4)再構成されたチェッカーボードパターンモデルの速度値を元のトモグラムの速度値で割って格子状の速度揺らぎを再構成する、というステップからなる。最終的に格子状の速度揺らぎが良く再構成された部分ではトモグラムの信頼度が高いといえることができる。

3.3 フィールドデータへの適用

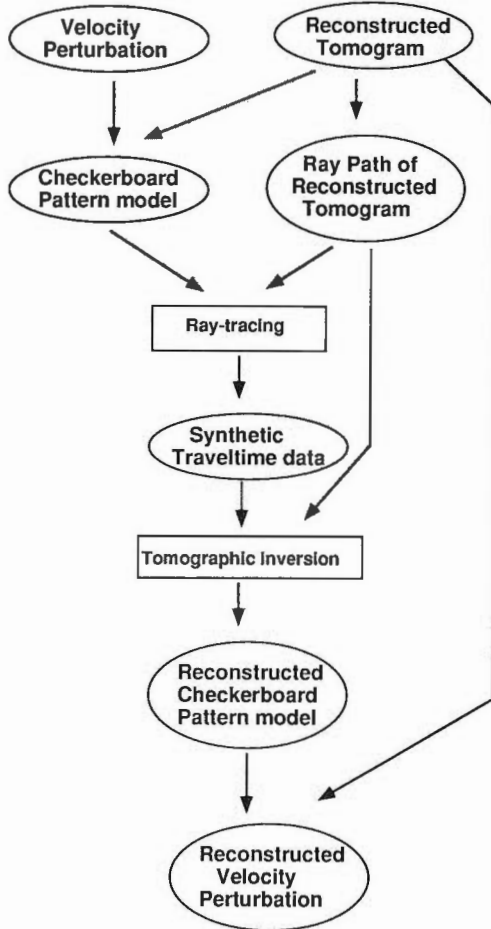
ここで、Polarization filterを湯坪地域で新エネルギー・産業技術総合開発機構によって取得されたデータに適用した。

3.3.1 現場実験の概要

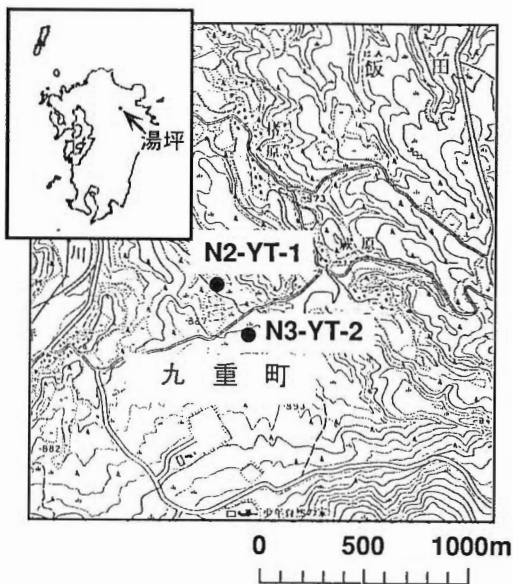
我々が使用した現場データは、1993年3月30日から6月27日、1993年10月14日から10月15日、の二度にわたって、大分県湯坪地域において新エネルギー・産業技術総合開発機構によって取得された。大分県湯坪地域の実験現場周辺の地形は、第13図に示したとおりである。同地域は、ほとんどが安山岩質の熔岩および同質火砕岩によってしめられている(豊肥地熱地域地質図編集グループ、1982)。

実験に使用された坑井は、N2-YT-1およびN3-YT-2と呼ばれる2坑井である。両坑井の地質的対比は比較的良好であるが、同一層とされる部分においても、実際の岩質は多少異なる箇所も多い(新エネルギー・産業技術総合開発機構、1992a, 1992b)。

データ取得の仕様を、第3表に示す。基本的には、YT-1を発震井、YT-2を受振井とし、震源に導爆線を用いた。ただし、深部の孔明管部分においては、YT-2を発震井、YT-1を受振井とし、震源にエアガンを用いた。受振器はいずれの場合も坑井内3成分地震計である。データ取得の様子をYT-1を横軸



第12図 Checkerboard resolutionの流れ図
Fig. 12 Flowchart of checkerboard resolution.



第13図 湯坪実験フィールド周辺の地形図および坑井配置
Fig. 13 Topography around the Yutsubo area and well location of the experimental field.

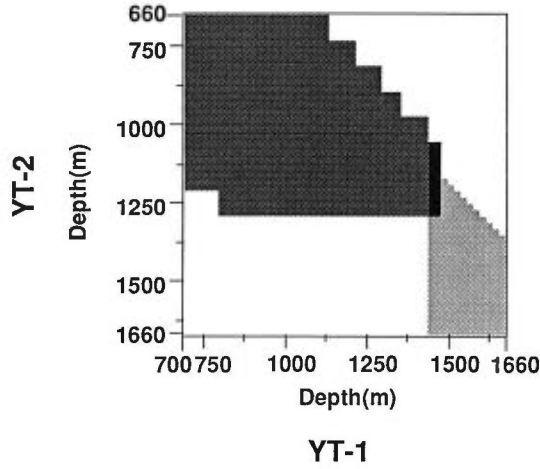
第3表 湯坪地域におけるデータ取得のパラメータ
Table 3 Specifications of the data acquisition in the Yutsubo area.

坑井間距離	270.7m
(a) データ取得1 (標準)	
震源	導爆線(薬量34g)
震源井	YT-1
発震間隔	標準20m
発震深度	700~1460m
発震数	39レベル
重合数	標準1回
受振器	3成分ジオフォン
受振井	YT-2
受振器間隔	標準20m
受振深度	660~1660m
受振数	51
サンプル時間間隔	0.25msec
レコード長	1.5sec
(b) データ取得2 (孔明管部分)	
震源	エアガン
震源井	YT-2
発震間隔	標準20m
発震深度	1060~1660m
発震数	31レベル
重合数	標準3回
受振器	3成分ジオフォン
受振井	YT-1
受振器間隔	標準200m
受振深度	1200~1660m
受振数	24
サンプル時間間隔	0.25msec
レコード長	1.5sec

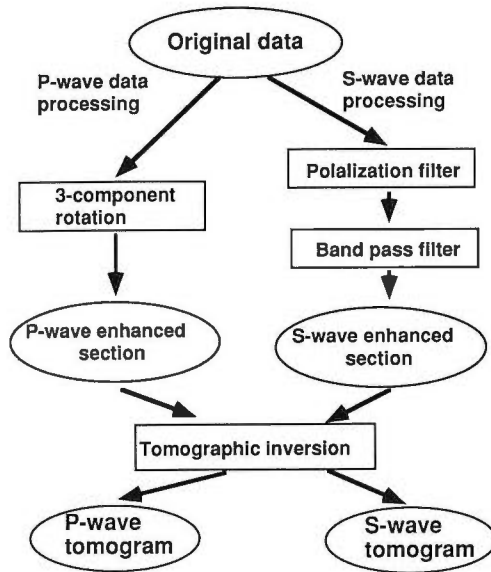
に、YT-2を縦軸にとって示したものが第14図である。同図から、各坑井でのレベル差が大きい部分と、YT-1の深度約750m~1400mからYT-2の深度約1250m~1600mに向かっている波線がないことがわかる。この波線の欠如は、その深度での分解能を落とすであろうと考えられる。

3.3.2 現場データの解析

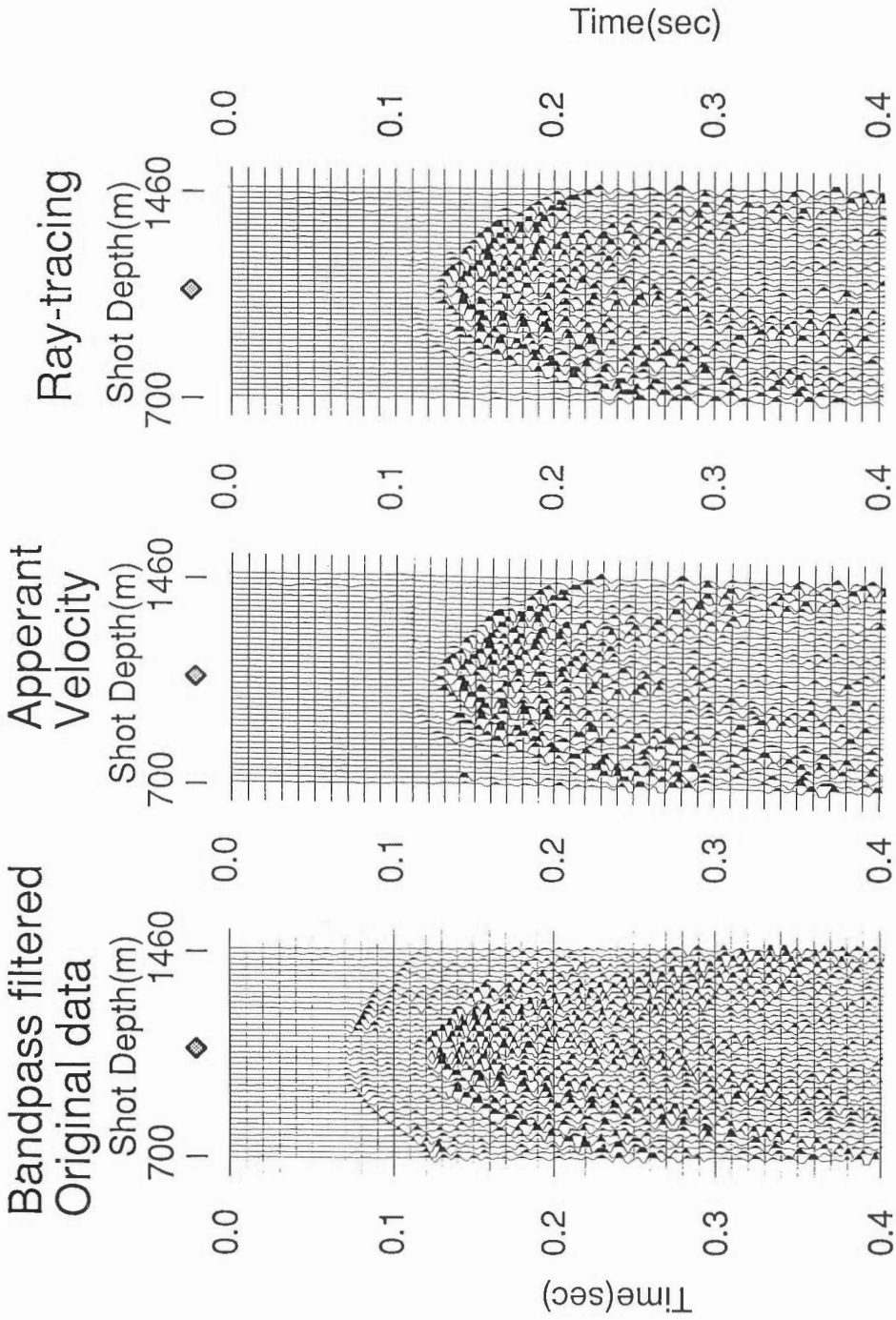
データ解析の流れを第15図に示す。3成分記録から座標回転を行い走時をピックする際には、P波の場合は、最大振幅値方向を波の到来方向とする方法(Yokota *et al.*, 1992)を用い、S波の場合は、Polarization filterを行った後の記録に30~100HzのBand pass filterをかけ、S波フェイズのピーク値を読み取った後に、1/4波長分の走時を引くことによりS波走時の読み取り値とした。インバージョンにおいては、P波の場合もS波の場合も同じ処理を行った。すなわち、初期値としてBPT法の結果、波線計算にはHuygensの原理に基づいた16方向点波源法、反復計算にはCG法を用いた。また深度方向20m×水平方向20mの正方形セルを用いた。なお解析に使用された波線数は、P波が³1240本、S波が³1092本である。インバージョンに用いたパラメータを第4表に示す。第16図にS波を抽出する処理を行った共通受振点記録を示す。受振点深度は1100mである。この記録をみると、見かけ速度を用いた方法、P波の



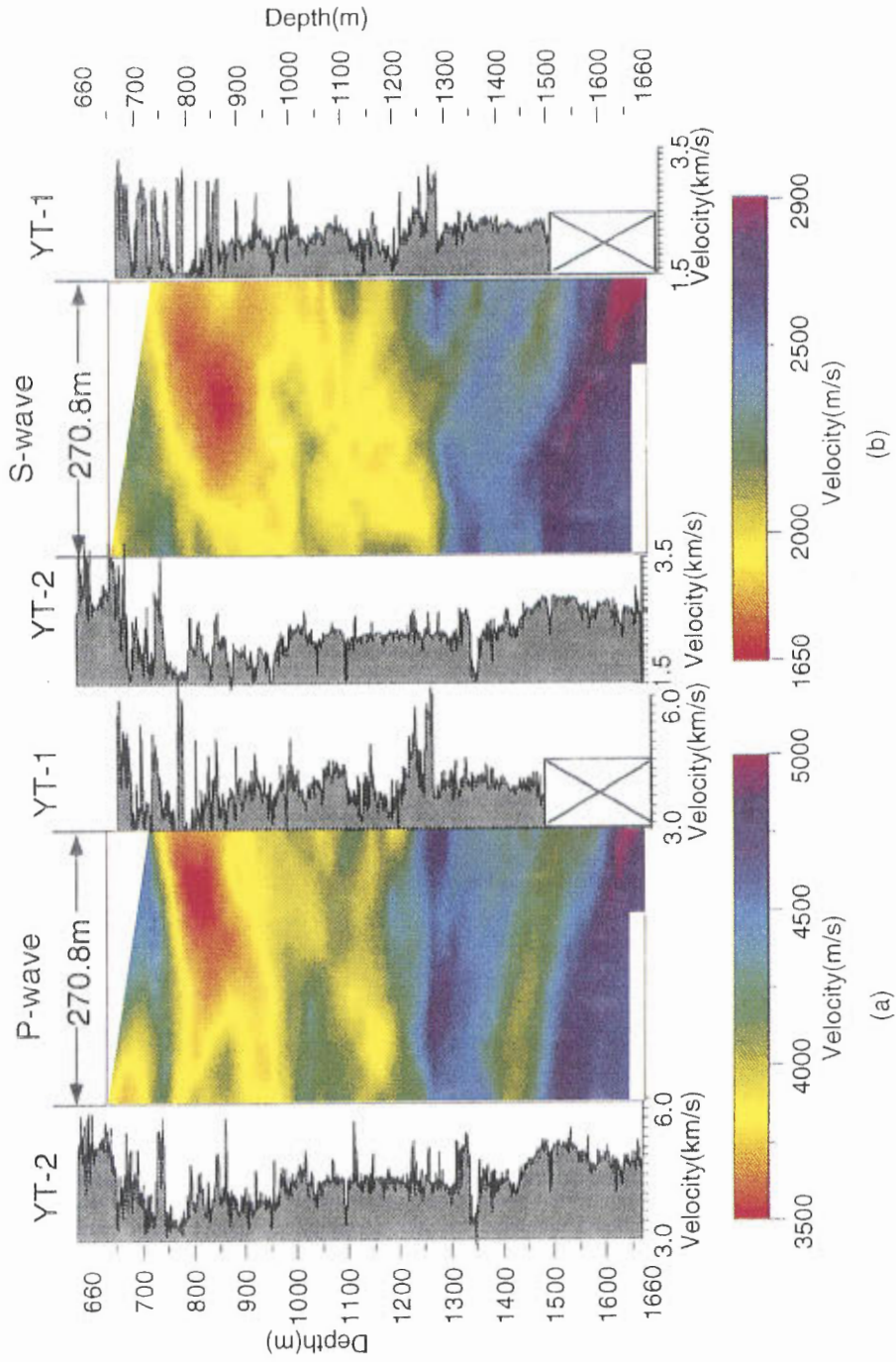
第14図 湯坪トモグラフィにおけるデータ取得領域
 導爆線 エアガン
 両方使用 データなし
 Fig. 14 Data acquired area of the Yutsubo tomography.
 Prima-cord Air-gun
 Use both no data



第15図 湯坪トモグラフィデータ処理の流れ
 Fig. 15 Flowchart of data processing of the Yutsubo tomography.



第16図 Polarization filterによるS波抽出結果
共通受振点記録, 受振深度1100m
Result of polarization filter.
Common receiver gather. Receiver depth is 1100m.

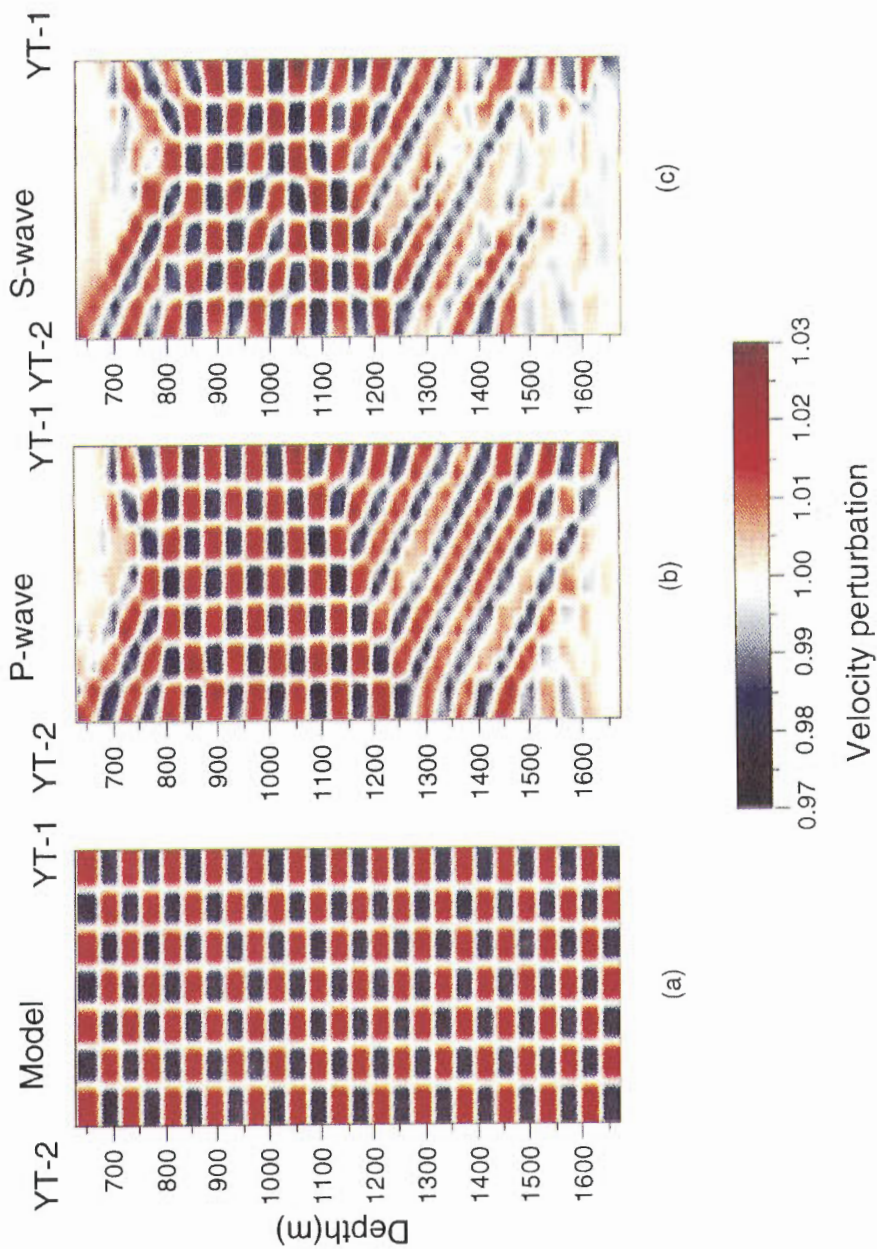


第17図 湯坪における速度再構成結果

(a) P波トモグラム
(b) S波トモグラム

Fig. 17 Inversion results of the Yutsubo tomography.

(a) P-wave tomogram
(b) S-wave tomogram



第18図 Checkerboard resolution.
Fig. 18 Checkerboard resolution.

第4表 「初動以外の情報を用いたトモグラフィの可能性」で用いたインバージョンパラメータ
Table 4 Inversion parameter used for 'a processing technique for S-wave tomography'.

セル数	14×52
セル分割	20m×20m
レイトレーシング法	Huygensの原理に基づく 16方向点波源法
初期モデル	BPT 法
反復回数	5回の反復計算ごとに1回の レイトレーシングを行い、全30回
反復計算法	CG 法

入射角を用いた方法、のいずれにおいても、S波がよく抽出されており、S波走時ピックが可能な地震記録が作成されていることがわかる。

次に、第17図にP波トモグラムおよびS波トモグラムを速度検層の値とともに示した。その結果、どちらのトモグラムも速度検層とかなりよい一致を示していることがわかった。また、両者を比較すると、各トモグラム内での速度分布の傾向は、例えば深度約1300m付近や1500m以深のように、P波トモグラムで高速度として表現されている部分についてはS波トモグラムにおいても高速度層として表現されているように、類似しているが、その速度コントラストには違いがあるという結果となった。このコントラストの違いは、ポアソン比の分布に起因していると考えられ、今後検討を加えることにより物性解釈を行ううえで、新たな情報を提供できる可能性を示唆していると考えられる。

続いて、第18図にP波トモグラムおよびS波トモグラムのCheckerboard resolutionを示す。速度揺らぎの値として、±2%を与えた。P波、S波のCheckerboard resolutionを比較すると、両者とも800m~1200mの深度においては、ほぼ完全に再構成されていることがわかる。1200m以深においては、P波の方が若干よい再構成結果が得られているが、全体的にすべてのイベントが左上がりのイベントとして表現されている。これは、この部分においてYT-2の深部からYT-1の浅部へ向かう(右上がり)の波線が欠落しているために引き起こされた現象である。このことより、1200m以深の速度分布を議論するためには現在の波線密度では不十分で、さらに波線数、特に右上がりの波線を増加させる必要があることがわかる。

4. おわりに

本報告では、(1)地表-坑井間データを加えたトモグラフィ解析での風化層の取り扱いと、(2)トモグラフィデータからのS波抽出の研究を行った。

前者では、浅部の非常に低速度のP波伝播速度を持つ風化層の存在は、インバージョン結果に大きな影響を与え、その影響を取り除いた後にインバージョンを行うことにより、精度の高い解析結果を得ることがわかった。また後者では、S波の速度情報を利用し得ることを示し、P波の速度情報とあわせて利用することにより物性解釈を行ううえで、新たな情報を提供できる可能性について示唆した。あわせて、P波、S波のトモグラムの波線密度の違いによる信頼性の違いの評価を簡便に行う指標を示した。

以上より、トモグラフィデータの情報を有効に使用することにより、精度の高い解析結果や新たな情報を得ることが可能となると結論できる。ただしその場合でも地下構造や計測条件等には十分留意する必要がある。

謝辞 本報告にあたっては、新エネルギー・産業技術総合開発機構の1990年度丹那トモグラフィデータおよび1992年度湯坪トモグラフィデータを使用したことをここに明記し、感謝の意を表します。

文 献

- Esmersoy, C. (1984) Polarization analysis, rotation and velocity estimation in three-component VSP. In : M. N. Toksöz and R. R. Stewart (eds.), *Vertical Seismic Profiling, Part B. Advanced Concepts*. Geophysical Press, Amsterdam, p. 236-255.
- Grand, S. P. (1987) Tomographic Inversion for Shear Velocity Beneath the North American Plate. *Journal of Geophysical Research*, vol. 92, no. B13, p. 14,065-14,090.
- Greenhalgh, S. A., Mason, I. M. Mosher, C. C. and Lucas E. (1990) Seismic Wavefield separation by multicomponent tau-p polarisation filtering. *Tectonophysics*, vol. 173, p. 53-61.
- 星野一男・橋本智昌・松田時彦 (1978) 10万分の1「伊豆半島活断層図」および同説明書。構造図(4-1), 地質調査所。
- 豊肥地熱地域地質図編集グループ (1982) 10万分の1「豊肥地熱地域地質図」および同説明書。特殊地質図(21-1), 地質調査所。
- Inoue, H., Fukao, Y., Tanabe, K. and Ogata, Y. (1990) Whole mantle P-wave travel time tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 59, p. 294-328.
- Matsubara, Y. and Kurasawa, Y. (1992) Cross-well Seismic Tomography for Monitoring EOR process : A Case study at the South Casper Creek Oil Field : *Geotomography vol. 2, Proceedings of the 2nd SEGJ / SEG International symposium on Geotomography*, p. 149-157.
- 松田時彦 (1972) 1930年北伊豆地震の地震断層, 伊豆半島。星野・青木編, 東海大学出版会, p. 73-93.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1990) 昭和63年度地熱探査技術等技術検証調査断裂型貯留層探査法開発弾性波利用探査法開発(坑井掘削・検層・坑井テストおよび断層特性の総合評価)報告書(要旨)。156p.
- (1991a) 平成元年度地熱探査技術等技術検証調査断裂型貯留層探査法開発弾性波利用探査法開発(坑井掘削・検層・坑井テストおよび断層特性の総合評価)報告書(要旨)。265p.
- (1991b) 平成元年度地熱探査技術等技術検証調査断裂型貯留層探査法開発弾性波利用探査法開発(探査法開発)報告書(要旨)。299p.
- (1992a) 平成2年度地熱探査技術等技術検証調査断裂型貯留層探査法開発弾性波利用探査法開発(坑井掘削・検層・坑井テストおよび断層特性の総合評価)報告書(要旨)。231p.
- (1992b) 平成3年度地熱探査技術等技術検証調査断裂型貯留層探査法開発弾性波利用探査法開発(坑井掘削・検層・坑井テストおよび断層特性の総合評価)報告書(要旨)。187p.
- 山田雅行・佐々宏一 (1990) 弾性波トモグラフィの精度向上について。第82回(平成2年度春季)学術講演会講演論文集, p. 186-189.
- Yokota, T., Rokugawa, S. and Okubo, Y. (1992) Velocity reconstruction using cross-well tomography data : *Geotomography vol. 2, Proceedings of the 2nd SEGJ / SEG International symposium on Geotomography*, p. 129-148.
- , ————, ———— and Ashida, Y. (1993) Tomographic velocity reconstruction for a fault dominant area. : *Butsuri-Tansa (Geophys. Explor.)* vol. 46, no. 6, p. 27-29.
- 横田俊之・六川修一・松島潤・宮崎光旗, 芦田讓 (1994) 湯坪トモグラフィにおけるS波利用の可能性。第90回(平成6年度秋季)学術講演会講演論文集, p. 114-118.

断裂型地熱貯留層における微小地震探査法

当舎利行*・杉原光彦*・西 祐司*

Microearthquake prospecting in the fractured-type geothermal reservoir

Toshiyuki TOSHA, Mituhiko SUGIHARA and Yuji NISHI

Abstract: Kakkonda in Iwate Prefecture is a liquid-dominated geothermal field in which permeability is fracture-controlled. Recently, three deep (3km) drill holes have revealed the high-temperature geothermal fluids are associated with fractures in the margin of a plutonic body which lies at about 2.5km depth.

We report here the results of a recent seismological study using a close-spaced (45×40m) array of 6 single-component seismometers, in conjunction with widely distributed 3-component instruments. A newly-designed pre-amplifier is described which allowed rapid deployment of the array. In addition, new interactive processing programs were used for better analysis of the data using the semblance method.

The data recorded in the widely distributed seismometers shows the different characteristics of microearthquakes within and outside the geothermal field; within the field microearthquakes occur mainly in swarm due to the movement of the geothermal fluid and outside the field they are mainly normal tectonic type events. The number of hypocentres decreases below 3km depth, suggesting that the deeper seismic activity within the field is controlled by the distribution of fractures in the pluton. P-wave arrivals at the array were followed by later coherent arrivals coming mainly from a south-southwest direction. These later arrivals are interpreted as resulting from scatter and/or refraction associated with fractures. We postulate that the distribution of swarm type microearthquakes and scatter source are related to that of fracture-controlled geothermal reservoir.

要 旨

岩手県岩手郡雫石町にある葛根田地熱地帯では熱水卓越型の地熱貯留層が発達している。近年、この地熱地帯にて3kmに近づく深部坑井調査が実施され、3本の坑井が掘削された。この坑井調査の結果、同地域深部(約2.5km)には新期花崗岩体の存在が明らかになり、またこの岩体の周辺部には優勢な断裂系貯留層が発見された。

本報告では、同地域にて観測を継続してきた微小地震観測の結果と新期花崗岩体との関係について述べるとともに、6台の1成分地震計による小スパンアレー観測(45×40m)の結果についても報告する。

* 地殻熱部

Keywords: microearthquake, Kakkonda geothermal field, Neogranite, instrument, close-spaced array

アレー観測では、新しく設計した防水性を強化したプリアンプの製作などにより、効率よく観測機器のセットができる収録システムの構築を実施した。また、対話型の図形処理プログラムを導入して、解析プログラムを容易に開発できる環境を整え、センブリランス解析などを実施した。

葛根田地熱地帯では優勢なフラクチャーが発達する領域の中と外とで微小地震の特徴に差があり、内部は地熱流体に起因する群発性の地震が多く発生するのに対して、外では前震、本震という通常のテクトニックに起因する地震が発生する。また、内部の微小地震は新期花崗岩体に規制されており、震源の消滅する深度は花崗岩体の縁辺を表すと考えられる。アレー観測およびセンブリランス解析では、初動以降にコヒーレンスの高い波群が観測され、散乱源または屈折源として南～南西方向のフラクチャーが期待される。群発性微小地震の震源分布やアレー観測による散乱源は断裂型地熱貯留層と深い関係があると考えられる。

1. はじめに

日本では多くの地熱地帯、地熱兆候地帯があり、それらのうちいくつかの地域では、実際に地熱エネルギーを利用した発電などが行われている。この地熱地域においては、しばしば人体には感じない微小な地震活動が観測され (Batini *et al.*, 1985; Oppenheimer, 1986; Bromley *et al.*, 1987), これらは地熱という資源のエネルギーポテンシャルを表していると考えられている。地質調査所における微小地震法の研究は、これらの地熱地帯にて観測される微小な地震活動の収録、処理、解析法の確立をはかるとともに、微小地震を断裂型地熱貯留層を司る断裂系の把握という地熱資源の探査に利用することを目指してきた。この研究を進めるに当たって、岩手県岩手郡雫石町滝ノ上温泉にある葛根田地熱発電所周辺地域にて微小地震観測を行うとともに機器開発、解析法開発を行い、併せてこの葛根田地域の地熱系の解明を行ってきた。本編は、現在までの収録、処理の成果について振り返るとともに葛根田地域の地熱系について得られた知見についてまとめる。

2. 観測機器

基本設計

地熱流体を含む断裂群の抽出というテーマにて微小地震の観測機器は、基本的なデータを提供する。したがって、観測機器の開発は早期から始められ、いくつかの改良を加えて今日に至っている。ここでは、その開発理念を再度考えるとともに、簡単に概略を述べる。

地熱地帯における微小地震観測を考える場合、通常地震予知などに行われている広域的な地震観測と同じ設計理念を用いることもあるが、考え方を異にするところもある。たとえば、1kHz以上のAE (Acoustic Emission) と呼ばれる高周波の弾性波から周期が数10分にもおよぶ長周期まで同じ利得、位相特性を有し、S/N比や分解能が無限大であるような広帯域、高ダイナミックレンジの理想的な地震計と収録システムが存在すれば、全ての地震観測はそのシステムで行うことができる。しかし、実際に機器の特性は有限であるので、観測や解析の目的に応じて地震計や記録計を選択することになる。

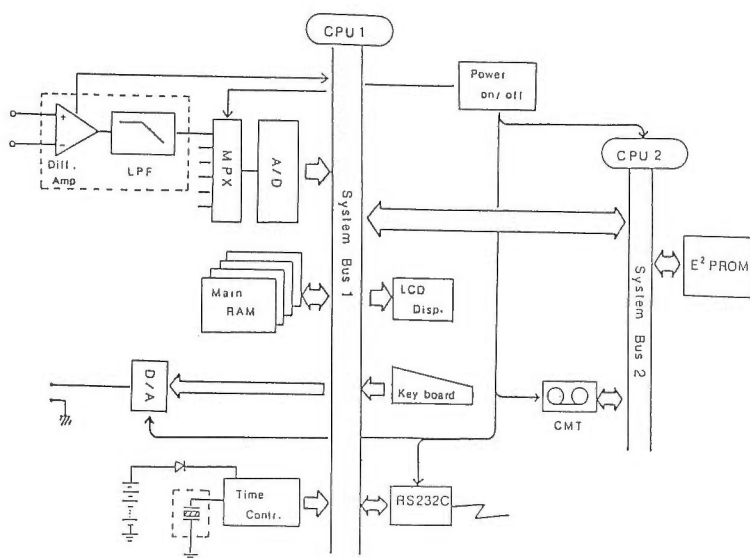
葛根田地熱地帯では数10Hzという比較的高い周波数の地震が発生している。したがって、このような地震を収録するのに適した速度型の地震計を用いている。また、このように高い周波数を収録するため、ADC (Analog-Digital Converter) のサンプリング周波数も数100Hzの高い周波数を必要とする。したがって、収録してデータを保管するマスメディアの問題は避けて通れない問題である。また、地熱地帯の地震観測ではその対象エリアが狭いために、各観測点間の時刻誤差は震源精度などに大きく影響する。したがって、もし複数の収録機で収録を行う場合、高精度の時計を使用するか時刻管理を頻繁に行わなければならない。第1表に地熱地帯での観測概要、第2表に収録機の開発目標を示す。この目標に沿って機器開発を行った。第1図に開発した当初の収録機のブロックダイアグラムを示す (当舎ほか、

第1表 観測概要
Table 1 An outline of microearthquake observation in Kakkonda.

観測期間	数カ月～数10カ月
観測点	5地点～10地点
観測点間隔	500m～1000m

第2表 収録機の開発目標
Table 2 A goal of developing a recorder for a microearthquake study.

記録周波数帯域	DCから100Hz
分解能	ADC16ビット以上
ゲイン	0～80dB
入力	平衡入力
記録容量	15MB以上
内蔵水晶発振器	恒温槽内蔵型または温度補償型
電源	商用電源またはバッテリー



第1図 収録機のブロックダイアグラム図(当舎ほか, 1987)
Fig. 1 Block Diagram of the recorder(after Tosha *et al.*, 1987).

1987).

アレー観測

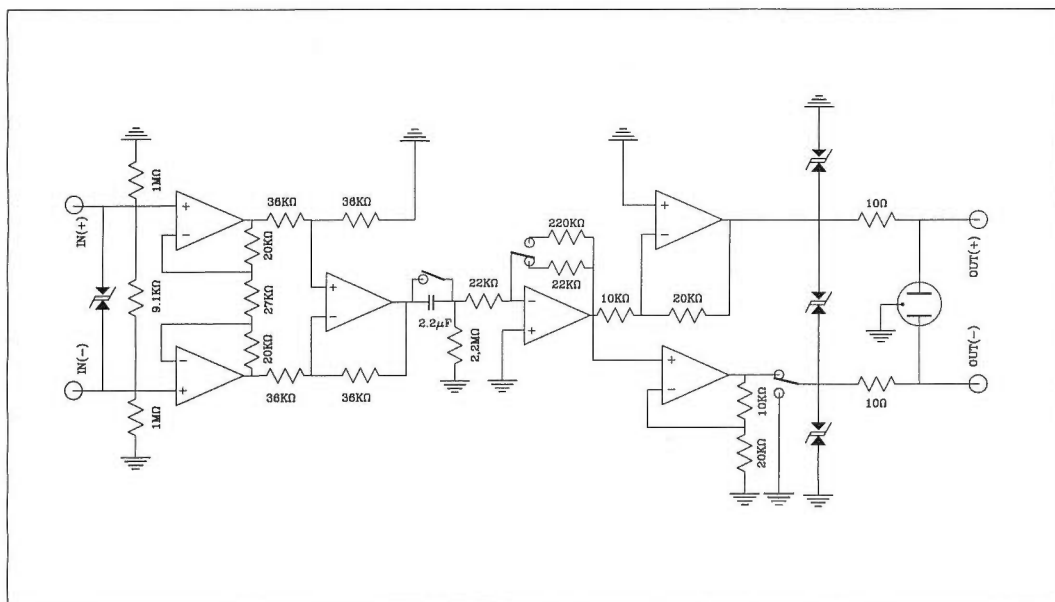
一般的な微小地震観測においては、数点から数十点の観測点を観測対象エリア内に分散して設置している。各観測点には、地震計を1台設置し、その地震波形記録から読み取った地震の初動到達時刻から震源位置を、最大振幅または継続時間からマグニチュードを、そして初動極性から発震機構等を求めている。また、より詳細な解析においては観測波形全てを使った議論が行われる。一方、アレー観測では複数の地震計を設置して波形記録をとり、波形全体を解析する。アレー観測では目的により地震計間隔が数100mにも及ぶこともあるが、我々の対象とする観測領域が狭く、また地震波の周波数が数10Hzであるために地震計間隔は10m～20mの小スパンのアレー観測となる。このように地震計間隔が短い場合には、波形をケーブルなどで伝送して記録計で記録をする方が、時刻同期の問題がなく簡便である。しかし、多数の地震計、プリアンプ、ケーブルが1ヶ所に集まるためその処理・管理など設置上の問題が生じる。また、多チャンネルの波形データを取り込まなければならないため、収録媒体の変更などの記録計の変更が必要となる。アレー観測を容易に実施するシステムの開発の一環として、従来観測に用いていた観測システムの改良を行った。主な改良点を第3表に示す。

第3表 アレー観測用改良点
Table 3 Some improvements of the recorder for the array.

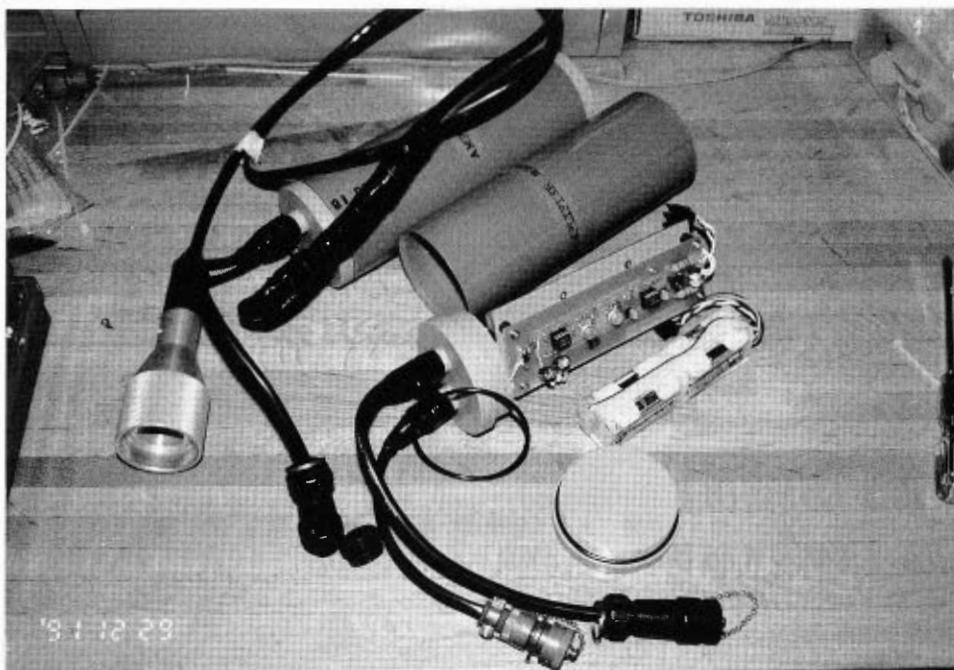
記録媒体の変更	カセットテープからMOディスク (記録容量の増加)
トリガー入出力信号	複数の記録計を並列して使用するため、ひとつの記録計のトリガーにて全ての記録計を記録状態にする。
時刻同期	時刻をひとつの記録計に同期させる
信号ケーブル	信号の統合・分離を容易にする

防水型プリアンプ

臨時に地震計などを設置して観測をする観測システムを設計する場合、現場での設置作業を極力減らすことが重要なファクターとなる。このような思想の下に、記録計などの観測装置は可能な限り防水設計としてきた。このため、重量、体積などにその影響が現れてしまったが、我々の観測現場が東北地方の葛根田周辺地域を主な現場としており、山間地であるが故に冬季は積雪、夏季は降雨と雪や雨に対する対策を必要としてきたことも、防水設計という要因を生み出す基となった。記録計、伝送ケーブルなどは防水仕様が早期に決まり、その基本概念に沿って設計、製作をする事ができた。また、地震計自身は埋設型の地震計などの利用も可能であった。しかし、地震計に最も近い電子機器であるがために、最も波形記録の良否にかかわるプリアンプについては、数度の設計のやり直しや良質のデータを伝送するために現場の状況に応じたアースの引き回しなど試行錯誤を重ねる必要があった。試行錯誤の状況下では、完備した防水ケースよりも簡便なケースの方が現場での設置作業は容易であったが、数年の観測経験をもとに対環境性を重視した防水設計のプリアンプケースを製作した。第2図に回路図を掲げ、第3図にて全体像を示す。ケースはポリエチレンパイプを切断して製作し円筒形の外観を有する。ケースの



第2図 プリアンプ回路図
Fig. 2 Circuit design of the pre-amplifier.



第3図 プリアンプ全体像
Fig. 3 View of the pre-amplifier.

一方の端から入出力ケーブルが出ており、他方の端は電池の交換などのための蓋となっている。

低消費電力型時計と時刻補正

時計の同期の問題は、収録地点が1地点である場合には全く問題が生じないが、多点にて地震収録を行う以上避けて通れない問題である。この問題の対処の仕方は2通りある。ひとつは、なるべく時刻誤差を少なくするために、高精度の時計を使う方法であり、他のひとつはできる限り頻繁に時刻補正を行う方法である。はじめの方法では、高精度の時計を用いるので時刻補正はそれほど頻繁にする必要はなく、現在用いている安定度が $1 \times 10^{-10}/\text{sec}$ の恒温槽内蔵型水晶発振器(OCXO)を用いて1週間おきの時刻補正を行えば、観測機器間の時刻誤差は理論上1ms以内に納まる。しかし、恒温槽付きの水晶発振器を用いるため消費電力の増加は避けられず、事実上商用電源のあるところでは運用することはできない。第2の方法は、安定度の低い発振器を用いて消費電力を下げる代わりに、できるだけ頻繁に時刻補正を行おうとする方法である。地熱地帯は山間部に位置しているため、時刻同期としてよく用いられているJJYやNHKといった中波、短波を用いた同期信号を受信することが非常に困難である。また、受信状態も不安定であって、探査として微小地震を使うための精度は維持できなかった。

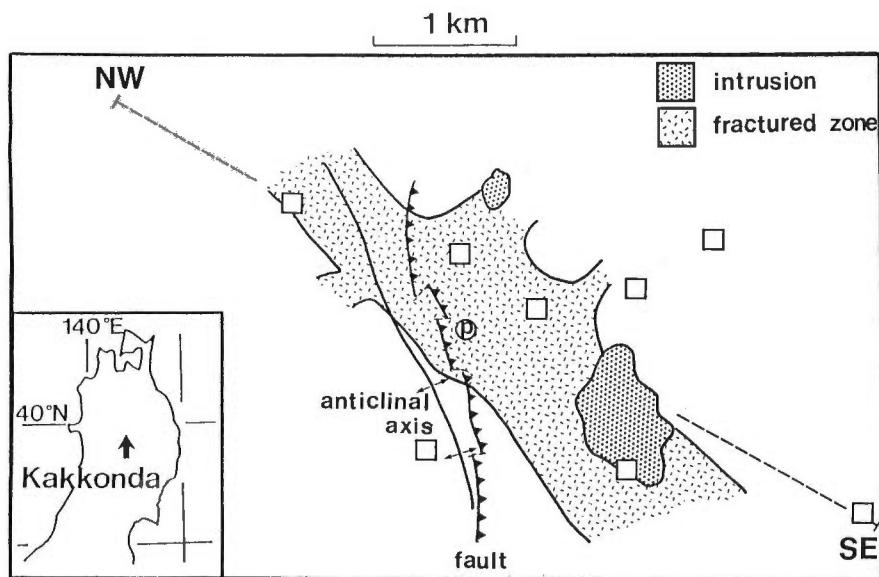
前述のように、葛根田地熱地帯で起こる地震は比較的周波数が高く、また、観測点間隔も短いために収録機間の時刻同期は重要な問題である。現在は、高精度の時計を用いてできる限り頻繁に時刻補正を行っている。しかし近年、多くのGPS衛星が地球の周りを回り始め、その衛星信号を時刻信号として利用することが可能となってきた。このGPSに搭載されている時刻信号を受信することにより、精度の高い時刻管理を行うことが可能となる。このGPSを使う方法では、GPS信号を時刻補正信号として利用するため、収録機には安定度の低い水晶発振器で十分であり、消費電力の増加を押さえることができる。しかし、GPS衛星の山間部での受信状態や受信頻度などについてはまだ十分なデータがなく、今後の課

題として残っている。

以上、機器開発の現状について記述してきたが、数カ月から数10ヶ月にわたる観測は、ある程度の簡便さを要求されながら固定点観測と同じ様な精度も要求される。この両方の要求のバランスをとりながら機器開発を進めなければならない。近年は、それに加えて多チャンネルのデータを一時期に大量にとるというアレー観測が観測の主流となりつつある。現在の記録計は、1台の記録計で3成分地震計を2地点設置できるという考え方で開発を行ってきた。このために、アレーデータとしては最大6チャンネルしか1台の記録計で記録はできない。このため、記録計の同期をとって収録する改良を施したが、それも限界になりつつある。今後は、10チャンネルや20チャンネルといった多チャンネルのデータを効率よく収録することが必要となってくるであろう。また、本編で述べた以外にも現地再生システムの開発(西ほか, 1992)などを行ってきた。

3. 葛根田地域の地震活動

盛岡から南西に約50km離れた位置にある葛根田地熱地帯は、西には脊梁山脈を挟んで田沢湖付近の乳頭温泉郷、北には三ヶ石山系を挟んで松川温泉郷があり、仙岩地域の一角に属する地熱地帯である。ここでは、滝ノ上温泉に数件の旅館がありまた、葛根田地熱発電所が出力5万kwで稼働している。この葛根田地域は北西-南東の方向性を持つ褶曲構造と断層系、そしていくつかの貫入岩で特徴づけられる。第4図に坑井データを元にしたこの地域の地質構造モデルを示す(after Doi *et al.*, 1988)。中央に広く広がった領域は破碎が進んでいる場所であり、地熱熱水が萌芽している領域や熱水通路と考えられている。また、常設してある地震計の位置を四角印で示した。図には8地点の地震計の位置が描かれているが、現在ではこのうち6地点の地震計のみが稼働している。年間を通じての地震活動などは、この地震

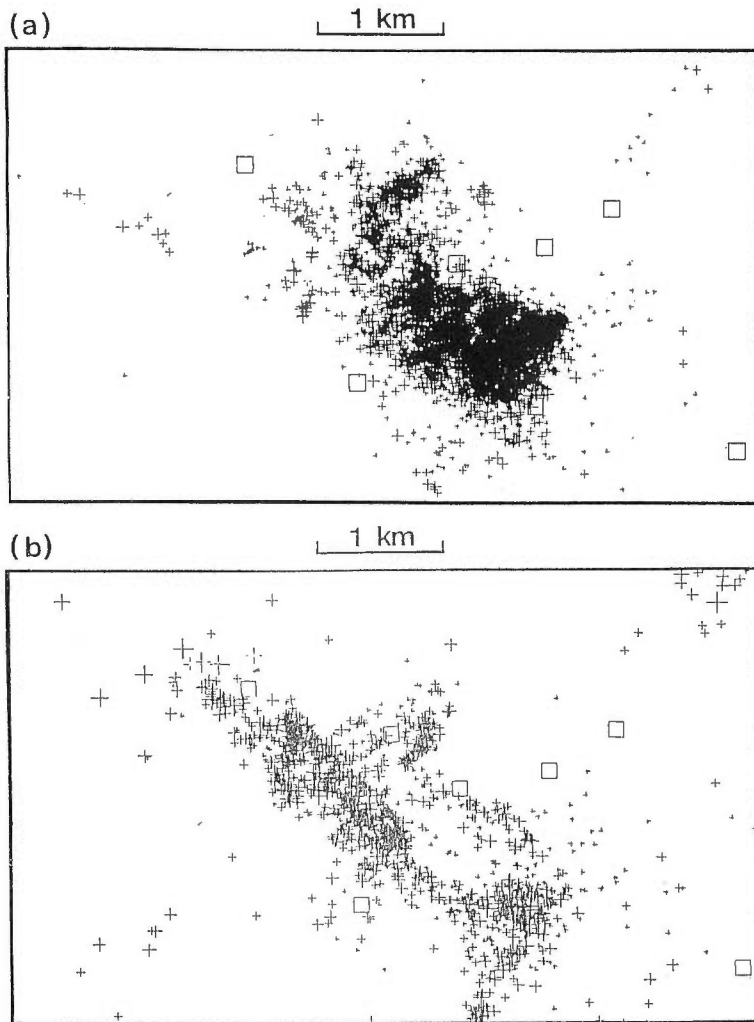


第4図 葛根田地域のフラクチャーの卓越する領域(海水準面)と地表で見られる貫入岩体(Doi *et al.*, 1988)。四角印は地震計の位置。

Fig. 4 Map of a highly fractured zone at about sea level and intrusive rocks at the surface in the Kakkonda field(after Doi *et al.*, 1988). Squares represent locations of seismometers.

観測システムによりデータの収集を行った。一方、より詳細なデータを必要とする場合には、前述の2. 観測機器にて示した地震観測システムにより、常設観測システムを補完する形で最適な地点に地震計を設置して臨時観測を実施した。

第4図から明らかなように、葛根田地域は葛根田川にはぼ沿った形で北西-南東方向の方向性を持つ破砕帯が広がっており、その破砕帯の幅はおよそ1kmである。一方、1年間に発生した微小地震の震央分布図を海拔深度1kmよりも浅い地震(a)と深い地震(b)にわけて表すと第5図のようになる。この図からわかるように、浅い地震は図中の中央部から南東部に集中し、深い地震は北西部と南東部に多い。また、両者を合わせた領域は北西-南東方向に長い長方形の領域に対応し、震源はこの領域に密に分布している。この範囲は、第4図の地質構造モデルでの破砕帯の場所にほぼ一致している。また、葛根田地域では群発性の地震が多く発生しているが、その発生間隔や場所は一定していない。しかし、適



第5図 1年間に発生した微小地震の震央分布図。海拔深度1km(地表よりおよそ1700m)よりも浅い地震(a)および深い地震(b)。図中の四角印は地震計の位置を表す。また、外枠は第4図の外枠の一致する。

Fig. 5 Epicentre distributions (a)less and (b)more than 1km below sea level for a one-year period recorded in 1988. Squares in the figure show the locations of the seismometers. The frame in this figure is concordant with that in Figure 4.

当な時間間隔でその間に起こった全ての震源位置を図示してみるとほとんど同じ震源分布図が出来上がる。すなわち、第5図で示した1年間の震源分布はどの1年をとってもほとんど同じ図となる。

ここでは、地質構造との関係を簡単に振り返るとともに、葛根田地域の中心部、周辺部の地震活動、震源分布について記述をする。葛根田地域全体の地震活動や地震学的特徴については、杉原ほか(1992)、Tosha *et al.*(1993)などにも記述されている。

地質構造

地質構造と対比させると、葛根田地域で浅部に発生する微小地震(第5図a)は図の中央部から南東部に多く発生しているものの、断層に沿った場所にも起こっている。また、2つの貫入岩体の周辺にも集中している。断層は断裂系そのものであり、貫入岩体周辺では、貫入の際の熱等により周辺に破碎をもたらしていると考えられる。いずれの地質構造においても、微小地震ないしは断裂系との関係は、破碎帯とくに縦型の断裂系が地表から深部にまで伸びていると考えれば、地表でみられる地質構造と1km程度の深部でみられる微小地震の集中との関係を説明できる。また、第三系の地質からなる葛根田地域において、微小地震が卓越する岩石の種類はとくに存在しなく、同一の岩石の種類的地層であっても地域によって発生に差がみられる。とくに顕著な例は、北西-南東方向に伸びている微小地震の震源分布が途絶える南東部地域で見られる。ここでは、鳥越の滝デイサイトと呼ばれる貫入岩体が地表にまで露出しているが、微小地震はこのデイサイトの中で発生頻度に明瞭な差がある。すなわち、北西側では地震が多く観測されるが、南東側では少なく明瞭な境界を形成している。後述するように、南東部に重点をおいた臨時観測でもこの境界はみられることから、微小地震の発生は岩石の種類によらず破碎度などの他の物理的な状況に支配されていることが考えられる。

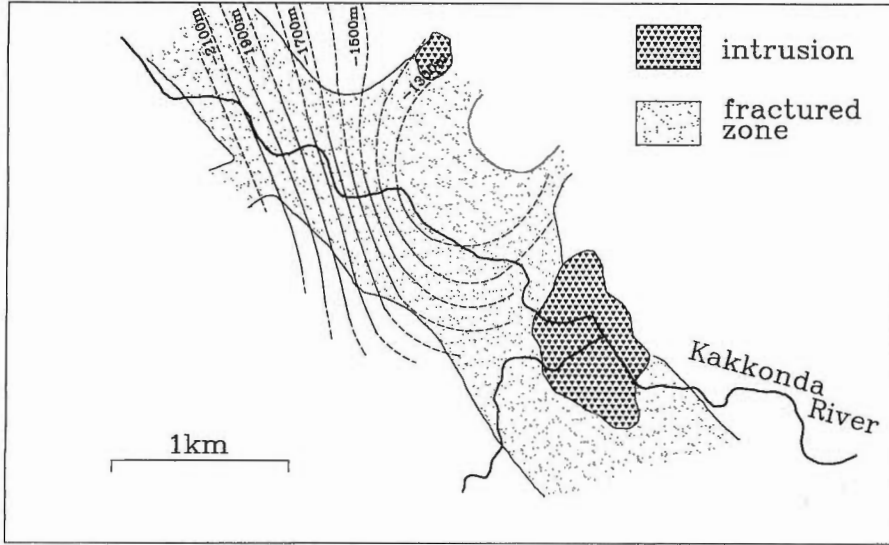
中心部の地震活動

第5図の(a)と(b)とを比較すると、浅部で発生する微小地震は図の中央部から南東方向に多く発生し、鳥越の滝デイサイトの真ん中でその発生は途切れている。一方、海拔深度1kmより深部の微小地震は、中心部ではほとんど発生してなく南東部および北西部に発生が多い。

葛根田地域では第三紀の堆積岩が地層を形成しており、その中を鳥越の滝デイサイトなどの貫入岩体(4.9±1.0Ma; 玉生, 1980)が貫入している。また、第三紀の地層の下部には先第三紀の地層が基盤として広がっていると考えられてきた。しかし、3000m級の坑井が掘削されるようになり、この坑井から比較的新しい時代の花崗岩体(ネオグラニット)の存在が明らかになった。このような3000m級の深部に達する坑井は現在までのところ3本掘削されており、このうちの2本の坑井は新しい貫入岩体まで到達した。それらの坑井から得られた岩石のK-Ar年代はまだ出されていないものの、第四紀に葛根田地熱地域を含む仙岩地域で活発な活動をしていた玉川溶結凝灰岩の活動(2.0-1.0Ma)に関連していると考えられている(Kato and Doi, 1993)。

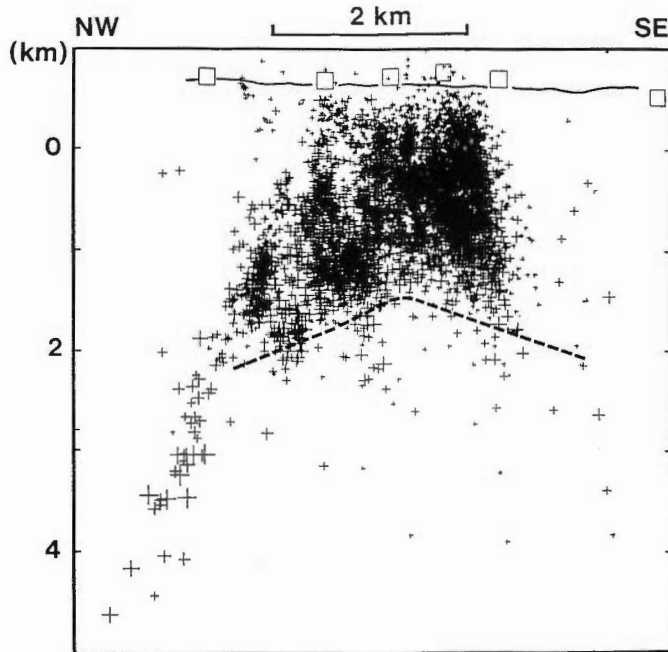
このネオグラニットは2本の坑井でしか直接的には押さえられていない。しかし、この2本の坑井ならびに他の坑井で見つかっているバイオタイトの変質帯がすべてこのネオグラニットの熱変質によるものと考えることができれば、2本の坑井で抑えられているバイオタイトが初めて出現する深度とネオグラニットの出現する深度との関係をバイオタイトのみが抑えられている坑井に当てはめてネオグラニットの形状を推定することができる(第6図, Kato and Doi, 1993)。この図からわかるようにネオグラニットは、大局的には破碎帯が広がっている葛根田地域の中心部で盛り上がり周辺部で落ち込む形状をしている。微小地震が中心部で見られなくなる部分はこのネオグラニットが盛り上がっている部分に相当する。第7図に微小地震の北西-南東方向の震源断面図とネオグラニットの推定される形状を破線で示す。この図より、微小地震の発生はネオグラニットが現れる深度から急激にその数が減少していることがわかる。

従来花崗岩などの岩石は、均質で緻密な岩質であることから透水性が低く地熱貯留層になり得ないと



第 6 図 新規貫入岩体（ネオグラニット）の上限海水準面深度（Kato and Doi, 1993）

Fig. 6 Map of the generalized top of the neo-granitic pluton (after Kato and Doi, 1993). Contours are in meter below sea level.



第 7 図 1 年間の微小地震震源の北西-南東断面図 破線はネオグラニットの推定される形状を表し、図中の四角印は地震計の位置を表す。

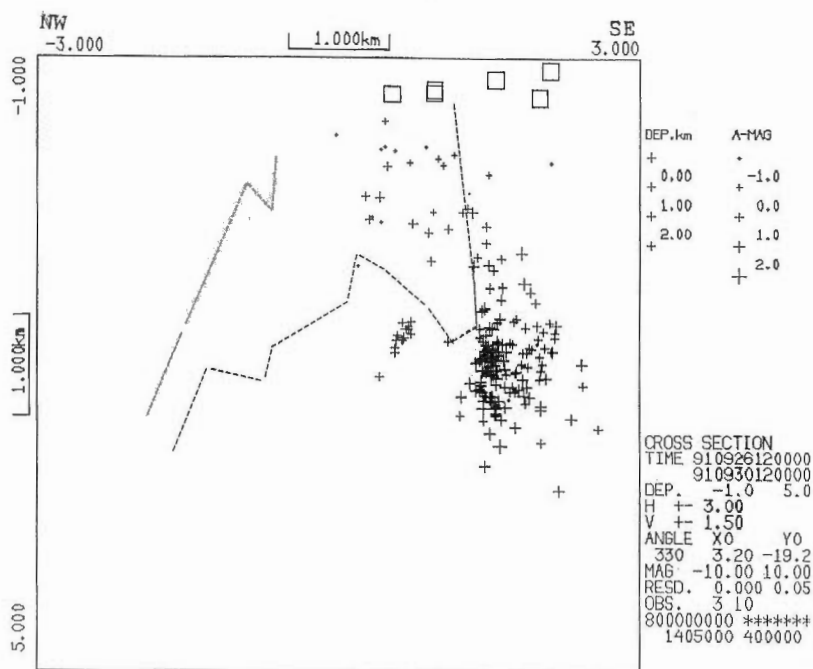
Fig. 7 Northwest-southeast cross section of hypocentres for a year. The dash lines indicate the top level of the neo-granite. Squares in the figure show seismometers.

考えられてきた。しかし、ネオグラニットの中まで掘削した坑井から、従来透水性が低いと考えられていた貫入岩体の中に透水性の高い領域があることが判明した。これは微小地震においてもその発生が認められる領域であり、地熱地帯の微小地震が岩石の種類などの差によるものではなく透水性の高い領域に発生することを支持する。

南東部の地震活動

南東部では、地表に露出している貫入岩体（鳥越の滝デイスайト）の真ん中で浅部の地震活動が消滅するが、深部についてはほとんど地震活動が押さえられていなかった。これは、ひとつにはこの場所が常設観測システムの縁で地震検知能力が低下する部分に当たっていたことにも起因する。このため、臨時観測システムを活用してこの地域に密に観測網を張り巡らし、数年間にわけて地震活動を観測した。その結果、常設観測システムでみられる活動の特徴は、臨時観測システムを導入して観測能力を高めても大局では変わらず、貫入岩体の真ん中にて地震発生頻度に大きな差が生じている。

一方、震源が多く分布する領域の外側は系統的な地震の解析がなされなかったが、臨時観測システムを導入することによって検知能力が増し、ここの地震についての考察を加えることができるようになった。第8図（杉原ほか、1992）は、臨時観測システムによって観測された地震である。常設観測システムでは北西側にて見られる深部への地震発生域の下降が南東部ではみられなかったが、臨時観測によって北西側と同じように微小地震の発生領域が深部に伸びていることが確認できた。南東側でのネオグラニットの形状は明らかにされていないが、第6図の上面の深度図から想像すると、北西側と同じように上面深度が下がっていることが予想される。このことは、葛根田地域の中央部で考察した、微小地震の発生限界深度がネオグラニットに規制されているということを南東部においても支持する。



第8図 東部地域の震源分布図(断面図) 図中の四角印は地震計(臨時観測点)の位置を表す。また、点線部は第7図にて地震が多く発生している部分を模式的に表す。

Fig. 8 Cross section of hypocenters at the eastern region. Squares show seismometers in a temporal survey. The region surrounded by dot lines indicates the high seismic activity area shown in Figure 7.

また、この地域の地震活動の特徴としては、前震、本震、余震活動と思われる特徴を有することであり(杉原ほか, 1992)、葛根田地熱地帯の中央部(第4,5図の中心部)では見られなかったものである。中央部では浅い震源の微小地震が定常的に観測される。これは、中央部では岩石の破壊強度が弱く、少しの歪エネルギーの蓄積により簡単に破壊強度を越える差応力が発生するためであると考えられる。このため、地震発生に規則性がみられず一度破壊を起こした領域であってもすぐに次の破壊を生じる。また、ひとたび破壊が生じれば、それは群発性の地震となってその周囲の破壊をもたらすものと考えられる。一方震源が多く分布する領域の外側は、比較的破壊強度が高いために少しの歪エネルギーの蓄積では破壊は生じず、破壊が起こる場合には中央部に比べてマグニチュードの大きな地震となり、その周囲に余震域を生み出す。このように、地熱地帯中心部と周辺部とでは破壊強度に大きな差があることをこの南東部での観測結果は示唆する。

このように葛根田地域の地震が発生する頻度は、その場所における岩石の種類などの差によるものではなく、クラック密度などの物性値の差によっている。これは、地表における地質にはほとんど左右されずに微小地震が発生していることから推定される。また、微小地震が数多く発生する中心部の領域では繰り返し地震が発生し破壊強度は低い。この領域は破壊強度の弱い、おそらくはクラック密度の大きな領域であり、地熱流体の混入などの間隙水圧の上昇などの原因により容易に岩石にかかる差応力が減少して破壊に至る。一方、発生頻度の低い周辺部は、より破壊強度の大きな領域であってテクトニックに起因する地震が観測される。

北西部の地震活動

北西部地域は地震活動領域が常設観測網の最西端に位置する。しかし、この地域は環境保護の観点から立ち入りが規制されており、臨時観測と言えども観測網をより北西に設置することが困難である。観測された震源分布からは北西部のあるところまで行くと地震の発生が自然消滅するように見受けられるが、観測網をより北西に設置することが不可能であるので、西部において地震発生の境界が存在するか否かの議論は行うことができない。しかし、この地域では中心部ではみられない比較的深部(深さ2 km以深)の地震を観測することができる。中央部では、深部から浅部にわたって地震活動がみられるのに比較して、この北西部の地震活動は浅部ではほとんど活動がみられなく、限られた深部の領域にのみ地震の発生がみられることがその特徴である。

震源の北西-南東断面図(第7図)からも頻繁に地震が起こるところと余り起こらないところがあることがわかる。今まで述べてきたように、葛根田地域では地震は同じところで繰り返し発生している。この性質は北西部地域のやや深い地震についても同様である。北西部地域の地震を対象とした臨時観測では、生産井のバルブを操作するビルドアップテスト時において1週間で100近くの地震が観測された。それらの地震の震央位置は第5図にて示されている深部の地震に比較して、やや南部にその震央の中心が見られる(当舎ほか, 準備中)。これらの地震の多くがバルブ操作に関係して多く発生することから、北西部地域の深部に発生する地震は地熱熱水の流動に関係していると考えられ、震源が細長く分布することから深部の熱水系の通路などの断層系を示しているものと考えられる。

中央部の震源分布は新期貫入岩体(ネオグラニット)の形状と調和的であり、微小地震の発生の下限はこの花崗岩体によって規制されていると考えられるのに対して、北西部においては地震の発生がごく限られた領域にしか発生していないために、両者の関係は明確ではない。しかし、推定される花崗岩体の深度が、葛根田の中心部から北西に行くに従って深くなる(第6図)ことから、深部に発生している地震もネオグラニットと何らかの関係を持つてることが考えられる。

4. アレー観測

はじめに

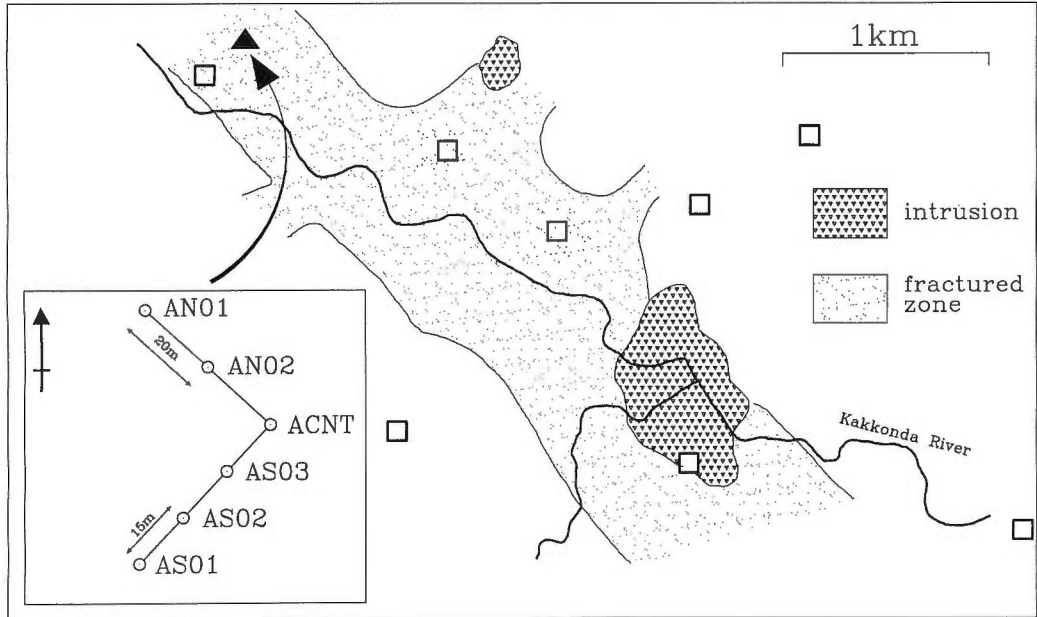
アレー観測は、地震計を線状や円形状に配置して地震観測を行うものである。この1地点に多くの地震計を配置して観測するアレー観測では、得られた地震波形全体を用いて解析を行うことになる。これらの観測は既に1970年代から行われていた。当初は、核実験の探知など地球規模での軍事目的での観測が行われていたが、近年この観測法を近地地震にも用いる試みがなされている (e.g. Mykkeltveit *et al.*, 1990)。地震波形は、震源位置、震源過程などの震源の情報のもとより震源から観測点までの情報も含んでいる。このため地震波形は単純なパルスではなく複雑な波形となる。また、波形は直接震源から観測点まで到達する直達波以外にも地層境界などからの反射波、変換波などが重なりあって一層複雑な波形となっている。地熱地帯では地熱貯留層を形成する断裂系をはじめ熱水の通路となっている断裂系など様々な断裂系が存在していることが予想される。これらの断裂系の位置や特性をつかむことは、断裂系地熱貯留層が主体となっている地熱地域の開発にとって重要な情報をもたらす。一方、断裂系は地震波形に対して反射波や変換波を生み出す。したがって、これらの反射波などの発生位置を求めることができれば断裂系を抽出することができるはずである。アレー観測では、 $f-k$ 法、センブランス法などの方法を用いて解析することにより、波動の到来方向を求めることができる。このようにして求めた到来方向と見かけ速度とをもとにして、今度はアレー全体の波形記録をスタックしたりAR解析をして初動の読み取り精度の向上や直達波、変換波、反射波などの波形の分離が行える。また、地熱地帯における微小地震観測では、しばしば各種制約により観測地点を観測対象エリア内には位置できない場合がある。このような場合においてもアレー観測の観測方法を応用することにより、精度の高い震源決定や発震機構解析を行える可能性がある。

観測地点ならびに観測方法

2Hzの速度型地震計を用いた今までの観測では、葛根田にて発生する微小地震の多くが、周波数10~50 Hz前後に集中している。地表でのP波の地震波速度 (V_p) を2 km/sと仮定すると、この卓越する周波数帯域の地震波の波長は、40~200mとなる。そこで、アレー点間隔は、高い周波数の地震波に対しても1/4波長の波が捕らえられることとして15m間隔に設定した。葛根田地熱地帯は山間部に位置しているので、長基線のアレー観測に適当な広くて高低差がない場所は見つけにくい。そこで比較的平坦な場所という制約から設置点は、地熱地帯の北西の端に近い点 (第9図) を選択した。この地点は地質学的に推定されているフラクチャーゾーンの北西の縁に当たっているため、このフラクチャーゾーンからの反射波、変換波をとることを目的として地震計は南西、北西方向に腕を延ばしたL字型とした。また、記録計の入力チャンネル数の制約から地震計の数を6台とし、分解能を必要とする南西方向は15m間隔とし、北西方向は20m間隔とした。用いた地震計はマークプロダクツ社製の1Hz速度型地震計であり、前述の2. 観測機器で述べたプリアンプにて40dBの増幅の後、中心付近に設置した記録計にて波形記録を収録した。

解析方法および結果

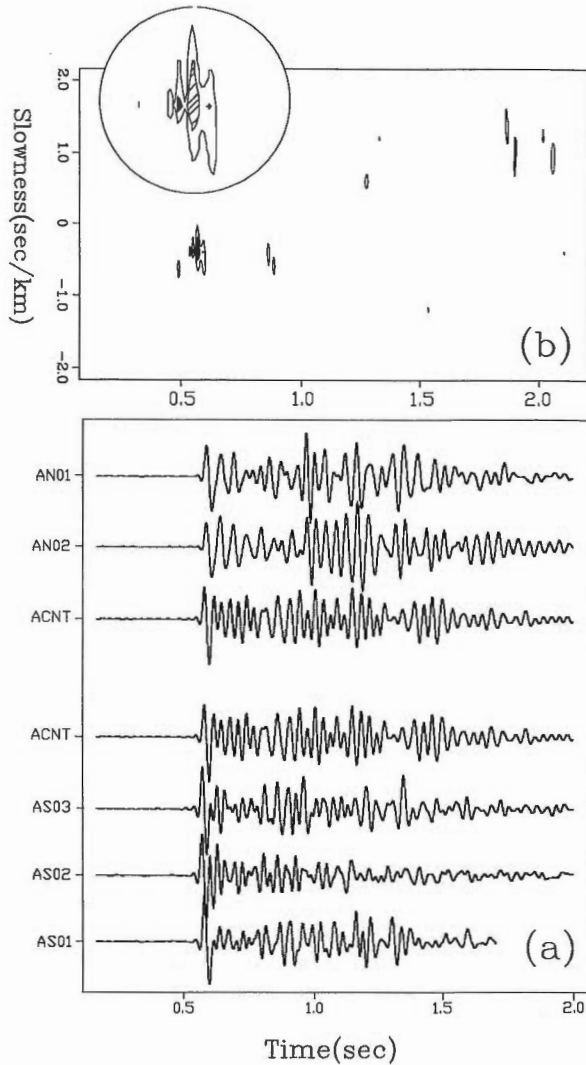
得られた地震波形の解析は、センブランス法を用いた (e.g. Neidell and Taner, 1971)。センブランスSは



第9図 アレー観測を行った地点とアレー配置図
Fig. 9 Location and configuration of the array.

$$S(t_0, \vec{p}) = \frac{\sum_{t=\tau_i}^{\tau_i+w} \sum_{i=0}^m [f_i(t)]^2}{m \sum_{t=\tau_i}^{\tau_i+w} \sum_{i=0}^m f_i(t)^2}$$

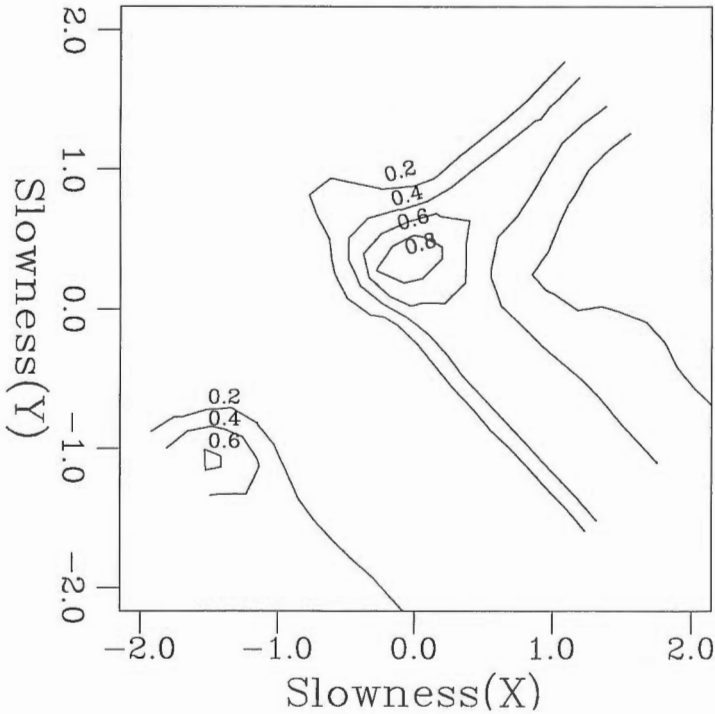
によって表される。ここで、 m は観測点数、 f_i は*i*番目の観測点における地震波形の振幅値、 \vec{X}_i は*i*番目の観測点の位置ベクトル、 \vec{p} はアレーでの見かけのスローネス、そして τ_i は時刻 $t = t_0 + \vec{p} \cdot \vec{X}_i$ に対応する位相差である。この式よりセンブランス S を t_0 と \vec{p} の関数として計算をし、地震計に到達した地震波形のなかからコヒーレンスのよい相の到来方向、見かけの伝搬速度、到来時間を求めることになる。得られた地震波形の一例を第10図(a)に、また、南北方向の解析図を第10図(b)に示す。第10図の(a)で縦軸は記録計の番号であり、最下部の波形が南西の地震計AS01に最上部の波形が北西の点地震計AN01に対応している(第9図)。アレーの中心の点ACNTの波形は南西方向、北西方向双方に関係するので2本描いてある。また横軸は時刻であり、この記録は2秒間の地震波形である。なお、30Hzのリカーシブル・ローパス・フィルター(斎藤, 1978)を通してから解析を行った。第10図(a)から判別されるように各地震計で得られた地震波形は、一見似ているものの細部では異なる波相を持っている。この波形からセンブランスを計算してコヒーレンスの良い(センブランス値が高い)相を抽出する事になる。南北方向のセンブランスを時間に対してプロットすると第10図(b)のようになる。ここでは、センブランスの値が0.6以上を抽出しており、このうち値が0.8以上をハッチで囲った。また、最初のセンブランスが0.8以上のものは、この地震のP波初動であるが、この初動部分を拡大したものを図中の円形部分に示した。この拡大図からも、初動以降にセンブランスの高い相が続くことがわかる。このセンブランスの高い相は南北方向では初動も含めて、記録開始からそれぞれ0.55秒後、0.57秒後、0.59秒後にアレーに到着している。また、北東-南西方向では、記録開始から0.8秒後、0.85秒後にコヒーレンス



第10図 アレー観測により収録された波形の例 (a) と南北方向のセンプランス解析図 (b) 初動直後にコヒーレンスのよい波がきているが、それ以後S波が来る前にもコヒーレンスのよい波がきている。
 Fig. 10 An example of wave forms in the array observation (a) and a result of the semblance analysis in north-south direction vs. time (b). Coherent waves arrive at the array just after the first break and before S wave comes.

の良い波が到着している。

センプランスSは2次元のスローネスベクトルをパラメーターとして持っているので、ある時刻 t_0 に到達した波相についてその到来方向とスローネスを求めることができる。第11図に開始時刻から0.57秒後のセンプランスの解析結果を示す。ここで、センプランスが0.2, 0.4, 0.6および0.8に対応した部分をコンターで囲ってある。図の横軸及び縦軸はそれぞれ東西及び南北に対応しており、通常の座標と同じくスローネスの正をとっている。最もセンプランス値の高い波は観測点からみて南方向から来た波であることがわかる。センプランス値0.6と0.8のコンターは閉じているものの0.2と0.4のものは地震計の腕の方向に伸びてしまっている。これは、アレー全体のスパンが短いためと考えられる。また、0.85



第11図 センブランス平面解析図。コヒーレンスの高い波が南よりきていることがわかる。
 Fig. 11 A result of the semblance analysis projected on the horizontal plain. High coherent wave comes from south indicating there are scatter sources in the south.

秒後のものは、南西方向から到来していることが同様な方法で解析できる。このようにいくつかの波形についてセンブランス法にて解析を行った結果、コヒーレンスの良い波の多くは観測点より南-南西側から到来していることがわかった。これは観測点よりも南方に、散乱源が存在することを示している。観測点よりも南側の海水準面付近には、坑井データより破碎の発達した領域が広がっていることが確認されている (Doi *et al.*, 1988など)。したがって、コヒーレンスの良い波は、これらの破碎が発達した領域で励起された波であることが期待され、こちらの方向に破碎が発達した領域が広がっていることが期待される。

5. おわりに

これまで、葛根田地熱発電所周辺の断裂型地熱系を探查する目的で様々な観測、解析を行ってきた。本編ではその中から、機器開発、地震活動、アレー観測について述べてきた。機器開発では、開発目標とする機器の開発を行うことができた。この収録機は、野外での観測を主体として、可能な限りバッテリー動作が可能となるように設計したが、時刻維持がボトルネックとなり時刻精度維持のためには商用電源を使わざるを得なかった。しかし、今後はGPS衛星からの時刻信号の利用ということで解決がはかれることが期待される。地震活動では、葛根田地熱地帯での地震は規則性がなく発生していることがわかった。また、バルブ操作などに伴って発生頻度の上昇がみられることや葛根田地熱地帯が熱水卓越型の地熱地帯であることなどから、この地域に起こる地震は地熱熱水による間隙水圧の上昇によって引き

起こされている可能性が強い。また、深部の地震の発生位置は深部に存在するネオグラニットの形状で規制されているが、浅部の発生位置は岩石の種類に左右されない。これは、深部においては比較的新しい花崗岩体の熱破砕などにより周辺岩体にフラクチャーゾーンが作られ、そこで微小地震が発生しているが、浅部においては長年の地熱活動の影響などにより古い時期の貫入岩体内部にまでフラクチャーゾーンが広がっていることが考えられる。このことは、熱水活動にともなう地震活動により葛根田地熱地帯が徐々に拡大していく可能性を示唆させる。葛根田発電所の運転開始以前の微小地震の活動は押さえられていないので、現在までのところ震源の拡大を示す直接的なデータはない。しかし、北西部の地震については年々その活動が強まっていく傾向がみられる。アレー観測については、地熱地帯に多く存在する断層系からの散乱波、変換波を捕らえることができたが、このようなアレー観測の方法を用いれば、初動の立ち上がりの鈍い波形に対しても精度の高い初動到達時刻の読み取りができる。今後は、このようなアレーの特徴を生かして、多成分のアレーデータから震源位置などを精度よく求める方法の開発に進むものと思われる。

最後に、葛根田地帯にて微小地震観測を行うに当たって、様々な便宜を計って頂いた日本重化学工業(株)、東北地熱エネルギー(株)の各位に深く感謝する。

文 献

- Batini,F., Console,R. and Luongo,G.(1985) Seismological study of Larderello-Travale geothermal area. *Geothermics*, vol. 14, p. 255-272.
- Bromley,C.J., Pearon,C.F., Rigor,D.M. and PNOC-EDC(1987) Microearthquakes at the Puhagan geothermal field, Philippine - a case of induced seismicity. *J. Volcanol.Geotherm.Res.*,vol. 31, p. 293-311.
- Doi,N., Muramatsu,Y., Chiba,Y. and Tateno,M.(1988) Geological analysis of the Kakkonda geothermal reservoir. *Proc. Int. Symp. Geotherm. Energy, 1988, Kumamoto and Beppu, Japan*, p. 522-525.
- Kato,O. and Doi,N.(1993) Neo-Granitic pluton and later hydrothermal alteration at the Kakkonda geothermal field, Japan. *Proc. NZ Geotherm. Workshop*,vol. 15, p. 155-161.
- Mykkeltveit,S., Frigidal,F., Kvoerna,T. and Alwine R.W.(1990) Application of regional array in seismic verification. *Bull. Seis. Soc. Am.*, vol. 80, p. 1777-1800.
- Neidell,N.S. and Taner,M.S.(1971) Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics*, vol. 36, p. 482-497.
- 西 祐司・杉原光彦・当舍利行(1992) 微小地震アレー観測システム。地熱探査技術等検証調査に伴うデータの解析・評価、断層型貯留層探査法解析・評価、サンシャイン計画研究開発成果(平成2年度-平成3年度)中間報告書, p. 385-415.
- Oppenheimer,D.H.(1986) Extensional tectonics at the Geysers geothermal area. *California. J. Geophys.Res.*,vol. 91, p. 11463-11476.
- Sato, K.(1982) Analysis of geological structure in the Takinoue geothermal area. *J.Geotherm.Res. Soc.Japan*,vol. 3,p. 135-148.
- 杉原光彦・当舍利行・西 祐司(1992) 葛根田地熱地域での微小地震観測。地熱探査技術等検証調査に伴うデータの解析・評価、断層型貯留層探査法解析・評価、サンシャイン計画研究開発成果(平成2年度-平成3年度)中間報告書, p. 365-384.
- 玉生志郎(1980) 仙岩地域放射年代測定。昭和53・54年度サンシャイン計画中間成果報告書-地熱地域の熱水系に関する研究-, p. 15-23.
- 当舍利行・西 祐司・伊藤久男(1987) 可搬型地震波形収録装置の開発。昭和61年度サンシャイン計

断裂型地熱貯留層における微小地震探査法(当舎 ほか)

画中間成果報告書—深部地熱資源探査技術に関する研究—, p. 56-68.

Tosha, T., Sugihara, M. and Nishi, Y. (1993) Microearthquake activity at the Kakkonda geothermal field in Japan. *Proc. NZ Geotherm. Workshop*, vol. 15, p. 175-179.

クラック・ジョイントを含む岩石の物性についての研究

西澤 修*・桑原保人**・中野 司***・安川香澄*

Study of physical properties of rock containing cracks and joints

Osamu NISHIZAWA, Yasuto KUWAHARA, Tsukasa NAKANO and Kasumi YASUKAWA

Abstract: Using experimental techniques and numerical modeling techniques, we investigated physical properties of rocks containing cracks and joints. Here, we report recent results on the following studies: (1) Observation of cracks and joints in rock by means of X-ray tomography, (2) A measurement of a joint surface having slickenside, (3) Investigation of general method for calculating elastic constants of the crack-containing rock, (4) A model experiment on frequency dependence of the ratios of the attenuation parameter, Q^{-1} .

In X-ray tomography, we used a high energy X-ray CAT system, which is employed for nondestructive testing in a steel company to analyze voids in sintered iron ore mixture. By comparing the data obtained by X-ray tomography and optical microscope observation, we found that X-ray tomography is applicable to distinguish cracks or veins filled with precipitation minerals from those of voids. We have also developed software for illustrating three-dimensional distribution of cracks and joints, which will enable us to analyze transport properties of fracture networks.

For studying joint surface topography, we measured the joint surface of a cored sample drilled at 1883m of a deep well. There is no difference of the spectral density and the wave length power law characteristics between two directions: parallel and perpendicular to the slip direction. However, the amplitude of the surface topography in the direction perpendicular to the slip direction is 2-4 times larger than that parallel to the slip direction. This topographic anisotropy will surely control the anisotropy of the transport phenomena. We also presented a model that can explain the almost constant power of the spectral density and an empirical law between the amplitude and wave length for surface topography of joints.

In order to study general methods for calculating elastic constants of crack-containing rock, Eshelby's tensor were calculated by means of the Monte Carlo numerical integration method. It was found that this method can only be applicable to the case where crack shape is very close to the sphere.

We measured attenuation of the crack containing material by employing model material. We used grooved steel plates as a model of crack containing material and analyzed transmitted elastic waves. Frequency dependence of the attenuation parameter Q^{-1} was observed for P wave and two polarized S waves: the shear wave polarizing parallel to and perpendicular to the extending direction of cracks. The difference of the frequency dependence between the two polarized shear waves was more emphasized in the ratios of the attenuation parameter for P and S waves, Q_P^{-1}/Q_S^{-1} : the difference is not clear when the S waves propagate perpendicular to the thin crack plane, whereas it becomes clear when thin cracks align with their crack plane parallel to the propagation direction or when the crack shape is not thin.

* 地殻熱部

** 地殻物理部

***地質情報センター

Keywords: cracks, joints, fracture, physical properties of rock

要 旨

ジョイントやクラック等岩石に含まれる「間隙」に関して、(1)X線CTを用いた間隙の三次元観測と、ジョイント面の計測、(2)クラックを含む岩石の弾性波速度の算出法、(3)波長と同程度のクラックを有する金属モデルによる室内実験、の成果概要をまとめてある。X線CT結果は解像度の点で光学的観察におよばないものの、間隙の三次元的分布形態を把握できる利点がある。ジョイント面の計測から一般化した形状モデルが提案される。これから面の噛み合いで出来る間隙をモデル化し、流体輸送などの研究に利用できよう。弾性波速度算出法では、岩石をマトリックス部とインクルージョン(クラック)からなるとしたEshelbyの方法に従って、異方性を有するマトリックスを考慮した数値計算を実施し、クラックのアスペクト比が大きい場合には数値解の精度が良いことを示した。金属モデルを用いた室内実験からは、クラックの伸展方向が Q_p^{-1}/Q_s^{-1} の周波数依存性に現れる可能性があることを示した。

1. はじめに

近年、地熱資源を供給する地下の熱水貯留層は断裂系から構成されているとの認識が広がっている。したがって、地熱資源探査技術の研究開発においては、地下の断裂系の存在を明らかにするための技術を確立することが重要な課題となる。断裂は岩石の物性に影響をおよぼすので、岩石の物性を測定することにより岩石が断裂を含むか否かの手がかりを得ることができる。断裂を含む岩石の物性を実験的に調べることに、地熱資源の物理探査データ解釈についての重要な手がかりが得られる。

このためにはまず断裂の実態を明らかにすることから始めなければならない。断裂とは岩石に含まれる隙間と考えてよいが、その形態はさまざまである。岩石内部の隙間には孔隙(pore)やクラック(crack)と呼ばれる微小な隙間から、巨視的断層のように肉眼で確認できるほどの開口幅を持った広い隙間までさまざまな大きさのものがある。通常、断層は不規則な凹凸をもったふたつの面が接触したものであるとみなすことができるが、野外の地質的スケールの断層の中には破碎帯を伴うものがあり、ここでは破壊された岩石の破片がある幅の中に集合している。このような場所では隙間は破碎された岩石破片の境界によって作られる。このように割れ目の形態は場所によって異なっているので、地熱貯留層を形成する断裂が岩石中のどのような隙間であるかを明らかにしなければならない。

岩石中の隙間の集合としての断裂系を研究するためには、まず岩石中に含まれる隙間の観察を行い、実際の隙間の形状や大きさを計測し、その形態から明らかにしなければならない。次に、計測に基づいてモデル化を行う。モデルができれば、物理法則をモデルに適用することにより岩石の巨視的な物性を計算することができる。このような岩石中の隙間の形態計測による岩石のモデル化と、それに基づく岩石物性の理論的、実験的研究の意義については、西澤(1988)、西澤(1992)で簡単な解説がなされている。また、西澤・増田(1991)では弾性波速度に関する実験結果の、Kawahara *et al.*(1991)、乗原ほか(1994)では坑井を利用した弾性波探査データの、クラックモデルによる解釈の例がそれぞれ示されている。このように、クラックやジョイントを含む岩石の物性は、物理探査データを解釈するための重要な鍵を握っている。地質調査所では、「断裂型地熱貯留層探査法に関する研究」の中で、クラックおよびジョイントを含む岩石の物性の研究を重要なテーマとしてとりあげ、研究を行ってきた。ここでは、この研究でこれまでに得られた成果の概略を紹介する。

岩石中の隙間の計測については第2節「岩石の隙間の観測」において具体例を紹介する。ここではX線トモグラフィによる岩石試料内部の割れ目の観察と、ボーリングコア試料のジョイント面の計測結果とその解釈について述べる。

第3節ではモデル化の応用例として、クラックを含む岩石の弾性波速度の計算法について述べる。これまでのクラックモデルは、おもに等方性岩石について研究されており、異方性岩石についての研究は

少ない。ここでは、岩石が異方性を持つ場合を含めた一般的計算法についての取扱いを紹介する。

モデル計算による物性値予測の結果を確かめるために、岩石試料を用いた室内実験による測定が行われる。このとき、岩石の不均一性のために物性値を支配する要素が多すぎてモデルが複雑になりすぎ、問題の解決が困難となる場合がある。このような例として、散乱による弾性波エネルギーの見かけの減衰がある。岩石の不均一性のオーダーが実験に用いられている弾性波の波長と同程度のとき、この不均一性による影響で、減衰メカニズムの特定が困難となる。このようなときに、金属のような均質なモデル物質を用いて、特定メカニズムを評価するための実験を行うことは効果的である。第4節ではこのようなモデル物質を用いた実験による研究例について述べる。

2. 岩石中の空隙観察とジョイントの計測

2.1 X線CTによる空隙の観察

2.1.1 X線CT装置

これまで岩石中の空隙を測定する手法として、薄片による光学顕微鏡観察、あるいは電子顕微鏡による観察が行われてきた。これらの手法は基本的には2次元であり、空隙の3次元の形態を知るためには計量形態学(stereology)を用い、等方かつ均質という仮定によって3次元の形態を推定する必要があった。しかし、岩石の空隙の分布が等方かつ均質であるとする根拠はなく、最近の研究では非等方かつ非均質であることが岩石の物性を支配する重要なファクターであることが認識されつつある(平田, 1988, 西澤, 1988; Yukutake, 1989, 1992)。したがって、岩石の中の空隙分布を3次元で直接に測定することが望ましく、これによって2次元観察にはない新しい知見を得ることができ得るであろう。そこで我々は産業用のX線CTを利用して空隙分布の3次元直接測定を試みた。さらに、得られた画像から3次元の断面を表示し、空隙の3次元の形態を把握するための各種ソフトウェアを開発した。

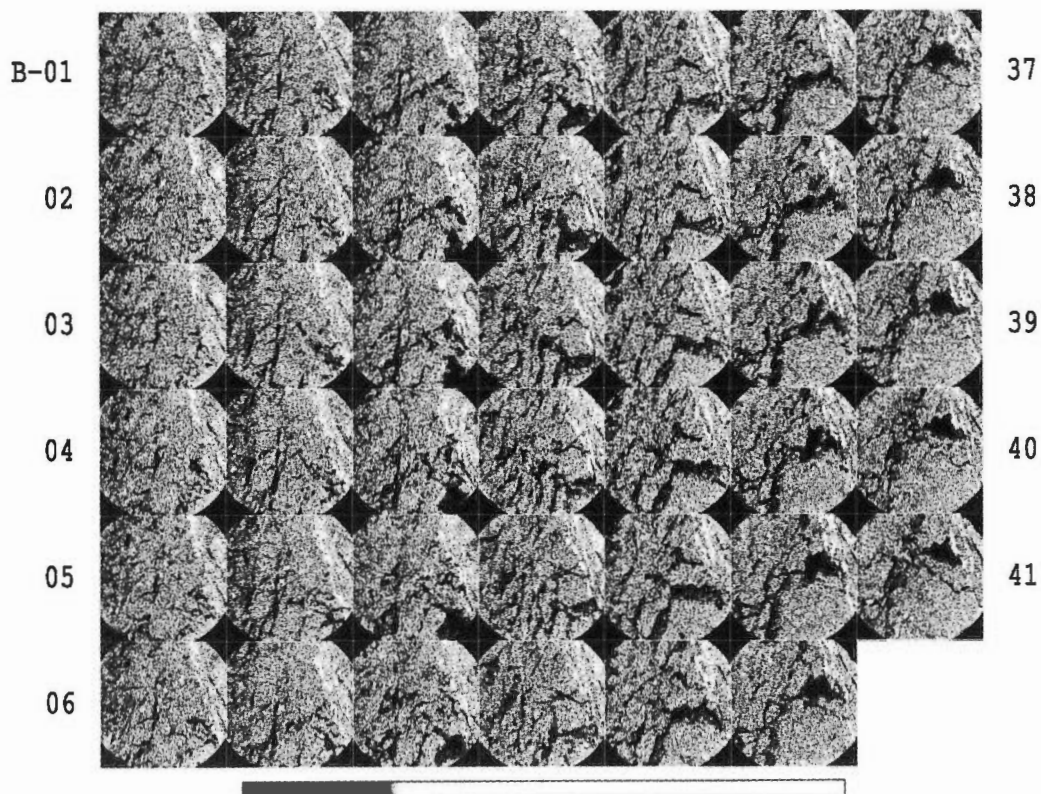
産業用X線CTはエネルギーが高く、医療用のCT機器に比べ高い電圧をX線管に引加する(通常の医療用は150kV以下、今回用いた産業用CTは420kV)。使用された装置は東芝と新日本製鐵によって開発されたCTS 821である(田口・中村, 1985; 田口・田中, 1986)。この装置の特徴は、強力なX線ビームを絞ることにより、高い分解能が達成でき、2次元断面では画素単位0.25mm×0.25mmで画像を得ることができ、低エネルギーのX線を除去するため、Feフィルタを用いた。これによりγ線に近い波長のビームが得られ、高密度の試料にX線を透過させることができる。サンプルを透過したX線強度からその内部のCT値(X線の吸収係数)の空間分布を求める再構成処理は専用のハードウェアが行う。再構成の計算には、フィルタ補正逆投影法(filtered back projection method)が使われている。この計算では、240×240画素からなる円形断面が得られる。それぞれの画素は8ビット(0~255)にデジタル化されたCT値からなる。画素のCT値(λ)とその場所での密度(ρ)の間には次の関係がある。

$$\lambda = 20.4\rho + 12 \quad (1)$$

これから1画素での密度の分解能を求めると、およそ0.05g/cm³となる。ただし、ここで用いている密度の値は正確にはradiological densityと呼ばれるもので、通常のgravimetric densityと同一ではない。断面画像はX線ビームの幅に相当する0.5mm間隔で得られるので、これが断面に垂直な方向の分解能となる。

2.1.2 断層画像の解析

秋田県栗駒北部地熱地帯のボーリングコアから得られたふたつの石英安山岩質の凝灰角れき岩試料(KU-1)のX線CT画像を得た。サンプルAはボーリング時の逸水層に相当し、隙間の幅がcmオーダーの大きな空隙を貫いている。この空隙部分には熱水起源と思われる鉱物が付着している。試料の直径は46mmで長さは80~90mmである。試料中央部の断面40mm×40mmの部分でCT画像データを得た。画像



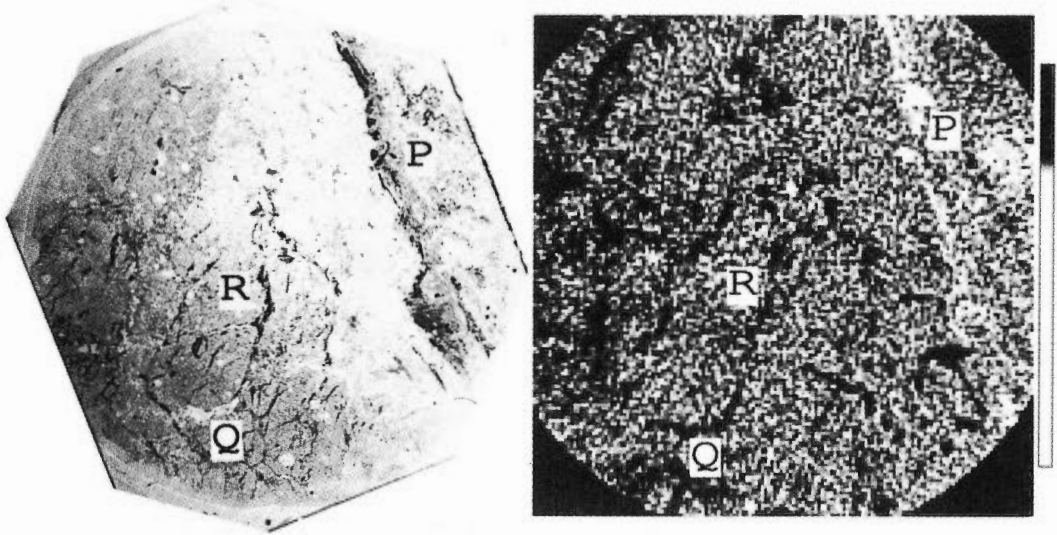
第1図 試料BのX線トモグラフィーの2次元断面図 断面の各辺は40mmで、160個のピクセルを含む。各断面の間隔は0.5mmで、左側最上段が最上部で右側最下段が最下部となるよう、順に並べられている。

Fig. 1 2-D X-ray tomogram for the sample B. Each edge length is 40 mm and the unit pixel size is 1×1 mm, so that each tomogram contains 160 pixels. The interval of the 2-D tomogram is 0.5 mm, and the tomograms are arranged from the top (upper left) to the bottom (lower right).

が得られた部分の長さは、試料Aで30mm、試料Bで40mmである。第1図は試料Bのすべての断面を示したものである。

X-線CTが試料の内部をどのようにイメージングしているかを確かめるため、計測後試料Bを切断して薄片を作成し、光学顕微鏡による観察を行ってX-線CT画像と比較した。第2図はほぼ同じ位置での薄片の顕微鏡写真とX-線CTの結果である。試料はもともと火山ガラス(火山灰)で、これが石英や曹長石および少量の粘土鉱物や鉄の酸化物・硫化物などに再結晶したものらしいことが光学顕微鏡観察からわかってきた。後述する割れ目以外の部分について、CT値は $\lambda=50\sim60$ でこれは密度に換算すると、 $\rho=2\sim3$ となり、石英の密度($\rho=2.65$)や曹長石の密度($\rho=2.63$)にはほぼ等しい。しかし、大きな結晶は見あらず、X-線CT画像にも広い領域で等しい密度を持ったかたまりは認められない。第2-b図ではデータ適応型フィルタを通した画像を表示してあるので、密度の低い割れ目の構造なども現れている。しかし、割れ目にあたる部分と周囲のCT値の差は非常に小さく λ で10程度であり、密度の違いにすると0.5程度となる。

熱水の通った割れ目とそうでない割れ目とは、X-線CT画像の特徴にも違いが現れているのを顕微鏡写真と比較することによって読みとることができる。第2図のPで示した脈状の部分(顕微鏡写真では黒、画像では白で表示した密度の高い部分)には、変質したガラス・粘土鉱物などに混じって0.5mm程



第2図 試料Bのはほぼ同位置断面における薄片写真(a)とトモグラフィー(b) 図のほとんどの領域は石英の微細な結晶である。図中Pで示された部分には密度の大きな有色鉱物 (pyrite?) が存在している。Q, Rはクラックを示し、Qは石英あるいはゼオライト (推定) によって内部が満たされているが、Rではクラック内部は空洞になっている。ゼオライトはおそらく熱水起源であろう。

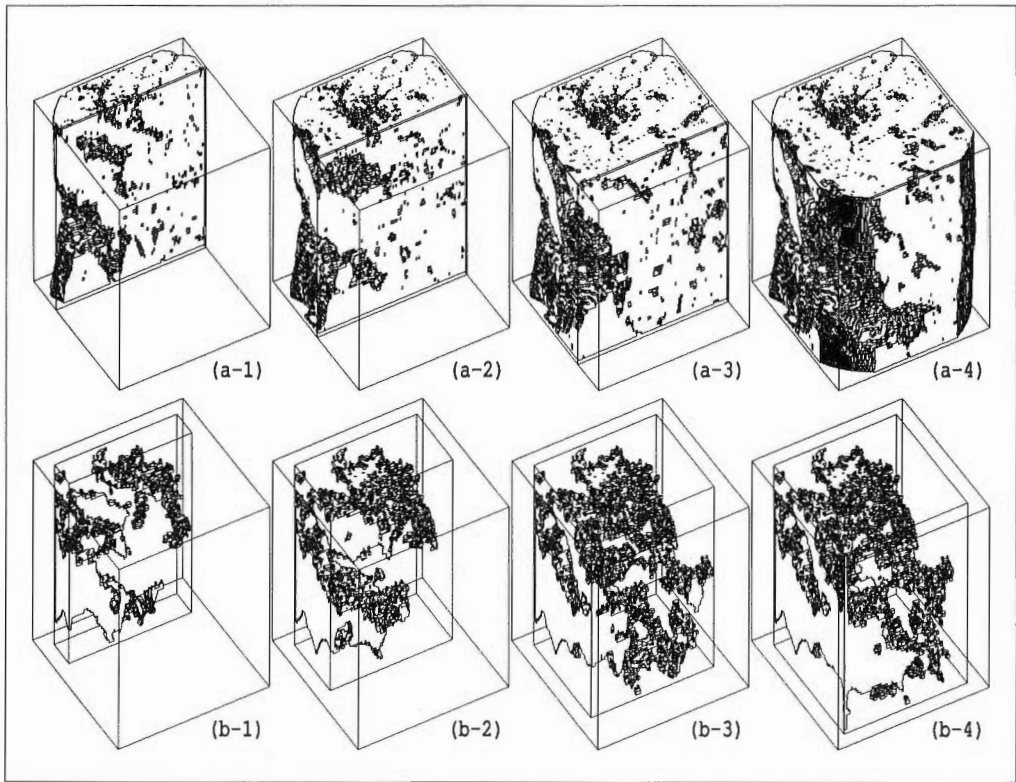
Fig. 2 A photo of the thin section and the X-ray tomogram of the sample B. The thin section was obtained from the same position as the X-ray tomogram. Rock mainly consists of quartz microcrystals. In the zone indicated by P, colored crystals (pyrite?) were found. Q and R show the locations of cracks. Presumably, Q is filled with zeolite and R is void. Zeolite is considered to be precipitated from geothermal water.

度の粒径の鉄の硫化物や酸化物が多く見られる。この部分には熱水起源の自形の石英などが見あたらないので、火山灰が堆積したときの構造がそのまま残ったものであろう。いっぽう、第2図のQとRで示した部分では、熱水起源と思われる自形の石英 (粒径<0.5mm) が付着している。顕微鏡観察によればこの部分の割れ目の幅は1mm以下である。この割れ目には石英や沸石などが内部に多く含まれるもの (第2図のQ) や、何もない隙間 (第2図のR) が混在している。このような割れ目は隙間幅が小さく、X線CTの空間解像度と同程度の大きさであるので、ピクセルのCT値は割れ目と岩石の値の中間を示し、断層画像では岩石本来の値よりも低いCT値となる。

このように2次元画像によるCT値の違いによって割れ目の性質を区別することができる。熱水を含んだと考えられる割れ目の3次的広がりを知ることは、熱水貯留層を形成する割れ目の実態を明らかにするてがかりとなるので、次に3次元画像の解析について述べる。

2.1.3 3次元画像の解析

2次元断層画像は0.5mmごとに得られるので、この画像を重ね合わせることでにより3次元CT像を構成することができる。2次元画像における画素 (pixel) に対応する3次元の体積要素はvoxelあるいはboxelと呼ばれる。今回のboxelサイズは0.25mm×0.25mm×0.5mmである。2次元画像に対して行った基本的処理、輝度値の出現度数分布、二値化、クラスタラベリングなどを3次元画像に対して行うためのアルゴリズムを考案し、このためのソフトウェアを開発した。第3図には試料Aの60枚の2次元断層画像から合成し適当な二値化をほどこした3次元像を示す。この図では立体の適当な断面での割れ目の様子を見ることができる。図中の線は二値化の境界に相当し、視点の前方にかかる部分を消して内部を見やすくするよう処理が施されている。この図では線に囲まれた部分が空隙に対応する。二値化のし



第3図 トモグラフィーの結果を2値化して得た試料Aにおけるクラック分布の鳥瞰図 図の縦横比はもとの試料のものとは異なっている。上段の図(a)はCT(λ)値52(これは密度2g/cm³に相当)の境界を表す。図(b)は割れ目の中で最大のものを示す。

Fig. 3 Bird-eye-views of sample B, showing distribution of cracks by binary-encoding the CT value of the original tomogram that is composed of 60 sheets of the 2-D sections. The aspect ratio in the figures is changed from the original sample. The upper figures, (a), show the border of the CT value $\lambda=52$ (corresponding to the density 2g/cm³). The lower figures, (b), show the maximum cluster of the connected cracks. The crack region was assumed as $\lambda \leq 51$ ($\rho \leq 2\text{g/cm}^3$).

きい値は $\rho=2$ とし、 $\lambda < 52$ を空隙と見なした。第3-b図は二値化によって得られた割れ目の部分で最大のものを見せている。この図から2次元断面ではつながっていないように見える割れ目も3次元的には複雑につながっている様子を見ることが出来る。また、割れ目の形状も単純な面的なものだけではなく、塊となったもの、よじれたひも状のものなどがあることがわかる。

2.1.4 X線CTによる割れ目解析についてのまとめ

以上のようにX線CT画像によって割れ目を3次元的に観察することができた。この方法は非破壊で行えるうえ、直接観測なのでどのような幾何学的形状の割れ目でも正確にその形状や分布を知ることができる。このように割れ目の3次元的形状についての情報を直接デジタル値として処理することにより、効率的に割れ目の特徴を把握することができる。割れ目パラメータを統計処理し、特徴を抽出することにより、一般化した割れ目モデルを構築することができる。こうしたモデル化によって、割れ目がつくるネットワークにおける輸送特性についての解析が可能になる。たとえば、割れ目ネットワークにおける流体の流路解析、あるいは割れ目の見かけ浸透率の計算などが可能である。さらに流体が流動する際の割れ目ネットワーク内部での圧力分布を計算によって求めることができる。これまで割れ目のモデ

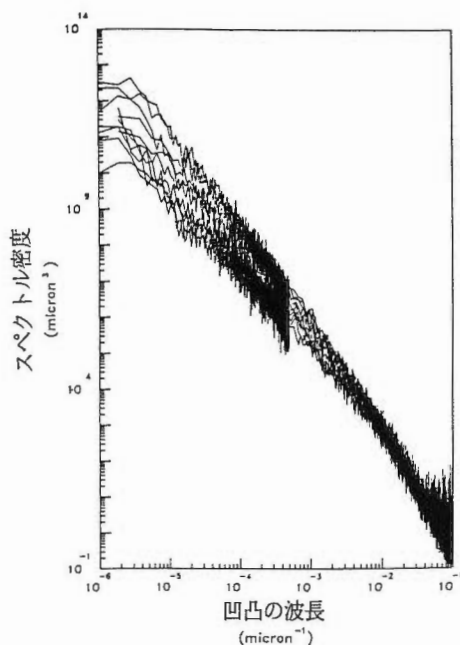
ル化は、平行平板に挟まれた隙間のように単純なモデルを用いることが多かった。こうしたモデルでは、実際の複雑な割れ目ネットワークの解析には不十分である。割れ目の3次元的形態の把握によってより現実に近い割れ目モデルを構築することにより、地熱貯留層の実態説明が進むであろう。

今回のX-線CTによる結果を光学顕微鏡で得た画像と比較すると、解像度の上でまだおよばない。より高い解像度を得るには、より高いエネルギーで単色に近いX-線を使用する必要がある。また、NMR(核磁気共鳴法)など水の流動を直接観測できる手法なども今後試してみる必要がある。

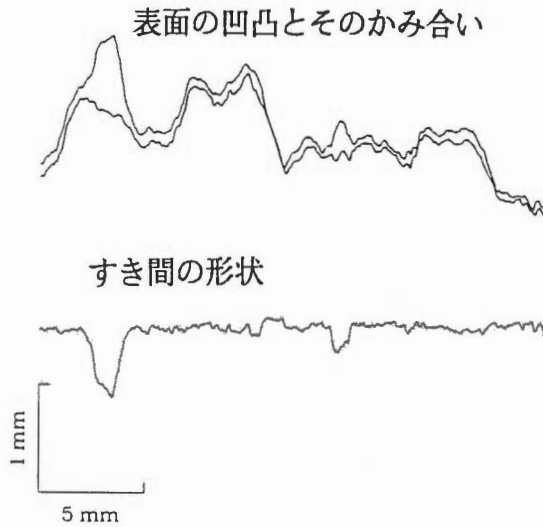
2.2 ジョイントや小断層における空隙

2.2.1 ジョイントおよび小断層研究の意義

岩石中にはさまざまな大きさの割れ目が存在するが、ホーリングコア試料では試料全体に広がるほどの割れ目を含むことがある。このようなジョイントあるいは小断層をモデル化するにはマイクロクラックとは別の取扱いがなされる。マイクロクラックは空隙としてモデル化され、空隙の広がりに対する隙間の割合を与えて形状を特徴づける。通常は薄い円盤状の隙間を考える。いっぽうジョイントや小断層は表面がランダムな凹凸を持った面が互いに接触したもものとしてモデル化する。したがって隙間はランダムな面の接触によって作られ、隙間の形状は確率的なものとなる(Brown and Scholz, 1985a; Yoshioka and Scholz, 1989)。ジョイントや小断層のモデル化にあたっては、これらの表面形状の特徴を把握することから始めなければならない。表面の凹凸を正確に測定するためには、あらし計を用いる。岩石のジョイント表面の凹凸を測定した結果は第4図のようなもので(Brown and Scholz, 1985b)スペクトルの強度は凹凸の波長に対してべき乗の関係にある。ジョイント面の凹凸を特徴づけるパラメタが得られると、実際のジョイントの隙間はこのパラメタをもとにランダムな凹凸を持つ面を計算機シミュレーションで作り、これらを相互に接触させることで得られる(Brown, 1987; Yoshioka, 1994)。しかし、実際のジョイントをモデル化するためにはこれだけでは不十分であり、凹凸のかみあい状態



第4図 天然のジョイントや断層面の凹凸のスペクトル密度の両対数表示 (Brown and Scholz, 1985bより).
Fig. 4 Spectral density of natural joint surfaces and fault surfaces shown in the double logarithmic scale.



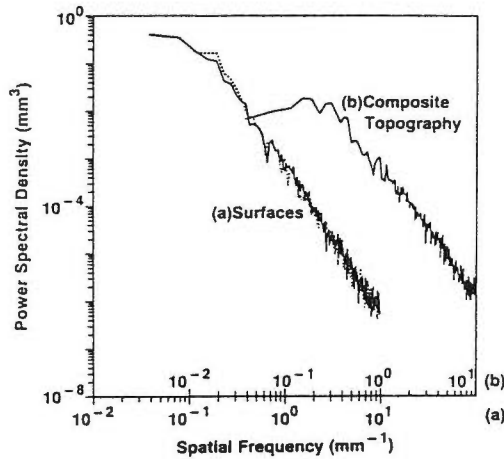
第5図 ジョイントの「かみあい」 一方のジョイント表面の凹部にもう一方の表面の凸部が入り込む。このような「かみあい」によって隙間の幅は広くなることができない (Brown *et al.*, 1986の図より)。もし、このような面どうしの「かみあい」がなく、双方の面がランダムな接触を起こすと、第4図の結果から、隙間の幅は際限なく大きくなってしまふことになるが現実にはこうしたことは起こらない。

Fig. 5 A cross section of mated joint. The convex part and the concave part of each joint surface are mated with each other. Because of mated joint surfaces, the aperture of the open part of joint contact is limited. If the joint surfaces were randomly contacted and did not mate, there would be no limit for the aperture of open part of joint contact because the spectral density becomes large in the lower spatial frequency (larger wave length) of the surface topography.

(mated)を考慮しなければならない。第5図はかみ合いの様子を示したもので、短波長ではふたつの面はランダムな接触をしているが、長波長側ではいっぼうのてっぺりが他方のくぼみには入り込み、かみ合いが生じている (Brown *et al.*, 1986)。このため、ふたつの面の間の隙間は短波長では不規則な変動を示すが、長波長側ではかみあいのため次第に隙間が小さくなっていく。つまり、凹凸のかみ合いは特定の波長から始まる。第6図は第4図と同じように横軸に波長を、縦軸にジョイントの隙間のスペクトル強度をとったもので、短波長側ではランダムな接触状態となっているが、長波長側ではかみ合いのためスペクトル強度が小さくなっている (Brown *et al.*, 1986)。このように、ジョイントにおける隙間は不規則な凹凸を持った面が接触したときの隙間として表されるが、長波長領域でのかみ合いの効果も考慮に入れなければならない。さらに、隙間の形態は断層の過去の運動の影響を受けている。断層がすべり運動を起こすと、断層の表面形状は方向による違いが現れる。このとき、断層のかみ合いの状態も方向によって変わるため、熱水の流動や電解質の流体を含む岩石の電気伝導度などの輸送現象を支配するパラメータにも異方性が現れる。

2.2.2 深部ボーリングコアのジョイント面の観察

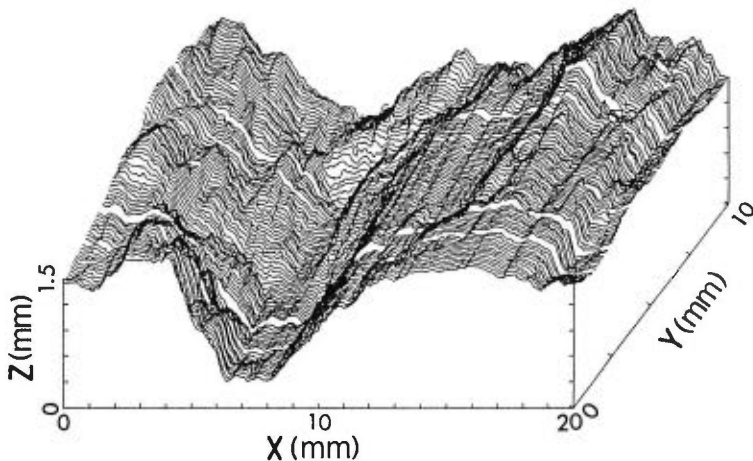
実際のジョイント面や断層面の形状測定についてはBrown and Scholz (1986), Okubo and Aki (1987) やPower *et al.* (1987) 等の報告にみられる。これらは地表の露頭に現れたジョイントについての測定であり、それらの結果がそのまま地下でのジョイント形状を記述する上で有効であるかどうかは不明である。またBrown *et al.* (1986) は4000m級のボーリングコア中の張力型ジョイントの形状を測定した。しかし、ボーリングコア中には一般に開口型のジョイントと横ずれを伴うせん断型のジョイントの2種類が存在する。特にスリッケンサイドとよばれるすべりきずを持つせん断型ジョイントには、明らかにその形状に異方性が存在する。このような異方性は地下流体の流れの方向に影響を及ぼすことが予想さ



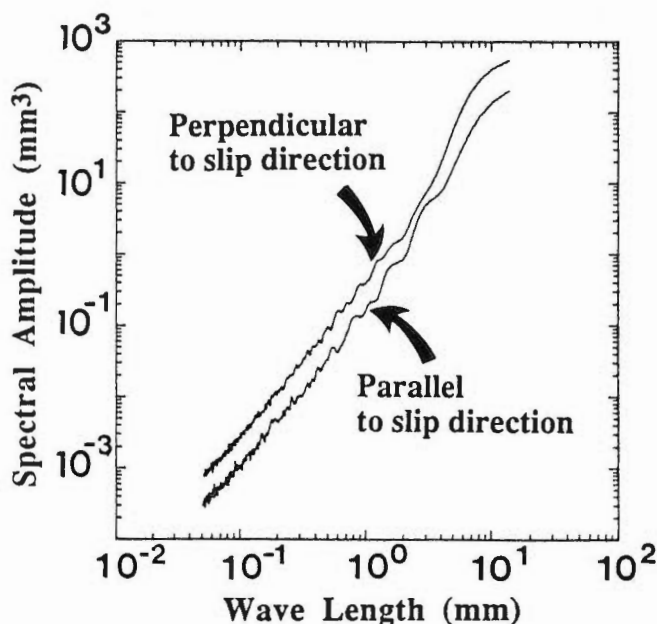
第 6 図 ジョイント表面のスペクトルと隙間のスペクトル (Brown *et al.*, 1986) この図では、比較のために隙間のスペクトルが表面のスペクトルより 1 デイケード右側にずらされている。隙間のスペクトルは「かみあい」のため、 $3 \times 10^{-1} \text{mm}^{-1}$ 付近で頭打ちとなる。
 Fig. 6 Spectral density of joint surface and opening joint aperture (composite topography) (after Brown *et al.*, 1986). The spectral density of the composite topography is shifted to the right by a decade. Spectral density of the composite topography becomes flat around $3 \times 10^{-1} \text{mm}^{-1}$ because joint surfaces mate with each other.

れる。したがって流体運動シミュレーションの際の基礎データとして異方性を持つせん断型ジョイントの形状の定量化が必要不可欠であり、ここではせん断型のジョイント面の形状を測定した。

ここで用いた試料は、長野県松代の全長 1,934m の坑井の深さ 1,883m の石英閃緑岩の層から得られたコアに含まれるせん断型のジョイントである。試料はすでにこのジョイントによってふたつのブロックに分断されており、ジョイント面を肉眼で観察することができる。このジョイントには過去にすべり運動を経たことを示すスリッケンサイドが見られる。第 7 図に測定されたせん断ジョイントの形状を、第



第 7 図 松代のボーリングコア試料のジョイント表面の凹凸 すべり方向は Y-軸に平行。
 Fig. 7 Topography of the joint surface drilled from a deep bore hole at Matsushiro. The slip direction is parallel to the Y-axis.



第8図 ジョイント表面の凹凸のスペクトル強度-波長の関係 すべり方向に平行な方向と垂直な方向とて、スペクトル強度-波長の勾配は変わらない。

Fig. 8 Change of the spectral amplitude against wave length of the surface topography. The inclinations are equal between the direction perpendicular to the slip direction and that parallel to the slip direction, indicating that the fractal dimension is unchanged.

8図にすべり方向(Y軸方向)に平行な方向と直交する方向の2方向についての形状のパワースペクトル密度を示す。破壊面形状のパワースペクトルPは多くの場合、波長 λ と

$$P(\lambda) \propto \lambda^n \quad (2)$$

なる関係を示す。このとき、破壊面の形状はフラクタルであると言い、またその形状のフラクタル次元 D_f は、 $D_f = (5 - n) / 2$ で与えられる。今回の形状スペクトル特徴は次の2点である。

1. すべりに平行方向、垂直方向ともに、スペクトルは波長のべき乗に比例し、べき指数の値は約2.5である。
2. すべりに垂直な方向の振幅(パワー)は平行な方向の2~4倍である。すなわち、今回測定されたスリッセンサイドはすべりに平行方向、垂直方向で形状の異方性が存在し、粗さの振幅(パワー)が2~4倍異なるが、両者ともに波長 $100\mu\text{m} \sim 1\text{cm}$ でフラクタルの性質をもち、フラクタル次元は約1.25である。

2.2.3 ジョイント面形状の一般的特徴と破壊面形成メカニズム

岩石のジョイントの形態には上述のように張力型とせん断型がある。これまで調べられたほとんどのジョイントの形状はフラクタル的な性質を持つことが知られている(Brown and Scholz(1986), Brown *et al.* (1986), Kuwahara *et al.* (1993), Okubo and Aki (1987), Power *et al.* (1987)。さらに、ジョイント形状について(2)式のべき乗指数 n は2~3の値をとり、ほとんどの場合2.5(フラクタル次元; 1.25)である。このことは張力型、せん断型を問わずに成り立つ。また、せん断型の中でもすべり方向によらずに成り立っているらしい。つまり、ジョイント面のフラクタル次元はそれが生成されたと

きのメカニズムによらず約1.25という値をもっているということが出来る。ここでは、なぜジョイント面のフラクタル次元が破壊のメカニズムによらず1.25という値を示すのかを考察する。

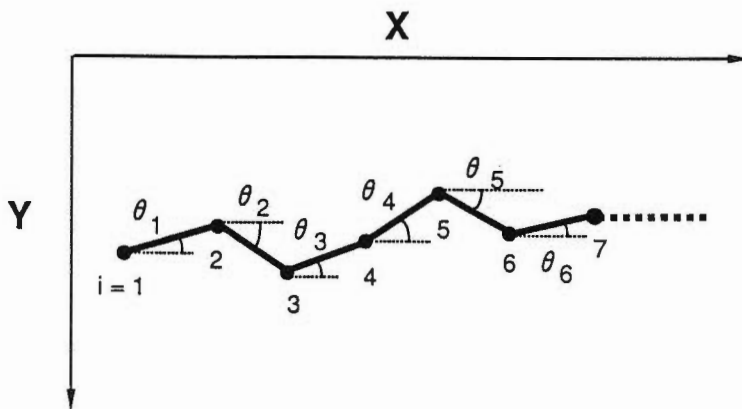
加藤ほか(1989)はジョイント面の形状として、強度がランダムに分布する媒質内で張力型とせん断型の場合の2次元亀裂が成長する際に形成される形状の考察を破壊力学に基づいて行った。せん断型については線形破壊力学で一般にModeIIと呼ばれる面内せん断の場合を計算した。彼らの結果によれば、形状スペクトルの傾斜 n は短波長側と長波長側で異なり、張力型の場合、短波長で約2.7、長波長で2.0、せん断型の場合、短波長で3.3、長波長で2.1となっている。Kuwahara *et al.* (1993)は加藤ほか(1989)のモデルの単純化を行いせん断型亀裂のModeIIとModeIIIの形状の比較を行った。その結果、形状スペクトルの傾斜はどちらのモードも2~3の値をもち、スペクトル振幅はModeIIIの場合がModeIIに比べ、数倍大きくなることが分かった。以下にKuwahara *et al.* (1993)のモデルの基本的な考え方を述べる。まず、 X - Y 座標系で亀裂の形状を第9図のように離散化して考える。亀裂の2次元断面を $Y(X_i)$ ($i=1, 2, \dots$)とし、これがブラウン運動のモデルで表されるとすると、

$$Y(X_i) = Y(X_{i-1}) + r_i \quad (3)$$

ここで r_i は乱数である。すなわちこのモデルは、亀裂の進展方向は現在の亀裂の形状には依存せず完全にランダムな場合である。このとき理論によりスペクトルの傾斜は2となる。ブラウン運動の場合に亀裂表面形状のスペクトルの下限が与えられる。Kuwahara *et al.* (1993)は、現在の亀裂先端の応力場が亀裂の進展方向に強く影響を与えることを考慮して、その効果を取り込むことのできるモデルを提案した。彼らのモデルを一般化して記述すると

$$Y(X_i) = Y(X_{i-1}) + F(\theta_{i-2}) + r_i \quad (4)$$

と書ける。ここで θ_i は i 番目の場所での亀裂の向きであり、 F は何らかの関数である。これは2重マルコフ過程に対応する。Kuwahara *et al.* (1993)では形状スペクトルの傾斜は関数 F に依存し、またスペクトル振幅は r_i の標準偏差に依存することを示している。これによりフラクタル次元を支配するパラメータと形状の振幅を支配するパラメータとが独立に決定されることになる。このように、破壊面の形状は、強度がランダムに分布する媒質内で破壊力学に基づいた亀裂進展を考えることで説明できることが分かった。この性質は、破壊のモードによらず常に成り立つことが予想される。今後はこれらの事実をもとに、ジョイント面のかみ合いによる間隙の形状を考慮し、亀裂をモデル化し、流体を含んだ岩石の輸送



第9図 クラックの進展を示すモデル 太線はこのモデルによってできる破断面を示す。

Fig. 9 Illustration of a model for crack extension. The thick line shows a topography of the fractured surface.

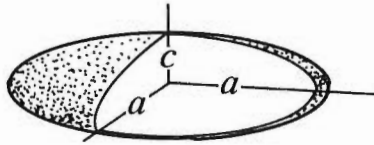
特性に関する諸性質を明らかにする必要がある。

3. クラックやジョイントを含む岩石の物性

3.1 クラックを含む岩石の弾性波速度

3.1.1 クラックのモデルと弾性的異方性

クラックは偏平な隙間としてモデル化することができる。モデル化のもっとも一般的方法はクラックを第10図のような偏平な回転楕円体として近似する方法である。このとき短軸と長軸の比（アスペクト比 $=c/a$ ）で形状を表す。このほかに、クラックを薄い円板で近似したり、クラックによる内部エネルギーがクラック先端近傍に集中することから、線形破壊力学によるクラックエネルギーに注目するモデルなどがある（Budiansky, 1965; Budiansky and O'Connell, 1976）。クラックを含む岩石中を透過する弾性波速度を計算するためには、クラックを含む岩石の弾性定数を求めればよい。ところが、実際には弾性波の波長とクラックの大きさとの関係によって、クラックと弾性波との間の相互作用の様子が異なるため、両者の大きさに応じて異なった理論的取扱いが必要となる。もしクラックサイズが弾性波の波長に比べて極端に大きければ、クラックと岩石の境界は不連続面として取り扱うことができ、波線理論から弾性波の到達時刻を得ることができる。いっぽう、クラックが波長に比べて極端に小さいときには、クラックを含む岩石をひとつの物質と考え、この物質の弾性定数を求める問題となる。両者の中間では、クラックによって散乱される弾性波の挙動は複雑なものとなり、理論的な取り扱いが困難となる。散乱波から弾性定数を求める場合も、クラックサイズが波長に比べ十分小さい場合のみ簡単な式で表現することができる。ここでは、クラックサイズが波長に比べ十分小さい場合を取り扱うこととする。このような場合、クラックを含む岩石の弾性的性質は、クラックを含まないときの岩石の弾性定数、形状パラメータであるアスペクト比と単位体積あたりクラックが含まれる量（クラック密度）によって表現することができる。



第10図 回転楕円体によるクラックのモデル化 クラック形状を表す重要なパラメータは、クラックのアスペクト比 c/a である。
Fig. 10 A crack model as an oblate spheroid. An important parameter is the aspect ratio of crack, c/a .

クラックを含む岩石の物性においては、クラックが選択配向をしている場合が重要である。このとき岩石は弾性的異方性を示し、弾性波速度は方向によって異なる。横波（S-波）速度は振動の向きによって異なるため、振動方向に依存したS-波速度の違い（S-波スプリットイング）が生じる。クラックモデルによって、このような弾性的異方性を定量的に計算することができる。これまでクラックモデルに基づく岩石の弾性定数の計算法は、大きく分けてふたつの方法によって行われてきた。

1. 散乱による方法。クラックによる散乱波を求め、これと入射波とを重ねたものが実際の波動とみなし、この波動に対応する実効的弾性定数を求めるものである（Garbin and Knopoff 1975, Hudson 1981）。
2. 静的弾性定数を求める方法。マトリックスとインクルージョンからなる物質系の応力と変形を計算し、巨視的な弾性的性質を求める。この方法はEshelby(1957)によって示された計算法によっている。

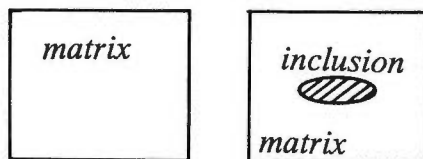
偏平な形状のクラックが選択配向した場合の弾性的異方性の計算は上記の手法のどちらを使っても可能である。Hudson (1981) は 1. の方法で、Anderson *et al.* (1974) は 2. の方法でクラックの選択配向による岩石の異方性を計算した。しかし、両方法ともクラックの量が少ない場合しか適用できない。たとえば、Anderson *et al.* (1974) の方法をクラック密度が大きい場合に適用すれば、クラック量に対する弾性波速度の減少が大きくなりすぎ、実際とはかけ離れた値を得てしまう。この問題を解決するため、Nishizawa (1982) は Yamamoto *et al.* (1981) によって提案された数値的手法を、クラックの選択配向による異方性の計算に適用した。この方法は第10図で示した偏平な回転楕円体でクラックをモデル化するもので、Eshelby (1957) の方法に基づく。Eshelby (1957) はクラックの周囲の物質が等方性である場合しか実例を示していないが³、異方性の場合にも同じ考え方が適用できる。村・森 (1976) は異方性の場合も含めた一般的な計算法を示した。異方性を有する岩石中にクラックが存在した場合は、異方性の程度が低く水平等方性 (transversely isotropic) と呼ばれるものについて、村・森 (1976) や Mura and Cheng (1977) によって解析的な解による計算法が与えられている。Nishizawa (1982) は村・森 (1976) の計算法に従い、クラックを含む岩石が水平等方性の弾性的異方性を持つ場合の計算を行った。この計算では Anderson *et al.* (1974) が計算したのと同じモデルに対してクラックの選択配向による異方性の大きさを調べた。その結果によると、クラックが選択配向した場合のクラック密度が弾性的異方性の大きさに及ぼす影響は Anderson *et al.* (1974) が得たものよりは小さい。

Hudson (1981) はクラックが選択配向をした場合、弾性定数が簡単な式で計算できることを示した。この方法は計算が簡単なことから、Crampinのグループによる地下の異方性に関する一連の研究における解析法の基本原則となった (Crampin, 1978, 1984, 1987; Crampin *et al.*, 1986)。Douma (1988) はクラックの選択配向による異方性を持つ岩石について、Nishizawa (1982) と Hudson (1981) との方法から得られる弾性波速度の値を比較した。かれの結果によるとクラック密度の小さいときにはふたつの方法はよく一致する。また、Hudson (1981) の方法はクラックの形状が偏平な場合に対しては適用できるが、偏平度が小さくなると適用できない。Douma (1988) は Hudson (1981) の方法の適用限界についても数値的に検討を加えた。

以上のように、クラックの選択配向により岩石が弱い弾性的異方性を持つ場合については詳しい研究がなされている。しかし、より一般的な弾性的異方性の場合については計算方法が確立していない。ここでは、より低い対称性の弾性的異方性を持つ場合のクラックモデルによる計算法についての研究結果を述べる。

3.1.2 クラックを含む物体の弾性定数の一般的計算法

すでに述べたように、ここでの考え方はクラックを含む岩石を新たに別の均質な岩石とみなし、この弾性定数を求めるものである。この方法では第11図に示したように、クラックを回転楕円体形状のインクルージョン (inclusion, 異物または介在物: 周囲とは別の弾性定数を持つ物質) とみなし、インクルージョンを含まない純粋な周囲の物質 (マトリックス) が変形した場合に比べエネルギーがどのように



第11図 クラックをインクルージョン (異物・介在物) とみなすモデル。クラックを含まない岩石を均質なマトリックス物質と考える。

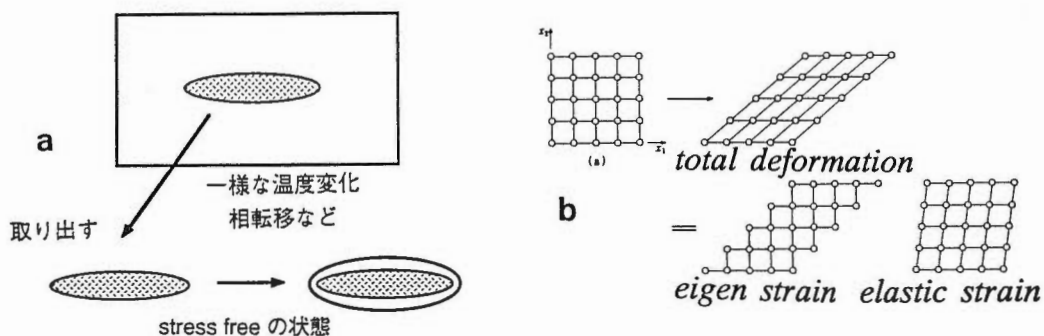
Fig. 11 Illustration of a crack model. Here, the crack is considered as an inclusion in a crack-free rock (matrix material).

変化するかを明らかにする。インクルージョンを含む物質に対してマトリックス物質の変形時と同じ応力を周囲から与えたとき、弾性エネルギーの変化が計算できれば、このエネルギーに対応した弾性コンプライアンステンソルが計算できる。また、インクルージョンを含む物質がマトリックス物質が受けたと同じ変位の変形を受けたとき、この弾性エネルギーが計算できれば、実効的な弾性定数を計算することができる。これらふたつの場合は、表面力一定条件および変形一定条件となっており、マトリックス物質の変形時に等しい応力、ひずみを与えたとき、弾性エネルギーの大きさは符号が異なるだけで絶対値は等しい (Eshelby, 1957; 竹内, 1972)。Eshelby (1957) や竹内 (1972) の結果で重要なことは、物体全体の弾性エネルギー変化はインクルージョン自身の弾性エネルギー変化のみで表すことができるということである。すなわち ΔE_{ei} をインクルージョンの弾性エネルギー変化とすると、インクルージョンを含む物体全体の弾性エネルギー変化 ΔE_{total} は、

$$\Delta E_{total} = \mp \Delta E_{ei} \tag{5}$$

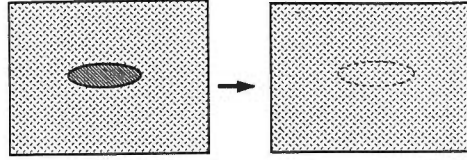
となる。 \mp は上で述べたように物体の境界での「表面力一定」「変形一定」の条件に対応している。

したがってこの問題を解くためには、弾性エネルギーの変化分をなんらかの方法でクラックの形状や密度と関係づけることができればよい。Eshelby (1957) は stress free strain と名付けたものを導入することによって、この問題が簡単に定式化できることを示した。stress free strain は村・森 (1976) では eigen ひずみという呼び名で扱われている。ここでは、Nishizawa (1982) と同様に、これを eigen ひずみと呼び e_i^j で表現する。eigen ひずみまたは stress free strain とは熱膨張によるひずみのように弾性的性質以外のものに関わるひずみである。たとえば、熱膨張係数の異なるマトリックスとインクルージョンを含む物質が温度の変化を受けたとき、物体内部に熱膨張の違いに起因した応力が発生するわけであるが、このときの eigen ひずみは第12-a図のように、インクルージョンをマトリックスから取り出し、応力がかかっていない状態でのひずみとなる。物質が塑性変形を含んだ変形を受けた場合は第12-b図のように、eigen ひずみは全体の変形から弾性変形を除いた部分である。回転楕円体のようななめらかな面でかこまれた単純な幾何学的形状のものではインクルージョン内部の eigen ひずみは一樣であるとみなしてさしつかえない。eigen ひずみがインクルージョン内部で一樣であれば、物体全体が応力を受けたときに生じ



第12図 eigen ひずみ (stress free strain) の概念 a. に示すように、内部応力状態にあるインクルージョンとマトリックスからなる系から、インクルージョンのみを取り出し、応力解放の状態にする。このとき、熱膨張や相転移によるひずみの変化分が eigen ひずみとなる。b. は塑性変形を受けた物質における eigen ひずみと弾性ひずみを示す。全体のひずみから、弾性ひずみを差し引いた残りが eigen ひずみとなる。

Fig. 12 Illustration of eigen strain (stress free strain). (a) illustrates a stress free state of the inclusion. The inclusion are taken from the matrix and its shape is changed under stress free state if the inclusion is under a state of thermal expansion or phase transition. The strain associated with this deformation is considered as an eigen strain. (b) illustrates an eigen strain under plastic deformation. The total strain is composed of an eigen strain and an elastic strain.



第13図 インクルージョンを含む系の弾性エネルギーを計算するためにEshelby (1957) が考えたアイデア インクルージョンをマトリックス物質で置き換え、インクルージョンの領域に適当なeigenひずみを考えると、インクルージョン内部のひずみはEshelbyのテンソルとeigenひずみで簡単に表すことができる。

Fig. 13 Eshelby's idea (Eshelby, 1957). In order to calculate the elastic energy of the system composed of matrix and inclusion, Eshelby (1957) substituted an inclusion by the matrix material having eigen strain. The conclusion is very simple that strain inside the inclusion is described by a linear product of the Eshelby's tensor and the eigen strain vector.

るひずみもインクルージョン内部で一様である。Eshelby (1957) はインクルージョンを含む物体の変形は第13図のようにインクルージョンをマトリックス物質で置き換え、この部分にある大きさのeigenひずみを考えることによって取り扱えることを示した。かれの理論の重要な結論は、マトリックス物質に置き換わったインクルージョン内部のひずみが、次のような簡単な式で書き表せるということである。

$$e_{ij} = S_{ijkl} e_{kl}^T \quad (6)$$

ここで、 e_{ij} はインクルージョン内部のひずみで、 S_{ijkl} はEshelbyテンソルと呼ばれるものである。ただし、添字は1から3までとし、2回以上出てきたものについては1, 2, 3について積の和をとるものとする。

マトリックスとインクルージョンの弾性定数を c^0_{ijkl} , c'_{ijkl} とする。インクルージョンが存在しないときの応力、ひずみをそれぞれ σ^A_{ij} , e^A_{ij} で表すと関係式は

$$\sigma^A_{ij} = c^0_{ijkl} e^A_{kl} \quad (7)$$

となる。インクルージョンが存在するとき応力、ひずみがそれぞれ σ^c_{ij} , e^c_{ij} だけ変化するとしたらインクルージョンの内部で

$$\sigma^A_{ij} + \sigma^c_{ij} = c'_{ijkl} (e^A_{kl} + e^c_{kl}) \quad (8)$$

となる。Eshelby (1957) における重要な結論はeigenひずみとインクルージョンのために生じたひずみ e^c_{ij} の次の関係である。

$$e^c_{ij} = S_{ijkl} e^T_{kl} \quad (9)$$

つまりインクルージョンの存在のために新たに発生したひずみ e^c_{ij} はEshelbyのテンソル S_{ijkl} がわかれば求めることができる。これらを利用して以下のふたつの式が得られる (Eshelby, 1957; 竹内1972; 西澤・吉野, 1991)。

$$\sigma^A_{ij} + \sigma^c_{ij} = c^0_{ijkl} (e^A_{kl} + e^c_{kl} - e^T_{kl}) \quad (10)$$

$$c'_{ijkl} (e^A_{kl} + e^c_{kl}) = c^0_{ijkl} (e^A_{kl} + e^c_{kl} - e^T_{kl}) \quad (11)$$

これらの関係を利用して e^c_{ij} を消去して e^T_{ij} を e^c_{ij} で表すことができる。

いっぽう、インクルージョンを含む物質の弾性エネルギーの変化 ΔE_{e1} はeigenひずみ e^T_{ij} で表すことができ、

$$\Delta E_{e1} = - (1/2) \Omega \sigma^A_{ij} e^T_{ij} \quad (12)$$

となる。ここで Ω はインクルージョンの体積である e_{ij}^T は e_{ij}^A で表すことができるので、結局マトリックスの弾性定数 c_{ijkl}^0 、インクルージョンの弾性定数 c'_{ijkl} 、Eshelbyのテンソル S_{ijkl} によってインクルージョンを含む物質の弾性エネルギーが計算できることになる。この弾性エネルギーをマトリックスだけのときの弾性エネルギーに加えてやれば、このときと同等のエネルギーを与える弾性定数、すなわち実効的な弾性定数を求めることができる。ただし、このときインクルージョンを含む前後で応力が変わらないと考えるか、ひずみが変わらないと考えるかで弾性エネルギー変化の符号が異なる。応力不変の条件で関係式は v をインクルージョンを含む部分の体積比率とすると

$$\frac{1}{2} s_{ijkl}^* \sigma_{kl}^A \sigma_{ij}^A = \frac{1}{2} s_{ijkl}^0 \sigma_{kl}^A \sigma_{ij}^A + \frac{1}{2} v \sigma_{ij}^A e_{ij}^T \quad (13)$$

となる。ここで s_{ijkl}^* 、 s_{ijkl}^0 はそれぞれインクルージョンを含む物質の実効的な弾性コンプライアンスとマトリックスの弾性コンプライアンスである。ひずみが不変の場合の関係式は

$$\frac{1}{2} c_{ijkl}^* e_{kl}^A e_{ij}^A = \frac{1}{2} c_{ijkl}^0 e_{kl}^A e_{ij}^A - \frac{1}{2} v f(e_{ij}^A) \quad (14)$$

となる。ここで $f(e_{ij}^A)$ は ΔE_{ej} を e_{ij}^A の関数として表したものである。

式(13)と(14)とにおいて左辺と右辺はつねに等しいので、これをもとにインクルージョンを含んだ物質の実効的な弾性定数を求めることができる。クラックの場合はインクルージョンの部分を気体または液体として取り扱えばよく、インクルージョンの剛性率 μ をゼロとする。

実際に上記の方法を使う場合、重要な量はEshelbyのテンソル S_{ijkl} である。この量はマトリックスが等方性物質の場合は解析的に計算できる(Eshelby, 1957)が、マトリックスが異方性を持つ場合には数値的に計算するしかない(村・森, 1976)。そこで以下にEshelbyテンソルを一般的な異方性のマトリックスに対して計算する方法の要点を示す。

3.1.3 Eshelbyテンソルの一般的計算法

西澤・吉野(1991)は村・森(1976)による異方性のマトリックスに対するEshelbyテンソルの計算法を用い、クラックを含む異方性物質の弾性定数を計算した。ここでは西澤・吉野(1991)の方法の要点のみを記す。

Eshelbyテンソルは以下の式で与えられる。

$$S_{ikmn} = (1/8\pi) (c_{jlmn}^0 \bar{G}_{ijkl} + c_{jlmn}^0 \bar{G}_{kjil}) \quad (15)$$

ここで、 \bar{G}_{ijkl} は

$$\bar{G}_{ijkl} = (a_1 a_2 a_3) \int_{\bar{S}} \bar{\xi}_i \bar{\xi}_k \bar{\xi}_l \bar{\xi}_j^{-3} N_{ij}(\bar{\xi}) D^{-1}(\bar{\xi}) dS(\bar{\xi}) \quad (16)$$

ただし、 a_1 、 a_2 、 a_3 はインクルージョンの主軸の長さ、 $\bar{\xi}$ は単位ベクトルで球面の方向を示し、 $\bar{\xi}_k$ はベクトルの k 成分の大きさである。また、 ξ は

$$\xi = (a_1^2 \bar{\xi}_1^2 + a_2^2 \bar{\xi}_2^2 + a_3^2 \bar{\xi}_3^2)^{1/2} \quad (17)$$

で与えられる。さらに $N_{ij}(\bar{\xi})$ および $D^{-1}(\bar{\xi})$ は次の値を成分とする行列、

$$K_{pm} = c_{pqmn}^0 \bar{\xi}_p \bar{\xi}_q \quad (18)$$

の K_{ij} に対する余因子と行列式の値の逆数である。行列の余因子 K_{pm} は、

$$(-1)^{p+m} \times [\text{K}_{ij} \text{より } p \text{ 行 } m \text{ 列を除いた行列式の値}] \quad (19)$$

である。 $\int_{\bar{S}} dS$ は単位球面上での面積分を表す。

森・村(1976)では、いくつかの特殊な対称性を持つ場合について、式(16)の値が解析関数の定積

分で示されている。Nishizawa (1982)はこの関係式を利用して、クラックが面を描いて配列した場合に六方晶と同じ対称性を持つことをもとに、一定方向にクラックが配列した場合の岩石の弾性定数を求めた。しかし、一般の異方性の場合には解析的関数の定積分では表現できないので、直接数値計算を行うしかない。式 (16) は単位球上の積分であるので、数値積分が可能である。もっとも簡単な方法はモンテカルロ法である。

式 (16) ではインクルージョンの寸法を表す a_1, a_2, a_3 が含まれているが、積分項の中にある ξ^{-3} のためインクルージョンのサイズの効果は相殺し、形状の影響のみが残る。したがって、Eshelbyの理論では、インクルージョンの大小は関係しない。これは、もともと静力学的つりあいの仮定から導かれた結論なので当然のことである。通常、観測に使われる地震波の波長は、クラックに比べて十分に大きいので、この仮定を採用することに問題はない。たとえば、回転楕円体のインクルージョンの場合は回転楕円体の短軸と長軸との比 (アスペクト比) のみが関係する。

3.1.4 計算例

Eshelbyテンソル S_{ijkl} は式 (16) を数値積分して、式 (15) から得られる。計算はモンテカルロ法によって行った。Eshelbyテンソルの計算精度を確かめるために、解析解の得られている等方性のマトリックスに対して計算を行った。計算のための乱数の個数は 10^6 とし、10回の計算を繰り返した。クラック (空隙) の形は回転楕円体とし、形状を表すアスペクト比は 1 (球) から 0.01 (扁平な回転楕円体) までとした。10回の計算によって得られた結果の平均と解析との比較、および標準偏差によって計算精度を評価した。第 1 表に Eshelbyテンソルの計算結果を示す。アスペクト比が大きく 1 に近い形状のクラックに

第 1 表 等方性のマトリックスにおける Eshelbyテンソルの計算値と解析解との比較

Table 1 Comparison of the Eshelby's tensor obtained by Monte Carlo numerical integration and analytical calculations

S_{ijkl}	数値解 numerical	解析解 analytical	差の標準偏差 (%) difference (SD %)
a. アスペクト比 (aspect ratio) 1.0			
1111	0.511208	0.511111	0.076
1122	0.022200	0.022222	0.733
1133	0.022217	0.022222	0.863
3311	0.022237	0.022222	0.682
3333	0.511249	0.511111	0.106
2323	0.244492	0.244444	0.069
1212	0.244342	0.244444	0.087
a. アスペクト比 (aspect ratio) 0.10			
1111	0.123596	0.123600	0.142
1122	0.010258	0.010268	0.691
1133	-0.017909	-0.017871	0.785
3311	0.245430	0.245864	0.646
3333	0.941778	0.942945	0.515
2323	0.423736	0.424310	0.533
1212	0.056686	0.056666	0.071
a. アスペクト比 (aspect ratio) 0.01			
1111	0.014176	0.014169	0.236
1122	0.001279	0.001276	1.020
1133	-0.002516	-0.002520	0.906
3311	0.325213	0.323058	3.368
3333	1.001158	0.994700	6.236
2323	0.498961	0.491017	3.644
1212	0.006445	0.006446	0.118

解析解の値は Eshelby (1957) または、村・森 (1976) から計算することができる。Monte Carlo法による数値計算において、球面上の一般的な乱数の発生個数は、1回の計算につき 10^6 個である。この計算を10回行い、平均したものが、数値解として示されている。The analytical solutions are given by Eshelby (1957) or Mura and Mori (1976). In Monte Carlo numerical integration, the random number on the surface of the unit sphere were generated 10^6 times. Calculations were made 10 times and average values are shown in the table.

対しては、Eshelbyテンソルの解析解と数値解の結果はほぼ等しい。しかし、アスペルト比の小さいクラックについては、両者の結果の違いが大きく計算精度はあがらない。以上のことから、モンテカルロ法による数値計算は空隙が球形に近い場合にしか適用できないことがわかった。

アスペクト比が小さい場合に計算精度が悪くなる原因は、クラックの先端でのひずみが大きく、この部分でのひずみを精度よく計算できないことにあると思われる。したがって、クラック先端でのひずみの急変に対して、十分な精度で数値計算できる手法を開発することが必要である。

3.2 空隙による弾性波散乱のモデル実験

3.2.1 モデル実験の意義

昨今、観測技術、データ処理技術が向上し、弾性波の波形を詳しく記録することができるようになった。このため、これまで波形の初動部分や反射記録などで弾性波速度のみを解析対象としていた地震波探査の研究は、波形そのものや振幅をも解析対象とするようになった。したがって観測データを正しく解釈するためには、波形変化や振幅減衰についての詳しい研究が必要となってくる。

弾性波は媒質の中を伝わる時途中で減衰を受け振動のエネルギーが失われる。振動の運動エネルギーの一部は摩擦のため熱として失われるが、このほか波が周囲との物性値の異なる領域に入り込むとそのエネルギーが進行方向以外に散乱されるため、受信点では見かけ上エネルギーが失われたように見えるものもある。後者の場合、散乱された波の一部が再び受信点に到達するため、震源からの波以外の波が混じった複雑な振動が受信点で観測されることになる。

弾性波の散乱についての理論的取り扱い、弾性波の波長と散乱の原因となる不均質部分の大きさとの関係に依存して異なった手法が用いられる。もし、散乱の原因となる不均質部分が波長に比べ十分に小さければ、原因となる不均質部分を含めてひとつの媒質と考えるほうがよい。いっぽう、不均質部分の境界の大きさが波長に比べ十分に大きいときは、異なった物質に波が入射するものとみなして、反射法で用いられる手法によるのがよい。取り扱いが困難なのは波長と不均質部分の大きさが同程度の場合である。このような場合の取り扱い方法はいくつか提案されているが、任意の形状の不均質物質に対して取り扱いが可能な理論はない。したがって、室内の実験によって散乱減衰の大きさを見積もることは十分意義がある。

天然の岩石試料を使って実験したのでは割れ目の特徴を明瞭にとらえることが困難である。あらかじめ弾性波速度のわかっている物質を利用し、散乱原因となる物質やクラックの大きさや形状が既知のものを利用すれば、解釈が容易である。以下にクラックをモデル化した実験によって弾性波の散乱による振幅の減衰の結果を示す。

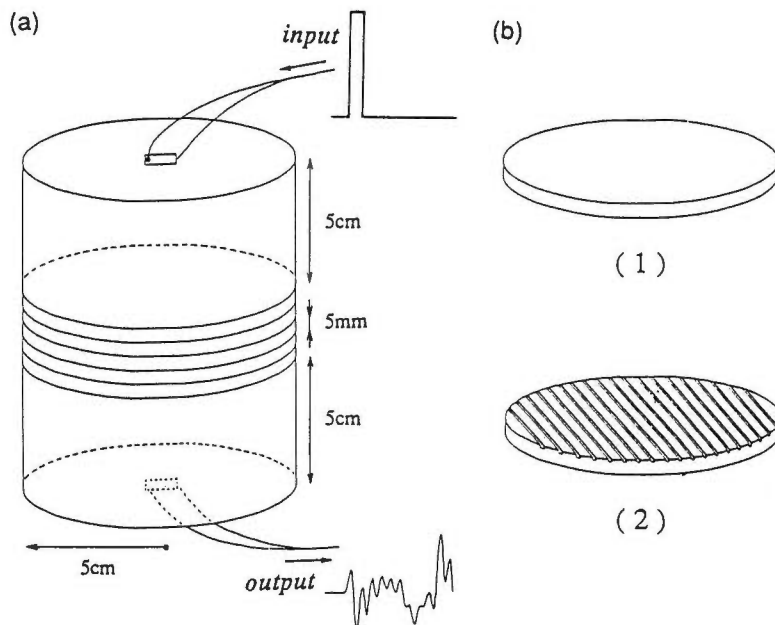
3.2.2 クラックモデルと実験法

第14図に示すように直径100mm長さ50mmのスチール製円柱ブロックに厚さ5mmのスチール円板をはさむ。スチール円板には溝が切られており、この溝をモデル化されたクラックとみなす。ここでのモデル化は2次元に限られており、溝の長さや方向は一律に同じとする。クラックの断面形状やサイズを変化させ、透過させる弾性波の波長を変えることにより弾性波の散乱の様子を調べることができる。

溝の形状は第2表に示した3種類のものが用いられた。Ssは溝幅1mm、深さ0.5mm、ピッチ5mmである。Slは溝幅がSsと同じで深さが1.2mmと深くピッチは同じである。Lsは溝幅が2.5mmと広く、溝の深さとピッチはSsと同じくそれぞれ0.5mm、5mmである。すなわち、Ssを標準とすると、Slはより深い溝、Lsはより広い溝に相当する。

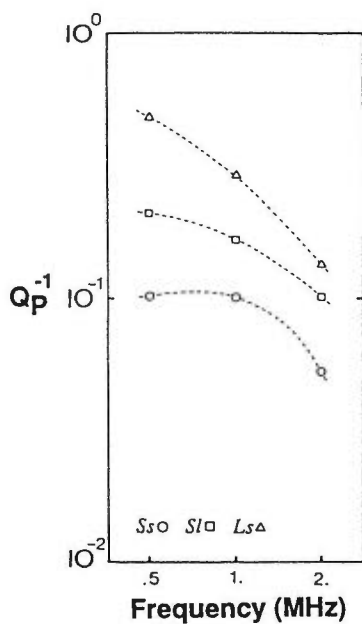
実験ごとに板やブロックの接触状態に大きな変化がないよう、ブロックの両端に同じ荷重を加える。また、挟み込む板の枚数は常に5枚とし、クラック密度を変えるときは溝のない板と溝を切った板とを取り替える。

用いたスチールの弾性波速度はP波が約5,600m/s、S波が約2,700m/sである。振動子の共振周波数



第14図 クラックによる散乱減衰のモデル実験 ふたつの円柱鋼鉄ブロックの間に溝を切った円板をはさみ透過弾性波を観測する。溝のない円板と溝を切った円板とを取り替えることにより、測定条件を同一にすることができる。

Fig. 14 Illustration of a model for studying on attenuation of elastic wave by scattering from cracks. Elastic waves propagates through the steel plates which are sandwiched between two columnar steel blocks. We can keep the measuring conditions unchanged by exchanging the blank plates to the grooved plates.



第15図 P波に対する減衰パラメタ Q^{-1} の周波数依存性。

Fig. 15 Frequency dependence of the attenuation parameter Q^{-1} for P wave.

第2表 クラックモデルの溝の形状
Table 2 Sizes of slits

板のタイプ plate type	幅(短)深(短) Ss	幅(短)深(長) Sl	幅(長)深(短) Ls
溝のピッチ slit pitch	5.0	5.0	5.0
溝の幅 slit width	1.0	1.0	2.5
溝の深さ slit depth	0.5	1.2	0.5

(unit:mm)

スリットのピッチはすべて等しいが、クラックの開口幅に相当するスリットの幅と、クラックの幅に相当する深さが異なる。Lsはクラック面が板の面に平行であるとみなしてもよい。

Slit pitches are equal for all plates, but slit width (crack aperture) and slit depth (crack width) are different. The cracks in the plate Ls is regarded as a flat crack of which plane is parallel to the plate surface.

は、P波については、500kHz、1 MHz、2 MHzのものが用いられ、S波については、500kHz、1 MHzのものが用いられた。したがって、波長とクラックサイズとの関係は、たとえば周波数1 MHzについての波長は、P波で5.6mm、S波で2.7mmとなり、溝幅や深さと同じオーダーとなる。以下では解析の対象とする周波数をP波では500kHz-2 MHz、S波では250kHz-2 MHzとするので、P波、S波の波数 k_p 、 k_s とクラックの半長 a との関係は、 $0.28 < k_p < 2.8$ 、 $0.29 < k_s < 5.8$ となる。

スチール板表面の粗さは接触状態に影響を与えるので、接触状態を均一に保つため板の表面にグリースを塗布するとともに、ブロックにスチール板を挟み込んだ状態でこれらを圧着するための荷重を加えた。荷重は、透過弾性波の波形変化が見られなくなる大きさとした。P波では、荷重の大きさを2 ton以上にすると、弾性波の振幅の変化はほぼなくなるので、波形を観測する際の荷重を3.5tonとした。波形のS/N比は高く、スタッキングの必要はなかった。P波の場合、使用した5枚の円盤の挟み込んだ位置の違いによる影響は見られなかった。S波では表面仕上げのわずかな違いによると考えられる影響が見られるため、板の順序を変えて波形を記録しこれらの波形の振幅を平均した。さらに、振動子の取り付け位置の違いによる波形の変化が認められるため、6 mmずつずらした3つの振動子で波形をとり、これらについても平均をとった。S波の波形は、板を圧着するときの荷重の影響を受けるため、圧着荷重はすべての実験で5 tonとした。また、S/N比もP波ほど高くないので、5回または10回のスタッキングを行った。

3.2.3 解析

弾性波の減衰を表すパラメタ Q^{-1} は次式のようになる。

$$Q^{-1} = \frac{2\nu}{\omega x} \ln(A/A_1) \quad (20)$$

ここで、 ν は弾性波速度、 ω は角周波数、 x は媒体中の波の透過距離、 A は透過波の振幅、 A_1 は入射波の振幅である。内部摩擦など散乱以外による減衰を Q_{int}^{-1} で、散乱による減衰を Q_{scat}^{-1} で表すと、全減衰は

$$Q^{-1} = Q_{int}^{-1} + Q_{scat}^{-1} \quad (21)$$

となる。溝を切っていない板を挟んだ場合の減衰は、ここで取り扱う散乱以外のメカニズムによるものと考えることができるので、この時の透過波の振幅を A_{int} とする。式(20)を用いて

$$-\frac{2\nu}{\omega\lambda}\ln(A/A_1) = \frac{2\nu}{\omega\lambda}\ln(A_{int}/A_1) - \frac{2\nu}{\omega\lambda}\ln(A_{scat}/A_1) \quad (22)$$

A_{scat} は散乱減衰のみによる振幅の減衰を表す。これから、

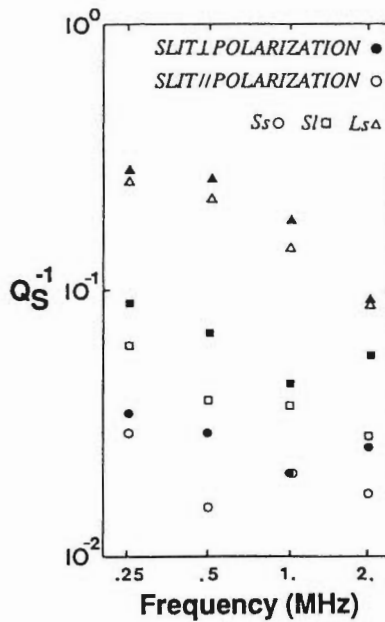
$$\begin{aligned} Q_{scat}^{-1} &= -\frac{2\nu}{\omega\lambda}\ln(A_{scat}/A_1) \\ &= -\frac{2\nu}{\omega\lambda}\ln(A/A_1) + \frac{2\nu}{\omega\lambda}\ln(A_{scat}/A_1) \\ &= -\frac{2\nu}{\omega\lambda}\ln(A/A_{int}) \end{aligned} \quad (23)$$

となり、溝を切っていない板を挟んだ場合の透過波の振幅 A_{int} と溝を切ったときの透過波の振幅 A によって散乱による減衰のパラメタ Q_{scat}^{-1} を求めることができる。

Q_{scat}^{-1} を求めるには次のような処理を行う。共振周波数の異なる500kHz, 1 MHz, 2 MHz各周波数の振動子から得られた波形をバンドパスフィルターに通す。各周波数の振動子から得られた波形の初動振幅比 A/A_{int} を求める。各初動振幅比を A_{int} の大きさを重みつき平均する。こうして求めた振幅比を式(23)に代入する。

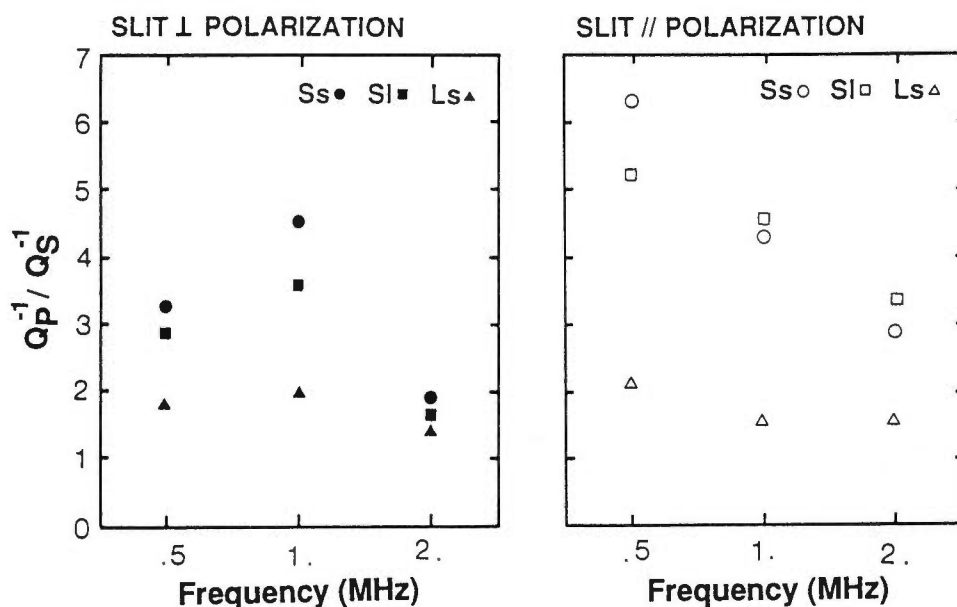
3.3 結 果

第13図はP波における Q_{scat}^{-1} の周波数依存性をしめす。いずれの形状のクラックにも周波数依存性が認められる。S波の場合は振動の方向と溝の方向とが関係する。振幅減衰の測定は振動方向が溝の方向に平行なものと垂直なものについてなされており、第16図はその結果を示す。P波と同様S波でも Q_{scat}^{-1} の周波数依存性が認められる。また、 Q_{scat}^{-1} は振動方向によって異なっていることがわかる。溝の走行に直行して振動するS波の減衰はいずれも、溝の走行に平行に振動するS波よりも減衰が大きい。さらに、



第16図 S波に対する減衰パラメタ Q^{-1} の周波数依存性 振動方向が溝の進展方向に平行なものと垂直なものについて示されている。

Fig. 16 Frequency dependence of the attenuation parameter Q^{-1} for S waves. Parameter is shown for two polarized S waves: perpendicular and parallel to the slit direction.



第17図 P波とS波の減衰パラメータの比 S波の振動方向がスリットに垂直なものと平行なものに分けて表示。
 Fig. 17 Ratio of the attenuation parameter for P wave and that for S waves. Q_p^{-1}/Q_s^{-1} values are shown for two polarized S waves: the S wave having the particle motion perpendicular to the slits, and that having the particle motion parallel to the slit.

減衰の大きさは溝幅の広さにも依存している。SIとLsとでは、溝が占める隙間の体積は同じであるが、溝幅と深さが異なる。溝幅が狭く深いSIよりも、溝幅が広く浅いLsのほうが減衰が大きい。

以上の結果を顕著に表示しているのはP波とS波についての Q^{-1} の比である。第17図はP波とS波についての Q^{-1} の比 Q_p^{-1}/Q_s^{-1} を示す。Lsのように溝幅に比べ深さが小さいときは Q_p^{-1}/Q_s^{-1} の周波数依存性は小さく、振動方向による Q_p^{-1}/Q_s^{-1} の違いもさほど大きくはない。しかし、SIやLsのように溝幅に比べ深さが大きい場合は Q_p^{-1}/Q_s^{-1} の周波数依存性が認められ、振動方向による Q_p^{-1}/Q_s^{-1} の周波数依存性に顕著な違いが現れる。

このように、クラックの伸展方向についての Q_p^{-1}/Q_s^{-1} の違いは、地下のクラックの分布様式に関する貴重な情報を与える。したがって、VSPなど、坑井を利用した弾性波探査技術について、ここで述べた手法をてがかりとした技術開発を期待することができる。

謝辞 X線トモグラフィのデータを得るにあたって、新日本製鐵プロセス技術研究所の稲角忠弘、笠間俊次(研究実施当時所属)、中野正則の各氏と同研究所の関連研究グループ員の方々には多大なご援助をいただいた。また、ジョイント表面形状の計測では科学技術庁防災科学技術研究所(研究実施当時所属)・大八木則男、高橋博の両氏の支援を得た。破壊モデルを作るにあたっては、東北大学・加藤尚之氏との共同研究が有益であった。クラックモデルによる弾性定数の計算では筑波大学(研究実施当時所属)吉野隆氏の多大な貢献があった。さらに、本研究実施期間中には南カリフォルニア大学・安芸敬一教授をはじめとする、次の方々の支援と励ましを得た。科学技術庁防災科学技術研究所(研究実施当時所属)・佐藤春夫、筑波大学・平田隆幸、地質調査所地殻物理部・宮崎光旗、同地殻熱部・伊藤久男、笹田政克、同地質情報センター・野呂春文の各氏。

文 献

- Aki, K and Richards, P. G. (1980) Quantitative Seismology, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 932p.
- Anderson, D., Minster, B. and Cole, D. (1974) The effect of oriented cracks on seismic velocities. *J. Geophys. Res.*, vol. 10, p. 4011-4015.
- Brown, S. and Scholz, C. (1985a) Closure of random elastic surfaces in contact. *J. Geophys. Res.*, vol. 90, p. 5531-5545.
- and ——— (1985b) Broadbandwidth study of the topography of natural rock surfaces. *J. Geophys. Res.*, vol. 90, p. 12575-12582.
- and ——— (1986) Closure of rock joints. *J. Geophys. Res.*, vol. 91, p. 4939-4948.
- , Kranz, R. and Bonner, B. (1986) Correlation between the surfaces of natural joints, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 13, p. 1430-1433.
- (1987) Fluid flow through rock joints: the effect of surface roughness. *J. Geophys. Res.*, vol. 92, p. 1337-1347.
- Budiansky, B. (1965) On the elastic moduli of some heterogeneous materials. *J. Mech. Phys. Solids.*, vol. 13, p. 223-227.
- and O'Connell, R. (1976) Elastic moduli of cracked solids. *Int. J. Solids Struct.*, vol. 12, p. 81-97.
- Crampin, S. (1978) Seismic-wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 53, p. 467-496.
- (1984) Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 76, p. 135-145.
- (1987) Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy. *Nature.*, vol. 328, p. 491-496.
- , Bush, I., Naville, C. and Taylor, D. (1986) Estimating the internal structure of reservoirs with shear-wave VSPs. *Leading Edge.*, vol. 5 no. 11, p. 35-39.
- Douma, J. (1988) The effect of the aspect ratio on crack-induced anisotropy. *Geophys. Prospect.*, vol. 36, p. 614-632.
- Eshelby, J. D. (1957) The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems. *Proc. Roy. Soc., ser A*, vol. 241, p. 376-396.
- 平田隆幸 (1988) 断層とフラクタル. 物理探査, vol. 41 p. 401-408.
- Hudson, J. A. (1981) Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cacks, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 64, p. 133-150.
- 加藤尚之・乗原保人・山本清彦・平澤朋朗 (1989) 強度が不均一な場で生成される破壊面の形状について. 地震2, vol.42, P. 365-369.
- Kuwahara, Y., Ito, H. and Kiguchi, T. (1991) Comparison between natural fracture and fracture parameters derived from VSP. *Geophys. J. Int.*, vol. 107, p. 475-483.
- , N. Oyagi and H. Takahashi (1993) Topographic anisotropy of slickenside from deep borehole sample in an earthquake swarm region and its generation mechanism. *J. Phys. Earth.*, vol. 41, p. 75-85.
- 乗原保人・伊藤久男・大湊隆雄・木口 努 (1994) VSP法によるP波, S波速度と検層記録から推定した亀裂パラメーター-田沢湖町と丹那地域の比較-地質調査所報告. no. 282, p. 177-186.

- 村外志夫・森 勉 (1976) マイクロメカニクス—転移と介在物—。培風館, 東京, 197p.
- Mura, T. and Cheng, P. C. (1977) The elastic field outside an ellipsoidal inclusion, *Trans. ASME, Ser. E.*, vol. 44, p. 591-594.
- 中野 司・西澤 修・増田幸治・稲角忠弘・笠間俊次 (1992) X線CTによる岩石内部の三次元観察. 月刊地球, vol. 14, p. 616-620.
- ・藤井直之 (1991) 画像処理のためのソフトウェア:(3)粒子像の識別と輪郭線の抽出, 情報地質 vol. 2, p. 23-44.
- (1991) 画像処理のためのソフトウェア:(3)画像データからのネットワーク構造の抽出. 情報地質 vol. 2, p. 45-64.
- Nishizawa, O. (1982) Seismic velocity anisotropy in a medium containing oriented cracks—Transversely isotropic case—*J. Phys. Earth.*, vol. 30, p. 331-347.
- 西澤 修 (1988) 岩石物性に現れる「形」. 物理探査, vol. 41, p. 409-419.
- ・吉野 隆 (1991) 楕円体クラックを含む異方性岩石での実効弾性定数の一般的数値計算法. 地調月報, vol. 42, p. 517-526.
- ・増田幸治 (1991) ダイラタンシー状態にある花崗岩への高圧水浸透に伴うP波速度変化から推定されるマイクロクラックの性状. 物理探査, vol. 44, p. 255-265.
- (1992) 岩石破壊, 数理地震学 (VII). 地震とフラクタル共同研究成果報告書, 統計数理研究所レポート34, p. 93-138.
- O'Connell, R. J. and Budiansky, B. (1977) Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.*, vol. 82, p. 5719-5735.
- Okubo, P. G. and K. Aki (1987) Fractal geometry in the San Andreas fault system. *J. Geophys. Res.*, vol. 92, p. 345-355.
- Power W. L., Tullis, T. E., Brown, S. R., Boitnott, G. N. and Scholz, C. H. (1987) Roughness of natural surfaces. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 14, p. 29-32.
- 佐藤春夫 (1984) リソスフェアにおける地震波の散乱と減衰: ランダムな不均質構造による一次散乱理論. 国立防災センター研究報告, no. 33, p. 101-186.
- 田口 勇・中村幸基 (1985) X線断層撮影装置による鉄鋼原料分析. 鉄と鋼, vol. 72, p. 1629-1636.
- ・田中滋男 (1986) 鉄鋼用X線断層撮影装置の開発. 鉄と鋼, vol. 71, p. 1685-1691.
- 竹内 均 (1972) 地球科学における諸問題. 裳華房, 東京, 373p.
- Yamamoto, K., Kosuga, M. and Hirasawa, T. (1981) A theoretical method for determination of effective elastic constants of isotropic composite. *Sci. Rep. Tohoku Univ., ser 5, (Tohoku Geophys. J.)*, vol. 28, p. 47-67.
- Yoshioka, N. and Scholz, C. (1989) Elastic properties of contacting surfaces under normal and shear loads: Theory. *J. Geophys. Res.*, vol. 94, p. 17681-17690.
- (1994) Elastic behavior of contacting surfaces under normal loads: A computer simulation using three-dimensional surface topographies. *J. Geophys. Res.*, vol. 99, p. 15549-15560.
- Yukutake, H. (1989) Fracturing process of granite inferred from measurements of spatial and temporal variations in velocity during triaxial deformation. *J. Geophys. Res.*, vol. 94, p. 15639-15651.
- (1992) Fracture nucleation process in intact rocks. *Tectonophysics*, vol. 211, p. 247-257.

第 3 部
PART III

ボアホールテレビュア・デジタル記録システムの開発と 丹那盆地での坑井内キ裂測定

伊藤久男*

Development of a borehole televiewer digital data acquisition system and fracture system observed in the Tanna Basin

Hisao ITO

Abstract: A digital data acquisition system for an ultrasonic borehole televiewer has been developed and tested. This system digitize the wave form data with 1 MHz sampling speed at surface. It is able to (1) determine the maximum amplitude and travel time, (2) store these data on an optical disk and (3) display the maximum amplitude data on CRT. These are carried out on site and real time. The system is backed up by an analog video tape recorder which records the full wave forms of the BHTV signal, together with depth and the North signal. The digital data are transferred to another computer via GPIB for interactive analysis. The digital data acquisition system was used to detect in situ fractures in three wells drilled by NEDO in the Tanna basin. Fractures were observed in N1-TN-2S and N1-TN-3 wells, whereas no fractures were observed in N63-TN-1S. The fractures in N1-TN-2S and N1-TN-3 are observed only in basaltic lava.

要 旨

ボアホールテレビュア (BHTV) は超音波を坑壁に発射し坑壁からの反射を記録する装置であり、坑井内のキ裂を直接観察できる数少ない坑井内機器のひとつである。BHTVについて坑壁からの反射波の最大振幅と到達時間をデジタル収録するシステムを開発した。

坑井内キ裂は反射波の振幅の減少、到達時間の遅れとして観察される。本システムでは坑壁からの反射波の振幅と到達時間の両方のデジタル収録を行うことにより、到達時間から坑径への絶対値変換およびBHTV装置の偏芯補正を行うことができる。また本システムでは振幅と到達時間の両方についてキ裂の走向・傾斜を会話形式で決定することができる。本システムを静岡県丹那盆地の3本の坑井で使用した。丹那盆地では新エネルギー・産業技術総合開発機構により断層群探査のための基礎実験が行われ、丹那断層をはさんで3本の坑井が掘削された。3本の坑井における測定から以下のことがわかった。

- (1) 丹那盆地内の3本の坑井のフラクチャーシステムはそれぞれ大きく異なる。特に地質層序では良く対応するとされている2SとTN-3でも異なる。
- (2) 玄武岩溶岩と火山碎屑岩との境界面および各層中の堆積構造が観察された。傾斜は低角であり、丹那盆地での反射法の結果と調和的である。
- (3) TN-3井では玄武岩溶岩中に高角な2セットのキ裂が発達する。このうち1セットは丹那断層の

*地殻熱部

Keywords: borehole imaging, fracture characterization, borehole televiewer, well logging, digital data acquisition

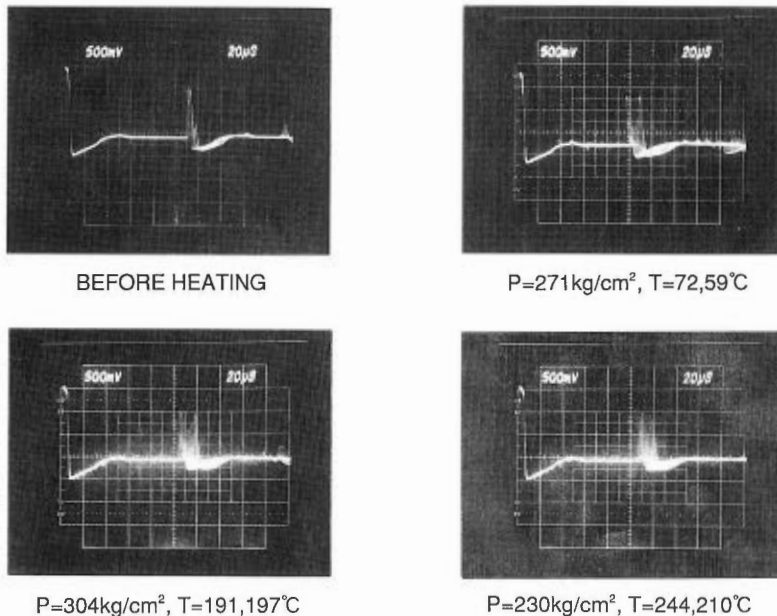
方向に平行であるが、他のセットは丹那断層に斜交する。逸水キ裂は高角で丹那断層に斜交する。

1. はじめに

近年様々な分野で地下キ裂の検出、評価が重要な課題になっている。キ裂の存在は岩盤の強度に強い影響を与える。また地下における流体移動については、地下キ裂の効果が重要である。

ボアホールテレビュア (BHTV) は坑井内のキ裂を直接観察できる数少ない坑井内機器のひとつである。同様の機器としては光学的方法による機器 (例えば服部・松本, 1988) が、また比抵抗値からキ裂を推定するフォーメーションマイクロスキヤナ (例えばEkstrum *et al.*, 1985) がある。光学的方法による機器では、(1) 泥水中での使用が困難である、(2) 高温下での使用が困難である、(3) データ取得に時間がかかり、データ処理も難しいといった問題がある。またフォーメーションマイクロスキヤナは、(1) 機器の外径が大きく、(2) 耐温は最高175°Cと限られており、(3) 4回の独立な測定が必要であり、それでもなお坑壁全体を走査することができないといった制限がある。BHTVは超音波を坑壁に発射し坑壁からの反射を記録する装置である (Zemanek *et al.*, 1970)。超音波振動子は内蔵のモータにより回転する。またBHTVをケーブルで引き上げながら (典型的には毎分約1~2m程度の速度) 測定することにより、坑井内を3次元的に走査する。さらに内蔵のフラックスゲートマグネトメータにより方位を決定することができる。

キ裂が坑壁にある場合、反射波の強度が弱くなり、記録上暗部となりキ裂を観察することができる。超音波を使用しているため、泥水中での使用も可能である。地質調査所では高温用、小坑径の常温用の2式を所有しているが、高温用では実験室で240°C以上で動作確認をしている (第1図)。また実際の坑井でも220~230°Cでの連続測定の実績がある。



第1図 高温・高圧下でのBHTVの信号

Fig. 1 BHTV wave form under high temperature and high pressure.

従来のシステムでは反射波の強度を輝度変調しオシロスコープに表示しポラロイド写真に撮影している。このため輝度の調整により得られる結果が大幅に変わり、ダイナミックレンジが極めて小さいといった欠点がある。

平面状のキ裂が坑井を横切る場合BHTVではサインカーブ状の暗部として記録される。BHTVの記録をサインカーブにフィットすればキ裂の方位、傾斜を求めることができる。しかしポラロイド写真の記録では作業能率からも、精度の点からも極めて困難である。例えばモータの回転数あるいはBHTVの引き上げ速度は坑内状況等により必ずしも一定ではないが、ポラロイド写真の記録では補正を行うことは不可能である。

さらにGeorgi(1985)が指摘したように、BHTVが坑井の中心にない場合は得られた結果はBHTVのオフセンターの影響を受け、正確なキ裂の方位、傾斜の決定ができない。オフセンターの補正を行うためには坑井内での実際のBHTVの位置を知る必要がある。

BHTVの坑壁からの反射波の到達時間は坑径をあらわしており、反射波の到達時間を記録することにより、坑井内での実際のBHTVの位置を知り、オフセンターの補正を行うことができる。更に、3次元キャリパとしての利用も可能であるが、現在のところ到達時間については全く記録されていない状況である。以上の問題点を解決するため(1)反射波の強度、到達時間の両方の記録、(2)しかもデジタル記録を行うためのシステムを開発した。開発したシステムを用いて、静岡県丹那盆地の3本の坑井において測定を行った。

2. デジタル収録システム設計の基本方針とシステムの概要

2.1 システムに必要な条件

記録システムには以下の点が必要になる。

- (1) 反射波の強度と到達時間の両方をデジタル記録できること。この際深度、North信号(方位)も同時に記録できること。
- (2) A/D変換は1MHz以上の高速であること。
- (3) 大量のデータを記録できること。
- (4) 測定中リアルタイムモニタができること。
- (5) コンパクトなシステムであること。
- (6) 坑井での測定では様々なトラブルがあるのでこれらに柔軟に対応できること。

BHTVでは超音波の発震・受震に約1MHzの振動子を使用している。坑壁よりの反射波は検層ケーブルによりアナログ伝送される。反射波の周波数が高いため反射波そのものではなく、エンベロープ波形を伝送している。それでも波形は数百Hzと高周波である。

また通常の坑径では到達時間(往復走時)が約100 μ sec程度であり、到達時間を使った解析を行うためには、分解能として少なくとも1 μ sec以上すなわち1MHz以上のA/D変換速度が必要である。

超音波の発震は毎秒約1800回行われ、振幅・到達時間それぞれ2バイトとすると、毎分1mのケーブル速度の場合、1mの測定に約500kBのデータ容量となる。例えば深度1000mの測定では振幅、到達時間の記録だけで約500MBのデータ容量となる。このためデータ媒体についてはこのような大容量に対応できるものが必要になる。

BHTVのデータをデジタル収録する試みはすでにいくつか例がある。例えばHintz and Schepers(1983)はゾンデのなかでA/D変換を行い、地上にデジタルデータを伝送する方法を採用した。またBarton(1988)はゾンデからのアナログデータを地上でビデオテープに記録し、ミニコンによりA/D変換している。

現状でもBHTVゾンデは複雑な機構を持っており、安定動作の観点からこれ以上複雑なものにすべきでない。このため我々はゾンデの中でA/D変換する方式を採らなかった。また地上でのA/D変換等に必

要な機器についてもなるべくコンパクトなものとし、機能をデジタルデータと簡単な表示に限定することとした。

A/D変換は極めて高速であり、しかも大容量のデータを連続記録することからエラー発生危険性が高い。またA/D変換のためのウィンドーの設定等パラメータの選択はデータ取得時に最適な値を設定できない場合も少なくない。このためにバックアップとしてアナログレコーダに反射波の全波形を連続記録することとした。実験室でアナログレコーダの記録をエラー部分やパラメータを変えて再生してA/D変換ができるようにした。

振幅、到達時間の記録だけで約500MBのデータ容量となる。このためデータ媒体についてはMT、フロッピーディスク等は使えない。データ容量が大きく、コンパクトであり、インターフェイスが公開されていることからデータ媒体として光ディスクを採用した。また全波形のA/D変換はデータ容量の点から断念し、波形をアナログVTRに記録することとした。

我々のシステムではリアルタイムでBHTV信号をA/D変換し、坑壁よりの反射波の最大振幅、到達時間を決定し、光ディスクへ転送し、同時に最大振幅を8色でCTRに表示する。さらに反射波の波形データはアナログでVTRに記録される。VTRの記録を再生しA/D変換も可能である。

さらにデータを解析用コンピュータに転送して会話型処理を行う。

2.2 機器構成と各部の機能

機器の写真を第2図に、概要を第3図に示す。ラックの上にビデオテープレコーダ、ラックの最上部にカラーモニター、その下にデジタルレコーダ部インターフェイスパネル、BHTVコントロールパネルがあり、手前に見えるのはコンソールターミナルである。デジタルレコーダ部の左上は光ディスク、その下は3 1/2インチフロッピーディスク(2台)、その右側がVMEバスのスロットである。BHTVよりのアナログ信号はアナログビデオレコーダとデジタルデータ収録装置の2系統で記録される。

アナログビデオレコーダ(SONYビデオカセットレコーダSLO-325)を連続記録ができるように改造した。BHTV信号はビデオチャンネルに、深度(CH1)とNorth信号(CH2)はそれぞれ音声チャンネルに記録される。

デジタルデータ収録部はBHTV信号について高速A/D変換を行い最大振幅、最大振幅をとった時刻、しきい値を越えた時刻を深度とともに光ディスクに記録する。また同時に最大振幅の値を8色でグラフィックディスプレイ(NEC FC-9853, 14インチ8色, 解像度:水平640ドット, 垂直400ライン)に表示する。VMEバスには本システムの心臓部があり、それらはBHTVコントロール、DIGITAL IN、DEPTHボードで構成される。BHTVコントロールボードではサンプリング周波数1MHzのA/D変換によるVp, Tp, Tthの決定を行う。ここでVp, Tp, Tthは坑壁からの反射波の強度、反射波が最大振幅となった時点の(往復)到達時間、しきい値で決定した(往復)到達時間を表す。

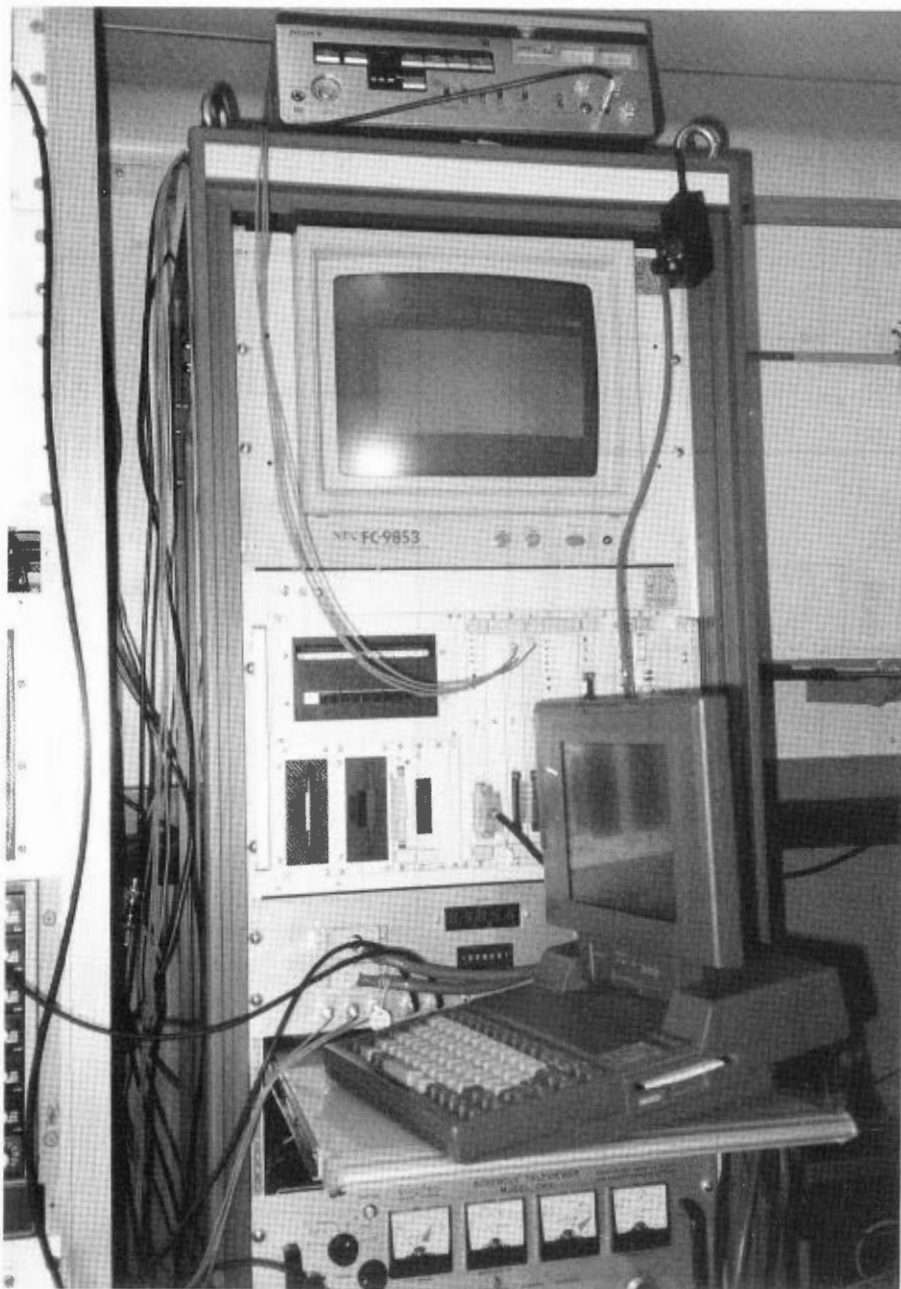
DIGITAL INボードではBHTV信号のゲインを扱う。DEPTHボードではロータリーエンコーダあるいはインターフェイスパネルから2相パルス信号を入力し深度に変換する。光ディスク(川鉄計量器(株) Model KL200D)は片面115MB、両面230MBの容量をもつ。この光ディスクは5.25インチタイプとしては現時点では必ずしも容量は多くないが、耐震性が動作時1.5G、非動作時2.0Gと優れていることから採用した。

インターフェイスパネルでは、シグナルコンディショニング、ゲイン信号の発生、深度の表示、深度信号の出力を行う。

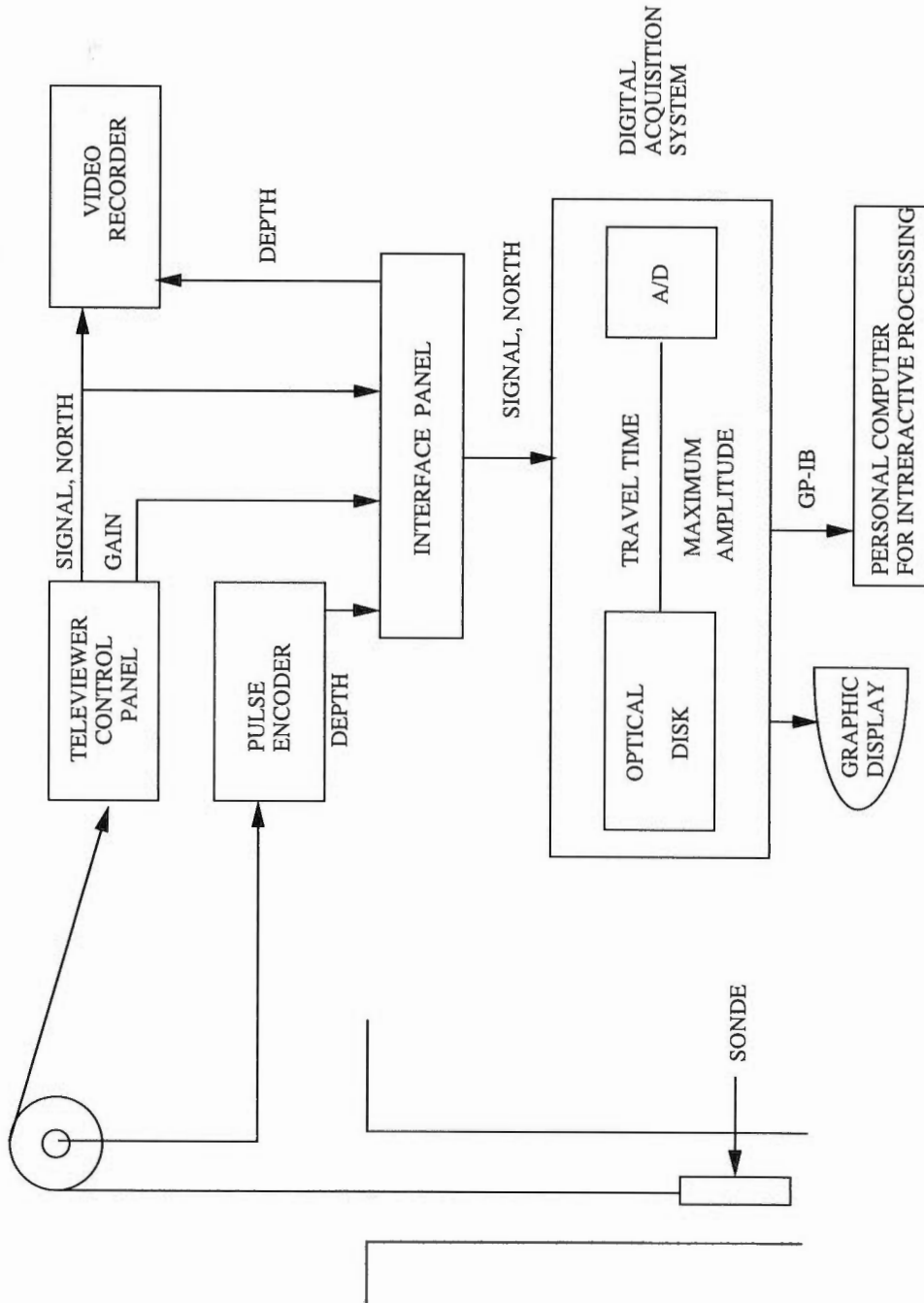
振動子は内蔵のモータにより毎秒3回転し、超音波の発震は毎秒約1800回行われる。したがって坑壁を360°走査する間に約600回発震することになり、発震間隔は0.556msとなる(第4図)。

A/D変換は1MHz、12ビットで、各ショット信号によりトリガされて行う。A/D変換を始める時刻はディレイ値として設定でき、A/D変換のデータ長は128,256 μ sのうちどちらかを選択できる。

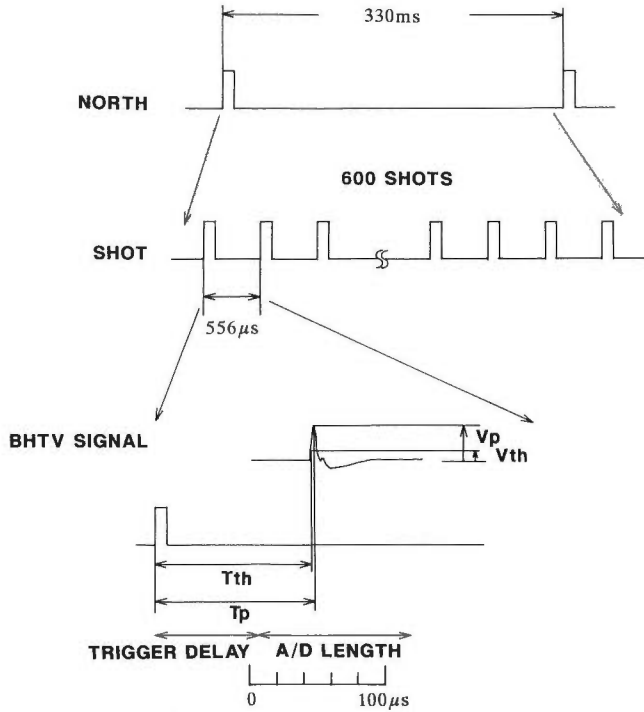
光ディスク中のデジタル記録では1回の連続した測定を1ファイルとして扱う。各ファイルにはファ



第2図 BHTVデジタル収録システム
Fig. 2 Picture of the data acquisition system.



第3図 BHTVデジタル収録システムのブロックダイアグラム
 Fig. 3 Schematic diagram of the data acquisition system.



第4図 BHTVデジタル収録におけるA/Dのタイミング
Fig. 4 A/D timing in BHTV digital data acquisition.

イルヘッダーとデータが格納される。最大振幅、到達時間のデータは各North信号ごとに1レコードにまとめられ、各レコードには先頭に深度・時刻・ゲイン・ショット数を記録したレコード・ヘッダーがおかれ、その後にデータが記録される。

反射波の到達時間については本来初動の立ち上がりを正確に決定すべきではあるが、本システムではリアルタイム処理であることの制限からTp, Tthを決定することに留めた。

2.3 機能

本システムでは

- * 深度プリセット
- * 情報入力変更
- * モニタ
- * ディレクトリー表示
- * データ集録
- * 再生
- * データ転送

の機能があり、必要な機能をメニュー画面から選択することができる。

深度プリセット

深度プリセットでは深度を設定あるいは変更を行う。

情報入力変更

情報入力変更ではファイルヘッダーの設定, 変更を行う. ファイルヘッダーへは坑井名等の坑井情報, 使用ゾンデ形式, 測定パラメータ, 測定深度等の測定条件を格納する.

モニタ

モニタモードではVpのCRT表示, Tthのコンソールへの表示を行うが, 光ディスクへの書き込みは行わない. 記録条件を設定する際にこの機能を利用する.

ディレクトリー表示

ディレクトリー表示では光ディスクに格納済みのディレクトリーを表示する. またファイルを指定することによりそのファイルのヘッダー情報を出力する.

データ集録

データ集録においては

- a) ビデオテープでのフルウェーブ記録
- b) サンプリング周波数 1 MHzのA/D変換によるVp, Tp, Tthの決定
- c) Vp, Tp, Tthの光ディスクへの書き込み
- d) Vpのグラフィックディスプレイへの表示

を同時に行う. ここでVpは坑壁からの反射波の最大振幅, Tpは最大振幅をとった時の発震よりの時間, Tthはあるしきい値をとった時の発震よりの時間である.

再生デジタル

データ再生においては

- a) VTRデータの再生
- b) 光ディスク格納のVpデータのグラフィックディスプレイへの表示を行うことができる. VTR再生時もデータ集録時と同様にVp, Tp, Tthの決定, 光ディスクへの書き込み, グラフィックディスプレイへの表示を行うことができる.

2.4 解 析

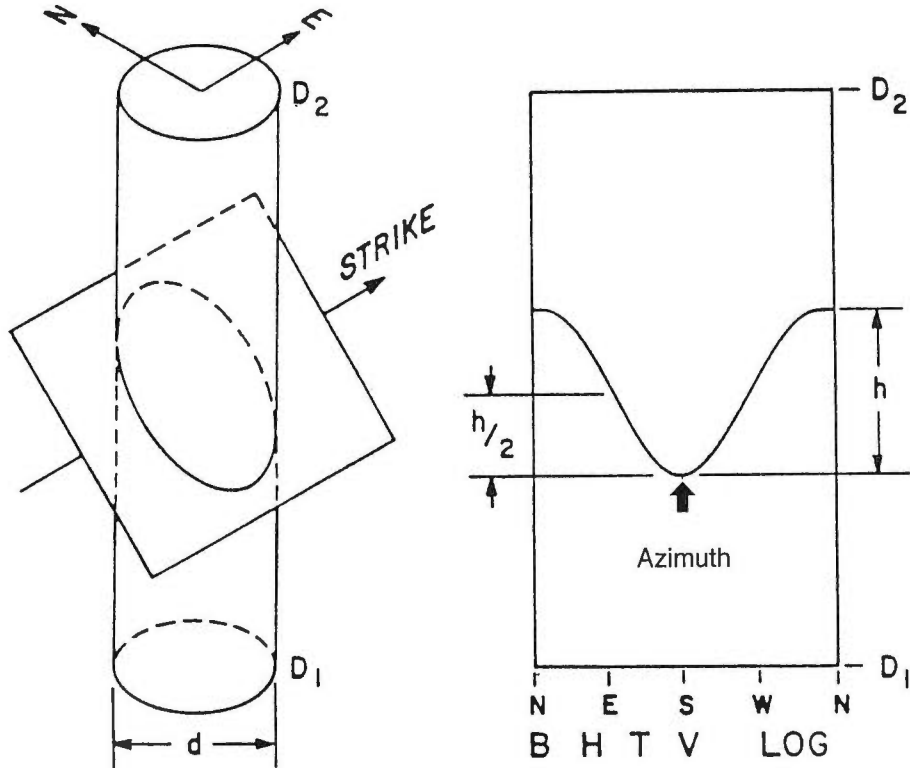
光ディスクのデータは GPIBにより解析用の計算機へ転送できる. 転送に当たっては必要なファイル名, 深度区間等をパラメータとして指定できる. 解析用の計算機としては Macintosh IICi/IIfxを使用し, Barton (1988)による会話型解析ソフトウェアを使用している.

平面状のキ裂が坑井を横切る場合BHTVではサインカーブ状の暗部として記録される. BHTVの記録をサインカーブにフィットしてキ裂の方位, 傾斜を求めることができる(第5図). BHTV会話型解析ソフトウェア(Barton, 1988)ではこのサインカーブの最小となる角度をAzimuthとして定義している. Azimuthは0~360°の値をとる.

3. 丹那盆地における測定

3.1 測定概要

静岡県丹那盆地では新エネルギー・産業技術総合開発機構により断裂群探査のための基礎実験が行われた. 丹那断層をはさんで3本の坑井(N63-TN-1S:T.D.503m, N1-TN-2S:T.D.502m, N1-TN-3:T.D.602.5m, 以下それぞれ1S, 2S, TN-3と略記)が掘削され(第6図), 各種検層, 反射法・VSP・坑井間トモグラフィ等の弾性波実験が行われた.



Strike : Orientation of midpoint
between peak and trough
(at $h/2$)

$$\text{Dip} : \tan^{-1} h/d$$

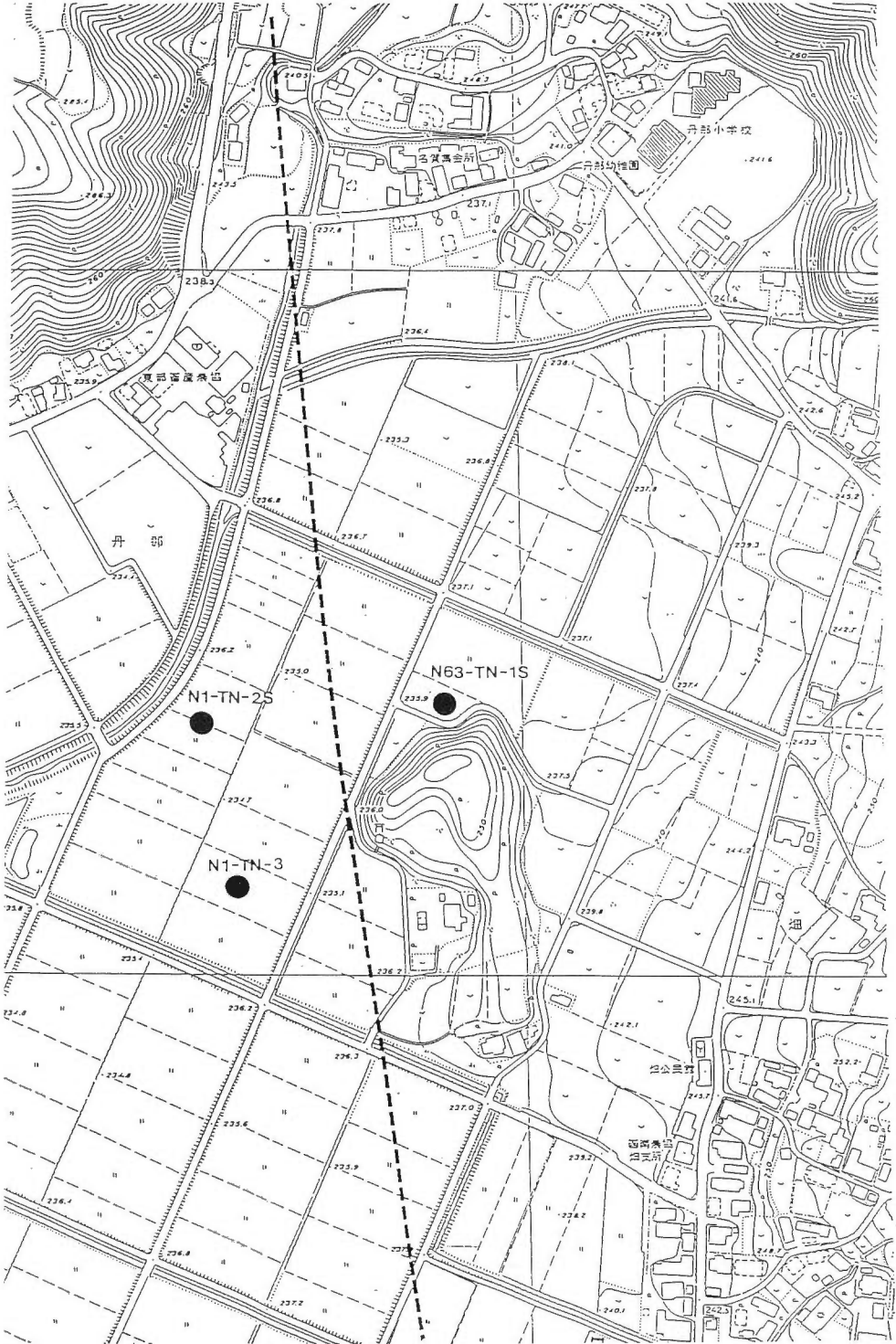
第5図 BHTV解析システムにおけるキ裂のdip, azimuthとstrikeの定義

Fig. 5 Definition of fracture dip, azimuth and strike determined by the present BHTV analysis system.

一方地質調査所では弾性波実験から推定したキ裂パラメータと坑井でのキ裂の測定とを比較する研究を進めている。弾性波によるキ裂パラメータの推定にはS波の利用が重要であるが³⁾、丹那盆地でもS波VSPを行った(中尾ほか, 1994)。ここでは坑井データによる丹那盆地のキ裂分布についてまとめ、S波VSPを中心とした弾性波実験との比較を行う。

キ裂に直接関係した坑井検層としてはFMS(Formation Micro Scanner)とBHTV(Ultrasonic Borehole Televiewer)が行われた。ここではBHTVの結果を中心に議論する。

測定は前述したデジタルBHTVシステムで行った(伊藤, 1990, 1992)。坑壁からの反射波の最大振幅と到達時間のデジタルデータについて、到達時間から坑径への絶対値変換およびBHTV装置の偏芯補正を行い、キ裂の走向・傾斜を会話形式で決定した。測定区間は1S:360m~503m, 2S:100m~500m, TN-3:200m~600mである。



第6図 丹那盆地坑井位置と丹那断層(破線)
Fig. 6 Locations of three wells and the Tanna fault (broken line).

1Sについては地質状況、坑井状況を反映してデータの質が悪かったが、2S、TN-3では良好なデータを得ることができた。以下2S、TN-3の結果を中心に検討する。

3.2 結果

3.2.1 地層境界

丹那盆地ではコアはスポットでとられたにすぎず、地質層序は主としてスライムの観察から決定された。このような場合、注意深いスライムの観察にも係わらず地層境界の深度を正確に決定することは困難な場合もある。また地層境界の走向・傾斜については決定は不可能である。

FMSおよびBHTVは坑壁の状況を観察できることから、地層境界の深度・走向・傾斜について決定できる可能性がある。

BHTVで観察した2Sの地層境界の例を第7図に、結果のまとめを第1表に示す。傾斜は低角であり、後に議論するキ裂と対照的である。走向は特に集中しない。TN-3では地層境界は明瞭には観察されなかった。

3.2.3 キ裂の分布

2S、TN-3井のキ裂頻度の深度分布を第8図に示す。第8(c)図には簡略化した地質柱状図を示す。スライムとスポットコアの観察から玄武岩溶岩(図中黒く示す)と火山碎屑岩の互層をなし、2S・TN-3井間の地質対比は良いとされている。

BHTVではキ裂(第9図)の他に上記玄武岩溶岩と火山碎屑岩との境界面および各層中の堆積構造が観察された。これらをあわせて以下仮に“Bed”と呼ぶこととする。

第8(b)図にはキ裂と“Bed”をあわせた深度5mあたりの頻度を、第8(a)図にはキ裂のみの頻度を示す。“Bed”の一部を除いて、Bedおよびキ裂は玄武岩溶岩中にのみ発達する。この傾向は特にTN-3では顕著である。2S・TN-3井間の地質対比は良いとされているがキ裂・“Bed”の形態は2坑井間で大きく異なっている。

2S

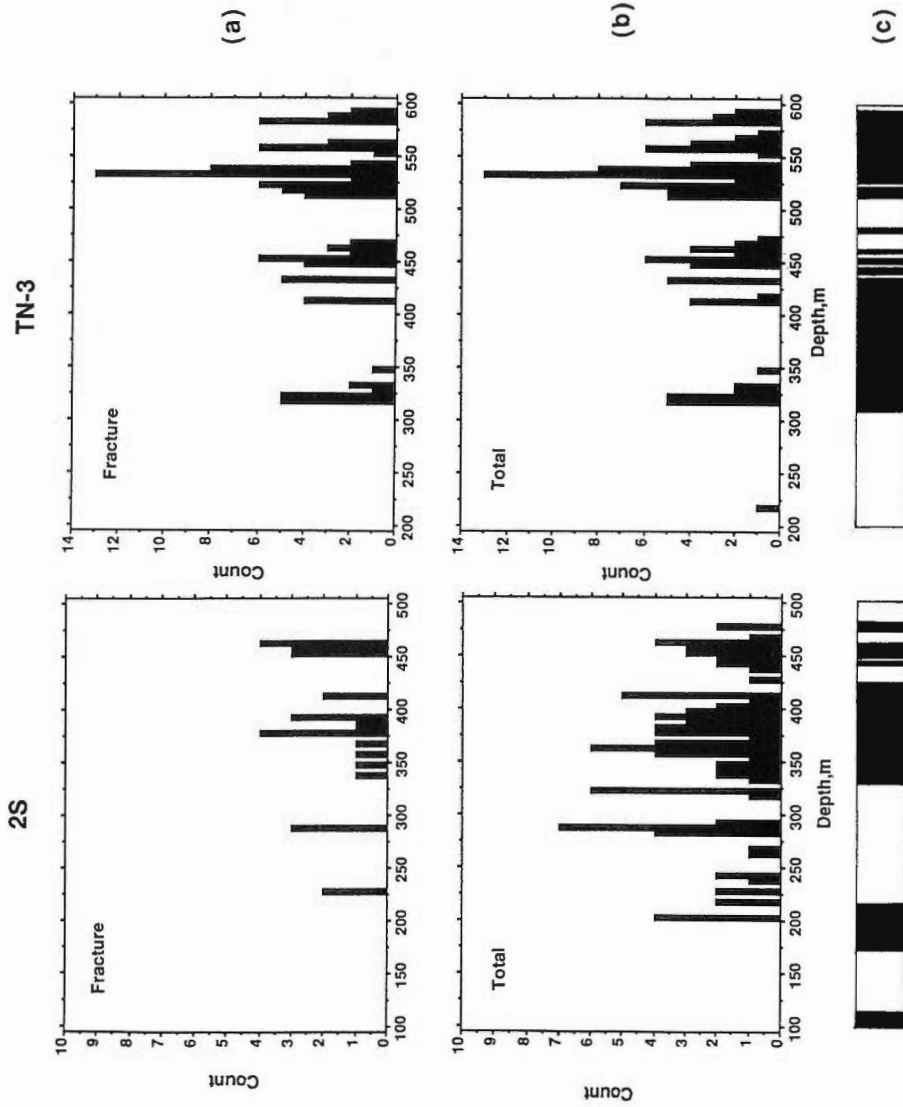
読み取ったものの多くは“Bed”と考えられる。dipは低角であり、strikeは揃わない。キ裂は第10図に見るようにdip、strikeとも揃わない。

TN-3

2Sと異なり、キ裂が多く分布する。これらのキ裂のdipは高角のものがほとんどである(第11図)。“Bed”

第1表 2S井の地層境界。
Table 1 Lithological boundaries of the 2S well.

Lithology Depth (m)	BHTV		
	Depth (m)	Azimuth (deg.)	Dip (deg.)
217	218.05	248.9	27.1
290	290.80	16.3	0
331	332.42	105.6	31
428	427.42	310.6	25.4

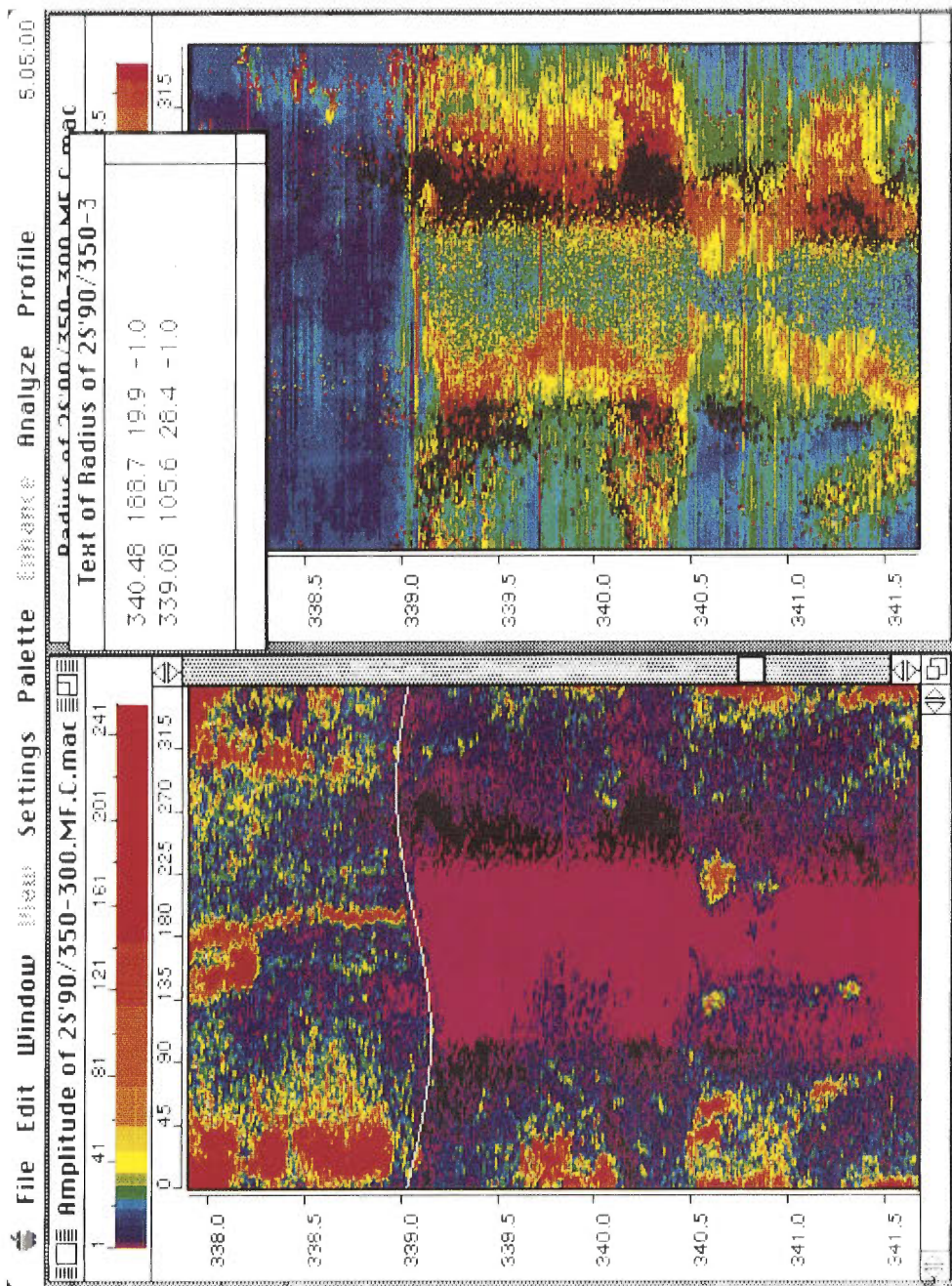


第8図 NI-TN-2S, NI-TN-3の2坑井でのキ裂のみ(a)とすべての読み取り(b)の深さ5mごとの頻度分布と地質柱状図(c)。地質柱状図で黒は玄武岩溶岩、白は火山砕屑岩を示す(NEDOのデータによる)。

Fig. 8 (a) Frequency of fractures observed by BHTV (frequency/5m)

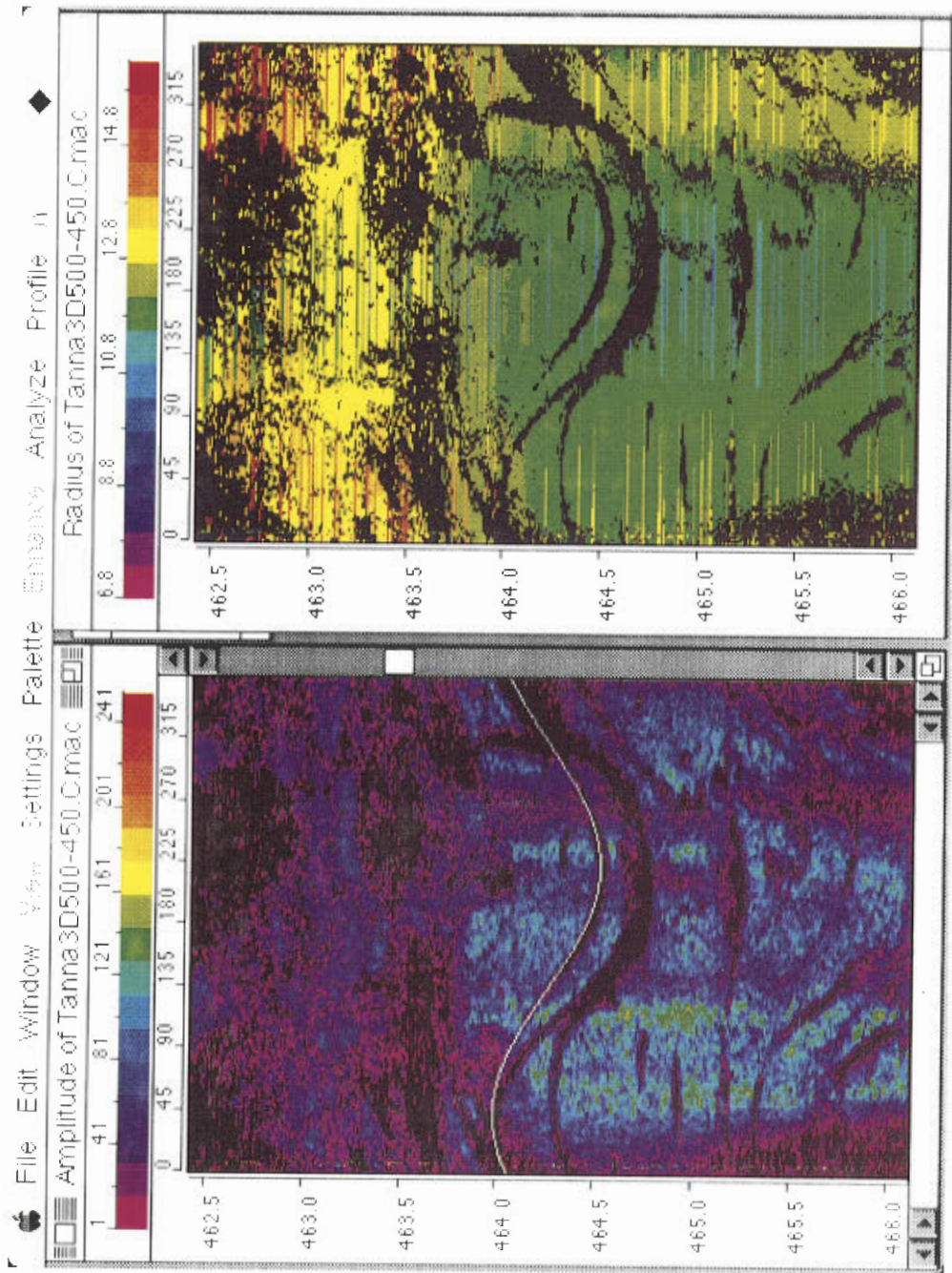
(b) All events observed by BHTV (frequency/5m)

(c) Lithology: basaltic lava is shown by black and pyroclastic rocks are shown by white.

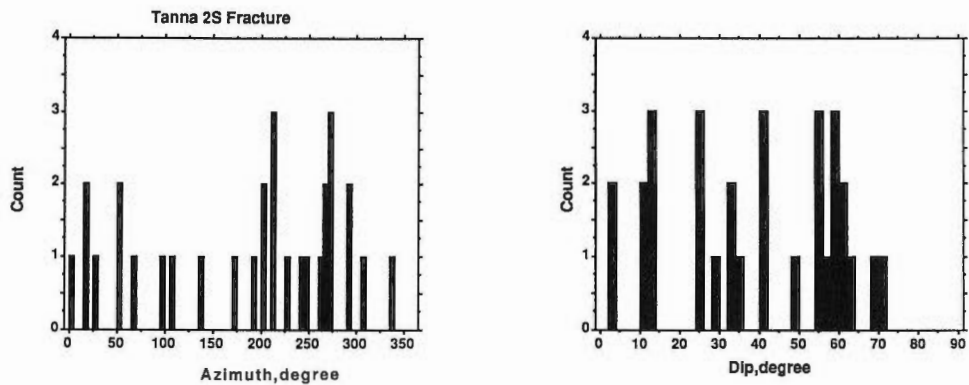


第7図 BHTVによる地層境界の観察例

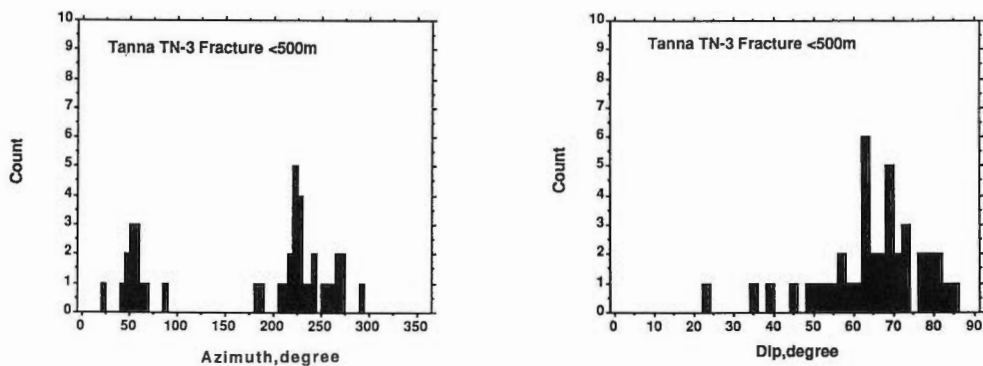
Fig. 7 An example of the lithologic boundary observed by BHTV.



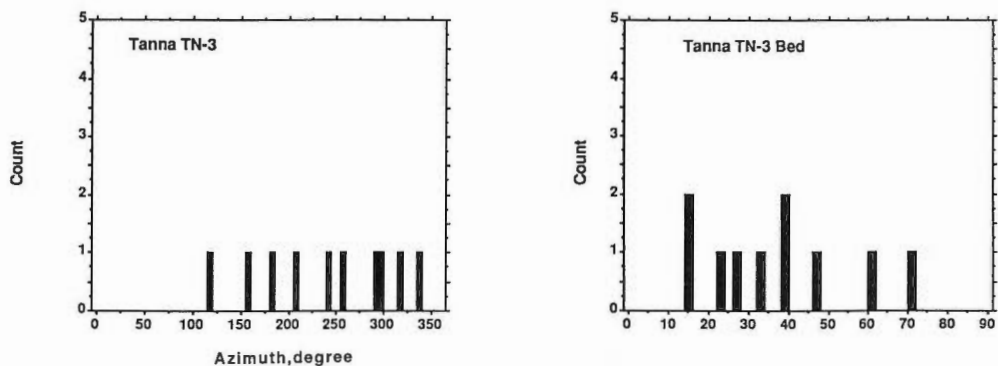
第9図 BHTVによるキ裂の観測例
Fig. 9 An example of fracture observed by BHTV.



第10図 2Sにおけるキ裂の走向・傾斜の分布 走向におけるゼロは東とし、時計まわりである。
 Fig. 10 Strike and dip in 2S. Zero in strike denotes east direction and strike is counted clockwise.



第11図 TN-3におけるキ裂の走向・傾斜の分布
 Fig. 11 Strike and dip of fractures in TN-3.



第12図 TN-3における"Bed"の走向・傾斜の分布
 Fig. 12 Strike and dip of "beds" in TN-3.

についてはdip, strikeとも特に集中しない(第12図), strikeは500m以浅はNE-SW(Azimuthで50~60°)に集中し(第11図), 全体ではN-SとNE-SWの2セットが観測された, 第8図から深度520m以深でキ裂の数が多く存在すること, 500m以浅では見えなかったN-S系のキ裂が520m以深であらわれていることがわかる。

3.2.4 逸水との関連

TN-3井では深度433m, 455m~457m, 458m~582m, 582mで掘削中の逸水が報告されている, これらうち深度433m, 455m~457m, 582mで逸水に対応するキ裂がBHTVで観測された(第2表), これら逸水キ裂のstrikeはNW-SEに集中する(第13図)。

3.2.5 考察

2S井で行ったS-VSPでは, 深度297.5m~412.5mの区間で20%もの強いS波偏向異方性が観測された, 速いS波相の振動方向(S1)はほぼN方向と推定された(中尾ほか, 1994), 中尾ほか(1994)は異方性の原因として

- (1) BHTV検層では識別の難しい小さなスケールのキ裂あるいは粒子の配向
- (2) 配向の間隔が坑井直径よりも大きな, ほぼ鉛直なキ裂の配向
- (3) 低角度のキ裂の配向

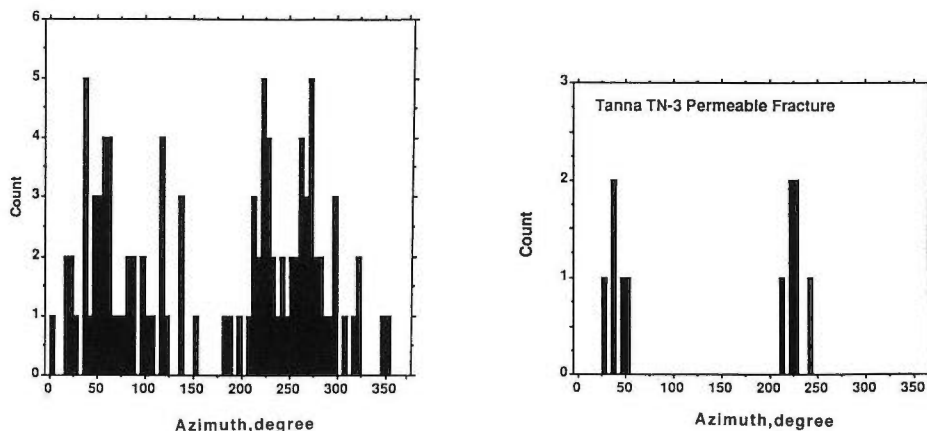
を検討し, (2)あるいは(3)がS波異方性の原因であろうとしている, 2Sではキ裂の分布はほぼランダムであるが, TN-3では高角のキ裂が顕著である, 2S井で行ったS-VSPではこれらのキ裂を反映しているのかも知れない。

久野(1952)によれば, トンネルの遭遇した破砕帯の方向が, 地表の丹那断層(ほぼ南北)と斜交している, この破砕帯の方向はTN-3で見えるNW-SE系のものであり, 透水系キ裂の走向とも一致する。

松田(1984)によれば通常, 地下では1本の横ずれ断層変位であっても, 地表に軟らかい被覆層がある場合には, 地表では雁行割れ目として出現するが, 丹那盆地では逆に地表で一本の断層, 地下で雁行破

第2表 N1-TN-3井における泥水箇所とBHTVによるキ裂。
Table 2 Lost circulation zone and fractures observed by BHTV in N1-TN-3.

Depth (m)	Rate of lost circulation (l/min.)	BHTV		
		Depth (m)	Azimuth (deg.)	Dip (deg.)
433	431	431.22	224.7	78.4
		431.70	241.8	76.8
		432.01	228.8	77.3
		432.22	222.9	79.2
		432.88	228.8	81.2
455~457	1,531	454.75	52.4	68.3
		454.98	46.5	68.3
		456.23	214.7	68.9
455~457	17~431	582	383	
		582	383	
582	383	583.19	37.4	60.3
		582.95	28.6	49.5
		583.59	38.6	70.1



第13図 TN-3におけるすべてのキ裂(左図)と逸水キ裂(右図)との走向の分布の比較
 Fig. 13 Strike of the all fractures (left) and that of the permeable fractures(right) in TN-3.

碎帯であるように見える。丹那盆地における3本の坑井内でのキ裂の出現形態の差は丹那断層の東部、西部あるいは深度による形態の差を表していると考えられる。

4. ま と め

BHTV収録システムの特徴は以下のとおりである。

- (1) BHTVのデジタル記録が行える。
- (2) システムはコンパクトであり、現場での使用に十分耐える。
- (3) 現場でリアルタイムでデジタル収録を行いながらリアルタイムでデータモニターが行なえる。
- (4) アナログビデオテープレコーダにBHTVの全波形を深度・方位とともに記録し、A/D変換することができる。

従来のシステムでは記録がポラロイド写真のみであった。データ取得時に作業時間の制約等から十分な調整を行うことができない場合も多かったが、本システムによりこれらの制約からかなり開放され良好なデータ取得が可能になった。またデジタルデータによる解析が可能になった。

丹那盆地における解析では以下のことがわかった。

- (1) 丹那盆地内の3本の坑井のフラクチャーシステムはそれぞれ大きく異なる。丹那断層の東側の1Sではキ裂は観察されなかった。これは坑内状況が悪いこと、地質条件が悪くBHTVで観察されるような明瞭なキ裂が発達していないためと思われる。2SとTN-3においてもBHTVではキ裂は玄武岩溶岩中でのみ観測される。キ裂の走向・傾斜の分布は地質層序では良く対応するとされている2SとTN-3でも異なる。
- (2) 玄武岩溶岩と火山砕屑岩との境界面および各層中の堆積構造が観察された。傾斜は低角であり、丹那盆地での反射法、坑井間トモグラフィーの結果と調和的である。
- (3) TN-3井では玄武岩溶岩中に高角な2セットのキ裂が発達する。このうち1セットは丹那断層の方向に平行であるが、他のセットは丹那断層に斜交する。逸水キ裂は高角で丹那断層に斜交する。

謝辞 収録システムの開発にあたっては(株)物理計測コンサルタント大川原隆、梶川和弘、田中倫美、今井睦裕氏の協力を、また高温高压試験では日本シュルンベルジェ(株)の深井邦夫氏の協力を得た。

記して感謝の意を表します。開発の初期において菊地恒夫氏との議論が参考になった。

丹那での測定に当たっては新エネルギー・産業技術総合開発機構、石油資源開発(株)はじめ関係各位のご協力を得た。地質調査所地殻熱部水垣桂子氏には丹那地域の地質・断裂について多大のご教示を頂いた。記して感謝します。

文 献

- Barton, C. (1988) Development of in-situ stress measurement techniques for deep drillholes. Ph D thesis, Stanford University.
- Ekstrum, M. P., Dahan, C. A., Chen, M. Y., Lyod, P. M. and Rossi, D. J. (1987) Formation imaging with microelectrical scanning arrays. *The Log Analyst*, vol. 28, p. 294-306.
- Georgi, D. T. (1985) Geometrical aspects of borehole televiewer images. *SPWLA 26th Logging Symposium Transactions*, vol. 1-C, p. 1-20.
- 服部 旭・松本好高(1988) ボアホールスキャナーによる坑壁の観察. 物理探査学会第79回(昭和63年度秋季) 学術講演会講演論文集, p. 166-167.
- Hinz, K. and Schepers, R. (1983) SABIS - The digital version of the borehole televiewer. *European Formation Evaluation Symposium, 8th*, London, Transactions, paper E.
- 伊藤久男(1990) 丹那N-63-TN-1S井ボアホールテレビュアー検層. サンシャイン計画研究開発成果(昭和63年度-平成元年度), 地質調査所, p. 99-107.
- (1992) 坑井データによる丹那断層近傍の断裂構造. サンシャイン計画研究開発成果(平成2-3年度), 地質調査所, p. 101-119.
- 久野 久(1952) 7万5千分の1地質図幅「熱海」および同説明書. 地質調査所, 141p.
- 松田時彦(1984) 概説: 丹那断層. 月刊地球, vol. 6, p. 136-140.
- 中尾信典・大湊隆雄・乗原保人・伊藤久男・木口 努(1994) VSP法から求めた丹那断層近傍における強いS波偏向異方性. 物理探査, vol. 47, p. 323-334.
- Zemanek, J., Glenn, E. E., Norton, L. J. and R. L. Caldwell (1970) Formation evaluation by inspection with the borehole televiewer. *Geophysics*, vol. 35, p. 254-269.

光ファイバセンサを用いた坑井内温度分布計測

松島喜雄*・阪口圭一*・中尾信典*・矢野雄策*
石戸経士*・川村政和*

Temperature distribution along a geothermal well measured with
an optical fiber sensor

Nobuo MATSUSHIMA, Keiichi SAKAGUCHI, Shinsuke NAKAO,
Yusaku YANO, Tsuneo ISHIDO and Masayori KAWAMURA

Abstract: A newly developed thermometer, using an optical fiber sensor, was applied to temperature logging in geothermal wells. Our objectives were to test the durability of the sensor under high-temperature and corrosive environment in geothermal wells, to analyze the error of the measurements, and to observe the temporal change in temperature distribution along a well during cold-water injection. The present study has shown the following results. First, the thermometer works properly to measure temperature distribution along 1000-2000m geothermal wells. Second, the thermometer has a systematic noise. The standard deviation of this noise is 1.3°C at maximum. Finally, the thermometer we used has potential use to observe dynamic change in temperature distribution associated with injection and discharge tests of geothermal wells.

1. はじめに

光ファイバセンサは、ファイバ上の多点の温度を同時にかつ連続的に測定することが可能である。そのため、一度坑井に設置すれば、流体の擾乱を引き起こすことなく鉛直温度分布とその時間変化を測定することができる。このような特徴から、従来の検層方式に比べ容易で詳細な温度測定が期待される。しかしながら、今のところ地熱坑井での測定実績はない。本研究では、この光ファイバセンサに注目し、検層装置としての有用性を調べるとともに、測定によって得られる温度プロファイルとその時間変化から坑井近傍の水理的性質を調べることを目的にしている。

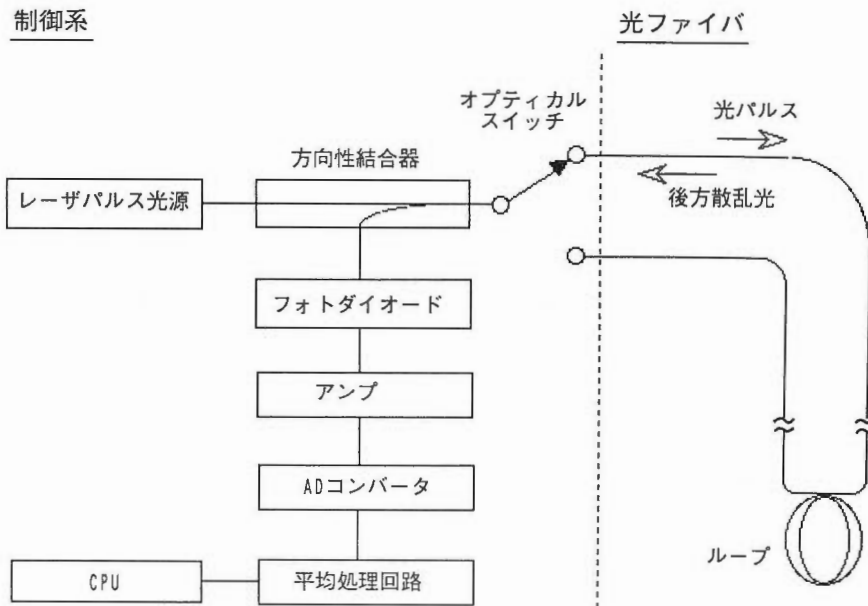
現在までに、1993年8月25日から27日にかけて大分県湯坪地区にある坑井YT-1（新エネルギー・産業技術総合開発機構、1992）において予備的な観測を行った。また、1994年2月17日から2月20日にかけて北海道濁川地区にある坑井KS-6（新エネルギー・産業技術総合開発機構、1994）において注水を行いながらの観測を行った。ここでは、それらの測定結果を報告する。

*地殻熱部

Keywords: optical fiber, temperature logging

2. 測定原理

観測に際し使用した計器は、日鉱計測システム(株)のDTS80型である(工藤, 1988; 久保田, 1993)。この計器による温度の測定原理を簡単に紹介する(第1図)。まず、光源よりレーザパルスをファイバ中に射出する。次に、ファイバ中で連続的に発生する後方散乱光を一定間隔で受信する。散乱光のうち分子の格子振動によるラマン散乱光は、短波長側の反ストークス光と長波長側のストークス光とで、その強度の温度依存性が異なる。そこで、この依存性と両者の後方散乱光強度の比を用いて温度を求める。絶対値を求める際には計器内の恒温槽にて計測したリファレンス温度を用いている。一方、温度を測定した位置すなわち散乱した場所は、パルスを射出してから散乱光が戻ってくるまでの時間と光の速度から知ることができる。ただし、一つのパルスにより得られる散乱光強度は微弱なので、一回の測定に際し128秒から512秒間程度のスタッキングを必要とする。通常、このスタッキングによる平均化時間が測定時間間隔となる。また、温度の測定距離間隔は、信号処理速度によって決まる。DTS80型では、A/D変換器を4個並列に用いることにより処理能力を高め、測定距離間隔は最短で1.026mである。レーザパルスを周期的に射出し、以上の手続きを繰り返すことにより、ファイバ上の温度分布が一定時間間隔で測定されることになる。なお、同様な光ファイバを用いた温度測定器はいくつか存在するが、他のものと比較して、DTS80型は光ファイバセンサがループ状になっていることが特徴である。すなわち、センサの両端が計測器に接続しており、オプティカルスイッチを介しレーザパルスを交互に射出して測定を行っている。こうすることによって、通常光ファイバの末端で生じる光の乱反射が測定に影響しなくなり、井戸に挿入した場合、深部における測定精度が極端に悪くなるということがない。また、射出した光の減衰量を反対側で測定し得るので、センサの状態を常に監視できるという利点がある。



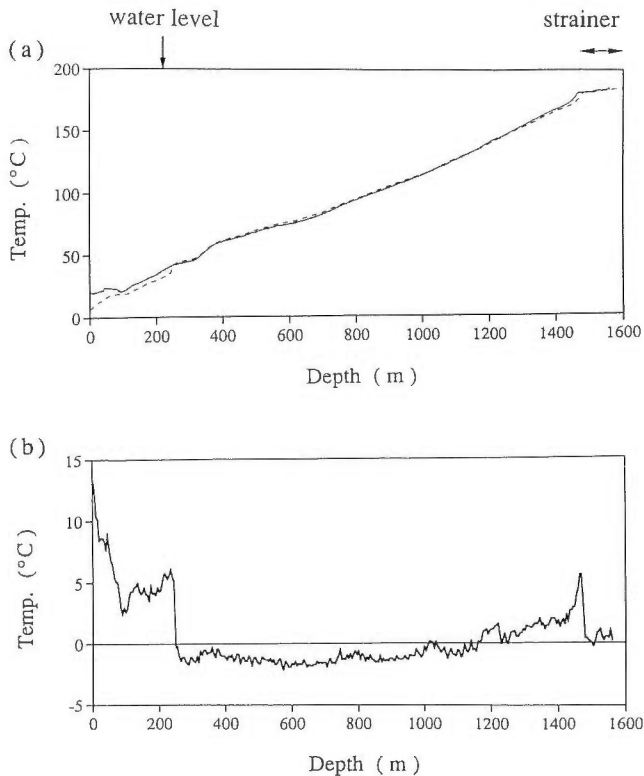
第1図 温度測定システム概念図
Fig. 1 System diagram of temperature measurement.

3. YT-1 における観測結果

光ファイバセンサは、保護のためポリイミド被膜を施され、直径2.4mmのステンレス管に挿入されている。実験室レベルでは250°Cまでの耐熱性が確認されているが、地熱坑井内で用いるのは初めての試みである。高温に加え高圧、さらに化学的な腐食が予想される地熱坑井内で、センサの耐久性およびシステムの作動状態をチェックすることを目的に、予備的な測定をYT-1坑井にて行った。この観測では、坑口から1550mの深さまで1.026m間隔の温度を測定した。平均化時間は256秒間とし、23時間にわたり測定を行った。ここでは、まず深度方向の温度分布を示し、次に任意の深度での温度の経時変化を示す。

3.1 深度方向の温度分布

1993年8月25日における温度分布の測定結果を第2図aに実線で示す。温度分布の特徴は、深度とともに単調に増加すること、矢印で示したストレーナ区間でその勾配が緩やかになることである。同図に破線で示したのは、1992年12月20日に新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）によって行われた従来の検層方式による測定結果である（新エネルギー・産業技術総合開発機構，1992）。温度分布の傾向として両者に大差はない。第2図bに今回の結果とNEDOによる測定結果の差を示す。水位面より上で



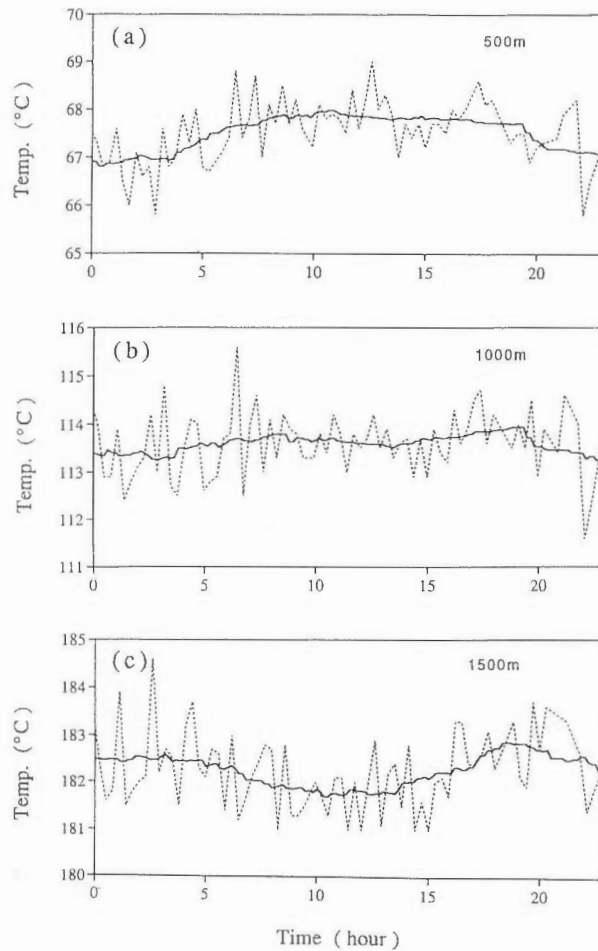
第2図 (a) YT-1坑井における温度の深度分布、実線は今回の測定結果で破線はNEDO (1992) によってなされた従来の方法による測定結果を示す。(b) 今回の測定結果からNEDO (1992) による測定結果を差し引いた残差。

Fig. 2 (a) Temperature distribution in well YT-1. Solid line is the temperature measured by this study and broken line is the temperature measured by NEDO (New Energy and Industrial Technology Development Organization, 1992). (b) The difference between the measurements of this study and those of NEDO (1992).

は、気体の温度変動を反映し両者の差が大きい³⁾が、水位面下ではその差は5°C以内である。NEDOによる測定と今回の測定には約1年の隔りがあるが、その間に注水等、坑井内の温度変化をもたらす実験は行われていない。したがって、両者とも地層温度を反映した定常状態における温度分布とみなすことができ、両者の差がほとんど見られないことは、今回の測定システムが正常に作動していることを示している。また、測定期間中に、センサの劣化の程度を表わす光の減衰量に異常は認められず、本センサが地熱坑井においても充分使用可能であることが確認された。次に、本測定によって得られた坑井内温度の経時変化に注目する。

3.2 温度の時間推移

地表から500m, 1000m, 1500mの深度における温度の経時変化を第3図に破線で示す。温度の経時変化は、2°C程度の振幅をもってランダムな変動をしている。この変動は、各深度で位相が同じである。



第3図 YT-1坑井における(a)500m, (b)1000m, (c)1500mの深度での温度の経時変化。破線は測定温度、実線は5時間のウィンドウで移動平均を行った結果。

Fig. 3 Temporal variation of temperature at a depth of (a) 500m, (b) 1000m and (c) 1500m in well YT-1. Broken and solid lines indicate the measured temperature and the 5-hour window average of the temperature, respectively.

さらに恒温槽における測定値にも現われており、これらのことから測定器に起因するノイズであることが分かった。このようなノイズによる測定誤差については4章で議論する。ここでは短周期の変動を取り除くために5時間のウィンドウで移動平均を行った結果を示す(第3図実線)。長周期的に見ると、温度は一定ではなくわずかながらに変動していることがわかる。特に、測定開始後5時間から15時間にかけて、500mや1000mの深度では若干温度が上昇しているのに対し、ストレート区間の直上1500mの深度では1°C程度温度が低下している。同様な温度の低下傾向は1400mから1500mの付近のまとまった領域に限られ、それより上部では全体的に温度上昇の傾向にある。これらの温度変動は、深さ方向に類似のパターンを示さないことから、測定器に起因するドリフトとは考えにくく、地球潮汐や大気圧の変動に伴う坑井内の対流等の自然現象を反映しているとみられる。温度の測定データだけでは、変動の原因について議論することはできないが、たとえスタティックな状態にある坑井においてもわずかな温度変動があり得るということが、この測定により明らかになった。

4. KS-6における測定結果

光ファイバを用いた温度測定最大の利点は、坑井内の温度分布とその時間変化を容易に測定できることである。そこで、KS-6坑井の観測では、簡単な注水により人為的に坑井内の温度分布を擾乱させ、その変化過程を捕えることを試みた。特に、詳細に記録される注水後の温度回復状況から、逸水層の位置を推定することが期待された。本観測は1994年2月17日から20日にかけて行われ、坑口から1757mの深さまで、1.026m間隔の温度分布を512秒(注水時は128秒)おきに約69時間測定した。この間、水中ポンプにて簡単な注水を行っている。坑井の状態から測定期間を大別すると、注水前の静的な状態の期間(2月17日11時16分から2月18日10時30分までの23.3時間)、注水を行っている期間(2月18日10時30分から15時30分まで5時間)、注水停止後の温度回復をしている期間(2月18日15時30分から2月20日8時10分までの40.7時間)となる。既に行ったYT-1の結果から、本計器による測定にはランダムな観測ノイズが含まれていることが分かっている。そこで、注水に伴うような短時間の温度変化にも対応し得るようなノイズ除去を行うために、以下に示すような測定データの処理を行った。本節では、まず処理法とその結果を述べ、その後に、注水に伴う温度分布の推移について考察する。

4.1 データ処理とノイズの誤差

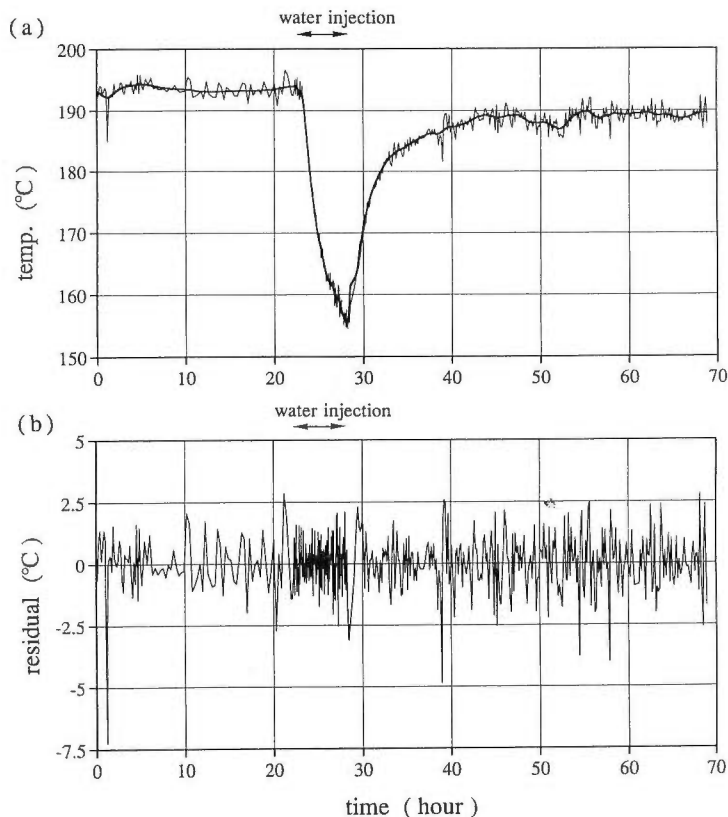
各深度における温度の時系列データに対して、次のような”トレンドモデル”を組み立てることによりデータの処理を行った(北川, 1993)。

$$y_n = t_n + w_n \quad (1)$$

$$\Delta^k t_n = v_n \quad (2)$$

ここで、 y_n は観測値となる時系列データ、 t_n は観測値に含まれるトレンド成分、 w_n は観測ノイズで平均0、分散 σ^2 の正規分布に従う白色雑音とする。また、 v_n は平均0、分散 τ^2 の正規分布に従う白色雑音とする。(1)式は観測値 y_n がトレンドと独立なノイズから成っていることを示している。一方、(2)式はそのトレンドの変化の仕方を表現したk階の確率差分方程式で、”トレンド成分モデル”と呼ばれる。 $\Delta^k t_n = 0$ の解はk-1次の多項式となることから、k次のトレンド成分モデルはk-1次の多項式の拡張と考えることができる。ただし、多項式に比べより柔軟な関数を表現できる。今回の観測値は明らかにトレンドの変化量が大きく、(2)式の次数kを2以上にすると、トレンドの推定値として十分なものが得られないことが分かった。そこで、この解析では次数kを1としている。

以上のモデルを用いて、観測値からトレンドを推定することによりノイズの除去を行った。なお、ここでの計算では北川(1993)のプログラムを用いている。第4図aに示したのは、深度1000mにおける観測値の時間推移(細い実線)とそのトレンド(太い実線)である。約22時間後から観測値が急減しているのは注水による影響を表している。この結果から見られるように、トレンドは観測値の急な変化をよ



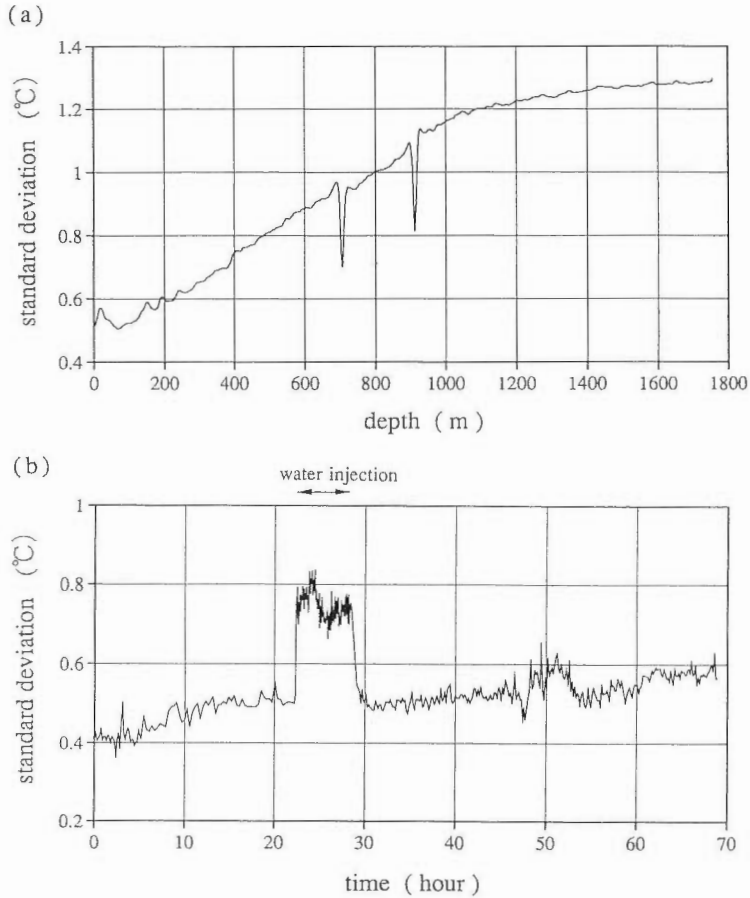
第4図 (a) KS-6 坑井における深度1000mでの温度の経時変化。細線は実測値を示し、実線は信号処理によって得られたトレンド成分を示す。(b)実測値からトレンド成分を差し引いた残差。

Fig. 4 (a) Temporal variation of temperature at a depth of 1000m in well KS-6. Thin and thick lines indicate the measured temperature and the trend of the temperature, respectively.

(b) The noise of measured temperature at a depth of 1000m in well KS-6.

く表現していることが分かる。観測値からトレンドを差し引いた残差、すなわち観測ノイズを第4図bに示す。ノイズは、スパイク的なものを除きおおむね2~3°C以内に納まっている。このようにしてノイズの除去を1757mまでの全ての深度において行った。また、ここには示さないが、深さ方向の測定データにも同様なノイズが現われている。そこで、各時刻における温度の深度分布データを観測値とみなして同じようにノイズの除去を行った。

以上の結果をふまえ、本システムによる温度測定の誤差を評価するために、除去されたノイズの標準偏差に着目した(第5図)。第5図aは各深度における温度の時系列データにおける測定誤差で、深くなるに連れて大きくなり、最大で、1.3°Cとなる。深くなるに連れて誤差が大きくなるのは、経路の増加に伴い光の減衰が大きくなり、そのためS/N比が悪くなることによる。一方、第5図bに示したのは、各時刻における温度の深度分布データにおける測定誤差である。途中、約22時間後から29時間後にかけて誤差が増大しているのは、注水に伴い平均化時間を512秒から128秒に短縮したためである。以上から、今回用いたシステムの測定誤差として次のようにまとめられる。時系列データに対してノイズは深度とともに大きくなり、1757mではその標準偏差が1.3°C程度になる。また、深度分布データに対してノイズは平均化時間の減少に伴い大きくなり、その標準偏差は512秒で0.6°C、128秒で0.8°Cである。これらの結果を比較すると、深度分布データにおけるばらつきよりも、時系列データにおけるばらつきの方が大



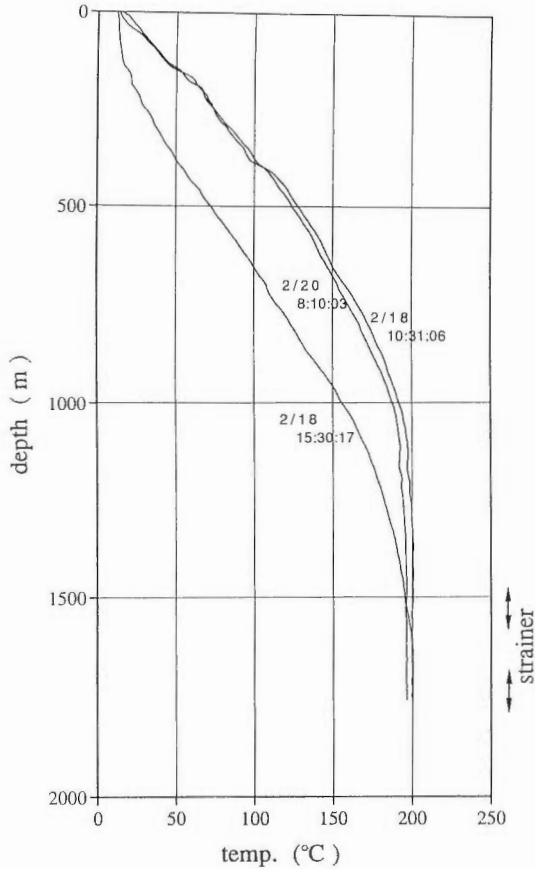
第5図 KS-6坑井での測定温度の標準偏差。(a) 各深さにおける温度の時系列に対する標準偏差。(b) 各時刻における深さ方向の温度分布に対する標準偏差。

Fig. 5 Standard deviation of the noise measured in well KS-6 (a) at each depth and (b) at each time.

きいことがわかる。なお、深度分布データのばらつきの原因は、1章で述べた測定計器内における信号処理の際の並列化によることがわかっている(佐藤ほか, 1994)が、時系列データのばらつきの原因は今のところ明らかになっていない。次に、ノイズ除去を施したデータを用いて、注水に伴う坑井内の温度分布に着目する。

4.2 深度方向の温度分布の特徴

注水開始直後(2月18日10時31分)、注水停止直後(同15時30分)および観測停止直前(2月20日8時10分)の温度の深度分布を第6図に示す。第6図には、ストレーナ区間の深度も併せて示してある。ストレーナは掘削時に逸水のみられた1500m及び1700m付近に設置してある(第7図参照)。注水前の温度分布は、深度約1000mまで単調に増加し、それより深ではほぼ一定温度である。注水による温度低下は深度500mあたりが最も大きく、50°C程低下している。それより深度が増すにつれて温度低下量は小さくなり、約1600m以深では変化していない。この実験の総注水量は約75klで、坑井容量の約5倍であった。また、注水流量は約250l/minであった。1600m以深に温度変化が現われなかったのは、この程度の流量では



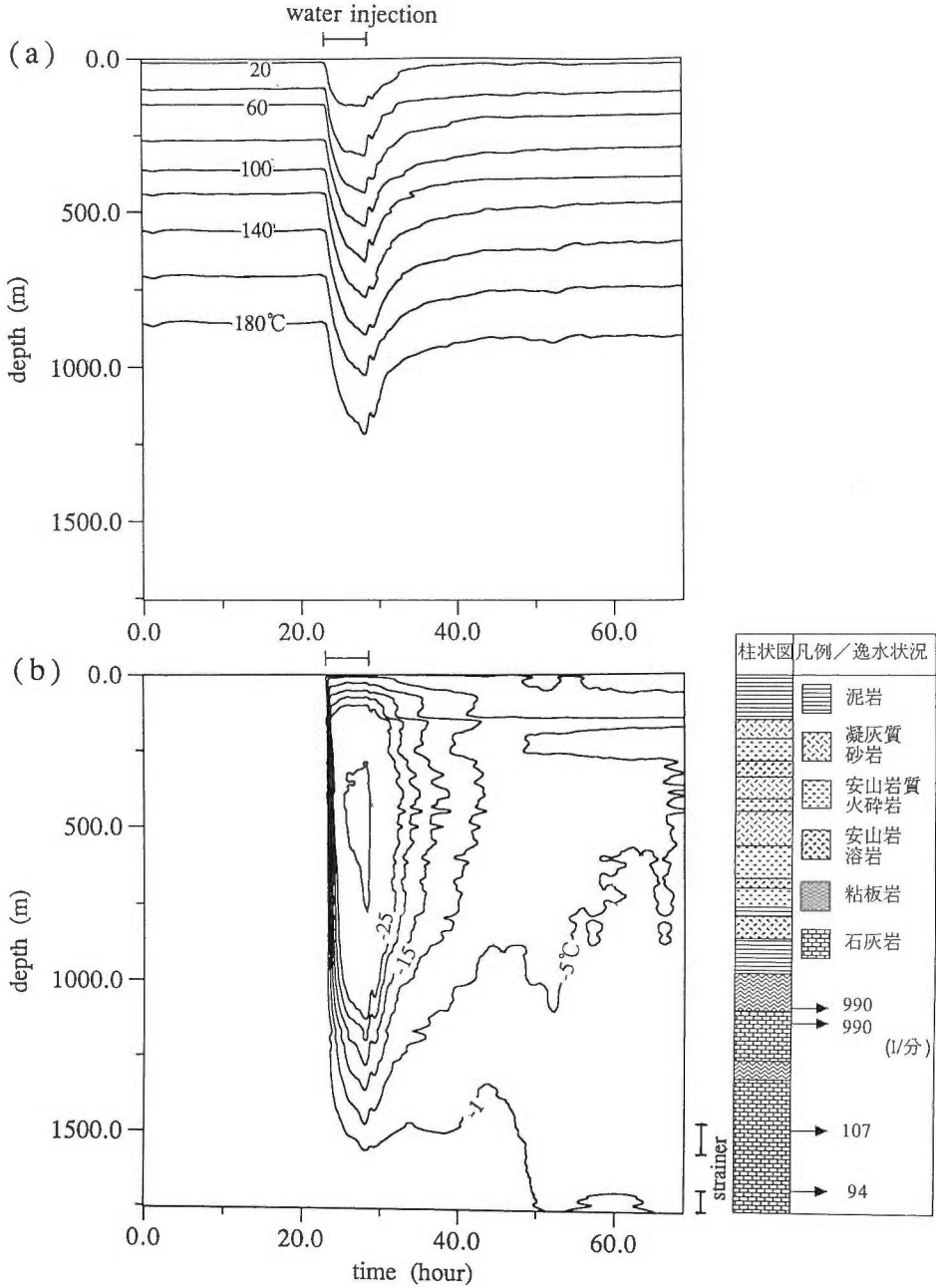
第6図 KS-6坑井での注水開始直後(2/18 10:31:06)、注水停止直後(2/18 15:30:17)および測定終了時(2/20 8:10:03)における測定温度の深度分布。

Fig. 6 Temperature distribution in well KS-6 observed (1) at the beginning of the water injection (2/18 10:31:06), (2) immediately after the injection stopped (2/18 15:30:17), and (3) at the end of this measurement (2/20 8:10:03).

注入された水が深部へ進むに連れて周囲の地層によって徐々に暖められ、かつ逸水が温度勾配の小さいストレーナ区間で行われたためである。注水停止より40.7時間経過した測定停止直前の時点では、全体的に温度は回復し注水前の状態に近づいている。ただし、深度1600m以深では、逆に温度が数°C低下している。これは、注水停止後十分な時間が経過した後、坑井内の深部において自然対流が生じ、1600m付近の温度が均一化したためであると推測される。

4.3 坑井内温度の深度-時系列分布

温度分布の変化過程をより明らかにするために、深度と時間の2次元的な表示を行った(第7図a)。測定開始より23時間後の注水開始とともに、坑井内温度は深度に関わらず低下していることが分かる。これは、注水によってもともとあった坑井内の流体が一斉に下方へ移動したことを示している。一方、28時間後の注水停止とともに各深度で温度回復が始まっている。その様子はおおむね指数関数的であることから、坑井内の流体の大部分は周囲の地層からの熱伝導により暖まっていると考えられる。この温度回復状況を詳細に見るために、測定開始時の各深度の温度を基準としそれからの温度差をコンター表示した(第7図b)。この実験の主目的は温度回復状況から逸水層を識別することであったが、深度1600



第7図 (a) KS-6坑井における温度分布の経時変化。コンター間隔は20°C。 (b) 残差温度の深度分布に対する経時変化。コンターは-1°C, -5°C, -10°C, -15°C, -20°C, -25°Cおよび-50°C。残差温度は、各時刻における温度分布から初期(t=0)の温度分布を差し引いた温度である。図の右側に示したのは、KS-6坑井の掘削によって得られた柱状図 (NEDO, 1994)。

Fig. 7 (a) Temporal variation of the temperature distribution in well KS-6. Contour interval is 20 degrees. (b) Residual of temperature distribution plotted as function of depth, i. e., the temperature is shown relative to that at the starting time (t=0). Contour interval is 5 degrees.

m付近に位置するストレナ区間において、それとみなされる特徴的な温度回復の遅れを認めるまでには至らなかった。これは、前述したように、本実験の注水量では逸水層を十分に冷却することができなかったためである。今回の測定では、むしろストレナ区間より浅い、1000m程度までの深度で特徴的な温度回復状況が捕えられている。注水停止後、深度150m付近にコンターが水平になっている部分があるが、これは注水停止後の水位面である。水位がほぼ一定であることから、注水後の坑井内の流体はほぼ静止しており、熱伝導により温度回復が行われていることを示唆している。一方で、温度の回復速度は場所によりかなり異なっている。このことは、地層の熱伝導率や注水時の坑壁での熱伝達係数等の熱的特性が、場所により微妙に変化していることを示しているのであろう。参考として、KS-6坑井の柱状図(NEDO, 1994)を第7図bに併せて示した。大まかにみると、比較的に温度回復の遅い区間(130~200m, 250~580m)は、凝灰質砂岩が卓越して存在するのに対し、回復の早い区間(200~250m, 580m以深)では、安山岩質火砕岩が卓越している。NEDO(1994)によると、この地域の坑井で得られたコアで熱伝導率が測定されており、凝灰質砂岩は約 5.7×10^{-3} (cal/cm sec °C)、安山岩質火砕岩は約 3.3×10^{-3} (cal/cm sec °C)である。熱伝導率のより大きい凝灰質砂岩を主とした層は、注水により、より効果的に冷却される。その結果、温度回復の遅れが現われている可能性がある。今後は、地層を構成する岩の熱伝導率の違いがもたらす温度回復速度の差について、数値計算等によって、定量的な解析を進める予定である。

5. おわりに

光ファイバセンサを用いた温度計測システムでは、センサに沿った温度分布を連続的に測定し得るという特徴を持っている。本研究では、この温度計測システムを地熱坑井に適用することを試みた。まず、温度、圧力、化学的腐食に対する耐久性をチェックするために、実坑井にて測定を行った。その結果、検層装置として充分使用に耐えることを確認した。また、測定システムに起因する特徴的なノイズの存在が明らかになった。そこで、実坑井での結果について測定精度の検討を行った。精度は測定深度が深くなるほど、測定に要する平均化時間が短くなるほど悪くなり、その誤差は最大で1.3°Cであることが明らかになった。従来の熱電対等による測定に比べ測定精度は劣るものの、数°C程度以上の温度変化を捕える目的で使用する限りは問題ないといえる。最後に、坑井近傍の水理的性質を調べる目的で、注水をしなごらの測定結果についての検討を行った。注水量が充分でなかったために、温度回復状況から逸水層の確認をすることは困難であった。しかしながら、注水に伴う坑井内の温度変化は明瞭に捕えられている。今後は、同様な測定例を増やすことにより、注水や噴気テストに伴う過渡的な現象を詳細に観測するための手段として発展させて行きたい。

謝辞 大分県湯坪地区における坑井および敷地の使用に際しては新エネルギー・産業技術総合開発機構、石油資源開発(株)に便宜をはかっていただいた。北海道濁川地区における坑井および敷地の使用に際しては、道南地熱エネルギー(株)、地熱エンジニアリング(株)に便宜をはかっていただいた。現場作業では、日鉱計測システム(株)、日鉱探開(株)、地熱エンジニアリング(株)、物理計測コンサルタンツ(株)の関係各位に協力いただいた。ここに心より感謝いたします。また、本稿について貴重なコメントをいただいた査読者の方に感謝いたします。

文 献

- 北川源四郎(1993) FORTRAN77時系列解析プログラミング。岩波書店, 390p.
 久保田俊輔(1993) 光ファイバ式温度分布計測システム。計測技術, 10月号, p. 35-38.
 工藤 修(1988) 光ファイバを利用した分布型温度計測システムの紹介と使用上の留意点。第2回光波

センシング技術研究会講演論文集, p. 37-44.

佐藤嘉晃・成田 孝・石田 毅・水田義明・厨川道雄・境 収・丸 寛 (1994) 光ファイバによる
探査ボーリング孔内の温度分布計測. 日本地熱学会誌, vol. 16, p. 173-184.

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1992) 平成 2 年度地熱探査技術等検証調査 断裂型貯留層探査
法開発 弾性波利用探査法開発 (坑井掘削・検層・坑井テスト及び断裂特性の総合評価) 報告
書 (要約). 458p.

———— (1994) 地熱開発促進調査報告書 no. 34 上の湯・三岱地域. 1337p.

ボーリング・コアの断裂系解析
—地熱開発精密調査「涌蓋」地域における解析例—

水垣桂子*

Fracture system analysis of drillcore samples
—An example in “Waita area”, central Kyushu, Japan—

Keiko MIZUGAKI

Abstract: In this study, fractures in drillcore from three drillholes were measured and analyzed using a drillcore-fracture database.

The three drillholes, WT-1, WT-2 and WT-3, are located in Nogami, Kokonoe Town, Oita Prefecture, central Kyushu. For drillcore from these three drillholes, geology and features of each fracture—such as fracture dip, striation dip and hydrothermal mineral veins—were measured, and a drillcore-fracture database was built up. A software system to analyse drillcore-fracture distribution was also developed. By analysis using this software system and the drillcore-fracture database, following things are resulted. 1) Fractures are distributed mainly in lava, and some of them may be joints. 2) High fracture density over 3/m is often correlated to circulation loss during drilling. 3) Fracture dip frequency shows bimodal distribution for WT-1 and WT-3, and trimodal for WT-2. 4) The mean fracture dip for WT-3 is steeper than that of WT-1 and WT-2. 5) Some of fractures in the deep part of WT-1 are strike-slip faults with low-angle striation. For WT-2 and WT-3, striated fractures are rare. 6) No relation is found between hydrothermal activities and fracture dip. 7) Hydrothermal activities have occurred mainly in shallow part. 8) Other features are quite different among the three drillholes. Hydrothermal activities are characterized by calcite veins in WT-1, by quartz veins in WT-2, and by fracture plane alteration in WT-3. This means that hydrothermal activity around WT-3 has been less than that around WT-1 and WT-2.

Recently central Kyushu is spreading in the N-S direction, and many active normal faults trending E-W are distributed in southern part including WT-3. Therefore some of steep fractures in WT-3 may be normal faults. On the other hand, in the northern part including WT-1 and WT-2 there are some NE-SW and NW-SE trending lineaments and a few E-W trending normal faults. According to previous works, some of these lineaments and faults with the same trend in the neighboring area are regarded as strike-slip faults or normal faults that had been active in middle Pleistocene or older ages. Strike-slip faults in WT-1 may be old as these faults.

*地殻熱部

Keywords: drillcore-fracture, database, fracture system analysis, the Waita area

要 旨

ボーリング・コアにみられる断裂の分布・特性を解析するため、コア断裂系解析システムを開発し、この解析システムを用いて大分県「涌蓋」地域の3坑井について、坑井地質・逸水と断裂密度・傾斜・変位・充填鉱物等の坑井間比較および周辺地域の地質・熱水系との対比を実施した。その結果、①3坑井は互いに1.5km程度しか離れていないにもかかわらず断裂・充填鉱物の特徴は坑井ごとに全く異なる、②断裂密度は溶岩部分で高い、③断裂密度が15本/5mを超える箇所は逸水と対応する、④一般に走向移動断層は急傾斜である、などの特徴が明らかになった。また、コアに認められる充填鉱物を生成した熱水は現在の滝上地域の熱水系とは別のものと推定される。今後は、坑井間距離が近い地域のコアや、条線のある断裂の多いコアを用いて、さらに解析を進める必要がある。

1. はじめに

地質調査所が新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDOと略称）と協力して実施している「断裂型貯留層探査法解析・評価」プロジェクトでは、昭和63年度から基礎実験フィールドである静岡県丹那地域、平成2年度から適用実験フィールドである大分県湯坪地域において、坑井掘削および各種の探査法の研究が実施されてきた。本プロジェクトの一環である「地質構造モデリング」の研究は、断裂系の地質学的な性質を解析し、探査結果に地質学的解釈を加えることによって断裂系の実態を明らかにすること、また地質学的な解析結果に基づいて断裂系の分布・特性等を予測し探査の指針とする手法の開発を目的としている。具体的には、同一地域の地表およびボーリング・コアの両者について地質構造・断裂系解析を実施し、これらを総合的に解析して断裂系の3次元的分布特性をモデル化する手法の開発を計画した。特に、コア断裂系解析システムを開発し、丹那地域および湯坪地域で採取されるコアに適用することに重点を置いた。コアの断裂系解析は、コアに認められる個々の断裂を計測・記載し、断裂の特徴および分布状況に基づいて、断裂系としての特性を明らかにするものであるから、できるだけ坑井の全長に近い連続したコア（オールコア）が必要となる。しかし丹那地域における坑井掘削の結果、地層が軟弱であるためにオールコアの採取は困難であることが明らかとなり、丹那地域で掘削された3坑井のうちオールコアが採取されたのはTN-1Sの半分程度で、あとはスポットコア（数m以下のコアを数箇所て採取）とカッティング（掘り屑）のみの採取となった。このため丹那地域については、TN-1Sのコアの断裂系解析を実施した他は、地質層序に基づく地質構造解析を主とした研究を行った（松本ほか、1993；水垣ほか、1993）。

平成元年度～2年度には、適用実験フィールドに関する予察として、湯坪地域周辺の既存井でオールコアの保存されていた地熱開発精密調査「涌蓋」地域の3坑井についてコア断裂系解析を実施した。湯坪地域で掘削される坑井についても同様の断裂系解析を実施する計画であったが、丹那地域での掘削実績を受けて、湯坪地域でもオールコア採取は断念され、スポットコアとカッティングのみ採取されることとなった。そこで本研究では平成3年度から、湯坪地域でも丹那地域と同様の地質層序に基づく地質構造解析を中心として研究を進めており、その結果は別途公表する予定である。また湯坪地域の坑井掘削地点は丹那地域ほど軟弱な地層ではなかったので、ポアホールテレビュア（BHTV）やフォーメーションマイクロイメージャ（FMI）などの坑井内断裂系探査が実施されたことから、これらの探査結果とスポットコア断裂系の対応を検証する研究を平成6年度に実施する。

以上に経過を述べたように、本研究で開発したコア断裂系解析システムを適用できたのは、丹那地域のTN-1Sの約半分と、「涌蓋」地域の3坑井のコアのみであった。TN-1Sのコア断裂系解析結果については水垣・玉生（1992）および水垣ほか（1993）で報告したので、ここではコア断裂系解析システムの概要と「涌蓋」地域のコア断裂系解析結果について報告する。

2. コア断裂系解析システムの概要

今回開発したコア断裂系解析システムは、コア断裂データベースおよびコア地質・コア形状・逸水の各データファイル、データベース入力プログラム・検索プログラム・画面表示プログラム・X-Yプロッタ作図プログラムで構成される。システム構築および「涌蓋」地域の解析作業はUNIXワークステーション上で行い、プログラミング言語にはCを使用した。また画面表示プログラムではグラフィックライブラリとしてSun Pixwinを使用し、X-Yプロッタ作図にはGP-GLコマンドを使用した。

コア断裂データベースは以下のデータで構成される。無定方位コアを想定しているため、断裂面の走向はデータとして取り入れていない。

番号：各断裂について浅部から深部へ向かって通し番号を付ける。

深度：各断裂の深度（第1図のD）。

傾斜：坑井が鉛直であるとみなして、水平面と断裂面のなす角度（第1図のF）。

断裂面：面の状態を鏡肌、滑らか、粗い、凸凹の4段階で記載。

条線：断裂面に条線が認められる場合は、断裂面上で水平面と条線のなす角度（第1図のS）。

充填物：充填物のある場合はその種類（2文字の略号で2種類まで）。

厚さ：充填物の厚さ。開口割れ目など測定不能の場合は不明とする。

セット：同方向・同傾斜の複数個の断裂が近接して存在する場合、1セットとみなして同じセット番号をつける（第1図のset）。

備考：断裂相互の関係や断裂面に沿った変質など。

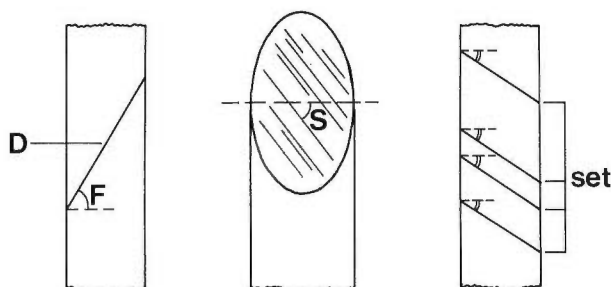
コア形状：断裂周辺のコアの状況を、長棒状、短棒状（破片であっても棒状に復元できるものを含む）、破片状の3段階で記載。

硬さ：コアの硬さを硬、中、軟の3段階で記載。

岩質：コアの岩石名。

コア断裂データベース・ファイルの一部を例として第2図に示した。他のデータファイルはそれぞれ深度と地質・コア形状・逸水位置および量のデータで構成される。

実際の解析作業は、まずコア断裂データベースの項目にしたがってコアに見られる個々の断裂を計測・記載し、データベース入力プログラムを使用して坑井ごとのデータベースを作成する。また坑井ごとにコア地質・コア形状・逸水データファイルを作成する。データベース・ファイルが完成すれば、検索プログラムを用いて必要な情報を抽出し、また画面表示・作図プログラムを用いて断裂分布特性を図化して解析を行う。



第1図 コア断裂計測方法。D：断裂の深度、F：断裂傾斜角度、S：条線傾斜角度、set：1セットとみなされる同方向・同傾斜の近接した断裂群。

Fig. 1 Measurement of drillcore fractures. D: fracture depth, F: fracture dip, S: striation dip, set: a set of fractures with the same direction.

WT-1

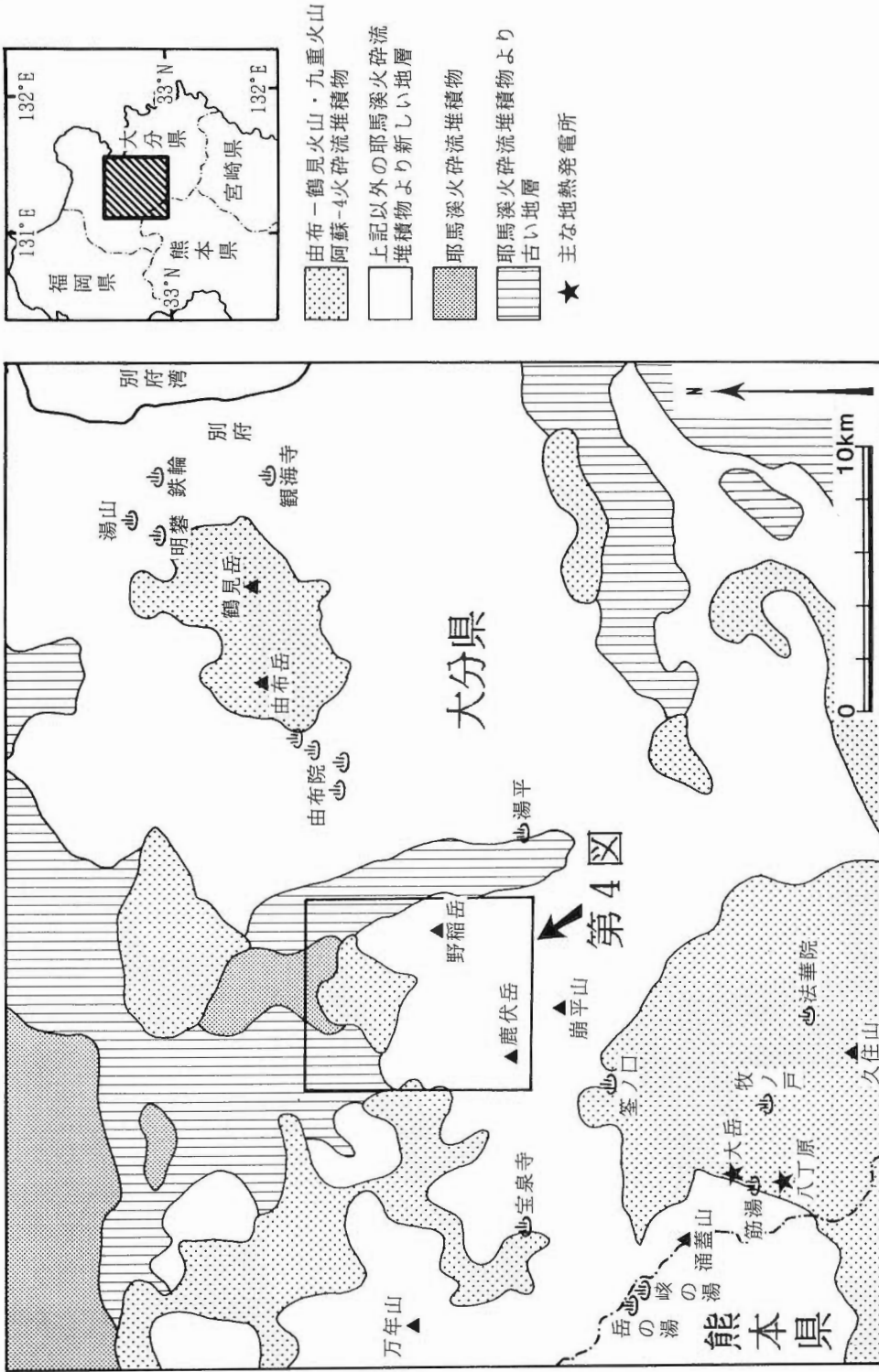
no.	depth	dip	plane	st	fill	thic	set	note	core	hard	rock	(st=striation)
1	26.10	40	smoth	--	----	----	---	altr	shrt	soft	lapilli-tuff	
2	34.30	30	rough	--	----	----	---		shrt	medi	lapilli-tuff	
3	40.30	40	smoth	--	----	----	---		shrt	medi	lapilli-tuff	
4	40.50	28	rough	--	----	----	---		shrt	medi	lapilli-tuff	
5	41.35	50	rough	--	cl--	----	---		shrt	medi	andesite	
6	41.42	45	rough	--	----	----	1	----	shrt	medi	andesite	
7	41.55	40	rough	--	----	----	1	----	shrt	medi	andesite	
8	41.60	35	rough	--	----	----		>s1	shrt	medi	andesite	
9	41.70	55	rough	--	cl--	----	---		shrt	medi	andesite	
10	41.80	30	smoth	--	----	----	---		shrt	medi	andesite	
:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
251	387.70	60	irreg	--	cc--	----	---	----	long	medi	tuff	
252	388.30	25	irreg	20	----	----	---	----	long	medi	tuff	
253	388.44	65	irreg	40	----	----	---	----	long	medi	tuff	
254	388.80	75	rough	--	----	----	---	----	long	medi	tuff-breccia	
255	390.05	45	irreg	30	----	----	---	----	long	medi	tuff-breccia	
256	390.25	40	irreg	50	----	----	---	>255	long	medi	tuff-breccia	
257	390.40	55	irreg	60	----	----	---	----	long	medi	tuff-breccia	
258	390.52	50	slick	70	----	----	---	----	long	medi	tuff-breccia	
259	391.25	60	rough	80	----	----	---	----	long	medi	tuff-breccia	
260	392.55	70	irreg	--	gn--	----	---	----	long	medi	tuff-breccia	
261	393.22	65	rough	--	cc--	6mm	----	----	long	medi	tuff-breccia	
262	393.45	80	irreg	00	----	----	---	----	frag	medi	tuff-breccia	
263	394.70	70	slick	20	----	----	---	----	shrt	medi	tuff-breccia	
264	395.55	60	slick	00	----	----	---	----	long	medi	tuff-breccia	
265	396.55	60	rough	10	----	----	---	----	long	medi	tuff-breccia	
266	399.55	30	rough	--	cc--	----	---	----	long	hard	tuff-breccia	
267	401.65	45	rough	--	cc--	----	---	----	long	medi	tuff-breccia	
268	403.40	50	rough	--	cc--	----	---	----	long	medi	tuff-breccia	
269	406.55	70	rough	--	cc--	----	---	----	long	medi	tuff-breccia	
270	419.68	45	smoth	--	----	----	---	----	long	medi	tuff-breccia	

第2図 「涌蓋」地域WT-1のコア断裂データベース(部分)
 Fig. 2 A sample of the drillcore fracture database (WT-1 in the Waita area).

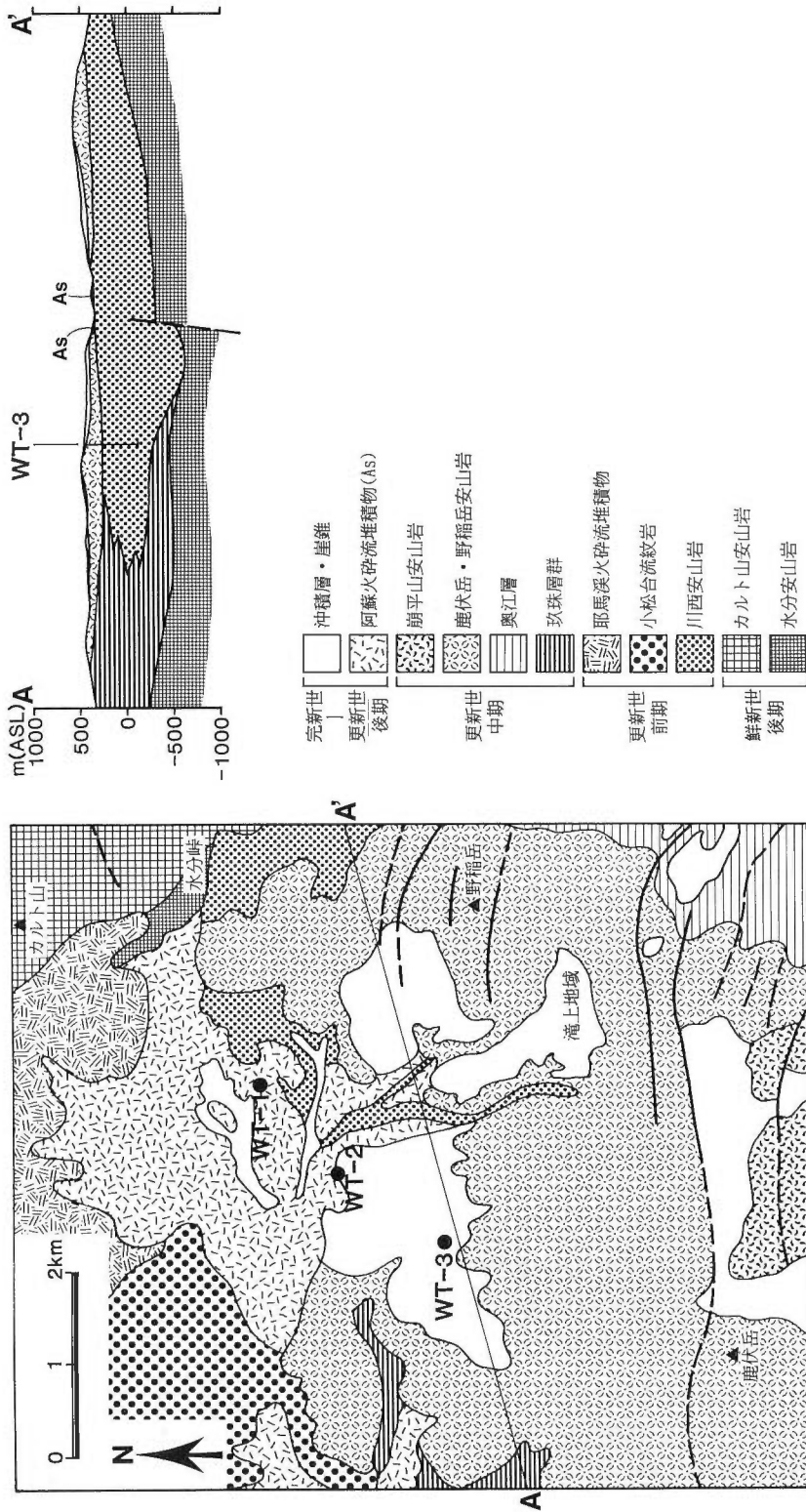
3. 「涌蓋」地域の地質層序

今回のコア断裂系解析を実施した地熱開発精密調査「涌蓋」地域は大分県玖珠郡九重町大字野上にあり(日本地熱資源開発促進センター, 1977), 豊肥地熱地域(通商産業省, 1986)に含まれるが, 涌蓋山からは約14km離れている(第3図)。「涌蓋」地域の南部の滝上地域(第4図)では現在, 地熱開発が進められている(地熱調査会, 1993)。「涌蓋」地域で掘削された坑井は, WT-1(700m)・WT-2(701m)・WT-3(804m)の3本で, それぞれ表土部分を除いてオールコアが採取され, 坑井地質と地表地質が記載された(日本地熱資源開発促進センター, 1977)。しかしその後の放射年代測定値の増加により(通商産業省, 1986; 鎌田, 1985; 宇都・須藤, 1985など), 「涌蓋」地域を含む豊肥地域~別府地域の地質層序は大幅に改訂された(星住ほか, 1988; NEDO, 1990など)。年代値および層序については通商産業省(1986)・星住ほか(1988)・NEDO(1990)に総括されている。NEDO(1990)による「涌蓋」地域の地質図・地質断面図および坑井位置を第4図に示した。また「涌蓋」地域の地質層序対比および年代値・古地磁気を第5図に示した。なお, 古地磁気年代尺度については最近改訂されつつあるが, まともした指針は出されていないので, ここではHarland *et al.* (1989)によった。

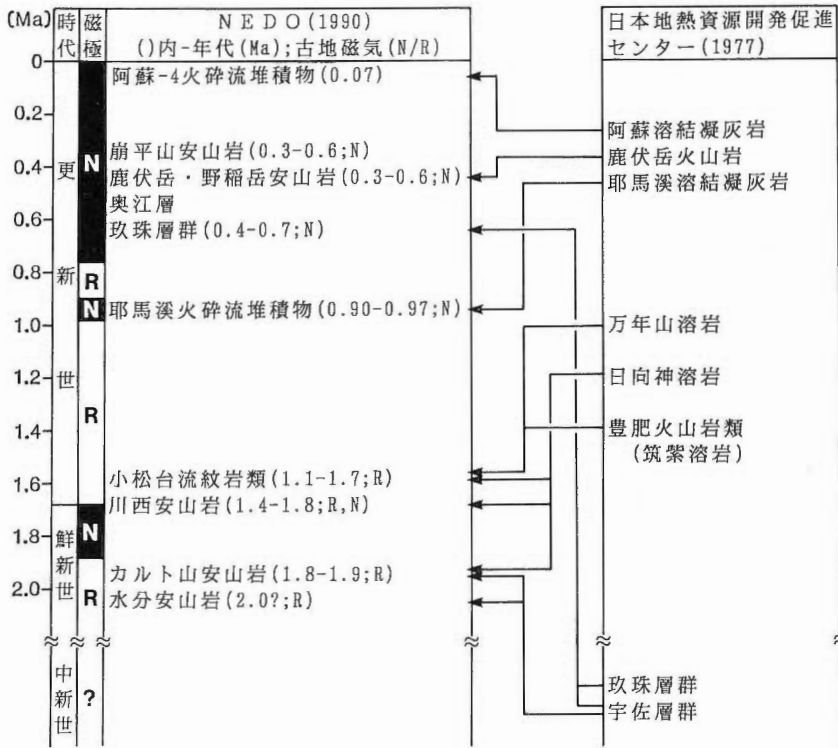
次に「涌蓋」地域の地質について, NEDO(1990)および星住ほか(1988)に基づいて概説する。「涌蓋」地域の地表には中新世以前の地層は露出しておらず, 鮮新世以降の火山岩類を主とする地層が分布する。層序および岩相は以下のとおりである。



第3図 位置図および地質概略図 (NEDO, 1990を簡略化)
 Fig. 3 Locality map and simplified geologic map around the Waita area (modified from NEDO, 1990).



第4図 地質図・地質断面図 (NEDO, 1990による)
 Fig. 4 Geologic map and geologic section of the Waita area (modified from NEDO, 1990).



第5図 「涌蓋」地域の地質層序対比
Fig. 5 Correlation of geology in the Waita area.

- 更新世後期 阿蘇-4火砕流堆積物 (輝石角閃石デイサイト火砕岩)
- 更新世中期 崩平山安山岩 (輝石角閃石安山岩溶岩)
鹿伏岳・野稻岳安山岩 (輝石角閃石安山岩溶岩および火砕岩)
奥江層 (火山円礫～角礫岩)
珍珠層群 (角閃石黒雲母デイサイト～流紋岩溶岩および堆積岩類)
- 更新世前期 耶馬溪火砕流堆積物 (輝石角閃石デイサイト火砕岩)
小松台流紋岩 (黒雲母流紋岩溶岩・火砕岩)
川西安山岩 (黒雲母含有輝石角閃石安山岩火砕岩・溶岩)
- 鮮新世後期 カルト山安山岩 (輝石角閃石安山岩溶岩)
水分安山岩 (輝石安山岩溶岩・火砕岩)

このうちの珍珠層群について、NEDO (1990) は珍珠層群堆積層・町田溶岩・生竜溶岩に区分しているが、これらは整合～指交関係にある (通商産業省, 1986) ので、ここでは通商産業省 (1986) にしたがってこれらをまとめて珍珠層群とする。

次に日本地熱資源開発促進センター (1977) の地質区分 (「」付きで示す) をNEDO (1990) の地質区分と対比する。日本地熱資源開発促進センター (1977) によれば、「涌蓋」地域の地質は下位より「宇佐層群」「珍珠層群」「筑紫溶岩」「日向神溶岩」「万年山溶岩」「耶馬溪溶結凝灰岩」「鹿伏岳安山岩」「阿蘇溶結凝灰岩」である (第5図)。このうち「珍珠層群」「耶馬溪溶結凝灰岩」「鹿伏岳安山岩」「阿蘇溶結凝灰岩」は、年代のみの改訂で、それぞれ珍珠層群、耶馬溪火砕流堆積物、鹿伏岳・野稻岳安山岩、阿蘇-4火砕流堆積物にほぼ相当する。「筑紫溶岩」「日向神溶岩」「万年山溶岩」は、いずれも年代値と帯磁

方向の異なる複数の火山岩類からなることが明らかとなり(宇都・須藤, 1985; 須藤, 1985a, b; 鎌田, 1985a), 本地域内の「筑紫溶岩」「万年山溶岩」は小松台流紋岩類に、「日向神溶岩」はカルト山安山岩と川西安山岩と小松台流紋岩類に再区分された(星住ほか, 1988; NEDO, 1990). 本地域の「宇佐層群」は、豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)では玖珠層群とされており、NEDO(1990)ではカルト山安山岩とされている。また村岡ほか(1980)は、「涌蓋」地域の西隣の地域でそれまで「宇佐層群」とされていたものを、玖珠層群下部の町田溶岩より上位であるとしている。「涌蓋」地域地表の「宇佐層群」は、分布からみて玖珠層群の一部と考えられる。

次に坑井地質と地表地質との対比を検討する。日本地熱資源開発促進センター(1977)によれば、坑井地質の概略は以下のとおりである。

WT-1 坑口標高 670m, 掘進長 700m

0m-20m ノンコア

20m-124m 「九重火山岩類」角閃石安山岩質火砕岩

124m-572m 「野矢火山岩類」角閃石安山岩質(一部に輝石または黒雲母を含む)溶岩・火砕岩

572m-604m 「豊肥火山岩類」角閃石安山岩～輝石安山岩質溶岩・火砕岩

604m-700m 「豊肥火山岩類」輝石安山岩質溶岩・火砕岩

WT-2 坑口標高 580m, 掘進長 701m

0m-23m ノンコア

23m-700m 「野矢火山岩類」角閃石安山岩質(一部に輝石を含む)溶岩・火砕岩

WT-3 坑口標高 670m, 掘進長 804m

0m-23m ノンコア

23m-91m 「九重火山岩類」角閃石安山岩質(一部輝石角閃石安山岩質)溶岩・火砕岩

91m-628m 「野矢火山岩類」黒雲母角閃石安山岩質(一部に輝石を含む)火砕岩・溶岩

628m-804m 「玖珠層群」角閃石安山岩質(一部に黒雲母を含む)火砕岩・溶岩および頁岩

ここで「九重火山岩類」は地表の「鹿伏岳安山岩」に、「野矢火山岩類」は「日向神溶岩」に、「豊肥火山岩類」は「筑紫溶岩」に対応する(日本地熱資源開発促進センター, 1977)。「九重火山岩類」すなわち「鹿伏岳安山岩」は鹿伏岳・野稻岳安山岩に相当する。「日向神溶岩」は前述のとおりカルト山安山岩と川西安山岩と小松台流紋岩類に再区分されたが、星住ほか(1988)・NEDO(1990)は、本地域の「野矢火山岩類」を川西安山岩と解釈している。岩質からみて、「野矢火山岩類」およびWT-1の「豊肥火山岩類」の604m以浅は、川西安山岩ないしカルト山安山岩と考えられるが、地表での分布からみて、川西安山岩の可能性が高い。WT-1の604m以深は岩質から水分安山岩と考えられる。WT-3の628m～800mは頁岩をはさむことから「玖珠層群」とされているが、「野矢火山岩類」の下位にあり、間に断層破碎帯は記載されていないことから、玖珠層群とは考え難い。頁岩の厚さは最大でも4mであり(日本地熱資源開発促進センター, 1977)、局地的かつ一時的な堆積環境を示すと考えられる。このように火山岩類の中に薄い泥岩などを挟む例は、「涌蓋」地域近傍の中部更新統の鳴子川安山岩や柴やかた峠安山岩でも報告されている(NEDO, 1990)。WT-3の「玖珠層群」は、火山岩部分の岩質からみて、川西安山岩に対比されると考えられる。

以上の対比結果によれば、「涌蓋」地域の坑井地質は以下のとおりとなる。

WT-1 20m-124m 鹿伏岳・野稻岳安山岩

124m-604m 川西安山岩

604m-700m 水分安山岩

WT-2 23m-700m 川西安山岩

WT-3 23m-91m 鹿伏岳・野稻岳安山岩

91m-804m 川西安山岩

4. 「涌蓋」地域周辺の地質構造および断裂系

本地域は「別府-島原地溝」(松本, 1979)と呼ばれる陥没地域内に位置する(鎌田, 1985b; 星住ほか, 1988など)。鎌田(1985b)は「別府-島原地溝」の東半部に分布する火山岩の年代値を検討した結果, 約5 Maを最古として内側ほど新しくなる累帯構造を示し, またその形状が重力負異常の形状と調和的であることから, この地域は約5 Maに陥没および火山活動を開始し火山岩類によって埋積されてきた火山構造的陥没地であるとした。

重力異常データ(通商産業省, 1986)によれば, 「別府-島原地溝」の東半部は低重力域で, 地溝構造であることを裏づけており, この地溝内にはさらに小規模な相対的沈降部・隆起部が分布する。「涌蓋」地域は, これらの小規模な相対的沈降部・隆起部のうち, 水分峠を通過して南北方向に延びる水分峠隆起帯と, 鹿伏岳から南西方向に広がる猪牟田沈降帯との中間で, 重力基盤が西に急傾斜している部分にあたる(通商産業省, 1986)。WT-1の北東側に隣接する「野矢」地区で掘削されたNOY-1・NOY-2の2坑井では, 水分安山岩と考えられる輝石安山岩の上限が「涌蓋」地域よりも浅い所において(日本地熱資源開発促進センター, 1980), 「野矢」地区のほうが相対的に隆起していることを示しており, 重力基盤の西傾斜と調和的である。

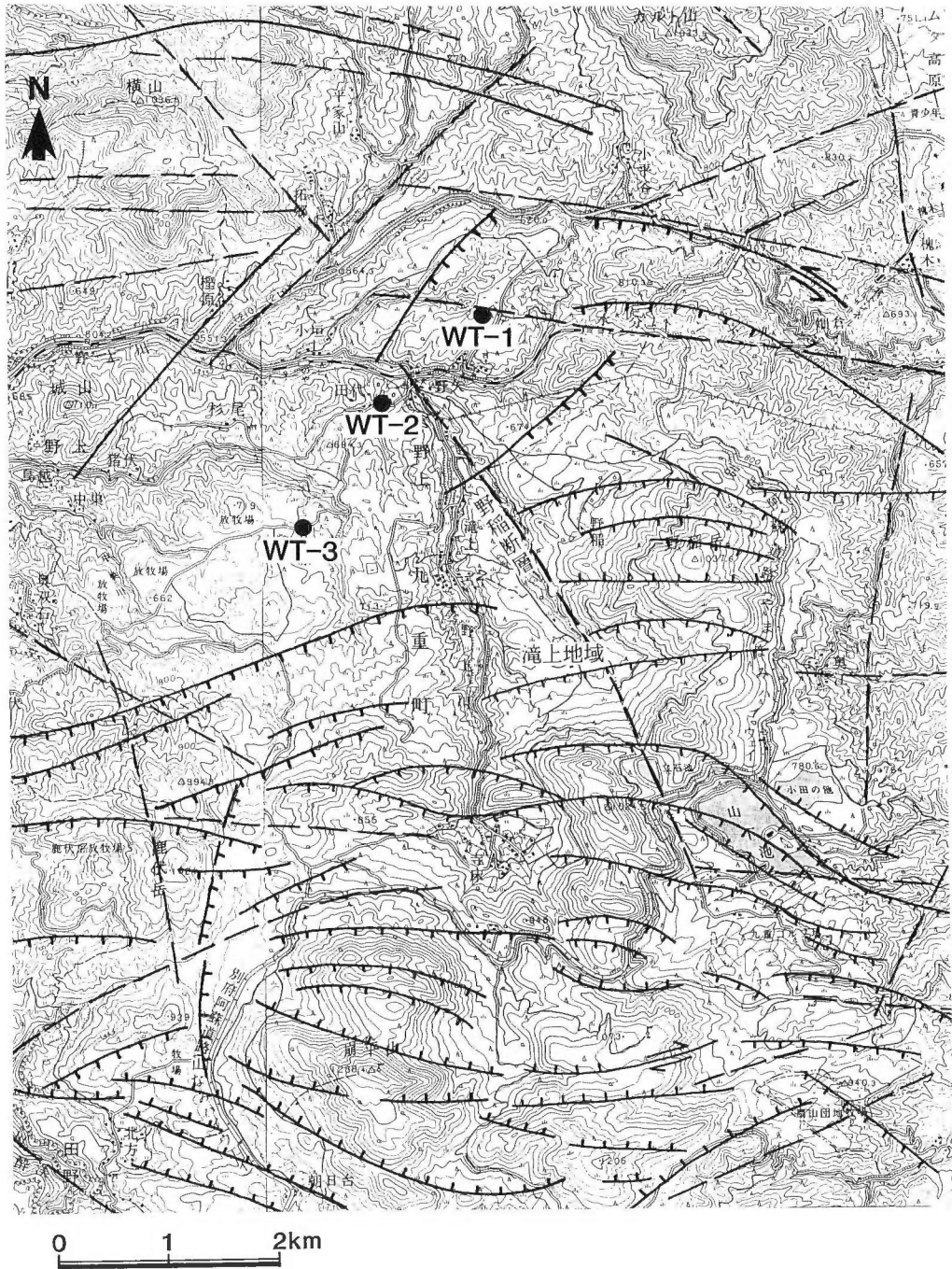
「別府-島原地溝」は, 第三紀後期以来, 南北伸長応力場にあると考えられている(村井・金子, 1975; 鎌田, 1985b; 星住ほか, 1988)が, 少なくとも一時的には東西圧縮応力場も存在したとする見解もある(村岡ほか, 1980; 長谷ほか, 1985)。現在の地殻水平変動は南北拡大とともに弱い東西短縮を示している(多田, 1993など)。本地域を含む大分県中・西部の活断層には東西方向の正断層が卓越するが, 東西方向から少しずれる活断層は横ずれ成分をもつ正断層であり, 西北西-東南東方向の断層は左ずれ, 東北東-西南西方向の断層は右ずれの成分を持つと考えられている(村井・金子, 1975; 星住ほか, 1988)。東西方向の正断層が卓越することは南北伸長応力場を示しているが, 上記の横ずれ成分は東西圧縮応力場の存在を示している。また, 村岡ほか(1980)は「涌蓋」地域の西隣地域で東西圧縮を示す褶曲群の存在を明らかにし, 林ほか(1985)は「涌蓋」地域の約14km南南西にあたる大岳-八丁原地域にある北西-南東方向の断層群が, 過去の東北東-西南西圧縮応力場で形成された後, 現在の南北伸長応力場によって透水性が増加し地熱貯留槽となっていると推定した。

第6図に「涌蓋」地域および周辺地域の活断層(村井・金子, 1975)およびリニアメント(NEDO, 1990)を示した。野稻岳より南側では東西方向の正断層が密に発達している。本地域北半では, 東西方向の断層やリニアメントは少なく, 北東-南西および北西-南東方向のリニアメントがみられる。これらのリニアメントは活断層ではなく比較的古い構造と考えられているが, その時代は明らかにされていない(NEDO, 1990)。林ほか(1988)によれば, 滝上地域の地下には野稻断層を中心とする北北西-南南東方向の断層群が存在し, これらの断層は西落ちの正断層であるが活断層ではないと推定されている。野稻岳の西側から立石池を通る北北西-南南東方向のリニアメントは野稻断層にはほぼ一致する。

全体として, 野稻岳より南側には東西方向の正断層を主とする断層・断裂系が発達するが, それ以外の方向の断裂やリニアメントは少ない。これに対して, 坑井掘削地点を含む野稻岳の北側には, 北東-南西および北西-南東方向のリニアメントがいくつか存在するが, 活断層や東西方向の正断層は少ない。

5. コア断裂系解析結果

「涌蓋」地域の坑井WT-1・WT-2・WT-3から採取されたコア試料に認められる断裂(コア採取時に発生した人為的な割れ目と判断されるものを除く)を計測・記載し, コア断裂データベースを作成した。計測された断裂数は, WT-1で593個, WT-2で210個, WT-3で495個であった。コア地質・コア形状・逸水位置・断裂位置および傾斜・断裂密度の総合柱状図を第7図~第9図に示した。逸水位置・



第6図 活断層・リニアメントの分布 (国土地理院発行5万分の1地形図「別府」「森」を使用)。実線：活断層 (村井・金子, 1975による), 破線：それ以外のリニアメント (NEDO, 1990による)。

Fig. 6 Distribution of active faults and lineaments in the Waita area. Solid line : active fault (after Murai and Kaneko, 1975), broken line : lineament (after NEDO, 1990).

第1表 断裂充填鉱物・断裂面変質・条線のある断裂の数と割合。
Table 1 Count and percentage of veins, altered fractures and striated fractures for drill holes WT-1, WT-2 and WT-3.

		WT-1	WT-2	WT-3
断裂総数		593	210	495
脈 (充填された断裂)	zeolite	40	14	8
	chlorite	0	3	0
	epidote	3	8	5
	anhydrite	0	1	0
	calcite	133	2	0
	quartz	26	80	1
	pyrite	6	0	0
	limonite	2	7	9
	clay	8	2	27
	他・不明	3	35	3
脈 計		214	140	53
断裂面の変質		3	8	49
脈+断裂面変質 計		217	148	102
条線のある断裂		103	9	37
断裂総数 に対する 割合	脈	36.1%	66.7%	10.7%
	断裂面変質	0.5%	3.8%	9.9%
	脈+断裂面変質	36.6%	70.5%	20.6%
	条線のある断裂	17.4%	4.3%	7.5%

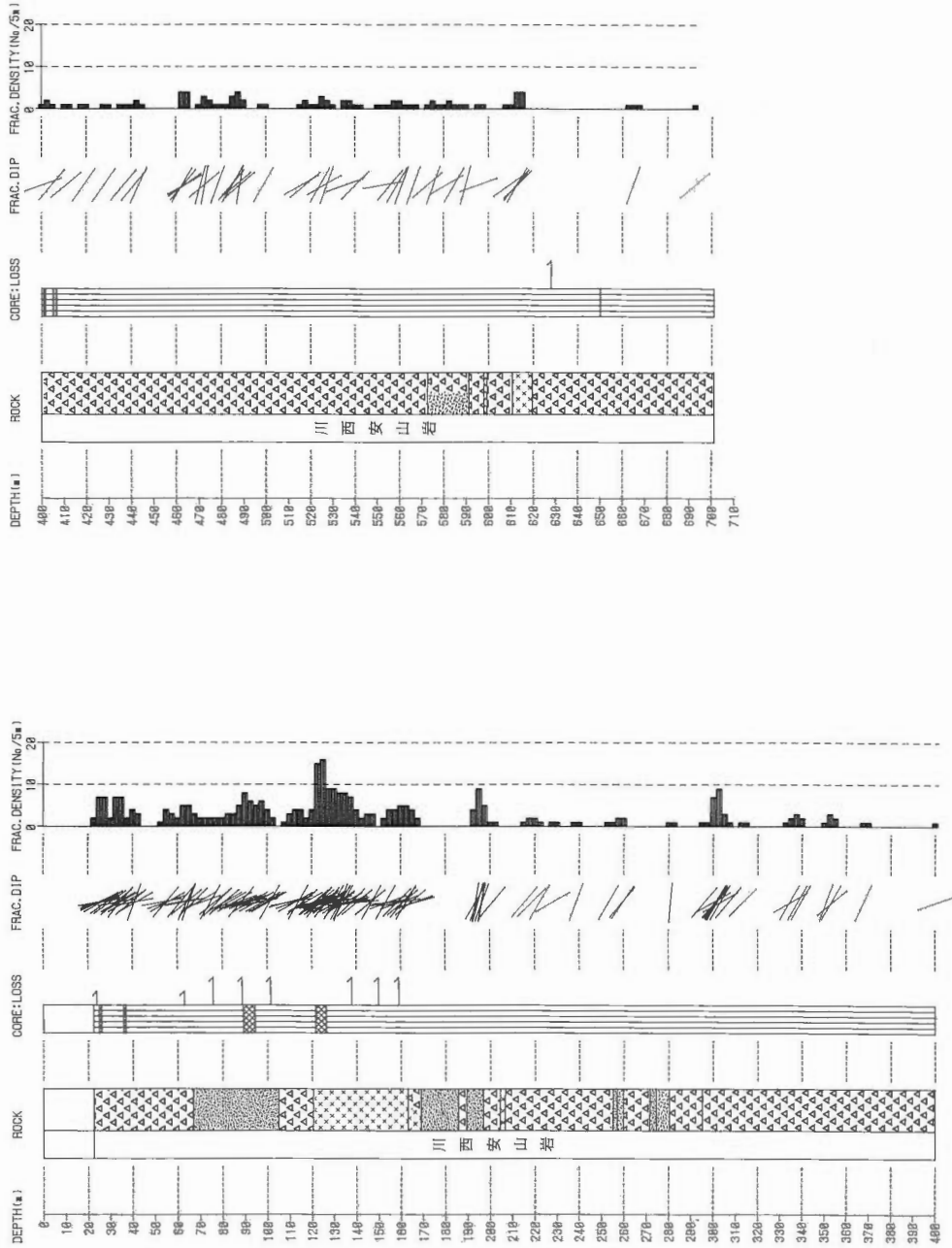
量は日本地熱資源開発促進センター(1977)によった。また、断裂充填鉱物・断裂面変質・条線を伴う断裂の数と割合を第1表に示した。以下に断裂系解析結果を、断裂密度・断裂傾斜角度・断裂面上の条線・断裂充填鉱物および断裂面の変質に分けて述べる。

5.1 断裂密度

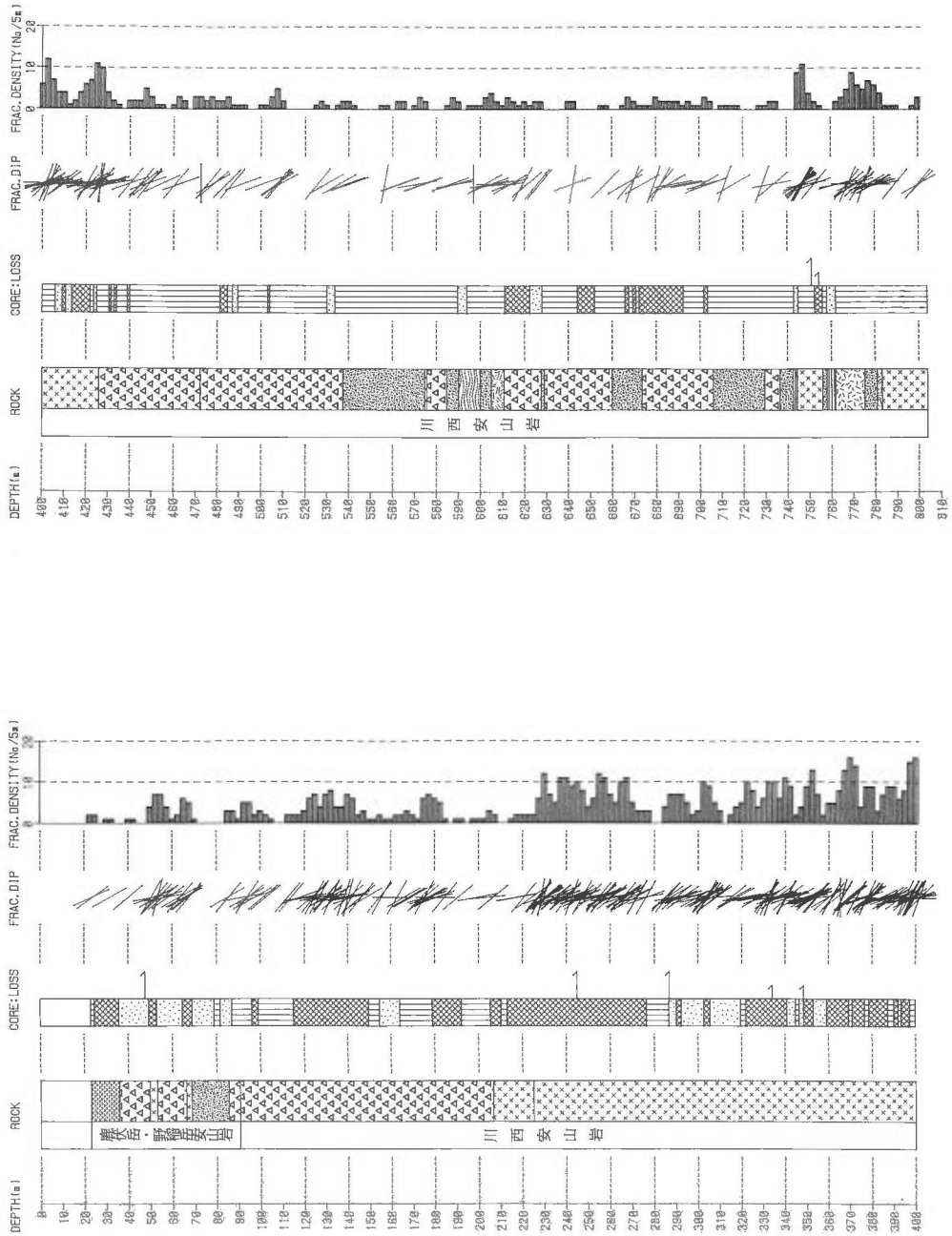
断裂密度は5mの区間内の断裂数で表現し、区切りの位置の違いによって断裂密度分布が変化するのを避けるために5mの区間を2.5mずつ移動した。したがって、坑井の最上部2.5mおよび最下部2.5mにある断裂は1回、それ以外の断裂は2回数えている。この方法で算出した断裂密度を第7図～第9図の総合柱状図の右端のコラムに示した。次に各坑井の断裂密度分布の概要を述べる。

WT-1:140mおよび690mに断裂密度が20本/5mを超えるピークがあり、550m付近にこれよりやや小さいピーク、430m～490mにゆるやかなピークがある。140mおよび550mのピークは逸水位置とよく一致している。690mには逸水はみられなかったが、坑底に近いのでこれより下位に断裂密度の真のピークや逸水がある可能性が否定できない。地質と比較すると、川西安山岩の最上部および川西安山岩の下部

ボーリング・コアの断裂系解析(水垣桂子)



第8図 WT-2坑井地質・断裂総合柱状図。記号は第7図に同じ。
Fig. 8 General columnar section of geology and fractures of drill hole WT-2. Symbols are same as Fig. 7.



第9図 WT-3坑井地質・断裂総合柱状図。記号は第7図に同じ。
 Fig. 9 General columnar section of geology and fractures of drill hole WT-3. Symbols are same as Fig. 7.

～水分安山岩で断裂密度が高い。断裂密度が低いのは、鹿伏岳・野稲岳安山岩と、川西安山岩の凝灰角礫岩が続く部分である。

WT-2：20m～160m付近で比較的断裂密度が高く125mで最大であるが、160m以深では断裂は極めて少ない。逸水は20m～160mの区間にあるほか、628mに全量逸水があったが、628mの逸水に対応する断裂は見つかっていない。地質はすべて川西安山岩であるが、断裂密度の低い深部は凝灰角礫岩が卓越する。

WT-3：230m付近から430m付近まで断裂のやや多い状態が続いているが、地表から430m付近まではコアが礫状の部分が多いので、この区間での実際の断裂密度はもっと高いと考えるべきである。逸水は230m～430mで4箇所あった。また750m付近の逸水は断裂密度の小ピークに対応している。地質と比較すると、断裂密度の低い230m以浅および430m以深は、鹿伏岳・野稲岳安山岩および川西安山岩の凝灰角礫岩の卓越する部分である。

以上のように、断裂密度は3坑井でそれぞれ著しく異なるため、一概に対比はできないが、川西安山岩の溶岩部分に断裂が多く、川西安山岩の凝灰角礫岩部分と鹿伏岳・野稲岳安山岩には断裂が少ないというように地質との対応が認められた。鹿伏岳・野稲岳安山岩に断裂が少ないのは、地層が新しいためと考えられる。川西安山岩では断裂は溶岩に多く、凝灰角礫岩に少ないので、溶岩部分の断裂の中にはジョイントが含まれている可能性がある。但しWT-1とWT-2では、川西安山岩の上部の凝灰角礫岩に断裂が発達しているので、これらの断裂はジョイントではなく構造的な断裂である可能性がある。水分安山岩はWT-1の604m以深にしか出現しないので詳細は不明であるが、WT-1でみられる限りでは断裂は比較的多い。また、一般に断裂密度が15本/5mを超えると逸水と対応する可能性が高くなると言える。

5.2 断裂傾斜角度

断裂の傾斜角度は5°単位で測定したが、その結果、25°、35°など10°で割り切れない角度の断裂数が有意に少なかった。これは測定者が無意識にきりのよい数字にしようとしたためであろう。したがって解析の際には、10°で割り切れない角度の断裂数を2で割って、それぞれを前後の(10°で割り切れる)角度の断裂数に加えるという操作を行った。例えば、20°の断裂が2本、25°が1本、30°が3本であった場合は、25°の1本を2で割って20°と30°に0.5本ずつ均等に割り振り、20°が2.5本、30°が3.5本とした。したがって断裂総数は変化しない。

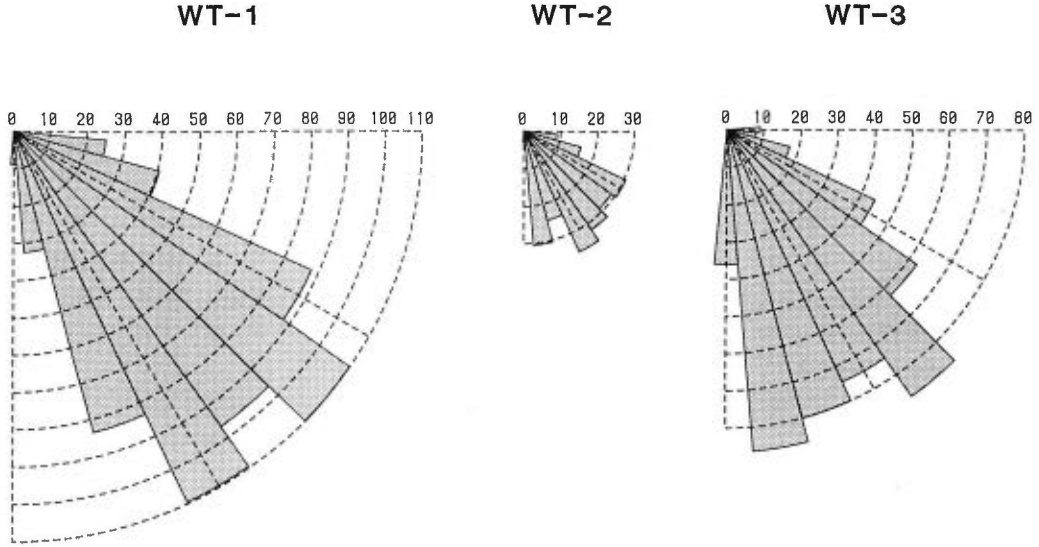
断裂傾斜角度は、総合柱状図の断裂傾斜のコラムでも認められるように、バイモーダルな分布を示しているが、坑井ごとに断裂の傾斜角を計数した結果が第10図である。WT-1の断裂傾斜角のピークは40°と60°、WT-3ではピークが50°と80°でWT-1よりも高角度である。またWT-2は断裂数は少ないが、断裂傾斜角のピークは30°・60°・80°の3箇所にある。

次に断裂傾斜角度の深度別分布を明らかにするため、各坑井を深度25mごとの区間に分割して断裂傾斜角度を計数した結果を、断层面上の条線の傾斜とともに第11図～第13図に示した。以下にその概要を述べる。

WT-1：断裂密度のピークおよび逸水帯と一致する125m～150mでは、30°から80°までどの角度も多いが、40°と60°～70°にピークがある。150m～175mでは中角度の断裂は少なく70°のものが多く、225m～275mでは20°～30°の低角度の断裂が多く、特に350m～375mでは10°の断裂が多い。425m～600mでは30°～70°が交替でピークとなり、1ピークの区間と2ピークの区間がある。600m～675mは中角度の断裂が中心であるが、675m～700mでは10°から80°までの断裂があり、30°と50°～60°にピークがある。

WT-2：200m以深は断裂が少ないことが特徴である。75m～175mでは30°～80°の断裂が存在するが、ピークは60°と80°が交替で現れる。175m～200mでは10°の断裂が多い。300m～350mには30°～40°の断裂がみられる。

WT-3：125m～150mでは80°の断裂が目立つ。断裂が多いのは225m～425mである。しかし区間ごと



第10図 坑井別断裂傾斜角
Fig. 10 Fracture dip frequency for the three drill holes.

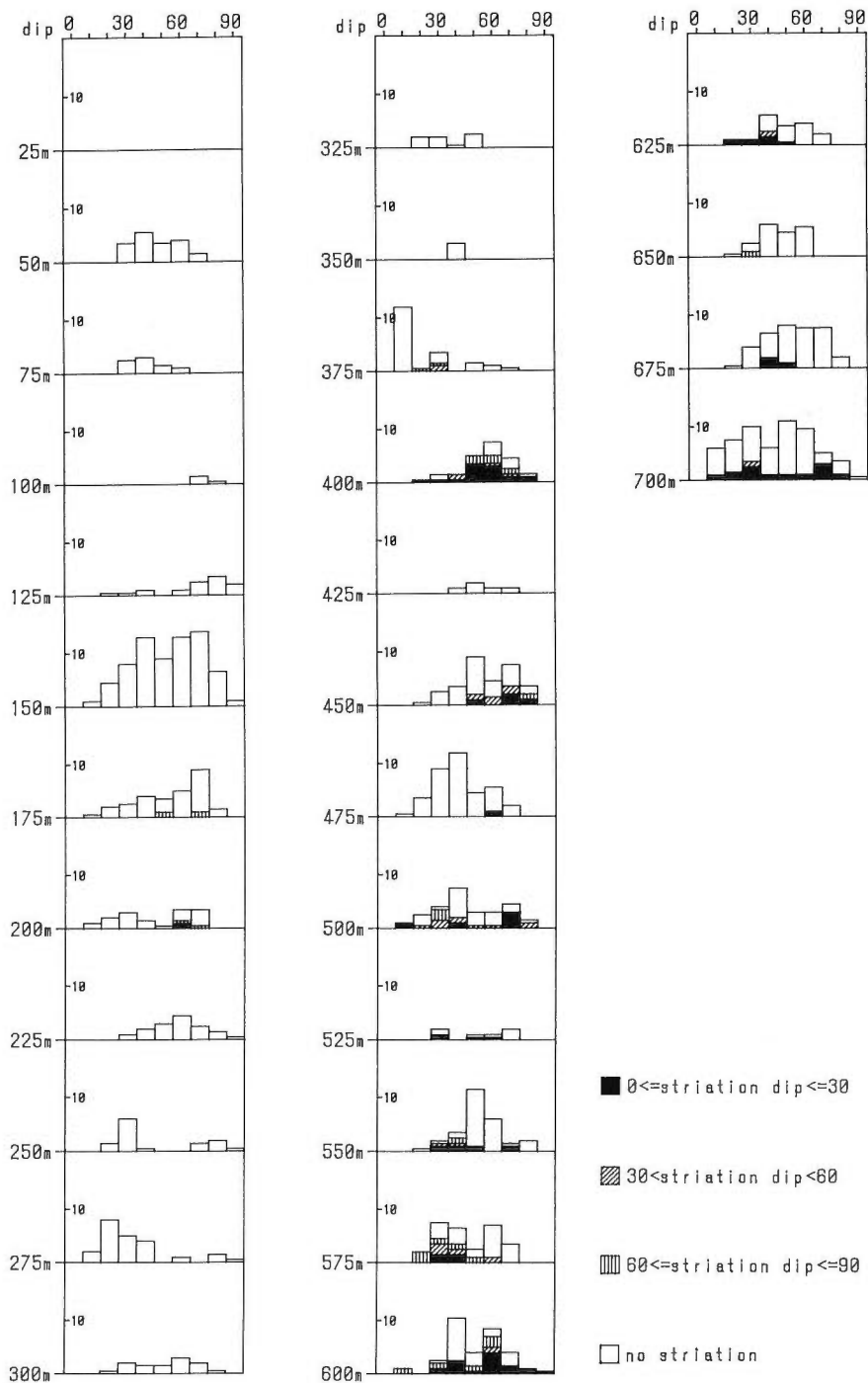
のピーク角度はまちまちで、225m～250mでは50°と70°、250m～275mでは50°、300m～325mでは60°と80°、350m～375mでは50°、400m～425mでは80°が目立つ。すなわち225m～425mでは50°～60°のピークと70°～80°のピークが交替で現れると言える。また325m～400mでは30°の断裂も多い。

全体としてみると、WT-1では断裂の特に多い部分では低角度から高角度まで多いこと、3坑井ともに中角度と高角度のピークが交替で現れる部分があることが特徴である。複数のピークが交替で現れる部分の岩相は、WT-1の425m～600mは溶岩・凝灰岩の岩相変化が激しい部分、WT-2の25m～120mは凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩で120m～170mは溶岩、WT-3の225m～425mは川西安山岩の溶岩の卓越する部分である。これらのうち溶岩部分の断裂にはジョイントが含まれている可能性もある。川西安山岩の凝灰角礫岩の上部で断裂の多い区間については、WT-1の125m～150mでは40°と60°～70°が卓越するが、WT-2の25m～175mは複数のピークが交替で現れる部分であり、両者の共通点は認められない。以上のように3坑井がそれぞれ異なる傾向を示すため、坑井間対比は困難である。

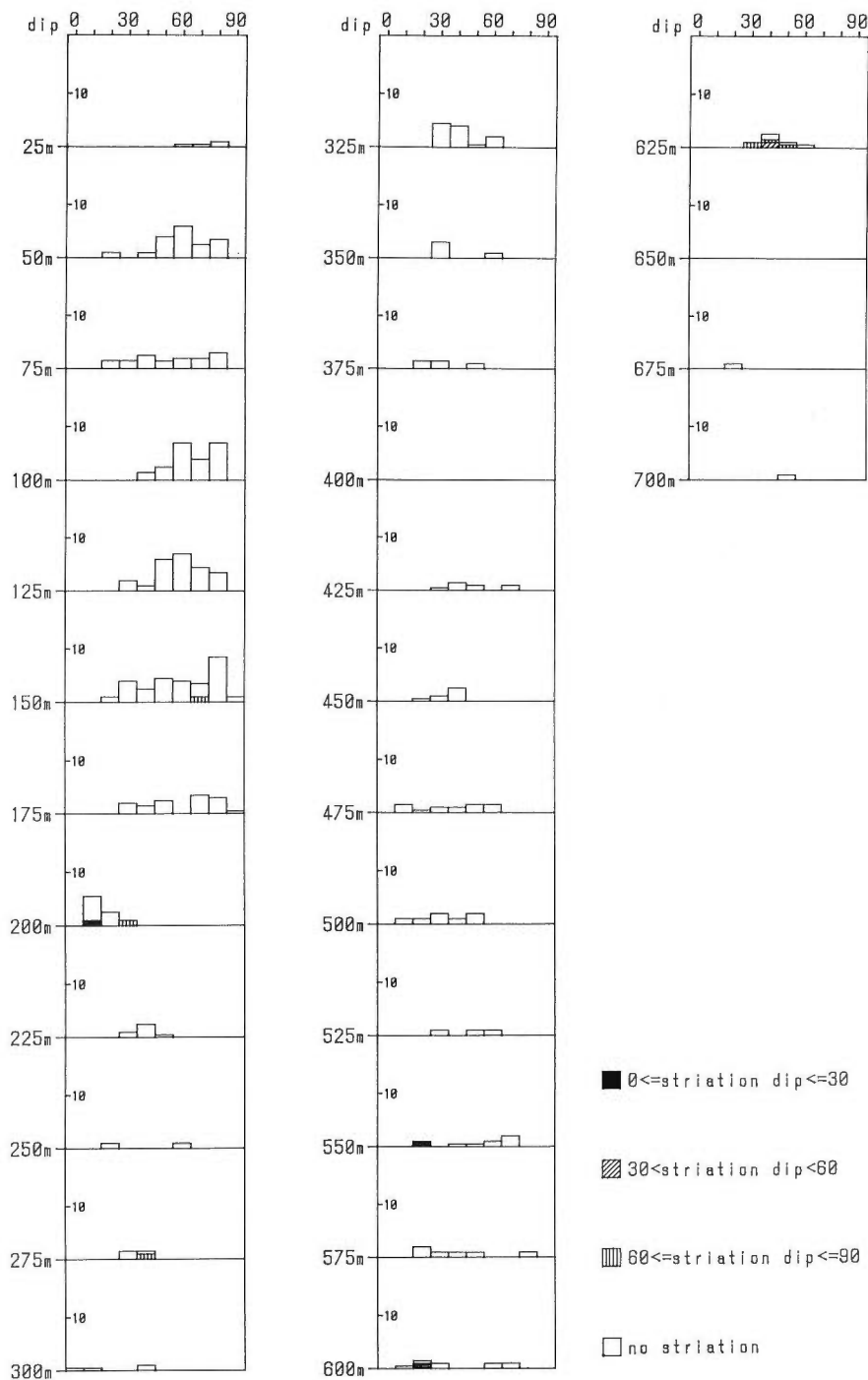
5.3 断裂面上の条線

条線の認められた断裂は、WT-1で103個、WT-2で9個、WT-3で37個であった(第1表)。断裂総数に対する割合としてはWT-1が多い。各坑井での条線傾斜の深度別分布を第14図に示した。条線傾斜は5°単位で測定したので、ここでは0°～30°(走向移動断層、すなわち横ずれ断層)、35°～55°(斜めずれ断層)、60°～90°(傾斜移動断層、すなわち正断層または逆断層)の3通りに区分して表示した。この区分は便宜的なもので、例えば30°～60°を斜めずれ断層としても差し支えない。第14図からわかることは、WT-1では350m以深に条線のある断裂が多く、特に走向移動断層の割合が多いこと、またWT-3では525m以深で条線のある断裂の割合が多いことである。第11図～第13図に各坑井の条線傾斜と断裂面傾斜・深度との関係を示した。次にその概要を述べる。

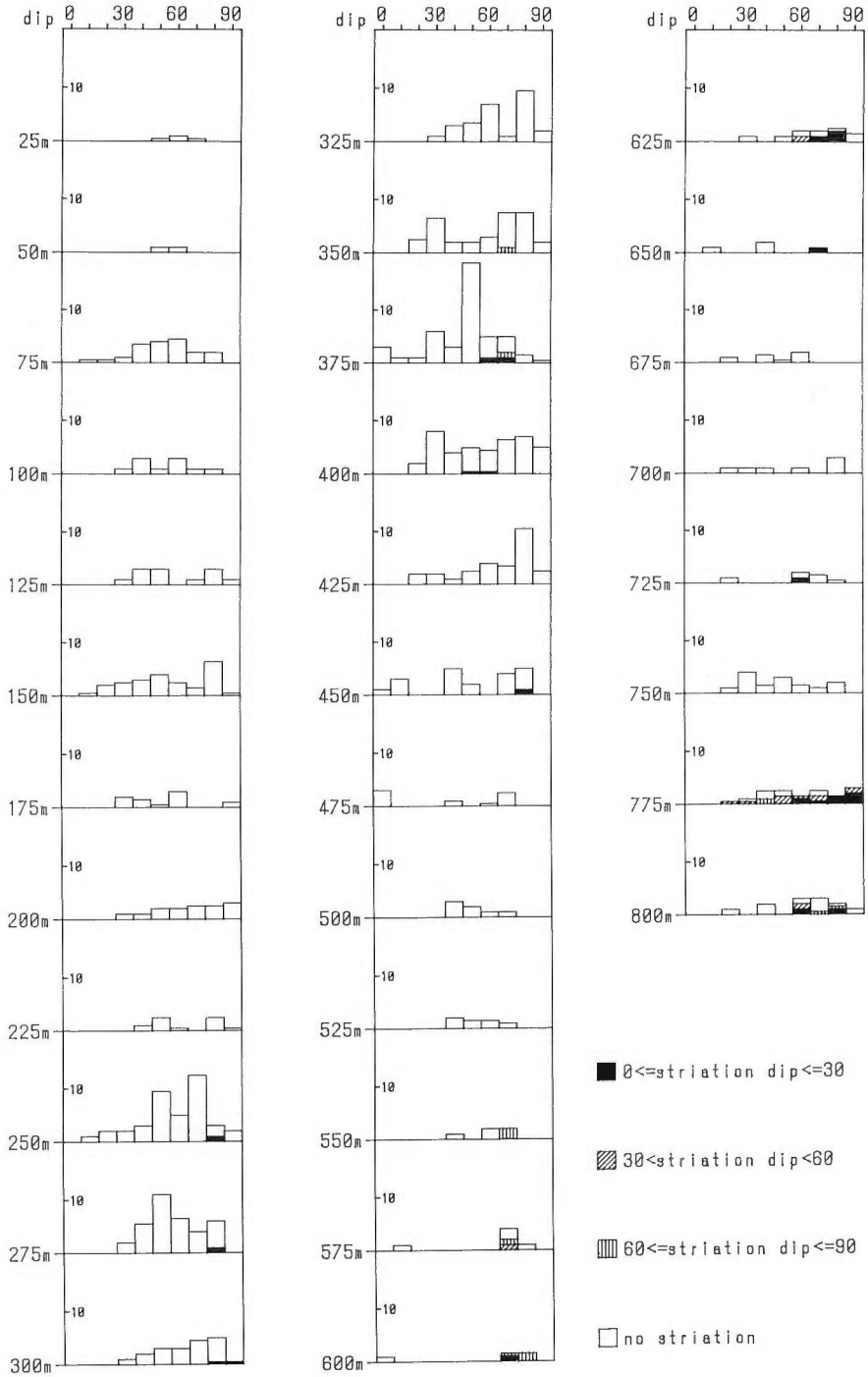
WT-1：350m～450mでは、傾斜移動断層と斜めずれ断層は断裂面の傾斜と関係しないが、走向移動断層は明らかに高角度の断裂に多い。これは一般的に横ずれ断層の断層面は高角度である場合が多いことと調和的である。しかし475m～700mでは断層面の傾斜角とは無関係に走向移動断層が出現し、600m



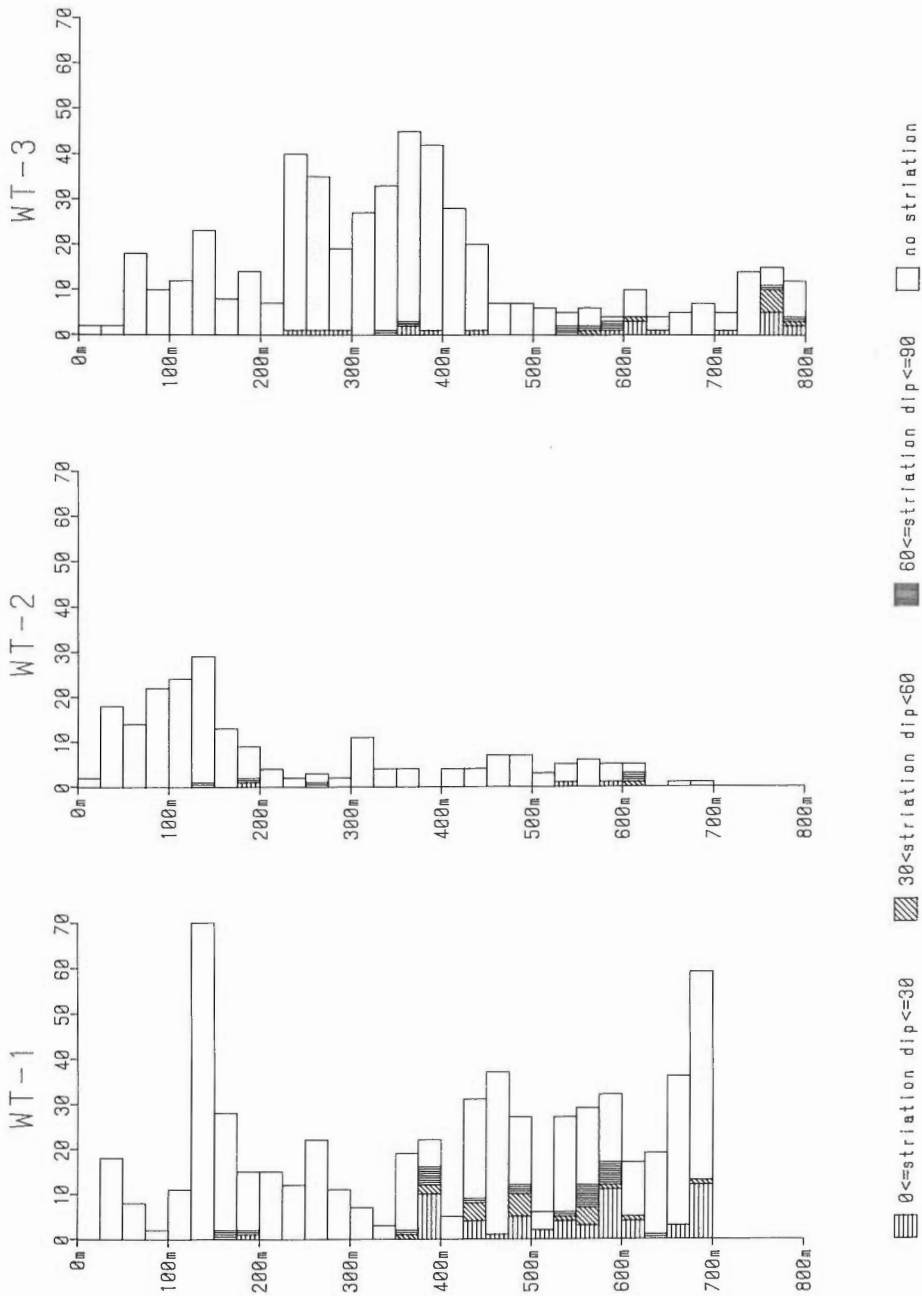
第11図 WT-1の断裂・条線傾斜角の深度別分布
 Fig. 11 Distribution of fracture dip and striation dip for WT-1.



第12図 WT-2 の断層・条線傾斜角の深度別分布
 Fig. 12 Distribution of fracture dip and striation dip for WT-2.



第13図 WT-3の断裂・条線傾斜角の深度別分布
 Fig. 13 Distribution of fracture dip and striation dip for WT-3.



第14図 条線傾斜の深度別分布
Fig. 14 Distribution of striation dip for the three drill holes.

～700mでは傾斜移動断層と斜めずれ断層はほとんどない。

WT-2：条線のある断裂の数が少なすぎるため、解析はできなかった。

W-3：750m以浅では条線のある断裂数が少なすぎるため、傾向はつかめない。750m～800mでは、走向移動断層は傾斜50°以下の断裂には出現しない。

以上のように、条線のある断裂が少ないため充分な解析はできなかったが、WT-1の深部では断裂面の傾斜角にかかわらず走向移動断層である点が特徴的である。

5.4 断裂充填鉱物および断裂面の変質

充填鉱物のある断裂は、WT-1で214個、WT-2で140個、WT-3で53個であった。鉱物の同定は肉眼鑑定で行った。また、断裂面に沿って褐色～黄色の変色(変質)の見られる場合も、熱水活動に関わるものという観点から、「断裂面変質」として充填鉱物に準ずる扱いとした。断裂面変質の見られた断裂は、WT-1で3個、WT-2で8個、WT-3で49個である。断裂総数に対する充填された断裂と変質面を持つ断裂の割合、および充填鉱物の内訳を第1表に示した。ここで特徴的なのは、WT-2で充填された断裂の割合が多いこと、また充填鉱物の少ないWT-3に断裂面変質が多いことである。充填鉱物の内訳をみると、WT-1では方解石が圧倒的に多く沸石がこれに次ぐのに対し、WT-2では石英が多い。坑井ごとの熱水活動の特徴を簡単に表現するならば、WT-1は方解石、WT-2は石英、WT-3は断裂面変質ということができる。

第15図に充填鉱物および断裂面変質の深度別分布を示した。WT-1は125m～225mに特に方解石脈が多いが、450m以深では沸石が卓越する。WT-2では175m以浅に石英脈が多く、それ以深では脈の数は少ないが300m以深で沸石が出現する。WT-3では50m～425mに断裂面変質が比較的多く、それ以深では少なくなるが725m～750mに沸石脈がみられる。3坑井とも、充填鉱物や断裂面変質は浅部に顕著であり、深部では数は比較的少ないが沸石の出現することが共通点である。今回は充填鉱物・変質鉱物のX線分析は実施していないが、森下・竹野(1993)によれば、WT-1に出現する沸石鉱物は濁沸石のみであり、また1個の脈に方解石と石英・アデュラリアが共存する場合が多い。

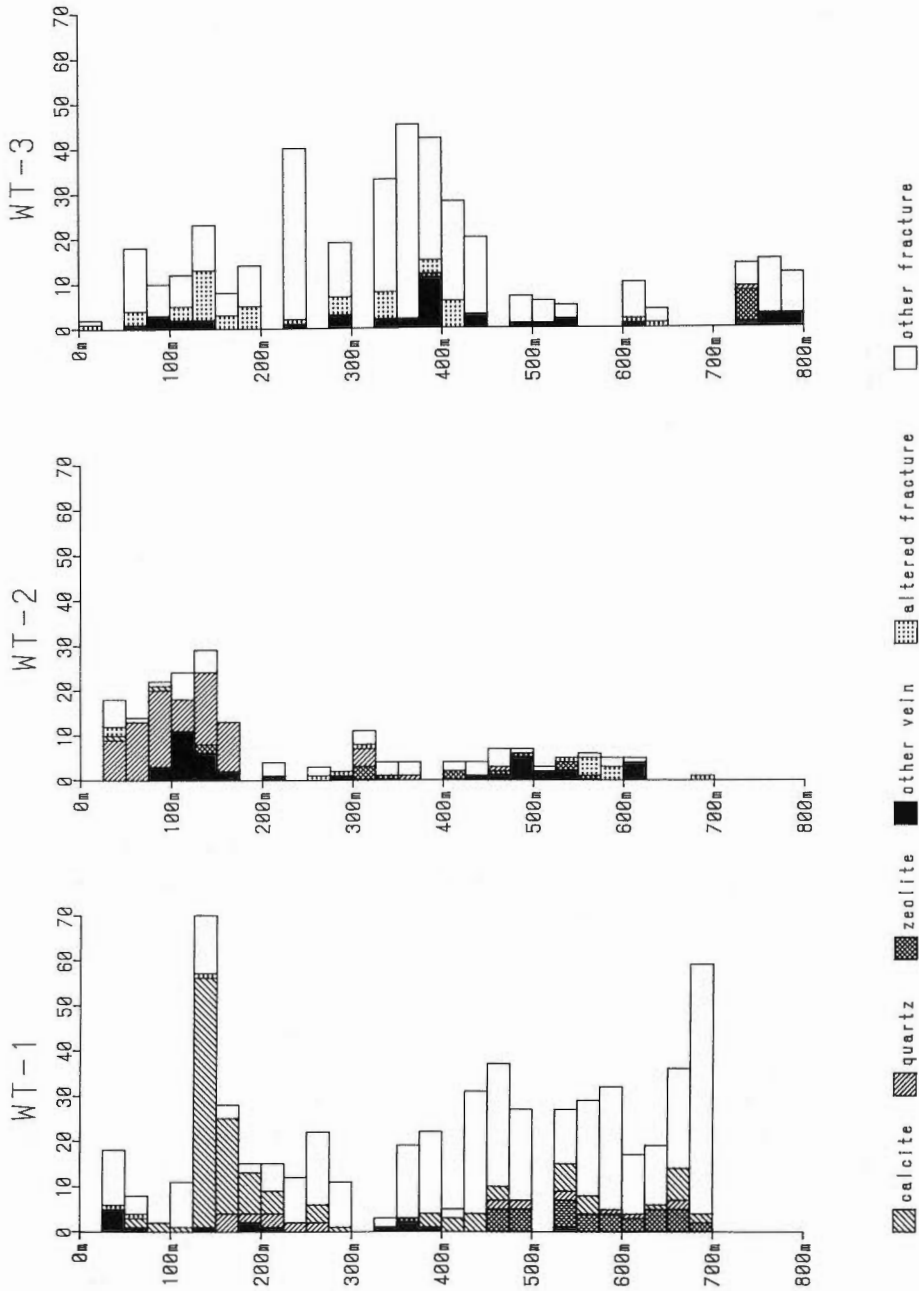
各坑井の充填鉱物・断裂面変質と深度・断裂傾斜角との関係を第16図～第18図に示した。次にその概要を述べる。

WT-1：125m～175mで充填断裂の数・割合ともに多く、ほとんどが方解石脈で、断裂傾斜角による差異は認められない。石英脈は150m以深で出現するが数は少ない。200m～450mは脈の数・割合ともに少ない。450m以深では沸石脈が出現し、脈の割合もやや多い。全般に充填断裂の傾斜分布は断裂全体の傾斜分布と同様の傾向を示すが、650m～700mでは低角度の断裂には充填鉱物の存在しないことが特徴的である。

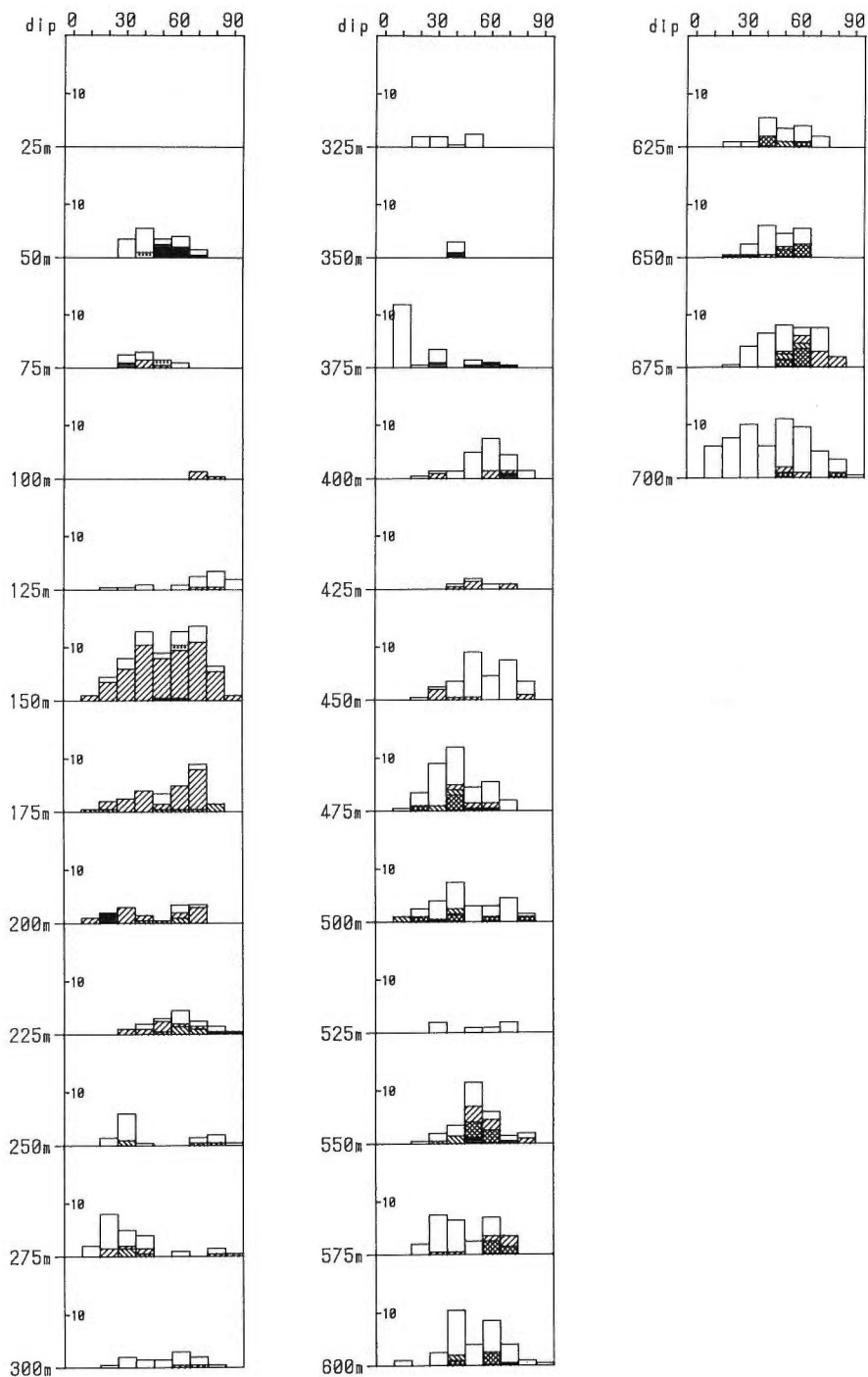
WT-2：175m以浅では石英脈が数・割合ともに多く、断裂傾斜角による差は認められない。125m～150mおよび300m以深には沸石脈もみられる。175m～200mの低角断裂群は全く充填されていない。200m以深については断裂数が少ないためはっきりした傾向はつかめない。

WT-3：全体として充填鉱物が少ないかわりに断裂面変質が多いが、200m～325mでは断裂数が比較的多いにもかかわらず変質面の少ないことが特徴である。また350m～375mの区間で卓越する50°の断裂も全く充填や変質を受けていない。沸石脈は375m～400mに1個ある他は、725m～750mに限られている。充填鉱物・断裂面変質ともに断裂傾斜角との関連は認められない。

3坑井とも、充填鉱物や断裂面変質は浅部に顕著であり、深部では数は比較的少ないが沸石の出現すること、また充填鉱物や断裂面変質と断裂傾斜角との関連はないことが共通点である。沸石の多く出現する深度はWT-1が450m以深、WT-2が300m以深であるのに対し、WT-3では725m以深である。また、WT-3は断裂面変質を受けているが、脈を生成するに至っていないことから、熱水活動は他の2坑井よりも不活発であったと考えられる。このように3坑井がそれぞれ異なる特徴を示しているため、坑井間での直接対比は困難である。

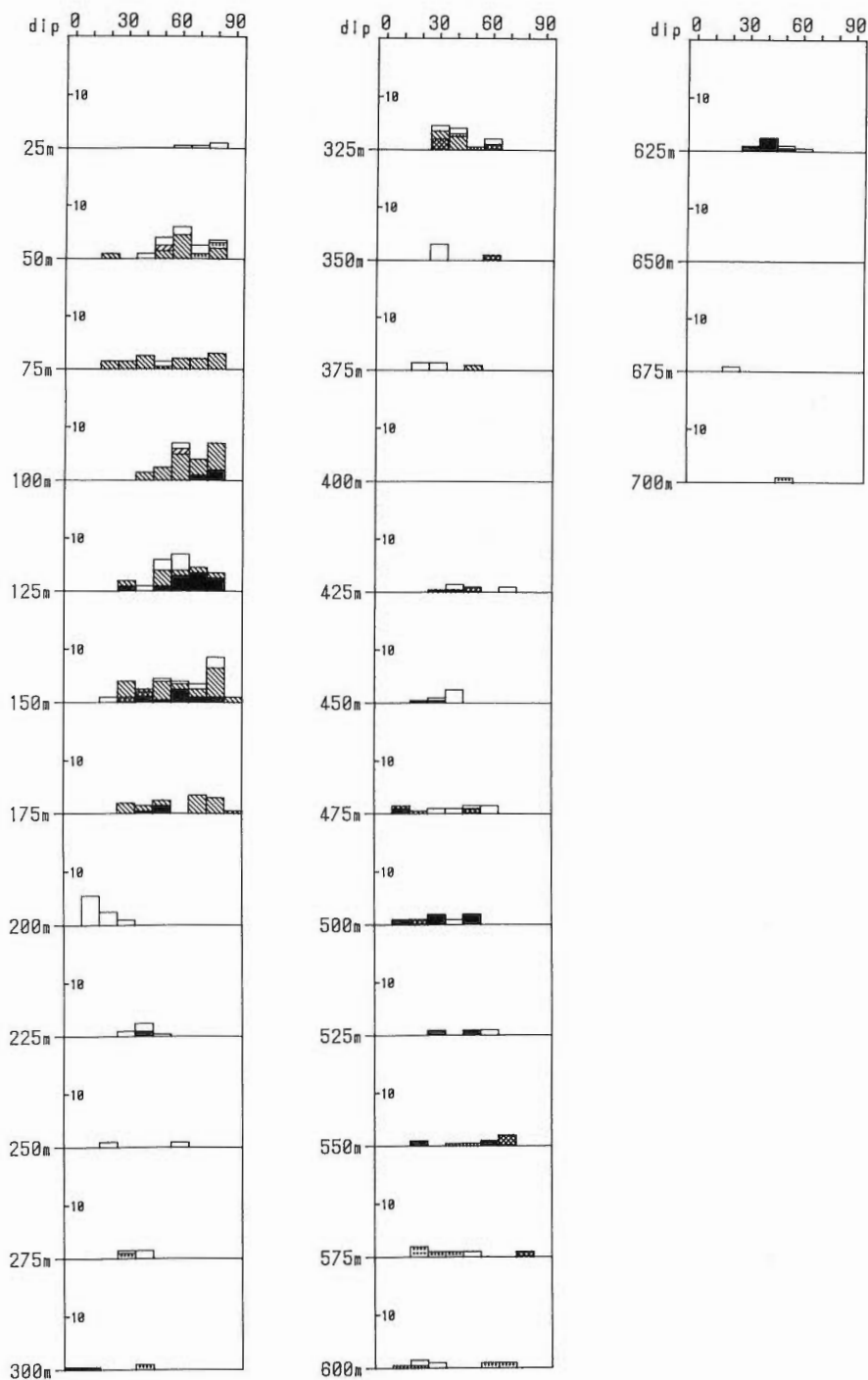


第15図 断裂充填鉱物・変質断裂の深度別分布
 Fig. 15 Distribution of vein and altered fracture for the three drill holes.



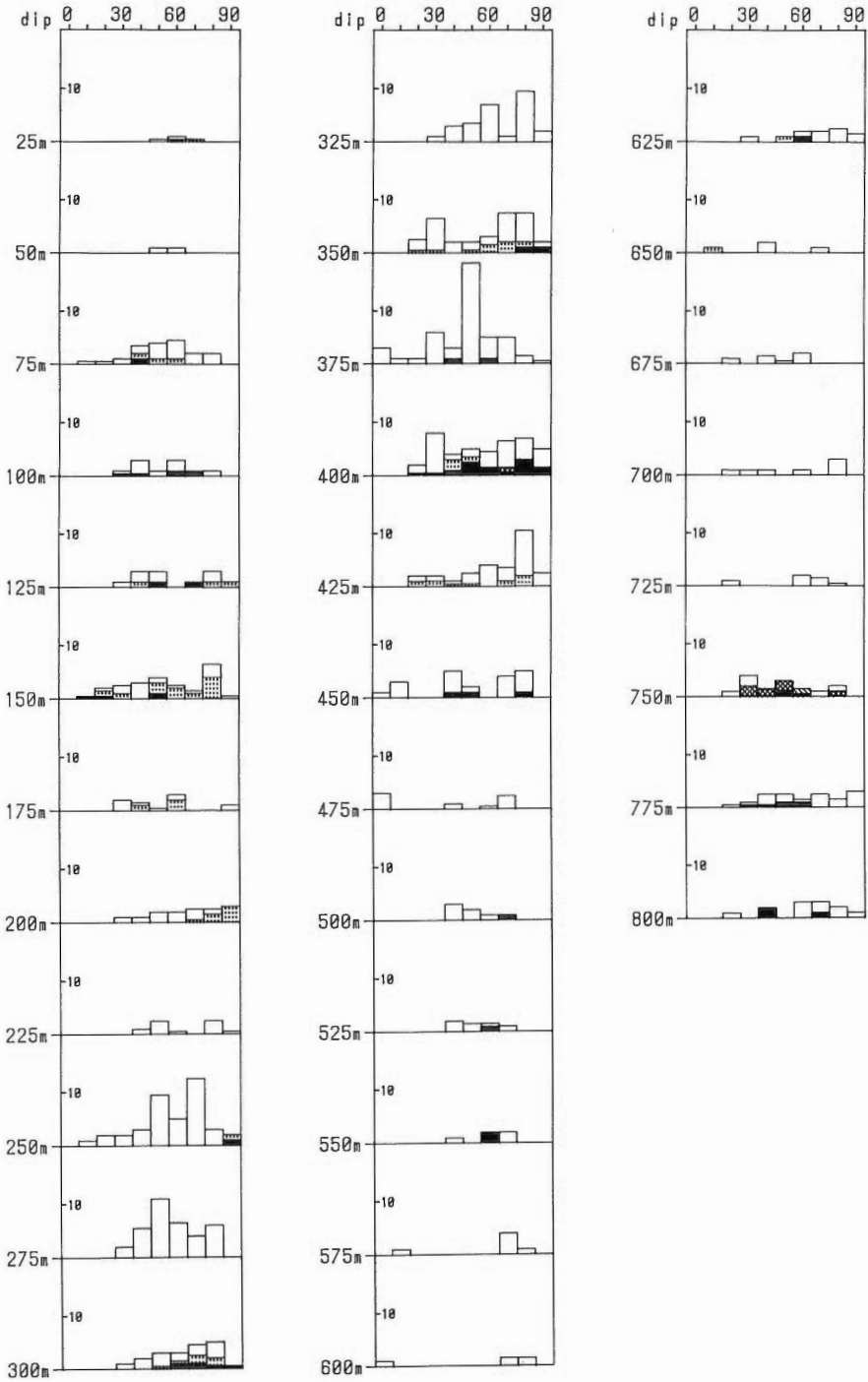
第16図 WT-1の断裂充填物・傾斜角の深度別分布。記号は第15図に同じ。

Fig. 16 Distribution of vein and altered fracture for WT-1. Symbols are same as Fig. 15.



第17図 WT-2の断裂充填物・傾斜角の深度別分布。記号は第15図に同じ。

Fig. 17 Distribution of vein and altered fracture for WT-2. Symbols are same as Fig. 15.



第18図 WT-3 の断裂充填物・傾斜角の深度別分布, 記号は第15図に同じ.

Fig. 18 Distribution of vein and altered fracture for WT-3. Symbols are same as Fig. 15.

5.5 まとめ

以上の解析結果をまとめると次の通りである。

- (1) 断裂密度分布および断裂傾斜角分布は坑井ごとに著しく異なるので、坑井間比較は困難であるが、溶岩の卓越する部分の断裂にはジョイントが含まれている可能性がある。
- (2) 断裂密度が15本/5mを超える箇所は、逸水と対応する可能性が高い。
- (3) 断裂面の傾斜と条線の角度の関係は、走向移動断層は高角度であるという一般的傾向におおよそ一致するが、WT-1の475m~700mでは断裂面の傾斜にかかわらず走向移動断層が多い。
- (4) 各坑井の受けた熱水作用の特徴を簡単に表現すると、WT-1は方解石、WT-2は石英、WT-3は断裂面変質である。
- (5) 3坑井とも、充填鉱物や断裂面変質は浅部に顕著であり、深部では沸石の出現することが共通点であるが、それ以外は互いに異なる特徴を示す。
- (6) 充填鉱物・断裂面変質と断裂傾斜角との関連は認められない。
- (7) WT-3は断裂面変質が多いが充填鉱物は少ないことから、他の2坑井に比べて熱水活動は不活発であったと推定される。

6. コア断裂系と周辺地域の地質構造・熱水系との対比

ここではコア断裂系解析結果を、周辺地域の地表地質構造および熱水系と比較検討する。

地質構造および断裂系の項で述べたように、「涌蓋」地域の南部では東西方向の正断層が発達し、北部の坑井周辺では東西方向の正断層は少なく北西-南東および北東-南西方向のリニアメントがみられる。前述のとおり、本地域の活断層のうち西北西-東南東および東北東-西南西方向の断層は走向移動成分を持つと考えられている(村井・金子, 1975; 星住ほか, 1988)が、走向移動成分は傾斜移動成分に対して小さいと推定される。今回解析した3坑井のうち最も南にあって東西方向の正断層の発達する地域に近いWT-3では、他の2坑井より高角度の断裂が卓越している。条線のある断裂は少ないので詳細は不明であり、溶岩の部分の断裂はジョイントの可能性もあるが、この高角断裂の一部は正断層であるかもしれない。

NEDO(1990)によれば本地域北半にみられる北西-南東方向のリニアメントは活断層ではなく比較的古い構造と考えられているが、その時代は明らかにされていない。滝上地域の地下では、北北西-南南東方向の野稲断層およびこれと平行な断層群の正断層的な変位によって階段状に西側が落ち込んでいるが、この断層群は鮮新統(?)を切っていて、更新統は最下部を切られているかまたは全く切られていないと考えられている(林ほか, 1988)。したがってこの断層群の活動時期は前期更新世以前ということになる。また、大岳-八丁原地域にある北西-南東方向の断層群は走向移動断層で、その形成時期はおおよそ1.0Ma~0.3Maと推定されている(林ほか, 1985)。3坑井のうち最も北にあるWT-1では、条線のある断裂のうち半数以上が走向移動の卓越する断層であり、これらの断層の方向は不明であるが、大岳-八丁原地域と同様に、現在の応力場で形成されたものではなく古いものである可能性が考えられる。野稲断層に近いWT-2では、条線のある断裂は少ないが、条線のあるものの中では傾斜移動断層の割合が比較的多く、林ほか(1988)の示した地下地質構造と矛盾しない。

熱水活動についてみると、現在、滝上地域で生産されている熱水からは炭酸カルシウムスケールの発生が確認されたほか、シリカスケールの発生も予想されており(林ほか, 1988)、熱水の性質としてはWT-1またはWT-2と類似したものである可能性がある。しかし滝上地域の現在の地熱構造は、南西部に最も高温の貯留槽が存在し、熱水は大局的に南から北へ流れていると考えられている(林ほか, 1988)ので、WT-1~WT-3のコアにみられる充填鉱物を生成した熱水系は、現在の滝上地域の熱水系とは別のものと考えられる。森下・竹野(1993)はWT-1の深度182.2mの脈中のアデュラリアのK-Ar年代として 0.37 ± 0.01 Maを報告している。

7. 今後の展望

今回の解析に用いた3坑井間の距離は、WT-1とWT-2の間が約1.3km、WT-2とWT-3の間が約1.4kmの距離にあったが、断裂の特徴は各坑井が互いに異なった傾向を示し、共通点や対比可能な事項は少なかった。このことは、少なくとも「涌蓋」地域では個々の断裂帯の大きさが1.3km以下であること、すなわち坑井間距離がかなり近い場合でなければ断裂系の坑井間対比は困難であることを示唆しているのかもしれない。この点については、坑井間距離がもっと近い地域のデータを用いて坑井間対比の可否を検証する必要がある。

坑井内断裂系解析を行う場合、断裂の方向と条線の方向がわかれば応力場解析ができるので、定方位コアの採取が最も望ましいが、定方位コアを簡便かつ安価に採取する技術はまだ確立されていないため、現状では定方位コアが採取されることは極めてまれである。無定方位コアの断裂の走向を決定するには、BHTV・FMI等の検層データを併用する方法と、5 Ma以新の火山岩のコアであれば残留磁気を利用しておおよその方位を決定する方法(林ほか, 1985)がある。しかしBHTV・FMI等の検層は、丹那地域のように坑内崩壊の危険が大きい場合は実施できないし、残留磁気も若い火山岩でなければ利用できない。このように断裂系の走向についてのデータが全く得られない場合でも、断裂密度や熱水性鉱物などを用いた断裂系解析が可能であることを、今回の「涌蓋」地域のコア断裂系解析結果は示している。また、例えば奥会津地域のコアには条線のある断裂が多く(水垣, 1993)、しかも貯留槽を構成する断層が特定されている(新田ほか, 1987)ので、個々の断裂の方向がわからなくてもかなり詳細な解析ができる可能性がある。今後は他地域でも同様の解析を実施して、断裂系解析の可能性を探ることが重要である。

謝辞 コア断裂計測に際しては、三井金属資源開発株式会社(当時)先山 徹博士にご協力いただいた。ここに感謝の意を表する。

文 献

- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G. (1989) *A geologic time scale 1989*. Cambridge Univ. Press, 263p.
- 長谷紘和・野田徹郎・山口 靖(1985) 土壤ガス法による「豊岡-宮原線」西半の調査結果とその地熱探査上の意義。地調報告, no. 264, p. 153-165.
- 林 二郎・本松利郎・近藤 充(1988) 大分県滝上地区の地熱資源について。地熱, vol. 25, p. 111-137.
- 林 正雄・渡辺公一郎・古谷直行(1985) 大岳-八丁原地熱地域の断層と応力場。日本地熱学会誌, vol. 7, p. 383-399.
- 星住英夫・小野晃司・三村弘二・野田徹郎(1988) 別府地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 131p.
- 豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982) 10万分の1豊肥地熱地域地質図および同説明書。特殊地質図(21-1), 地質調査所, 23p.
- 鎌田浩毅(1985a) 熊本県宮原西方の火山岩類の層序と噴出年代-九州中北部の火山活動の時代と分布-。地質雑, vol. 91, 289-303.
- (1985b) 九州中北部における火山活動の推移と地質構造。地調報告, no. 264, p. 33-64.
- 松本徑夫(1979) 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題。地質学論集, no. 16, p. 127-139.
- 松本哲一・水垣桂子・玉生志郎・小野晃司・北原哲郎・品田正一・笹田政克(1993) 伊豆半島, 多賀火山初期噴出物としての畑玄武岩類-静岡県丹那盆地付近の地質とK-Ar年代-。火山, 2集, vol. 38, p. 1-13.

- 水垣桂子(1993) 奥会津地域の断裂系. 日本地熱学会平成5年度学術講演会演旨, A9.
- ・玉生志郎(1992) 丹那地域の地質構造モデル. 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に伴うデータの解析・評価, 断裂型貯留層探査法解析・評価(平成2-3年度), 地質調査所, p. 241-256.
- ・————・松本哲一(1993) 丹那盆地および周辺地域の地質と年代. 物理探査, vol. 46, p. 448-457.
- 森下祐一・竹野直人(1993) 大分県野矢地熱地域における金鉱化作用. 資源地質, vol. 43, p. 173-186.
- 村井 勇・金子史朗(1975) 大分県中・西部の構造地形と大分県中部地震. 地震研究所彙報, vol. 50, p. 329-342.
- 村岡洋文・鎌田浩毅・長谷紘和(1980) 九重火山群北麓地域に見出された更新世の転倒褶曲とその意義. 地調月報, vol. 31, p. 599-608.
- 日本地熱調査会(1993) 1992年度の地熱開発の動向. 地熱, vol. 30, p. 167-170.
- 日本地熱資源開発促進センター(1977) 昭和51年度地熱開発精密調査報告書, No. 5, 涌蓋, 200p.
- (1980) 昭和53年度発電用地熱開発環境調査報告書, No. 9, 野矢地区, 292p.
- 新田富也・寿賀祥五・塚越重明・安達正敏(1987) 福島県奥会津地域の地熱資源について. 地熱, vol. 24, p. 340-370.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)(1990) 鶴見岳地域火山地質図および鶴見岳地域地熱地質編図, 同説明書, 88p.
- 須藤 茂(1985a) 豊肥地熱地域の火山岩のK-Ar年代と古地磁気. 地調月報, vol. 36, p.119-136.
- (1985b) 豊肥地熱地域の火山岩のK-Ar年代と古地磁気—その2—. 地調報告, no. 264, p.87-112.
- 多田 堯(1993) 九州中部地方の地殻変動とテクトニクス—別府—島原地溝の分裂拡大—. 地質学論集, no. 41, p. 1-12.
- 通商産業省(1986) 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域, 総合解析(第3次), 151p.
- 宇都浩三・須藤 茂(1985) 豊肥地熱地域の火山岩のK-Ar年代. 地調報告, no. 264, p. 67-83.
- 渡辺公一郎・林 正雄(1983) 中部九州のいわゆる日向神溶岩のフィッシュン・トラック年代. 岩鉱, vol. 78, p. 65-69.
- 山口 靖・長谷紘和・矢野雄策・衣笠善博(1984) レーダ画像による豊肥地域のリニアメント解析と土壤ガス法による現地検証. 日本地熱学会誌, vol. 6, p. 101-120.

大分県湯坪実験フィールドにおける 圧力遷移テスト解析および断絶系特性

中尾信典*・矢野雄策*・菊地恒夫*・松島喜雄*・石戸経士*

Analysis of the pressure transient tests and inferred fracture characteristics
at the Yutsubo field, central Kyushu, Japan

Shinsuke NAKAO, Yusaku YANO, Tsuneo KIKUCHI, Nobuo MATSUSHIMA
and Tsuneo ISHIDO

Abstract: Pressure transient tests (injection, falloff and interference tests) were carried out by NEDO (New Energy and Industrial Technology Development Organization), using two 1,700m-class deep wells at the Yutsubo field in the Hohi geothermal area. The inversion method (Alexander *et al.*, 1993) were used to analyze these data. Permeability-thickness (kh) around the well YT-1 and YT-2 are shown to be 0.04 and 0.1~0.2 darcy-m respectively, from the falloff data. Analysis of the interference response of the YT-1 during water injection into the YT-2 shows that the kh between the two wells is 1~2 darcy-m, which is quite larger than those from single well test data. However, this result is not conclusive, since the data quality is questioned by another inconsistent kh value. We also discuss "fractal fracture network" indicated from the falloff data of the well YT-2, and the temperature dependent porosity and permeability changes which are necessary to explain the pressure decline observed during cold-water injection into the well YT-1.

1. はじめに

大分県の湯坪実験フィールドは、新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) が実施している「断絶型貯留層探査法開発 弾性波利用探査法開発」の適用実験フィールドである。現在までに2本の1700m級実験用坑井掘削、種々の弾性波探査実験 (トモグラフィ, VSP, 反射法) がNEDOにより実施されている。その一環として、当地区の断絶系に関する水理特性を把握することを目的とし、掘削及びストレーナ設置直後に各坑井で注水テストが実施され、各坑井近傍の特性が推定された (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1992a, b)。さらに1993年9月には、坑井内圧力測定のための機器 (坑井内圧力・温度観測装置)、坑内水位測定装置、及び気温/気圧計を地質調査所が提供することにより、2坑井を用いた長期注水 (7日間) による圧力干渉テストが実施された。

本報告では、まずNEDOが実施した圧力遷移テストの概要について述べ、次にこれらのテストで得られたデータについて、地質調査所における再解析・評価作業として実施したインバージョン解析による水理パラメータの推定結果を述べる。さらに、データから示唆される当地区の断絶系に関する特性を考察したい。

*地殻熱部

Keywords: pressure transient, pressure interference, permeability-thickness

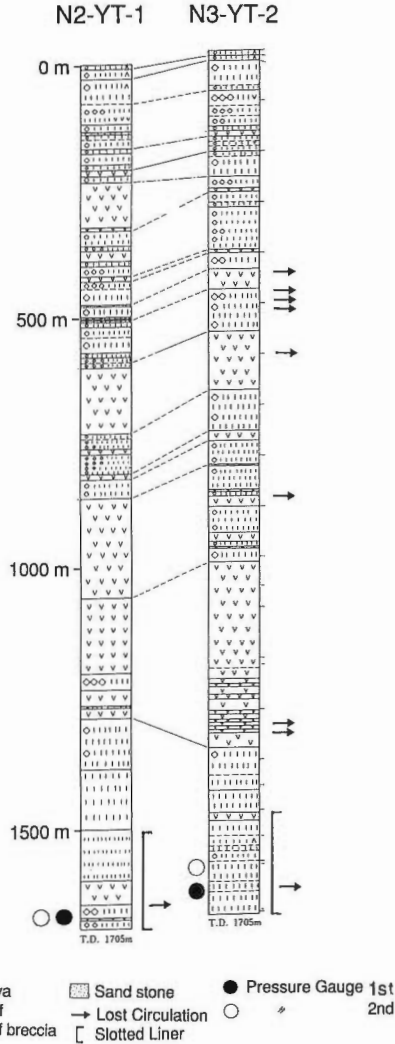
2. 水理テストの概要

湯坪実験フィールドは、大分県玖珠郡九重町内の泉水山北側斜面に位置する(第1図)。坑井N2-YT-1、及びN3-YT-2(以降、YT-1、YT-2と略称する)の地質柱状を第2図に示す。両坑井ともに深度1500mから1705mまでが孔明管仕上げとなっている。YT-1では、深度1290~1610mがデイスサイト質~安山岩質の凝灰角礫岩~火山礫凝灰岩~凝灰岩を呈し、それ以深は安山岩質の凝灰角礫岩及び安山岩溶岩を主体とする(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1992a)。一方、YT-2は、YT-1との地質対比が容易であるが、YT-1の深度1610m以深に現われた安山岩質の凝灰角礫岩及び安山岩溶岩を主体とする層序は見られない(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1992b)。

掘削及びストレーナ設置直後に各坑井でそれぞれ実施された注水による圧力遷移テストのデータを第3図(a)、(b)に示す。上段は圧力遷移、下段は流量を示すが、時間軸のスケールが異なっているので



第1図 湯坪フィールドにおける坑井配置
Fig. 1 Well location at the Yutsubo field.



第2図 坑井YT-1, 2の地質柱状図
Fig. 2 Geologic columns of well YT-1 and YT-2.

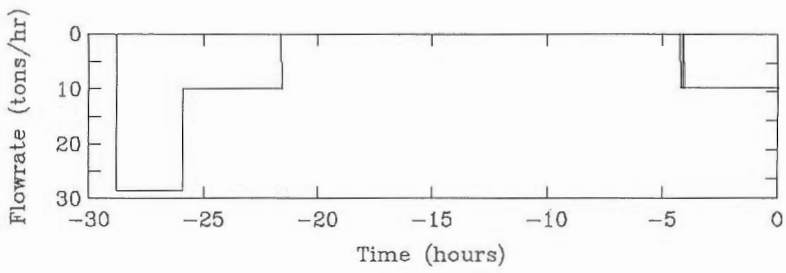
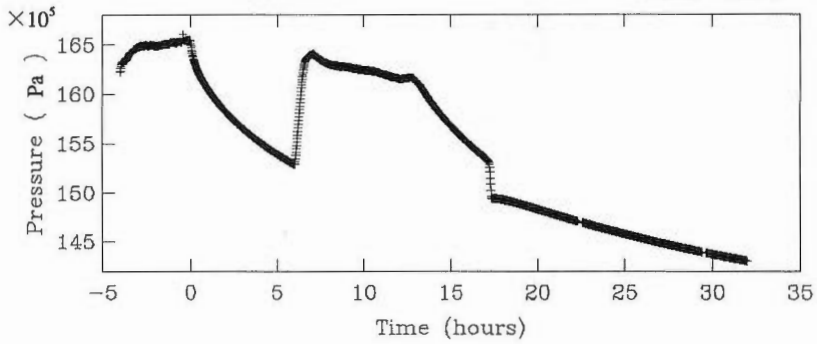
注意されたい。流量データは次章に述べるインバージョン解析に用いた部分のみを示している。さらに1993年9月に2坑井を用いて実施された長期注水(7日間)による圧力干渉テスト(YT-2が注水井, YT-1が圧力干渉観測井)のデータを第3図(c), (d)に示す。

これらの坑内圧力観測には、キャピラリーチューブ式圧力計が用いられた(圧力計チャンバーの設置深度は第2図参照)。1993年9月に実施された圧力干渉テストでは、キャピラリーチューブの中に熱電対が装着されたものを使用しフィールドゾーンの温度変化を同時観測することを試みた。また、注水井(YT-2)においてエコーメータを使用し、注水時の坑内水位変動をモニターした。キャピラリー式圧力計を用いた坑内圧力観測システムの概要については中尾ほか(1993)を参照されたい。

キャピラリー式圧力計を使用する場合、気温変化が観測システム(地上の坑口付近に置かれた圧力トランスデューサ及び残りのチューブ)に及ぼす影響を考慮する必要がある(中尾ほか, 1993)。第4図

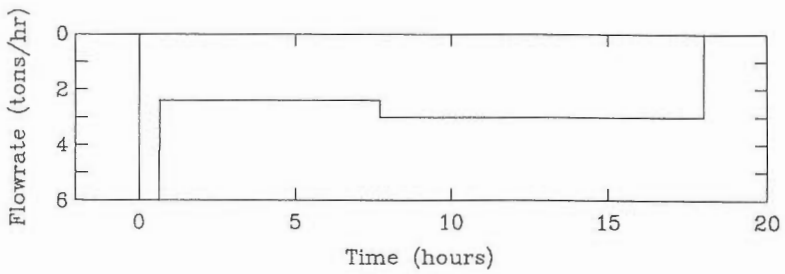
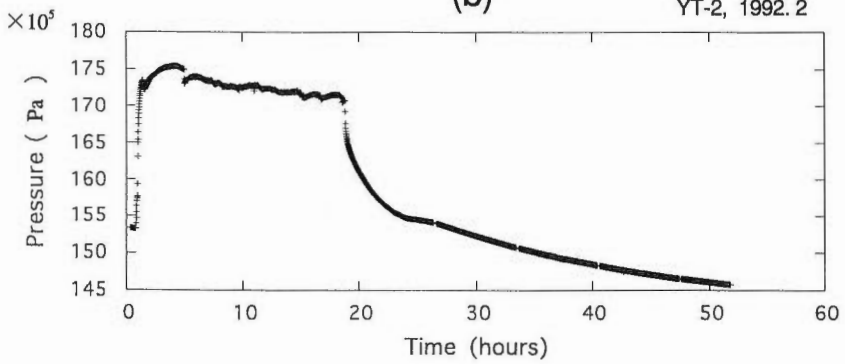
(a)

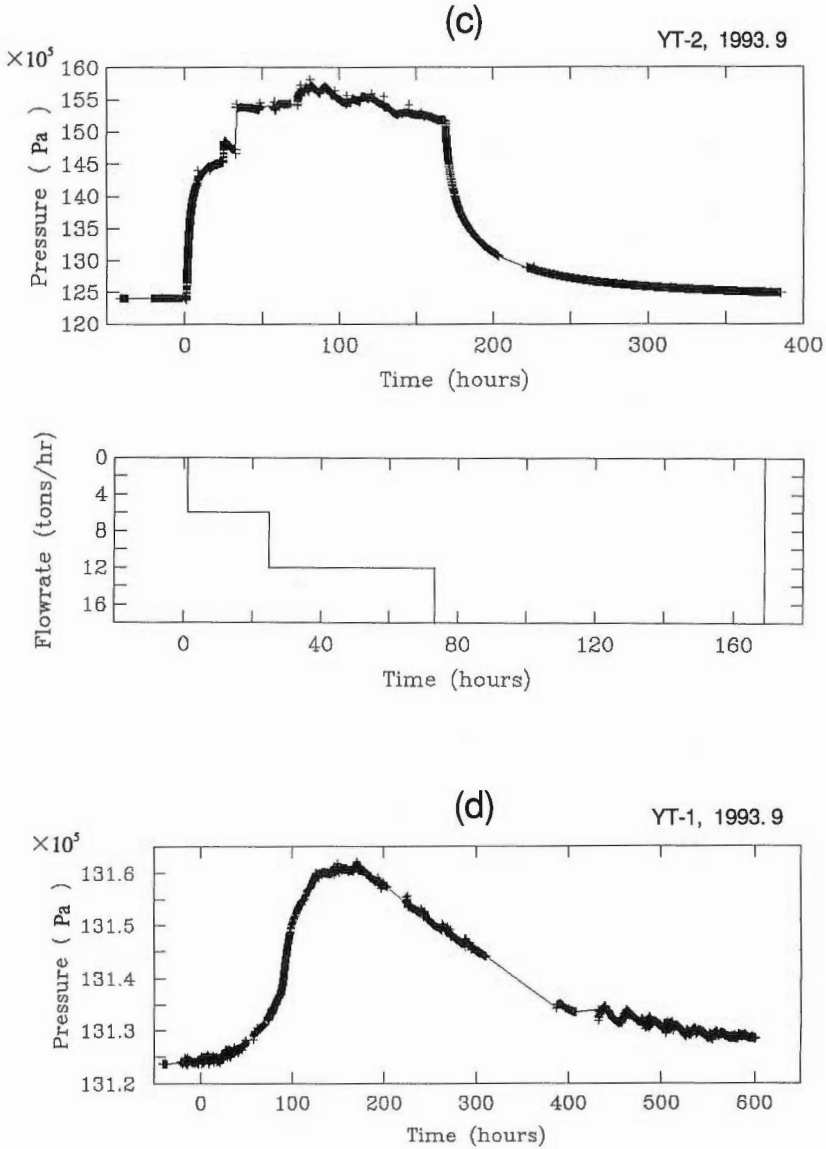
YT-1, 1991.9



(b)

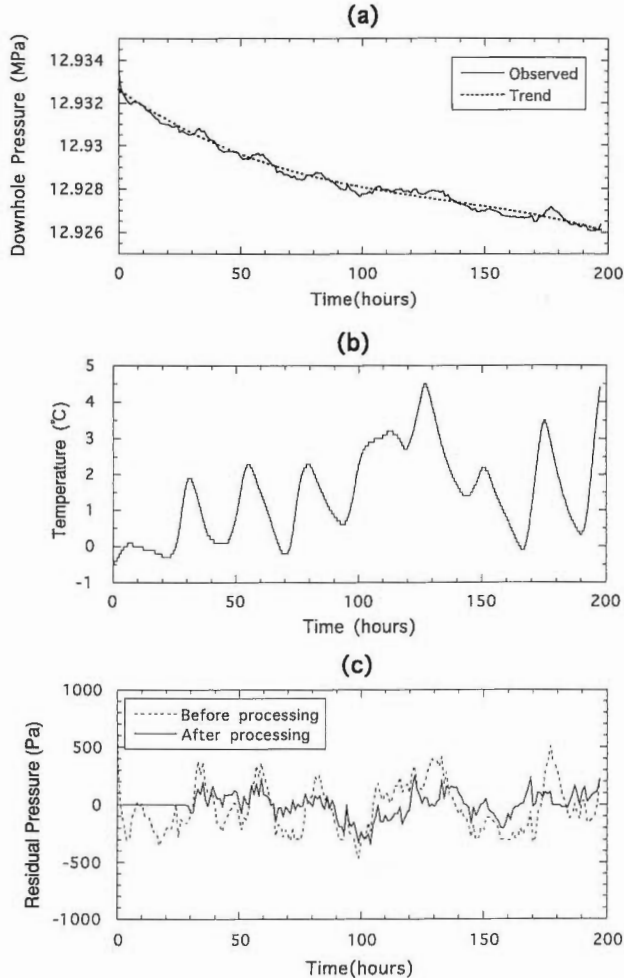
YT-2, 1992.2





第3図 (a) YT-1のフォールオフ・テスト(1991年9月)で観測された圧力遷移(上)と注水流量(下)。9月23日18時を時間0としている。
 (b) YT-2のフォールオフ・テスト(1992年2月)で観測された圧力遷移(上)と注水流量(下)。2月1日0時28分を時間0としている。
 (c) YT-2の注水・フォールオフ・テスト(1993年9月)で観測された圧力遷移(上)と注水流量(下)。9月5日8時6分41秒を時間0としている。
 (d) YT-2への注水(第3図(c)下)によってYT-1で観測された圧力遷移。時間0は第3図(c)と同じ。

Fig. 3 (a) YT-1 pressure transient data (upper) and injection rate history (lower) obtained in Sep. 1991. Elapsed time zero is 18:00 on 23rd Sep. (b) YT-2 pressure transient data (upper) and injection rate history (lower) obtained in Feb. 1992. Elapsed time is since 00:28 on 1st Feb. (c) YT-2 pressure transient data (upper) and injection rate history (lower) obtained in Sep. 1993. Elapsed time is since 08:06 on 5th Sep. (d) YT-1 pressure interference data during water injection into the well YT-2 as shown in Fig. 3(c).



第4図 (a)YT-1の坑内圧バックグラウンドと、(b)気温、(c)線形回帰モデルの適用により気温の影響を取り除いた坑内圧残差。

Fig. 4 (a) Downhole background pressure of YT-1, (b) atmospheric temperature, and (c) downhole pressure residuals corrected by using linear regression method.

(a), (b)は、地質調査所が補足データの取得として、1993年2月23日9:00～3月3日9:00にかけて観測した坑井YT-1の自然状態(流体の出し入れをしない状態)の深度1650mにおける坑井内圧力、及び圧力トランスデューサ近傍の温度である。この観測期間において坑内圧は減少する傾向が現われているが、当地域の地下水位の基本的な年間変動パターン(川村, 1992)と調和的である。このトレンドを3次の多項式トレンドモデル(北川, 1993)から推定し坑内圧から取り除いたあとの変動と、トランスデューサ近傍の温度との相互相関を調べてみると、相関係数は3時間の時間遅れで0.7程度となり、強い相関が認められる。

そこで、坑内圧(目的変数)に対して、気温を説明変数とする線形回帰モデルを適用し、観測値から気温の影響を取り除くデータ処理を行った。線形回帰モデルとは、現在の観測圧力を気温の現在及び過去の値、定数、及び残差で説明しようとするモデルである(松本ほか, 1989)。第4図(c)は、YT-1における補正前後の圧力値残差を示したものである。ただし補正済値の0から30時間までは、モデルの係数と

次数を計算するために用いられている。30時間以降のデータについては、計算された係数及び次数によって補正が行われている。補正前後の値を比較すると、補正前のノイズレベルは±5hPa程度であり、これが補正によって半減している。したがって、線形回帰モデルの適用により、気温の影響をある程度取り除くことが可能と考えられる。

坑内圧バックグラウンドの観測により、キャピラリー式圧力計を用いた観測におけるYT-1坑内圧のノイズレベルは±5hPa程度と予想された。したがって、1993年9月の圧力干渉テストに際しては、水理パラメータの解析に耐えられる十分に振幅の大きな圧力干渉信号、すなわち、ノイズレベルの10倍以上の信号の検出を目指し、注水期間等の仕様を検討した。その結果、第3図(d)に示すような350hPa程度の干渉信号取得が実現した。

3. 圧力遷移データのインバージョン解析

3.1 インバージョン解析プログラム

湯坪における坑井テスト・データの解析を行うためにインバージョン解析プログラムDIAGNS (Alexander *et al.*, 1993) を使用した。DIAGNSは坑井テスト・データ解析のために、データの前処理、インバージョン解析、表示等の種々の機能を含む汎用的なプログラムである。ただし、まだ開発途中であり、全ての機能が完成しているわけではない。今回の解析には同プログラムで既に完成している部分の基本的な機能を使用した。

データの前処理として、圧力遷移の原データをディスプレイに表示し、ヘリウム・ガスのパージの影響等で圧力遷移カーブから飛び出している点を削除し、時間軸上で稠密すぎる原データを適当な時間間隔でリサンプリングした。そして、解析対象とする時間範囲をディスプレイ上で判断して抽出した。流量については、文書上の記録を読んでファイルを作成し、DIAGNSで表示して確認した。

インバージョン解析は非線形最小二乗法によってレザバーのパラメータを求めるものである。適当なモデルを仮定し、モデルに与えたパラメータによって計算される圧力遷移と実際に観測された圧力遷移を繰り返し計算によってマッチングさせる。今回の解析では単独井のフォールオフ・データについては「有限坑井モデル」を用い、干渉試験では単純な「ラインソース・モデル」を用いた。

「有限坑井モデル」はスキンス s と坑井貯留係数 (wellbore storage coefficient) C をパラメータに含むラインソース解を求める。 s と C の他に、浸透率層厚積 kh 、レザバー貯留係数 ϕch 、初期圧力 P_i 、圧力ドリフト係数 α をパラメータとして設定できる。 α は、何らかの原因で圧力遷移に線形のドリフトが混入していることを想定し、その大きさを与えるものである。干渉試験で用いる単純な「ラインソース・モデル」では kh 、 ϕch 、と P_i 、 α のみがパラメータとなる。パラメータのうちで既知のもの、あるいは変えたくないものについてはインバージョンの過程において固定値に設定する。

DIAGNSはインバージョン手法としてマルカート法 (レーベンバーグ・マルカート法とも言う) (Press, 1986) を用いている。非線形最小二乗法によるパラメータ推定法は坑井テスト解析において、特に油層解析の分野でいくつか提案されている (例えば Barua *et al.*, 1988; Nanba and Horne, 1992)。非線形の問題であるので、どの問題にも適合する決定的な手法はないが、マルカート法は多くの場合に収束の良いことで広く使用されている手法である。

非線形最小二乗法によるインバージョン解析の結果で問題となることは、収束しない場合があること、また、収束してもその値が初期推定値に依存する場合があることである。すなわち、パラメータ空間の中で局所的に二乗誤差が最小となる点が複数存在するとこのような問題が起こる。また、二乗誤差を最小化するパラメータどうしが強く相関していると、解の信頼性は低くなる。

DIAGNSでは、モデルの計算値と実測データの重ね合わせ表示とその誤差のプロットとともに、解の信頼性を見るために、選択した2つのパラメータ (例えば kh と ϕch 、あるいは s と C など) の収束値付近の二乗誤差をコンターにして表示する機能がある。二乗誤差の極小値を与える2つのパラメータどう

しが無相関であれば、適当なスケールの軸を用いるとコンターは完全な同心円となり、真のパラメータはその中心付近にあって解の信頼性は高いと言える。逆にパラメータどうしに相関があれば、解の一意性は低くなる。

3.2 湯坪データの解析結果

第2章第3図(a)～(d)に示した湯坪地域における圧力遷移テスト・データに対して、インバージョン解析プログラムDIAGNSを適用し、水理パラメータの推定を試みた。単独井の解析としては、フォールオフ・データの解析を行った。水理パラメータを求めるには、注水時の圧力遷移と注水終了時からのフォールオフの圧力遷移の2つのデータを用いることが可能であるが、注水時の圧力遷移をみると、流量を増加させているにも係わらず圧力が減少するという特異な現象も起きている（この現象については次章にて考察する）。したがって、以下に示す解析では、安定しているフォールオフのデータを主に用いた。また2つの坑井の圧力干渉データについても解析を行った。

<YT-1, 1991年9月のフォールオフ・データ解析>

第2章の第3図(a)に示したYT-1のフォールオフ・データに対してインバージョン解析を行った。YT-1では9月23日と24日の2回フォールオフ試験が行われたが、解析対象としたのは23日の18:00から行われた第1回目のフォールオフ（6時間）である。21日以前にも試験的な小流量の注水が行われていたが、解析で用いた流量データは22日から23日にかけての注水である。インバージョンに先だって、従来の手法にしたがって片対数プロットの勾配からkhを求めると、0.044darcy-mという値が求められた。

有限坑井モデルを用いてインバージョン解析を行った結果、片対数プロットの勾配から求めた値と非常に良く一致したkh=0.043darcy-mという値が得られた。モデル計算値と実測データも良く一致している（標準圧力偏差0.014MPa）。ただし、kh以外のパラメータについては不定性が大きい。

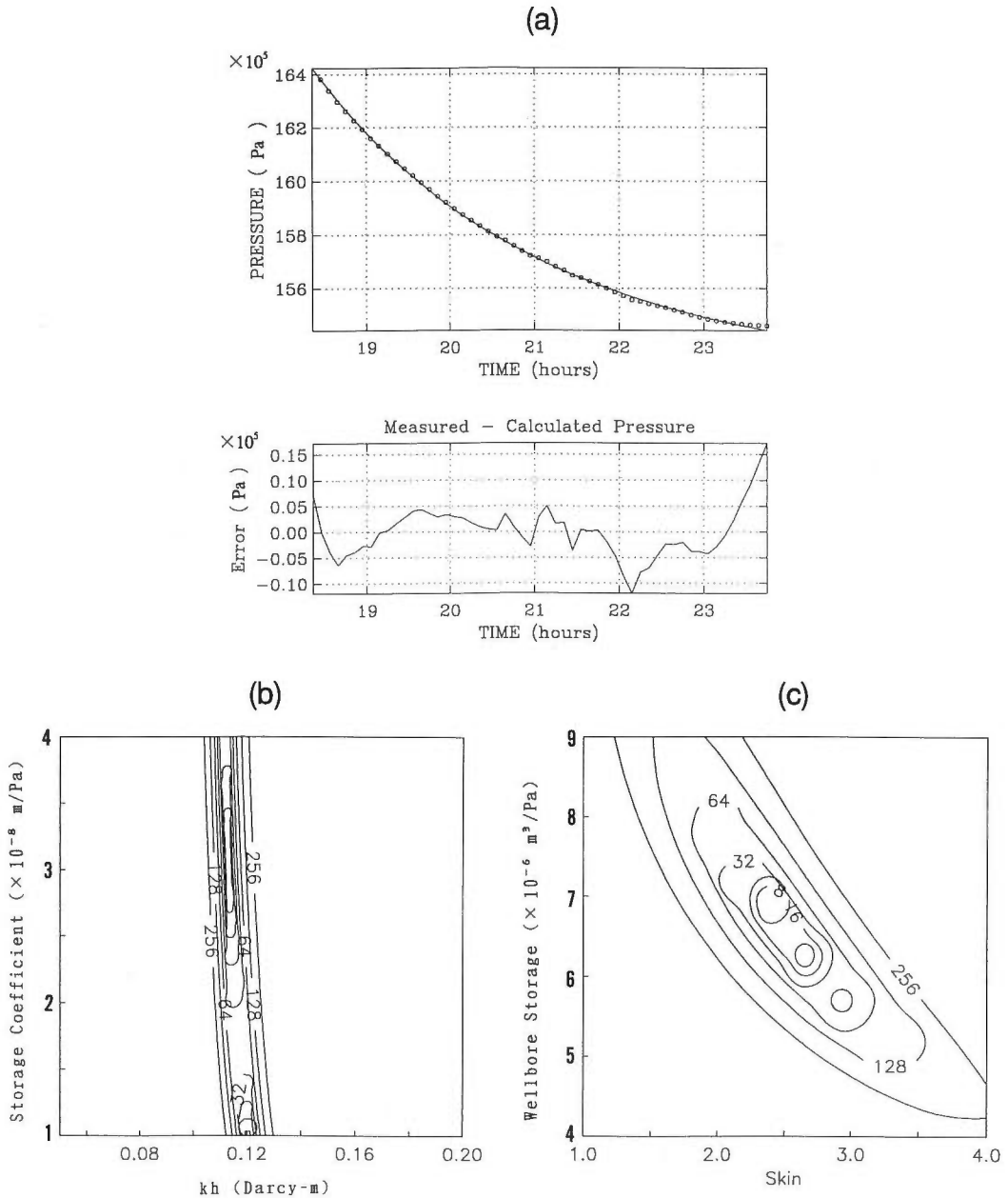
<YT-2, 1992年2月のフォールオフ・データ解析>

第3図(b)の圧力遷移に見られるように、フォールオフ開始から5時間ほどのところで圧力勾配の変化が生じている。この時点で坑口圧が0になり、その後水位が低下するという現象が観測されている。したがって、このデータ全体を一定のレザバ・パラメータで解析することには問題があると考えられる。そこで、勾配が変化する前の部分の圧力遷移について解析を試みた。

従来の解析法を用い、片対数プロットの勾配からkhを求めると、0.01darcy-m程度の値が求められた。いくつかの初期推定値を有限坑井モデルに適用してインバージョン解析を行った。初期圧力については、注水前の圧力が15MPa以上と、後述するように本坑井で通常観測される静止圧力より3MPa程度高く、フォールオフの後期にはこれよりも圧力が下がってくるので、注水による圧力変化以外に長期的な圧力低下のトレンドが明らかに存在する。そこで、負の圧力ドリフトを含んだ解析の結果、収束は2つのパラメータ・セットで起き、1つではkh=0.11darcy-mでスキンsが2.5、もう1つはkh=0.04darcy-mでsが-2.4となった。この2つのパラメータ・セットではスキンが正負逆転しているのが特徴である。2ケースともにモデルの計算値は実測値と良く一致しているように見え、約1MPaのフォールオフに対して圧力の誤差は最大で約0.02MPaである。第5図(a)にs=2.5のケースのモデル計算結果と実測値のマッチングを示す。khと ϕch の収束値付近の二乗誤差の分布から推定すると、2ケースともkhについては良く決まっているようであるが、 ϕch については不定性が大きい（第5図(b)）。また、sについてはある程度決まっているが、Cについてはやや不定性が大きい（第5図(c)）。

<YT-2, 1993年9月のフォールオフ・データ解析>

1993年9月のフォールオフ・データ（第2章第3図(c)）について、有限坑井モデルを適用し、インバージョン解析を行った。インバージョンの対象としたのはフォールオフ開始直後から約30時間の圧力遷移



である。 $P_1=12.4\text{MPa}$ とし、 α は 0 とした。解析の結果、 $kh=0.17\text{darcy-m}$ 、 $s=-4.2$ という値が求められた。二乗誤差分布からは、 kh, s ともに良く決まっているようである。この結果を上記の一年半前のデータ(1992年2月)の解析結果2つと比較すると、 kh はあまり変化せず s が正から負へ変化したか、あるいは s はもともと負の値で kh が大きくなったかのどちらかの可能性が考えられる。同一坑井周辺の地層の kh が1年間で大きく変化することは考えられにくいので、 s が変化したと考えるほうが適当であろう。

<YT-2への注水によるYT-1の圧力干渉(1993年9月)>

YT-1における圧力干渉データの形状(第2章第3図(d)の圧力遷移)は、YT-2への注水による圧力増加の後、数十時間圧力がほぼ一定で推移する期間があり、その後直線的に圧力減少が生じている。後述するモデル計算結果のように、この圧力一定期間と、直線的減少は通常のモデルでは説明しにくく、注水以外のノイズ(例えば測定系の異常等)が含まれている可能性もある。したがって精密な解析は困難であるが、 kh のオーダー推定は可能であると考えてインバージョン解析を行った。

まず圧力増加期間と減少期間を両方含む約600時間のデータを用いてインバージョン解析を行った。圧力干渉試験では注水井近傍の s や C の影響は無視できるので、モデルとしては単純なラインソース・モデルを用いた。 $P_1=13.12\text{MPa}$ とし、インバージョン解析により $kh=2.3\text{darcy-m}$ が求められた。二乗誤差分布からは、 kh は良く決まっているようであるが、上述したように実測値形状が特異であるため、計算値と実測値のマッチングは悪い(第6図(a))。

次に圧力減少期間だけを対象とし、 P_1 もマッピング・パラメータとしてインバージョン解析を行った。その結果、 $kh=1.2\text{darcy-m}$ 、 $P_1=13.12\text{MPa}$ が求められた。この期間のみに関しては、計算値と実測値のマッチングは良い(第6図(b))。いずれの結果も、2坑井間の kh の値に関しては単独井の解析結果よりも非常に大きい値が得られた。しかし、圧力の増加期間(20~125時間)だけを対象としてマッピングを行うと、 $kh=0.19\text{darcy-m}$ という結果を得た。この値は前2者よりも一桁少なく、むしろ単独井のフォールオフ解析の結果に近い。

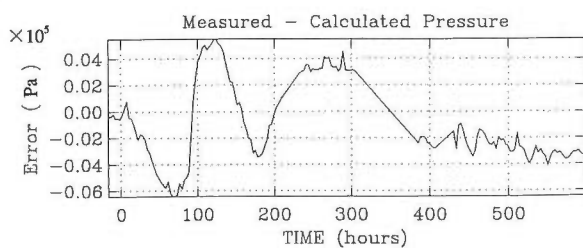
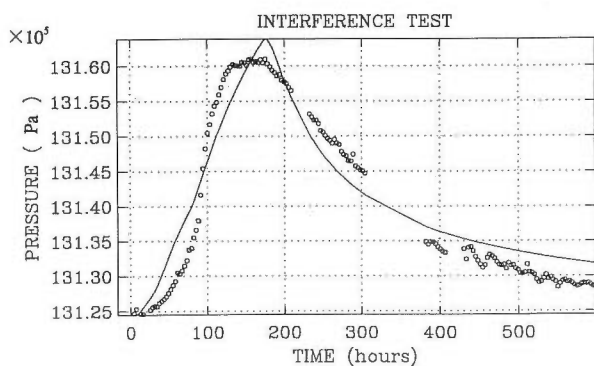
<解析結果のまとめと複合レザパー・モデル>

以上のインバージョン解析による結果を第1表にまとめて示した。この結果から直ちにレザパーの水利構造を解釈する前に、データの信頼性の問題とともに、解析に係わる問題も多く含まれていることを認識しておく必要がある。1992年のYT-2のフォールオフ・データ解析に見られるように、解が初期値に依存している可能性がある。また、 P_1 や α 等固定したパラメータの値によって解が変わると考えられる。さらに、仮定したモデル(有限坑井モデル、ラインソース・モデル)自体の妥当性も検討課題である。

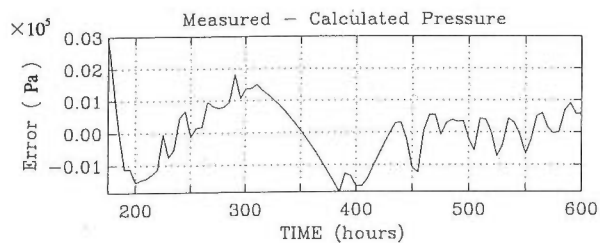
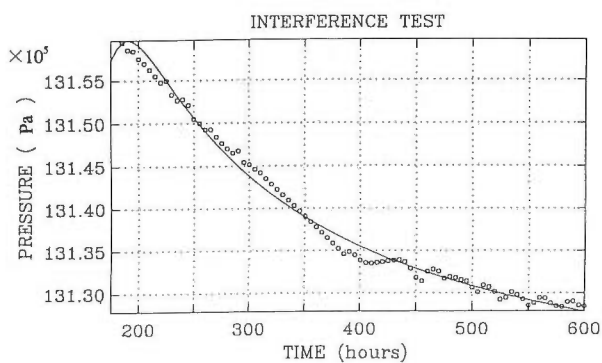
例えば、有限坑井モデルに変えて、レザパー内の構造を考慮した「複合レザパーモデル」を考えることができる。複合レザパーモデルはレザパーの性質が坑井周辺とそれより外側で変わることを仮定し、距離 r_c より内側の $(kh)_1$ 、 $(\phi ch)_1$ と外側の $(kh)_2$ 、 $(\phi ch)_2$ を与える。 s 、 C 、 P_1 、 α もパラメータとして与える。中込・米田(1994)は、複合レザパーモデルを用いて、大きな負のスキンのかわりにYT-2の坑井近傍約20mまでの高浸透率ゾーンを考え、これが弾性波探査による低速度ゾーンと調和していることを述べた。そこで、同様に複合レザパーモデルを用いた解析を、1992年2月及び1993年9月のYT-2のフォールオフ・データについて試みた。その結果、複合レザパーモデルを用いたインバージョン解析では初期設定値への依存性が大きく、安定して収束する解を求めることが困難であることがわかった。例えば1993年9月のデータについて、ある初期推定値から、 $kh_1=0.09\text{darcy-m}$ 、 $kh_2=0.17\text{darcy-m}$ 、 $s=-5.0$ 、 $r_c=13\text{m}$ というパラメータで、不安定ながら収束を得ることができる。モデルの計算値と実測データのマッチングは良い。しかし、別の初期設定値から、 $kh_1=0.59\text{darcy-m}$ 、 $kh_2=0.26\text{darcy-m}$ 、 $s=5.6$ 、 $r_c=26\text{m}$ というパラメータで、同様なマッチングを達成できる。

複合レザパーモデルは有限坑井モデルより、パラメータの数が多いので、同じデータからインバージョン

(a)



(b)



第6図 (a) YT-2への注水(第3図(c)下)によってYT-1で観測された圧力遷移データのインバージョン解析結果。
 (b) YT-2への注水(第3図(c)下)によってYT-1で観測された圧力遷移データの後期(圧力減少期間)のインバージョン解析結果。
 Fig. 6 (a) The result of inversion analysis using the YT-1 interference response during water injection into well YT-2 (Fig. 3(c)).
 (b) The result of inversion analysis only using the YT-1 late-time interference response (the portion of pressure decline) during water injection into well YT-2 (Fig. 3(c)).

ン解析を行った場合、解の不安定性が大きくなることは避けられない。他の探査情報等からレザパーの非均質性のパラメータ(例えば r_c)が推定できる場合には複合レザパーモデルのような、より複雑なモデルから詳細なモデルパラメータを推定することに意義がある。しかし、そのためにはさらに厳重なデータの前処理や初期推定値の吟味が必要である。

4. 考 察

圧力遷移テストのインバージョン解析結果から、YT-1周辺の kh は0.04darcy-m程度と考えられる。また、YT-2のフォールオフデータ解析結果から、同坑井周辺の kh は0.1~0.2darcy-m程度であると考えられる。ただし、坑井のごく近傍についてはスキンが変化し、浸透性が増大した可能性がある。スキン変化の原因としては、坑内冷却のために注水がしばしば行われたため、カッティングスによる目詰まりが解消された、あるいは冷却によってクラックが開いた、などが考えられる。

さらに、YT-2の注水に伴うYT-1の圧力干渉の解析結果から、この2本の坑井間の kh は1~2 darcy-mとなって、単独井の解析より非常に大きい値が得られた。一般に地熱井の圧力遷移データ解析においては、単独井での結果よりも圧力干渉データの解析による kh が大きく求められることが多い。これは単独井を切るフラクチャーと比較し、流体流動に関与したフラクチャーが2つの坑井の間に多数存在するためと考えられ、上の解析結果はこのような現象と調和的であるといえる。ただし、圧力干渉の前期のデータだけを用いると単独井の解析結果に近い値が得られており、この圧力干渉データについてはさらに検討が必要である。

以上、インバージョン解析に基づく湯坪実験フィールドの水理特性を考察した。以下では、圧力遷移データから示唆される断裂系の水理特性について述べる。

4.1 フラクタル断裂系での圧力遷移

YT-2の1992年2月のフォールオフデータには、石戸・中尾(1992)が指摘しているように、断裂系のフラクタル構造が現れている。“フラクタル断裂系”(Chang & Yortsos, 1990)では、孔隙率 ϕ や浸透率 k がサンプリングサイズのべき乗で変化する。

$$\begin{aligned}\phi(r) &= \phi_0 (r/r_0)^{D-d} \\ k(r) &= k_0 (r/r_0)^{D-d-\theta}\end{aligned}$$

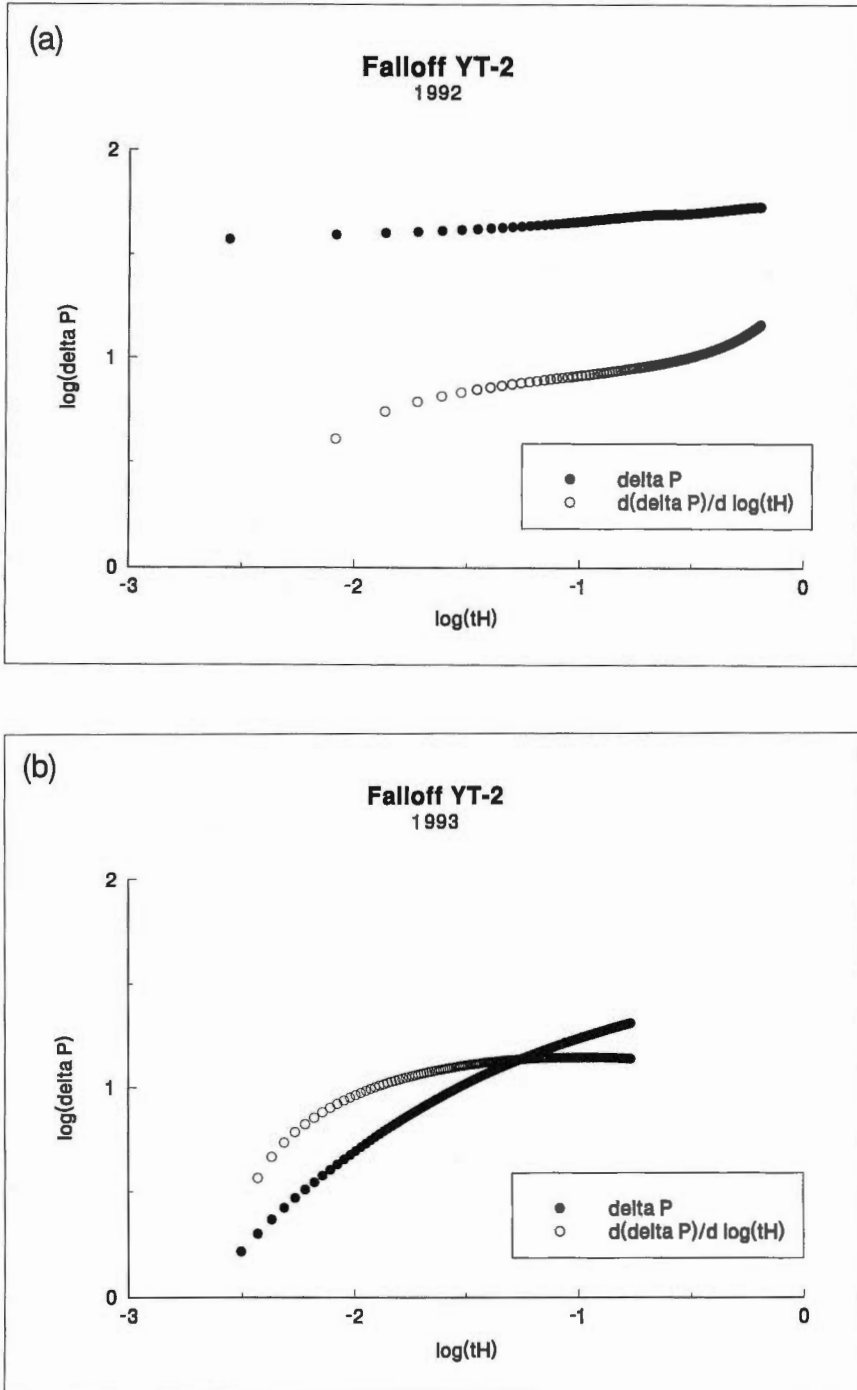
ここで D がフラクタル次元、 d が断裂系の埋め込まれているユークリッド空間の次元、 θ が異常拡散に関連するパラメータである。このような“フラクタル断裂系”について拡散方程式を構成すると、その解は、

$$\Delta P \sim A \Delta t^{1-\delta} \quad \delta = D/(2+\theta)$$

の形になる。したがって、圧力及び圧力微分 $d(\Delta P)/d(\log \Delta t)$ を両対数グラフにプロットすると、両者とも傾き $m = 1 - \delta$ の直線となる。また、両者の間隔は $\log(1/2.3m)$ となる。

第7図(a)に1992年2月のデータを示すが、フォールオフであるので、時間を $t_H (= \Delta t/t_p + \Delta t)$ としている。また、前節で述べたように、このときのデータにはドリフトが混入しているため、インバージョン解析で求めたドリフトパラメータを使って修正したものを ΔP としている。 t_H に対するプロットでも、圧力微分の方には中間部に傾き m の直線が現れるが(Chang and Yortsos, 1990)、第7図(a)の場合、 $m = 0.14$ である。すなわち δ が0.86であり、パーコレーション・クラスターについての数値実験から $0 < \theta < 0.5$ と見積もられているので、 $1.72 < D < 2.0$ (2次元空間に埋め込まれたフラクタルでは上限は2)となる。

第7図(b)に示すのは、YT-2の1993年9月のフォールオフデータである。この時には、フォールオフとともに坑井内の水位が低下したため初期の部分で坑井内貯留の効果が顕著である(両対数プロットで傾き1の直線部として現れている)。また、スキンファクターが負であり、 $s=0$ の時には上に来るはずの ΔP が圧力微分の下に位置している(横軸の-1.3付近まで)。一方、1992年2月の時には、 Δt にしておよ



第7図 YF-2のフォールオフ・データについての圧力及び圧力微分のホーナー時間に対する両対数プロット。(a)は1992年2月(第3図(b))のデータ、(b)は1993年9月(第3図(c))のデータについて示す。

Fig. 7 (a) Log-log plot of pressure and pressure derivative versus Horner time for (a) YF-2 falloff data obtained in Feb. 1992 (Fig. 3(b)), and (b) YF-2 falloff data obtained in Sep. 1993 (Fig. 3(c)).

第1表 インバージョンによって求められたパラメータkh(darcy-m), ϕ_{ch} (m/Pa), s, C(m³/Pa), Pi(Pa), α (Pa/hour)と、圧力のモデル計算値と実測値の標準誤差SE(Pa)。表中、e-5は $\times 10^{-5}$ を表す。

Table 1 Estimated parameter kh (darcy-m), ϕ_{ch} (m/Pa), s, C (m³/Pa), Pi (Pa), α (Pa/hour), and standard error SE (Pa) between calculated pressure and observed data. e-5 indicates $\times 10^{-5}$.

坑井 年月 テスト	YT-1	YT-2		YT-2	YT-2注水, YT-1観測		
	91.9	92.2		93.9	93.9		
	フォールオフ	フォールオフ (フォールオフ前期のみ)		フォールオフ	干渉		
					前期	全期間	後期
kh	0.043	0.11	0.040	0.17	0.19	2.3	1.2
ϕ_{ch}	2.4e-8	2.5e-8	1.8e-8	1.9e-8	3.6e-8	7.1e-8	8.1e-8
s	-3.8	2.5	-2.4	-4.2	-	-	-
C	1.4e-5	6.6e-6	5.4e-6	5.5e-5	-	-	-
Pi	14.33e+6	14.66e+6	14.40e+6	12.40e+6	13.13e+6	13.12e+6	13.12e+6
α	0	-1.7e+4	-1.7e+4	0	0	0	0
SE	1.4e+4	5.0e+3	6.5e+3	1.1e+4	1.6e+3	3.2e+3	9.4e+2

そ5時間まで(第7図(a)の横軸で-0.7まで)坑口に水位があり、坑井内貯留の効果はほとんど現れていない。このことは、前節のインバージョン解析の結果でも明らかである(第1表)。

第7図(b)では、横軸の-1.3(Δt にして約7時間)以降、圧力微分の傾きが0になっている。これは、 $D = 2 + \theta$ に対応するが、 $\theta = 0$ であれば、通常の軸対称放射流の2次元媒質を意味する。横軸の-1.3よりも前には、第7図(a)で求められた勾配 $m = 0.14$ の部分があるかもしれないが、坑井内貯留の効果が大きくはつきりしない。

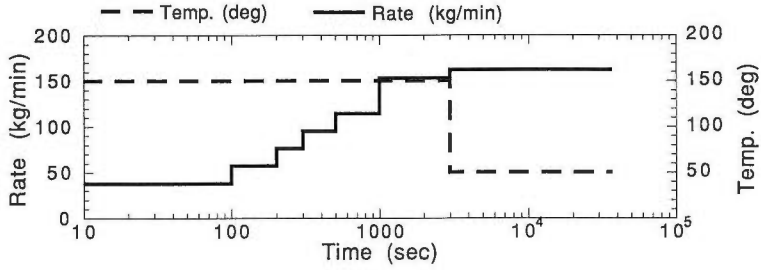
第7図(a)のような挙動は、有限の透水性を持った単一亀裂の応答としても説明可能である。ただし、通常、単一亀裂のストラティビティ(ϕ_{ch})は 10^{-11} 以下の値として観測されることが多いのに対して、今回のインバージョン解析から求められたストラティビティは 10^{-8} オーダーである。したがってYT-2の周辺には、単一亀裂というよりは、10~100mオーダーの厚さのゾーンに断裂系が発達しており、それがフラクタル的な構造を持っているものと考えられる。 $D > 1.72$ であるから、2次元の均質な場合に比べ断裂密度はそれほど疎らではない。

4.2 冷水注入時の圧力遷移挙動

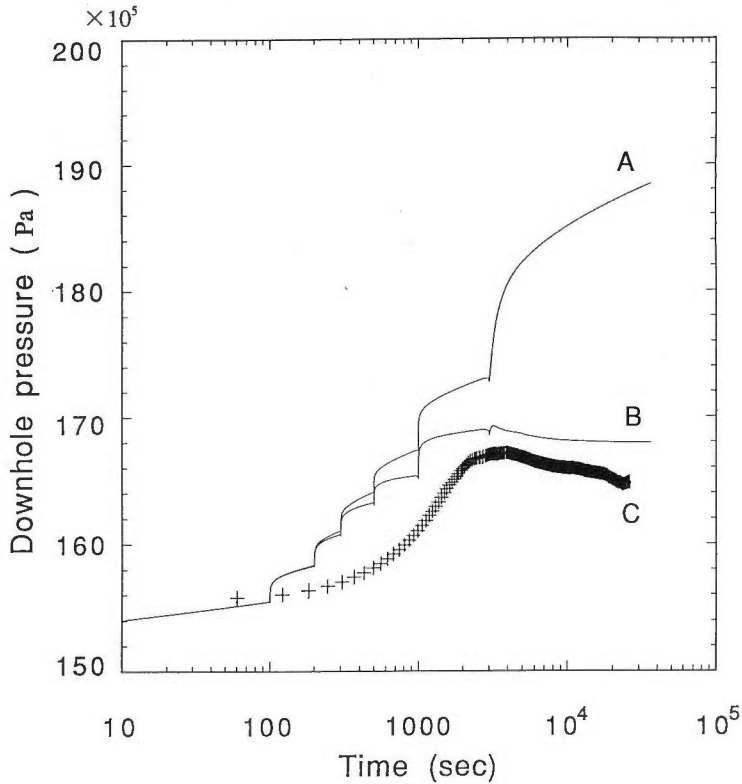
第3図(a)に示したように、YT-1における2回目の冷水注入時の圧力遷移(時間軸の6~13時間)では、注入開始後約1時間までは圧力増加がみられるが、それ以降は一定流量9.7ton/hour(坑口での流量)の注水を続けているにも関わらず減少している。地熱レザバーの物性のうち、孔隙率は温度、圧力に依存するパラメータである。レザバー温度よりも低温の水を注入し続けられれば、坑井近傍から徐々にレザバーの孔隙率が変化し始め、これに伴い、浸透率の変化が生じるものと考えられる。このような坑井近傍の非等温流動による効果を考察することにより、地熱レザバーの熱的特性の一端を解明することが可能であろう。その第一ステップとして、YT-1での冷水注入による圧力遷移データを取り上げ、孔隙率と浸透率の関係を考察したい。

この冷水注入時の圧力減少を数値計算によって説明することを試みた。シミュレーション・モデルとして、坑井をラインソースとした10mの厚さ(h)を有する放射方向の透水ゾーン(多孔質型レザバー)を設定した。レザバーの初期状態は温度200°C、圧力15MPa、孔隙率0.01、浸透率 $1.0 \times 10^{-14} \text{m}^2$ ($k = 0.01 \text{darcy}$)とし、第8図に示す流量及び温度で注入した場合の圧力遷移をレザバー・シミュレータTHOR(Prichett, 1988)を用いて計算した。注入の流量を段階的に変化させたのは、坑井貯留の影響を考慮したためである。また、温度についても坑井容量の効果(中尾・石戸, 1992)を考慮して、3000秒後から低温の流体がレザバーに流入するよう設定した。

第9図に示すように、圧力増加と冷却に伴う孔隙率の増大を考慮し、孔隙率増加に伴う浸透率増加が



第8図 YT-1の冷水注入シミュレーションに用いた流量と温度
 Fig. 8 Flow rate and temperature of injected water assumed in simulation of well YT-1 injection test.



第9図 YT-1の注水時圧力遷移の計算結果。冷却による温度効果を考慮しないモデルがA, 温度効果を考慮したモデルがB, YT-1の観測値をCで示す。
 Fig. 9 Calculated pressure transient for the well YT-1 injection test. The temperature dependence of porosity and permeability is ignored in model A and considered in model B. The observed data is shown by C.

Kozeny-Carmanの関係よりも大きくなるよう設定したモデル (B) では、実データと調和的な結果が得られ、冷水注入による圧力減少を説明することができる。このモデル (B) では、冷却 (及び圧力増加) による閉じていたフラクチャーの開口等の効果を想定している。一方、圧力増加による孔隙率の増大は考慮するが温度変化による孔隙率の変化を考慮しないモデル (A) の場合、途中からの圧力減少は現れない。このことは、冷却による効果が大きいと考えられる。

今回示したシミュレーション・モデルは、層厚や注入水温度等に仮定を含んでいる。一方、1993年9月に実施された干渉テスト時のYT-2への注水においても、冷水注入により圧力が減少する傾向(第3図(c))が現われている。このテストでは、フィードゾーンにおける温度モニターがなされているので、より実データに基づいた検討が可能である。今後YT-2のデータについて多孔質モデルだけでなく、MINC法を用いた断裂型モデルによる解析を進めていきたい。

5. ま と め

湯坪実験フィールドにおける圧力遷移データのインバージョン解析を実施するとともに、データから示唆される断裂系の水理特性について考察し、以下の結果を得た。

(1) 圧力遷移データのインバージョン解析では、データの信頼性について注意するとともに、解が初期値に依存している可能性や、仮定したモデル自体の妥当性等の解析に係わる問題を十分に認識しておく必要がある。

(2) インバージョン解析結果から、YT-1周辺のkhは0.04darcy-m程度、YT-2周辺のkhは0.1~0.2 darcy-m程度である。ただし、YT-2のごく近傍についてはスキンが変化し、浸透性が増大した可能性がある。スキン変化の原因としては、坑内冷却のために注水がしばしば行われたため、カッティングスによる目詰まりが解消された、あるいは冷却によってクラックが開いた、などが考えられる。

(3) YT-2の注水に伴うYT-1の圧力干渉の解析結果から、この2本の坑井間のkhは1~2となつて、単独井の解析より非常に大きい値となる。ただし、圧力干渉の前期のデータだけを用いると単独井の解析結果に近い値が得られており、この圧力干渉データについてはさらに検討が必要である。

(4) YT-2の1992年2月のフォールオフ・データには、断裂系のフラクタル構造が現れている。YT-2の周辺には断裂系が発達しておりそれがフラクタル的な構造を持っているものと考えられ、 $D > 1.72$ であるため、2次元の均質な場合に比べ断裂密度はそれほど疎らではないものと推定される。

(5) YT-1における冷水注入時の圧力減少は、温度変化による効果を考慮し、孔隙率変化に伴う浸透率変化がKozeny-Carmanの関係よりも大きく変化するようなポーラス型モデルで定性的には説明することができる。このモデルでは、冷却(及び圧力増加)による閉じていたフラクチャーの開口等の効果を想定している。

謝辞 新エネルギー・産業技術総合開発機構には、坑井テストデータの使用に際して便宜を図っていたべくともに、補足データ取得に際して快く坑井の使用を許可していただいた。現場作業では、石油資源開発(株)、物理計測コンサルタント(株)、および極東貿易(株)の関係各位に大変お世話になった。地質調査所地質情報センターの松本則夫技官には、線形回帰モデルの計算プログラムを使用させていただいた。ここに感謝の意を表す。

文 献

- Alexander, J. H., Barker, T. G., Garg, S. K., McLaughlin, K. L., Owusu, L. A. and Prichett, J. W. (1993) *DIAGNS User's Manual*. S-Cubed Report., SSS-TR-93-14252.
- Barua, J., Horne, R. N., Greenstsd, J. L. and Lopez, L. (1988) Improved Estimation Algorithms for Automated Type-Curve Analysis of Well Tests. *SPE Formation Evaluation*., March, p. 186-196.
- Chang, J. and Yortsos, Y. C. (1990) Pressure-transient Analysis of Fractal Reservoirs. *SPE formation Evaluation*., March, p. 31-38.
- 石戸経士・中尾信典(1992) フラクタル断裂系での圧力遷移, 日本地熱学会平成4年度学術講演会講演

要旨集, B27.

- 川村政和 (1992) 涌蓋山周辺地域の地下水変動, 日本地熱学会平成4年度学術講演会講演要旨集, B33.
- 北川源四郎 (1993) FORTRAN77時系列解析プログラミング, 岩波書店, 390p.
- 中込 理・米田吉宏 (1994) 圧力遷移テスト及び弾性波トモグラフィから解析された断裂特性, 日本地熱学会平成6年度学術講演会講演要旨集, C11.
- Nanba, T. and Horne, R. N. (1992) An Improved Regression Algorithm for Automated Well-Test Analysis. *SPE Formation Evaluation.*, March, p. 61-69.
- 中尾信典・菊地恒夫・矢野雄策・宮崎芳徳・松本則夫・石戸経士 (1993) 坑井内圧力観測から推定される丹那断層近傍の水理構造, 物理探査, vol. 46, p. 516-524.
- ・石戸経士 (1992) 地熱レザバールにおける冷水注入時の圧力遷移—圧力ビルドアップに対する坑井容量の影響—, 日本地熱学会誌, vol. 14, p. 61-77.
- 松本則夫・高橋 誠・北川源四郎 (1989) 地震に伴う地下水変動の定量的な検出法の開発—多変量線形回帰モデルの地下水位時系列への適用—, 地調月報, vol. 40, p. 613-623.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1992a) 平成2年度地熱探査技術等検証調査 断裂型貯留層探査法開発 弾性波利用探査法開発 (坑井掘削・検層・坑井テスト及び断裂特性の総合評価) 報告書 (要約), 458p.
- (1992b) 平成3年度地熱探査技術等検証調査 断裂型貯留層探査法開発 弾性波利用探査法開発 (坑井掘削・検層・坑井テスト及び断裂特性の総合評価) 報告書 (要約), 187p.
- Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A. and Vetterling, W. T. (1986) *Numerical Recipes*, Cambridge University Press. Cambridge.
- Prichett, J. W. (1988) *THOR User's Manual*. S-Cubed Report., SSS-IT-88-9408.

断裂型レザバーシミュレーション

矢野雄策*・中尾信典*・石戸経士*

Study on fractured reservoir simulation

Yusaku YANO, Shinsuke NAKAO and Tsuneo ISHIDO

Abstract : Numerical simulations were carried out to characterize the behaviors of fractured reservoirs. Discussion was made on appropriate models for different flow regimes based on Pritchett and Garg (1990). Fracture spacing and rock matrix permeability are the fundamental parameters which determines flow characteristics in cases without global flow. A simulation on in-situ boiling revealed effects of steam saturation distribution related with relative permeability and heat conduction, with global flow. A simulation on cold sweep indicates appropriate production rate for reservoirs with different fracture spacings. Numerical simulation can also be used to predict complicated effects of reservoir and wellbore parameters for well tests. Simulations were made by MINC (Multiple Interacting Continua, Pruess and Narasimhan, 1985) method which assumes single scale fractures. Problems to be studied in fractured reservoir simulation, such as the necessity for numerical treatment of fractal reservoirs, were also stated.

1. はじめに

流体流動の観点で見た断裂とは、周囲の岩石に比して透水性が高く、かつ形状として線的あるいは面的に細長く伸びた地質構造要素ということができる。断裂系とは断裂が複数個以上関連し合ったものと定義できるであろうが、流体流動のシミュレーションでは断裂が網の目のようにつながり合った系を想定することが多い。断裂には、断層のような大きなものから小さな微小割れ目まで、様々なスケールのものがある。

流体流動のモデリングを行う場合には、これら大小様々の断裂を全部具体的に数値モデル中に取り込むことはしないし、探査情報の密度や精度からも不可能である。系の挙動を主に支配する断裂構造要素をモデル中に取り込むことができれば成功である。大きい構造を対象にする場合、微小な割れ目は無視し、重要な断裂の構造情報をモデル中に組み入れる。微小な割れ目は無視する場合でもそれが分布していることによってもたらされるバルクとしての物性はモデルに与える必要がある。また、断裂をモデル中に組み入れるとしても、必ずしも個々の位置や形状を入力するということではない。何枚かの断裂の組の特性値をモデルに与えることもある。

このように、断裂系における流動のモデリングもそれぞれの場合に適した方法がある。上述のように、

*地殻熱部

Keywords: geothermal reservoir, simulation, fracture

対象とするモデルの大きさや時間の長さ、あるいは変量によって、組み立てるモデルの基本形態が異なるので、どのような場合にどのような方法を用いるかについて、整理しておく必要がある。そのために流体流動のモデリングについて簡単に述べる。

流体流動のモデリングを行う場合には、まず系の概念的なモデルを考える。全体系の形状、浸透率等の岩石物性の分布、熱と物質(水)の分布と出入り、が主に考えるべき項目である。次にこの概念モデルをベースにして数値モデルを作成する。この数値モデルでは概念モデルを具体化して、系を数値ブロックに分割し、その個々の形状、大きさ、つながりを与える。また、個々の数値ブロックの物性を与える。最も重要な物性は浸透率である。さらに熱や水のソースあるいはシンクの位置、量を与える。そして初期の状態量分布を与える。これらをレザパーシミュレータ(石戸, 1989)の入力データとして作成し、希望する時間について系の状態量の変化を計算する。いわゆる流体流動の数値シミュレーションである。このような計算によって、系の温度圧力分布、あるいは蒸気飽和度分布などの変遷が求められる。

このようにして行う流体流動の数値シミュレーションは大きく2つに分類される。一つは開発の手を加えない自然状態にある系の発達形成過程のシミュレーションであり、もう一つは生産・還元条件下での系の挙動のシミュレーションである。両者の基本的な相違はそのタイムスパンである。自然状態シミュレーションで扱う時間は普通千年以上のオーダーであり、計算の初期を除くと系の温度圧力変化は非常にゆっくりしており、最後の部分は準定常状態とみなされる。一方、坑井テストも含めた生産・還元挙動シミュレーションではその対象とする時間は数時間から数カ月、発電所ヒストリーを対象としても30年程度である。特に生産開始あるいは還元開始直後の系の状態の時間変化は大きい。

自然状態シミュレーションの場合、断層を除くほとんど全ての断裂の形状や位置はモデルに入力されず、それらが分布することによってもたらされる平均的なバルクとしての浸透率等の岩石物性がモデルの各数値ブロックに与えられる。この場合、各数値ブロックは等価なポーラス・メディア近似を行ったものとみなされる。一方、生産・還元シミュレーションの場合は数mから数十mの間隔の断裂(この場合、フラクチャーと呼ばれることが多い)の特性を直接あるいは統計的に与える。統計的特性を与える方法としてはMINC (Multiple Interacting Continua) 法 (Pruess and Narasimhan, 1985)が良く知られている。

このようなモデリング手法の概念的な場合分けについてはレザパーエンジニアの知るところとなっているが、定量的な場合わけの判断基準や、異なるモデルの挙動の具体的相違については、未だに研究対象となっている。そこで本稿ではまずこの場合分けについてPritchett and Garg (1990)を基に議論する。次に、異なるモデルの挙動の相違について具体的に検討するため、地熱開発において熱抽出のためにレザパー内でおきる基本的な物理過程としてin situ boiling と cold sweep (コールドスイープ)を取り上げる。前者は地層内で熱水が沸騰して蒸気となることによってその潜熱分の熱量を流体が岩体から奪う過程であり、後者はレザパー周辺から生産ゾーンへ向かう冷水が岩体から熱をもらう過程である。また、坑井テストにおけるモデルによる挙動の相違例も示す。これらの例における数値計算はレザパーシミュレータSTAR (Pritchett, 1989)を用いて実行した。

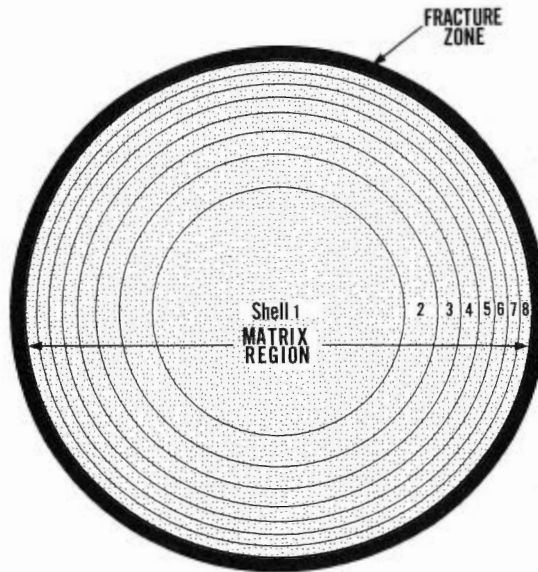
断裂系の流動シミュレーションは地熱レザパーに限らず石油レザパーや、あるいは核廃棄物の地層処分等の分野でも研究が進められている(唐崎, 1993)。MINC法に代表されるダブルポロシティ・モデルに限定されない研究も行われている。例えば最初に述べたように実際の地熱レザパーには大きささまざまな断裂が混在しているので、MINC法のように単一スケールの断裂の統計的分布を対象とする手法では近似できない場合がある。そこで断裂系にフラクタル性を仮定することが研究されている(例えば石戸・中尾, 1992)。このような問題について最後に議論する。

2. 断裂系の数値モデル分類

前章で述べたように断裂系をモデリングする場合、断裂を具体的に表現する方法、統計的物性を与える方法 (MINC法)、等価ポーラス・メディア近似を行う方法等がある。断裂の分布に応じた断裂系流動特性領域の分類を試みたものとしてPritchett and Garg (1990) がある。これは第1図のようなマクロには1個の数値ブロックを用いて考察を行ったものである。地熱系の数値シミュレーションを行う場合には系を多くの数値ブロック領域に分割するが、第1図に示すのはそのうちの1つを取り出したようなものである。簡単のために完全な球形をしている。

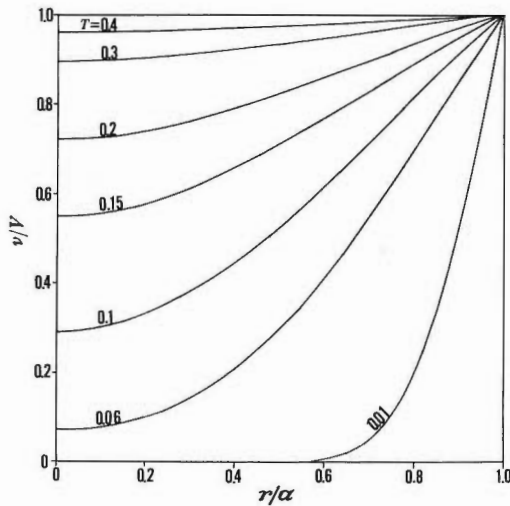
MINC法では断裂中の流体の状態量が一樣と見なせる大きさで第1次的な数値ブロック分割を行ったあと、個々の1次ブロックをさらに断裂を表すブロックと岩石マトリクスを表す複数のブロックに分割する。第1図では一番外側の殻 (シェル) が断裂を表すブロックであり、その内側の全てのシェルが岩石マトリクスを表す数値ブロックである。グローバルな流動 (第1次的な数値ブロック間の流動) をシミュレーションする場合にはこのようなブロック群について断裂を表すブロック同志を連結する。しかし、第1図ではグローバルな流動は考えず、断裂と岩石マトリクスとの間及び岩石マトリクス内部 (シェル間) の熱と流体の伝達のみを考えている。

さて、一樣な温度の球の表面をある時刻に一定の高温度に設定した場合、球の内部では外側から次第に高温になってゆき、球全体が表面と同一の高温に近づいてゆく。単純な形状についての熱伝達の問題であるので、球内部でのある時刻での温度は解析的な解が求められている (Carslaw and Jaeger, 1959)。第2図はいくつかの時刻についてそれを示したものである。時刻は無次元時間 $T (= \kappa t / a^2)$ 、ここで κ は球の熱拡散率、 t は時間、 a は球の半径) で表されている。初期には急激に温度が表面から伝達されてゆくが、球全体の温度が高まるにつれて個々の位置での温度変化はゆっくりとしたものになる。



第1図 2相状態の断裂系の数値モデルの場合分けのための計算に用いたMINC法に基づく数値ブロック (pritchett and Garg, 1990)。内側にある複数のシェルで表される岩石マトリクス部と、一番外側の断裂部から構成されている。

Fig. 1 Representation of a MINC model used for numerical simulation of the behavior of two-phase fractured rock (Pritchett and Garg, 1990).



第2図 一様に温度0である球温表面をV度の高温にした時の熱伝導による球内部の温度変化 (Carslaw and Jaeger, 1959). r は球の中心からの距離, a は球の半径, v は温度, 無次元時間 T をパラメーターとして各時間での温度分布を示している.

Fig. 2 Temperature distribution at various times (T) in a sphere of radius a with zero initial temperature and surface temperature V (Carslaw and Jaeger, 1959).

Pritchett and Garg (1990)では, 第2図で T が0.4の時の温度分布を「ほぼ一様」とみなしている. この「熱伝導だけのおおよその温度平衡に要する時間 (温度緩和時間)」は $T=0.4$ を変形して,

$$\tau_{hc} = \lambda^2 / 10\kappa \tag{1}$$

と表される. ここで τ_{hc} は, 流体流動による熱の運搬が無い場合の球全体のおおよその温度平衡に要する時間, λ は球の直径である.

次に圧力平衡に要する時間についても上と同様な議論が成り立つ. すなわち, 熱拡散率 κ を水理学的拡散率 $k / \phi\mu c$ (k は浸透率, ϕ は岩石マトリクスの孔隙率, μ は流体の粘度, c はレザバール (流体+岩石) の圧縮率) に置き換えれば, 圧力についても上記の温度と全く同じ形の拡散方程式の解であるので, 「おおよその圧力平衡に要する時間 (圧力緩和時間)」 τ_{pe} は次式で表される.

$$\tau_{pe} = \lambda^2 \phi\mu c / 10k \tag{2}$$

第1図で表される断裂と岩石マトリクス内部が温度圧力ともに平衡に達した後はこの系での熱あるいは流体の流動は考えなくても良いということである. すなわち第1図のような年輪のようなブロック細分割は必要ないということである. これはポーラス・メディア近似である. 逆に, 温度あるいは圧力が平衡に達する前は熱あるいは流体の流れが第1図で表される系内でおきているということである. この場合には単純なポーラス・メディア近似では再現し得ない挙動が発生する. このように, モデリングの場合分けを (1) 及び (2) 式の緩和時間を手がかりに行うことができる.

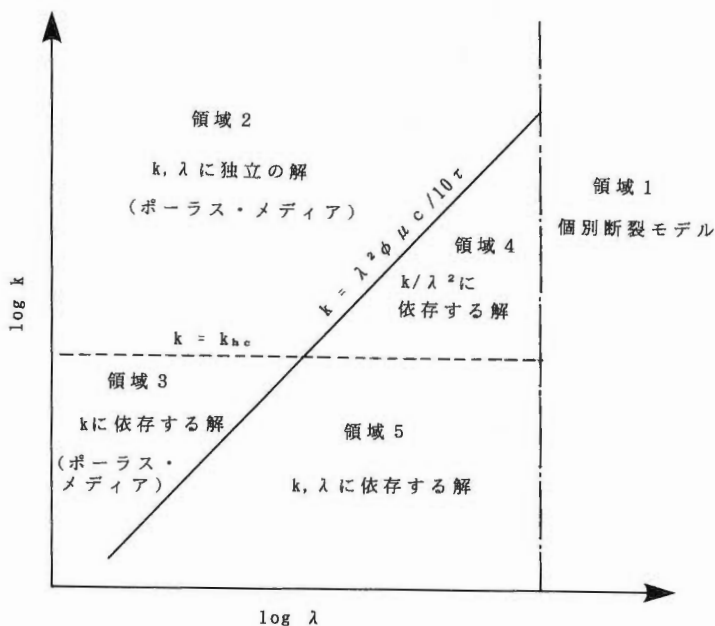
熱水単相の地熱レザバールの場合, 圧力平衡は温度平衡よりもずっと早く達成される. 例えば熱水レザバールの場合の代表的な値として $\kappa = 1.5 \times 10^{-6}$ (m^2/s), $\phi = 0.1$, $\mu = 1.4 \times 10^{-4}$ ($\text{kg}/\text{m}\cdot\text{s}$), $c = 10^{-9}$ ($\text{m}\cdot\text{s}^2/\text{kg}$) を用いれば, 岩石マトリクスの浸透率 k が約 2×10^{-20} (m^2) と非常に小さい値の時に圧力

緩和時間と熱伝導だけの温度緩和時間が等しくなる。普通は k の値はこれよりも数桁大きく、 τ_{hc} は τ_{pe} よりずっと大きい値をとる。したがって熱水レザバースについては、計算対象時間に比して温度緩和時間が充分短ければポアラス・メディア近似が可能であり、そうでない場合には断裂特性が現れることになる。

一方、熱水・蒸気2相のレザバースについては、圧縮率が熱水単相のレザバースに比して3桁大きくなるので、圧力緩和時間がやはり3桁大きくなる。すると、温度緩和時間との大小が問題となる。また、ギブスの相律から知られるように、2相状態では圧力と温度は独立の状態変数ではなくなる。圧力が下がれば温度が下がる。したがって熱水単相の場合のような単純な議論は成立しない。

そこでPritchett and Garg (1990) は第1図のモデルを用いてこの岩体が飽和状態から生産を開始し、2相状態が発生した場合について数値計算を行った。(1)式及び(2)式から、温度と圧力の緩和時間は球の直径 λ の自乗に比例していることが知られる。球の直径 λ は断裂の間隔に相当する。 λ は対象とするモデルによって何cmという大きさから何100m大きさまで、あるいはそれ以上の変化幅が有り得る。その他のパラメータのうち、 κ 、 ϕ 、 μ 、 c はモデルによって大きな変化をしないものである。岩石の浸透率 k のみは何乗のオーダーでの変化が有り得る。そこで、場合分けを決定する緩和時間を主として決めるパラメータとして λ と k が選択できる。いくつかの λ と k の組み合わせでモデル計算をして、その圧力遷移から結果を分類している。

(2)式からは λ^2/k が十分に小さければ圧力平衡が成り立つといえる。 λ と k をパラメータにしてモデル分類の図を作る場合、 λ^2/k ＝一定のラインが単純に直線となるように、 λ と k の対数を取って作成したものが第3図 (Pritchett and Garg, 1990) である。2相状態では圧力平衡が達成されれば温度平衡が達成されるので、圧力平衡が達成されればポアラス・メディア近似が一応(熱伝導の影響について後に述べる)可能となる。



第3図 断裂系の流動特性を断裂間隔 λ と岩石マトリクス浸透率 k に基づいて分類した領域図 (Pritchett and Garg, 1990)。個々の断裂の数値化が必要な領域1を除くと、ポアラス・メディア近似を行うかMINC法による近似かを判断する基準を与える。斜めの実線は(4)式、破線は(5)式によって与えられる。

Fig. 3 Characteristic flow regimes of fractured reservoir based on fracture spacing (λ) and rock matrix permeability (k) (Pritchett and Garg, 1990).

ある計算対象時間 τ に対して圧力平衡が成り立っているためには

$$\tau > \tau_{pe} \quad (3)$$

が必要条件である。(3)式と(2)式より

$$\log k > \log (\phi\mu c/10\tau) + 2\log \lambda \quad (4)$$

が圧力平衡の必要条件となる。第3図では斜めの実線より上側が(4)式を満たす領域となっている。

浸透率 k が小さければ τ_{pe} は大きな値となる。この時2相レザバーでは τ_{hc} は τ_{pe} よりもずっと大きいとは限らなくなる。もしそうであれば、例えば断裂中の圧力低下による温度低下が熱伝導によって、圧力低下よりも先に岩石マトリクスにしみこんでゆくことの影響が現れ、この系は完全なポーラス・メディアとは異なる挙動を示す。この影響が現れる浸透率範囲の判定基準としてPritchett and Garg (1990)では τ_{hc} が τ_{pe} の10倍を目安としている。(1)式及び(2)式を用いて $\tau_{hc}=10\tau_{pe}$ を変形して

$$k_{hc} = 10\pi\phi\mu c \quad (5)$$

が求められる。ここで k_{hc} は熱伝導の影響がある岩石マトリクス浸透率の上限である。第3図では水平な破線がこの境界を示している。

ここまでの議論で、第3図の領域2は完全なポーラス・メディア近似ができ、領域3は圧力平衡という点ではポーラス・メディア近似ができるが、熱伝導の影響が浸透率 k の大きさに応じて表れるということが知られる。なお、領域1は断裂の間隔が非常に大きく、ポーラス・メディア近似はもちろん、MINC法のように第1次ブロック内に断裂が一様分布するという形でも数値モデルを作成できない領域である。この領域1では断裂の一つ一つについて数値化する必要がある。

一方、不等式(4)が満たされていない領域、すなわち第3図の斜めの実線より下の部分(領域4及び5)では計算対象とする時間に対して、圧力平衡が達成されていない領域である。したがってここでは当然ポーラス・メディア近似はできない。第1図に示したようなブロック細分割を行って断裂と岩石マトリクス間、岩石マトリクス内部の熱と流体の非定常的な輸送をシミュレートする必要がある。すなわちMINC法による近似が必要である。ただし、熱伝導による影響がなければ(領域4)、 k や λ の値がいろいろと異なっても k/λ^2 の値が等価な岩体は圧力平衡に要する時間が同じであるので同様な挙動をする。この挙動はポーラス・メディアの挙動とは異なる。Pritchett and Garg (1990)ではこれらのことを第1図に示したモデルの例題計算を行うことによって確認している。

以上の分類によって、計算対象時間、断裂の間隔、岩石マトリクスの浸透率を決めれば、ポーラス・メディア近似を用いるか、MINC法を用いるか、あるいは個別断裂モデルを用いるかの判断をある程度定量的に行うことができる。ただし、緩和時間や熱伝導効果が表れる浸透率についてはおおよその判断基準を用いているので、領域間の境界は目安として考えたほうが良い。また、上述の議論ではグローバルな流動のないモデルを用いているので、断裂系全体の挙動を考えた場合には断裂間の流動という新たな要素が加わることを考慮する必要がある。そこで次章以降ではグローバルな流動が存在する場合を考えて断裂系の挙動を具体的に考察する。

3. 沸騰発生時の挙動

坑井による生産・還元挙動は自然状態での変化に比して短いタイムスケールの問題であるので、ポーラス・メディア近似が適当でない場合が生じる。流体が液相のみであれば、相対浸透率の問題は無く、

また τ_{hc} は τ_{pe} よりずっと大きいので問題は簡単である。一方、多くの地熱レザパーでは生産時の圧力減少によって坑井周辺の地層内で沸騰が発生している。2相状態になると前章でも述べたように流体の圧縮率が3桁も大きくなり、 τ_{hc} と τ_{pe} が同程度になってくる場合がある。また、2相状態の流動では相対浸透率が問題となる。したがって沸騰発生時の挙動は数値シミュレーションでなければ容易に扱うことができない。本章では均一に断裂の発達する水平層から一本の坑井によって生産を行うという単純なラディアル・フローの場合についてレザパーの挙動を考察する。

シミュレーションに用いたモデルの基本的なパラメーターを第1表に示す。計算の対象とする時間は 10^7 秒(約4カ月)とした。レザパー内の初期条件は 300°C の飽和熱水であるので生産を開始すると坑井を含むブロックではすぐに蒸気が発生する。圧力減少は次第に遠くまで及んで行き、2相ゾーンが広がって行く。坑井ブロックに近いほど圧力減少が大きく、蒸気飽和度が高い。ポーラス・メディアではレザパー内での状態量は坑井からの距離座標に対して一組だけをを考えれば良いが、断裂系では圧力や蒸気飽和度について、断裂部分と岩石マトリクス部分の両方について分けて考える必要がある。流体の主伝

第1表 レザパー内で沸騰が発生している噴気試験のシミュレーションに用いたモデルのパラメーター
Table. 1 Model parameters used for the numerical simulation of a production test with in-situ boiling.

<p>* レザパー形状</p> <p>水平層 (層厚100m)</p> <p>ブロック境界: 坑井を中心とする同心円</p> <p>坑井中心からブロック境界までの距離 r (n)</p> <p>$r(1)$ (坑井ブロック) = 0.1m</p> <p>$\Delta r(n+1) = \Delta r(n) \times 1.3$</p> <p>$r(\text{max}) = r(40) = 12,039\text{m}$</p>
<p>* 初期条件</p> <p>温度 = 300°C, 圧力 = 8.5927MPa (飽和圧力)</p>
<p>* 生産</p> <p>坑井ブロックより, 31.416kg/sec, 10^7秒 (約4カ月)</p>
<p>* 坑井ブロック</p> <p>$\phi = 0.99$, $k = 10^{-10}\text{m}^2$ のポーラス・メディア</p>
<p>* レザパー・ブロック</p> <p>全体 $\phi = 0.05$ (断裂型, ポーラス型共通)</p> <p>グローバルな $k = 10^{-13}\text{m}^2$ (断裂型は断裂部の k)</p> <p>断裂部体積分率 = 0.1, 断裂部 $\phi = 0.1$</p>
<p>* 共通岩石物性</p> <p>岩石粒子密度 = $2.7\text{g}/\text{cm}^3$, 岩石粒子比熱 = $1000\text{joules}/\text{kg}^{\circ}\text{C}$</p> <p>岩石粒子熱伝導率 = $2.5\text{watts}/\text{m}^{\circ}\text{C}$</p>

播通路である断裂内の圧力減少が坑井から伝播してゆく。断裂内の圧力が減少するとそれと接している岩石マトリクスから流体が供給される。

前章で考察したように、断裂と岩石マトリクス間あるいは岩石マトリクス内での流体と熱の移動は断裂の間隔と岩石マトリクスの浸透率に支配される。そこで、ここでは3通りの異なる断裂間隔と3通りの異なる岩石マトリクス浸透率を組み合わせ、9通りの異なる断裂型レザバー、及びポーラス型レザバーについてその挙動のシミュレーションを行った。ただし、全てのモデルについてグローバルな浸透率及び孔隙率は等しくなるように設定した。

9通りの断裂型レザバーの τ_{hc} と τ_{pe} を表にしたものが第2表である。計算対象時間 10^7 秒内において、岩石マトリクス浸透率の高いモデル(Hモデル)と中程度のモデル(Mモデル)は圧力平衡に達するが、岩石マトリクス浸透率が低く断裂間隔の大きいモデル(モデル10L)は圧力平衡に達しない。また、Hモデルでは熱伝導の効果は圧力緩和より遅く表れるが、Mモデルでは同程度の時間であり、Lモデルでは圧力緩和より先に表れることが読み取れる。

第4図に、断裂型レザバーを表すための、MINC法による数値ブロック構成を示す。断裂を表すブロックが連結され、グローバルな流れは断裂を通じてのみ起きる。岩石マトリクス部は近接する断裂との間で熱と流体を交換する。岩石マトリクス内部に熱と流体がしみこんでゆくことは複数に分割された岩石マトリクスのブロック構成によって表される。

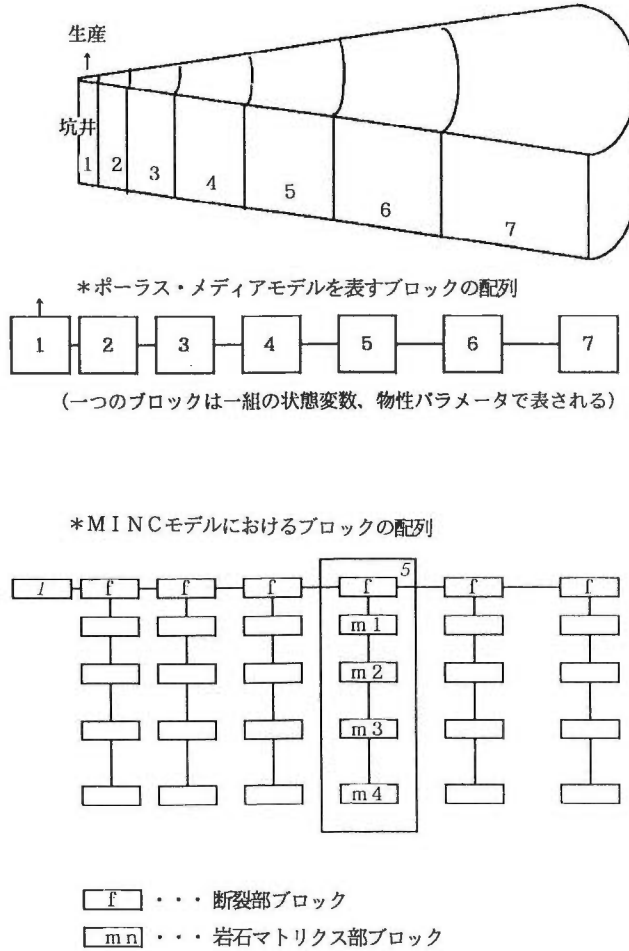
さて、生産を開始してからの坑井ブロックの圧力変化のシミュレーション計算結果を第5図に示す。この片対数図で直線的な圧力減少を示すポーラス型レザバーの結果は、レザバーの平均的なkh、 ϕch を表すものである。一方、断裂型モデルの場合については主として岩石マトリクス浸透率で結果が分かれ、さらに断裂間隔によって、同一の岩石マトリクス浸透率のモデル間にも相違が生じている。

まず、Hモデルについては、圧力緩和時間は計算時間よりも充分短く、また熱伝導の効果は圧力緩和

第2表 レザバー内で沸騰が発生している噴気試験のシミュレーションに用いた9種類の断裂型レザバーの圧力緩和時間 τ_{pe} と温度緩和時間 τ_{hc} 。括弧内はモデルの名称

Table 2 Times required for pressure equilibrium (τ_{pe}) and temperature equilibrium (τ_{hc}) of nine models for numerical simulation of in-situ boiling.

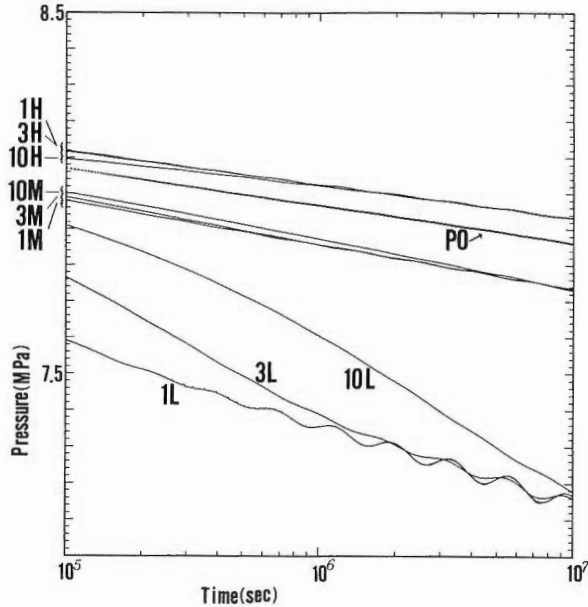
断裂間隔 (m) → 岩石マトリクス 浸透率 (md) ↓	1	$\sqrt{10}$	10
0.1	(1 H) $\tau_{pe} = 10^4$ $\tau_{hc} = 10^5$	(3 H) $\tau_{pe} = 10^5$ $\tau_{hc} = 10^6$	(10H) $\tau_{pe} = 10^6$ $\tau_{hc} = 10^7$
0.01	(1 M) $\tau_{pe} = 10^5$ $\tau_{hc} = 10^5$	(3 M) $\tau_{pe} = 10^6$ $\tau_{hc} = 10^6$	(10M) $\tau_{pe} = 10^7$ $\tau_{hc} = 10^7$
0.001	(1 L) $\tau_{pe} = 10^6$ $\tau_{hc} = 10^5$	(3 L) $\tau_{pe} = 10^7$ $\tau_{hc} = 10^6$	(10L) $\tau_{pe} = 10^8$ $\tau_{hc} = 10^7$



第4図 噴気試験のシミュレーションに用いられる数値ブロック構成。ポラス・メディアの場合には坑井からの距離で分割された一次ブロックがそれぞれ一組の状態変数、物性で表される。断裂型レザパーを表すMINC法の場合にはそれぞれの一次ブロックを断裂部ブロックと複数の岩石マトリクスブロックに分割し、グローバルな流動を実現するために断裂部ブロックどうしを連結する。

Fig. 4 Numerical block configurations for a production test. Fracture blocks are connected in the MINC model for global flow representation.

時間に比して一桁大きいため、前章の議論に従えば第3図の領域2にあって、ポラス・メディアと同様な挙動をとるはずである。しかし、第5図のHモデルの圧力遷移はポラス型レザパーより高い位置にあってほぼ平行に進んでいる。この相違の原因について考察するために、断裂部と岩石マトリクス部についての蒸気飽和度を考えてみる。生産開始後1日目(10⁵秒)で、坑井ブロックに近接する第2ブロックの断裂部蒸気飽和度は0.16である。一方岩石マトリクス部は各シェル・ブロックとも0.65程度である。すなわち、断裂部と岩石マトリクス部は温度・圧力は平衡であっても、蒸気飽和度に大きな相違が生じる。この原因は、岩石マトリクスは、断裂部に対して流体を供給する一方であって、蒸気飽和度が急速に高まってゆくのに対して、断裂部は岩石マトリクス部及び坑井より遠方側の近接断裂部からの流体流入があるためである。このように蒸気飽和度が異なると問題となるのは相対浸透率である。本モデルで使用している相対浸透率は残留水飽和度0.3、残留蒸気飽和度0.05の直線的なX関数である。したが



第5図 レザバール内で沸騰が発生している噴気試験における坑井ブロックの圧力遷移。9種類の断裂モデルとポーラス・メディアモデルについてその挙動を示している。断裂モデルの断裂間隔と岩石マトリクス浸透率は第2表に示す。全てのモデルについてグローバルな浸透率とレザバール全体の孔隙率は同一である。
 Fig. 5 Pressure transients of the well block in a production test with in-situ boiling. Results are shown for nine different fractured reservoir models and a porous reservoir model.

って、断裂部では水の相対浸透率 $k_w = 0.77$ 、蒸気の相対浸透率 $k_s = 0.12$ であり、これがグローバルな流動を支配する。ところで、ポーラス型レザバールでは同じブロックでの蒸気飽和度は 0.23 であり、この時 $k_w = 0.67$ 、 $k_s = 0.19$ である。ある圧力勾配 ∇P についての流束 u は

$$u = -k (k_w / \nu_w + k_s / \nu_s) \nabla P \quad (6)$$

(ただし ν_w 、 ν_s は水と蒸気の動粘度) であることを考えればポーラス型レザバールよりも断裂型レザバールの断裂部を通じたグローバルな流動のほうが流束が若干大きい、すなわち流動性が高く、圧力減少が緩慢になる理由が存在することになる。Hモデルのうち、モデル10Hについて早い時間にわずかに1H、3Hより低い圧力になっているのは、この時間では10Hのみが圧力平衡に達していないためであろう。

次に、Mモデルの結果を第5図でみると、3ケースほぼ同様にポーラス型より圧力減少が大きくなっている。圧力緩和時間のみを考えると、モデル1Mと3H、3Mと10Hは同じであるのでこれらが同様な圧力挙動をとってもよさそうであるが、結果はむしろ岩石マトリクス浸透率に依存している。例えばモデル3Mの圧力緩和時間は 10^6 秒であるのでこれ以降はポーラス型と同様でありそうだが、結果は異なっている。Lモデルについても、1Lの圧力緩和時間は3Mあるいは10Hと同じであるが、ずっと圧力減少が大きくなっている。これらの結果は圧力緩和時間と温度緩和時間との関係が岩石マトリクス浸透率によって異なり、また、グローバルな流れが存在することによって考えられる。すなわち、2相状態での断裂部での圧力減少は温度低下となる。岩石マトリクス中での圧力緩和時間より温度緩和時間が短い、あるいは同程度であると、熱伝導によってより高温の岩石マトリクスから断裂部へと熱が伝えられる。この結果、断裂内流体の蒸気飽和度が増加し、グローバルな流動性は低下する。したがって坑井ブロックで

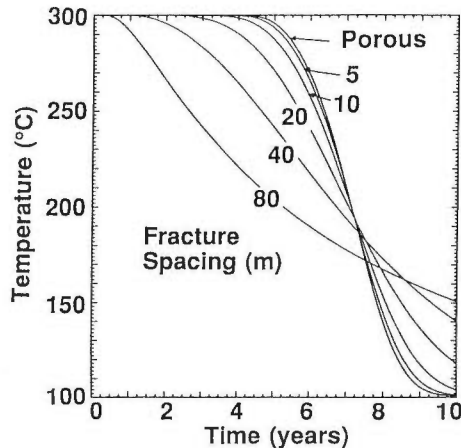
の圧力低下が大きくなる。モデル3L, 3Mでは坑井近傍でこの熱伝導効果の終わる時間は 10^6 秒、モデル10L, 10Mでは 10^7 秒である。第5図において、これらの時間でそれぞれはモデル1L, 1Mと等しくなっている。なお、モデル1Lと3Lの結果に表れている圧力の振動は、次々と新たな数値ブロックで蒸気が発生するため、2相ゾーンのフロントが数値ブロックの大きさ分のジャンプをすることによって起こる数値的な振動であって物理的な意味は持たない。

このように、グローバルな流れがある場合の断裂型レザパーの挙動は、前章で示したグローバルな流れが無い場合の挙動に比べて、蒸気飽和度の不均一性、相対浸透率、熱伝導効果などがグローバルな流動性にどのように関係するかを考慮しなければならない点で複雑である。ここで扱ったモデルは、飽和しているレザパーが沸騰を起こして2相状態になるということから複雑な検討要素が生じるが、現象そのものは多くの地熱レザパーで見られることである。

4. コールドスイープ

レザパー周辺から生産ゾーンへ向かう冷水の流れが、レザパーの持つ熱を生産ゾーンへ掃き出すのがコールドスイープ過程である。周辺からあるいは還元ゾーンからの冷水は、レザパー岩体から熱をもらい、高温状態になって生産ゾーンへ向かう。レザパー岩体は周囲から冷えてくるが、冷却が生産ゾーンにまで到ると、冷水は冷たいまま生産ゾーンに流れ込むことになり、そこで生産は終了となる。レザパーが断裂型である場合、流れが小さな体積の断裂部に集中するので、流体が岩石マトリクス部から十分な熱供給を受けずに、冷たいまま生産ゾーンに流れ込む危険性がある。この問題を定量的なモデルを用いて、より明確に理解するためにシミュレーションを行った。

第6図に示すのは、還元ゾーンから生産ゾーンへの流れをシミュレーションした結果であり、生産ゾーンにおける温度の経時変化を示したものである(石戸, 1991)。生産・還元ゾーン間の距離は1 kmであり、断面積1 km²を25万kWの発電に必要な地熱流体が一次元的に流れている場合を想定している。計算に用いたパラメーターを第3表に示す。前章の沸騰時の場合と異なり、レザパーは熱水単相であり、温度緩和時間のみが問題となる。したがって岩石マトリクス中の流体の流動はほとんど関与しない問題



第6図 断裂型貯留層でのコールド・スイープ過程の計算例(石戸, 1991)。初期温度300°Cの貯留層を還元ゾーンから冷たい流体(100°C)が生産ゾーンへ向かって流れている状況をシミュレーション。生産・還元後の生産ゾーンでの温度変化を示している。

Fig. 6 Temperature histories of production zones of different fractured reservoirs and a porous reservoir with cold sweep process (Ishido, 1991).

第3表 コールドスイープのシミュレーションで用いたモデルのパラメーター
Table. 3 Model parameters used for the numerical simulation of cold sweep.

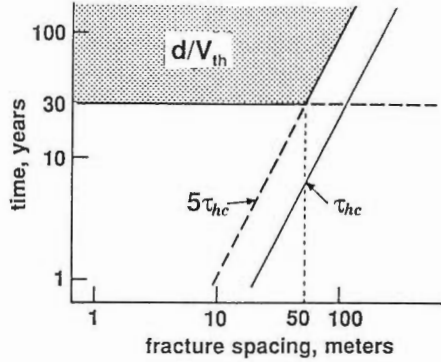
<p>* レザバー形状</p> <p>一次元水平流；流路長 1 km</p> <p>分割ブロック長 5 m</p>
<p>* 初期条件</p> <p>温度 = 300 °C， 圧力 = 10 MPa</p>
<p>* 境界条件</p> <p>還元端から 2500 kg/s/km²， 100 °C の冷水流入</p> <p>生産端は初期圧力に固定</p>
<p>* 岩石物性</p> <p>断裂型(岩石マトリクスは不透水性)</p> <p>(断裂部)</p> <p>クローバル浸透率 = $2 \times 10^{-13} \text{m}^2$</p> <p>断裂部体積分率 = 0.02， 断裂部 $\phi = 0.5$</p> <p>(断裂部， 岩石マトリクス共通)</p> <p>岩石粒子密度 = 2.5 g/cm³， 岩石粒子比熱 = 1000 J/kg °C</p> <p>岩石粒子熱伝導率 = 3 W/m °C</p>

であるのでここでは岩石マトリクスは不透水性としている。

ポーラスモデルでは、理論上はコールド・フロントが生産ゾーンに到達した時点（この場合は約7年）でステップ的な温度低下（サーマル・ブレイクスルー）が起きるはずである。計算結果で温度低下がステップ的でないのは数値拡散の効果による。

断裂モデルでは生産される流体の初期温度から還元温度への低下の様子は、断裂間隔 λ によってかなり異なっている。 λ が小さい場合には岩石マトリクス内の温度緩和時間が計算対象時間に比して相当短く、ポーラスモデルに近い結果が得られている。しかし λ が40mを超えると、ポーラスモデルの場合に比べ温度低下がかなり早く始まっている。 $\lambda = 40\text{m}$ ， 80m の場合の温度緩和時間はそれぞれ約3年，14年である。 $\lambda = 40\text{m}$ 以上では、ポーラス・モデルでのサーマル・ブレイクスルー発生時間、約7年に比べ、温度緩和時間が十分短いとは言えず、ポーラス・モデルとは大きく異なった振る舞いを示す。

ポーラス・メディア仮定が成立するレザバーにおけるコールドスイープ過程では、サーマル・ブレイクスルー発生の時点で、完全な熱回収が行われる。上の例で言えば、生産・還元ゾーン間のレザバー岩体がすべて還元温度まで冷却されたという状況にいたる。これに対し、MINCモデルで記述すべき断裂型レザバーでは、サーマル・ブレイクスルー発生時には、岩石マトリクス中心部にかなりの熱が残っている。このような状況を避け、熱回収率をあげるには、流体生産のレートを下げることが必要となる。



第7図 断裂型貯留層での生産・還元量の設定 (石戸, 1993). 横軸は断裂間隔 (λ) で, τ_{hc} は岩石マトリックスの温度緩和時間, d は生産・還元ゾーン間の距離, V_{th} はポーラスメディアでのコールドフロント進行速度. 生産・還元開始後 d/V_{th} の時間が経つと, 生産ゾーンに還元流体が冷たいまま流れ込むようになる. したがって, 生産・還元量 (V_{th} に比例) を調整して d/V_{th} を30年より長くなるよう, また, λ が50mを超える範囲では d/V_{th} を τ_{hc} より十分長くなるよう (図の陰影部に相当) 設定することが, 熱回収率を上げるのに必要である.

Fig. 7 Appropriate production/injection-rate region (dotted zone) for fractured reservoir (Ishido, 1993). d/V_{th} is the thermal breakthrough time for equivalent porous reservoir.

具体的には, ポーラス・メディアで予測したサーマル・ブレイクスルー発生時間 (d/V_{th} ; ここで d は生産・還元ゾーン間の距離, V_{th} はコールドフロントの進行速度であり, 流量すなわち発電規模に比例する) を, 温度緩和時間に比べ十分長く設定することである. 発電所の稼働期間を30年以上とすると, まず, d/V_{th} は30年より長くなければならない. さらに, 第7図に示すように, λ が50mを超えると, $d/V_{th} \gg \tau_{hc}$ (数値シミュレーションの結果からは, $d/V_{th} \geq 5 \tau_{hc}$) の関係を満たすために, d/V_{th} をより長く (V_{th} をより小さく) 設定することが必要になる. 例えば, 生産・還元ゾーン間の距離が1kmであり, この間に断面積1km²の貯留層がある場合, λ が50mより小さければ, 50MWで30年の発電は可能である. 一方, λ が50mより大きく例えば100mであれば, 規模を15MWに落とし長い時間 (約100年) を掛けて熱の回収をはかることが望ましいということになる (この場合でも, 熱を取り残しても30年稼働できれば良いという条件なら, 25MW程度まで規模を拡大することも可能である.).

第7図に示した陰影部に相当する望ましい生産量を設定するためには断裂の平均間隔 λ を知ることが前提である. 実際に λ を知ることは簡単ではないが, 坑井テスト等の情報によって推定することは可能である.

5. 断裂型レザバースミュレーションでの坑井テスト

坑井テストは圧力遷移テストとも呼ばれ, 坑井を用いて生産 (噴気), 還元 (注水) を行った時のレザバースの圧力変化を観測して, レザバースの transmissivity や storativity を評価するために行われる. テストの種類として, 噴気テスト時のドローダウン及びビルドアップテスト, 注水テスト時のインジェクション及びフォールオフテストがある.

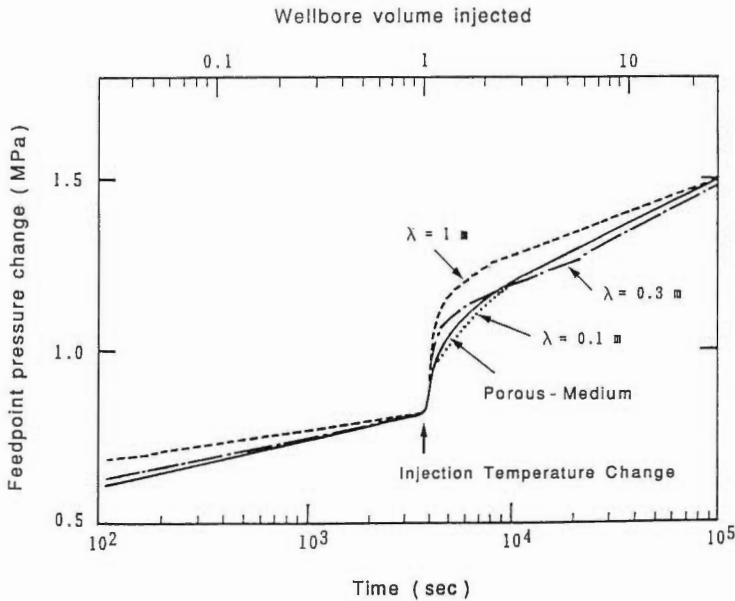
レザバースが水平均質なポーラス・メディアの場合にはラインソース解との比較によってレザバース・パラメーターが推定できる. しかし, 実際の圧力遷移データには解析を難しくする要因が含まれている. この要因の代表的なものとして, wellbore storage, スキン, 非等温流動, borehole capacity (坑井容量) があげられる (中尾・石戸, 1992).

レザバースが断裂型の場合, MINC法で扱われるようなダブルポロシティ・レザバースを仮定すると, まず基本的な圧力遷移カーブがポーラス型と異なる上に, 上に掲げたような複雑化要因の影響も, 断裂のバ

ラメーターに応じて異なる表れ方をする。基本的な圧力遷移は、例えばドローダウンテストのホーナープロットで、初期における断層のstorativityを表す直線部と、後期における岩石マトリクスも含んだレザバーのstorativityを表す直線部との2つの平行な直線が表れることが特徴である(宮崎・石戸, 1990)。

圧力遷移の複雑化要因の影響の表れ方の違いを断層型とポーラス型で比較した例が第8図(中尾・石戸, 1992)である。これは高温(270°C)のレザバーに低温(100°C)の水を注入する際、注水を初めてからしばらくの間は、初めに坑井内に貯留されていた高温熱水がレザバーに入ってゆき、坑井容量を超えた時以降に低温の水がレザバーに入ってゆくという現象をシミュレーションしたものである。ポーラス型レザバーと3通りの断層間隔(0.1m, 0.3m, 1m)の場合の断層レザバーについて坑井ブロックでの圧力遷移を計算している。計算の詳細なパラメータは中尾・石戸(1992)を参照されたい。この結果、ポーラス型、断層型ともにレザバーへの注水温度が変化した時点で圧力遷移勾配に急増が見られること、断層間隔が大きくなるとポーラス型との相違が大きくなること、後期の勾配はポーラス型では低温水の粘性を反映しているが、断層型では平均温度から低温の粘性を反映した勾配へと変化が起きること、またこの勾配変化は断層間隔が長いほど遅く発生することなどが判明した。

坑井テストはレザバーの水理学的なパラメーターを得るために最も有効な手段である。シミュレーションで得た結果と実際に観測された量を比較することによって、モデルやパラメーターの確からしさを判定することができる。また、シミュレーションによって圧力遷移を予測することも可能である。本章の例のように、坑井テストで起こり得る代表的な現象を取り上げてモデル化することは、坑井テストデータの解釈に際して有益な指針を与えることになる。



第8図 高温(270°C)のレザバーに低温(100°C)の水を注水した時の坑井ブロックにおける圧力遷移(中尾・石戸, 1992)。坑井容量(borehole capacity)のために、注水開始後一時間は高温水がレザバーに入っていく。3種類の断層型レザバーとポーラス型レザバーについて挙動の差を示している。

Fig. 8 Pressure transients of well blocks in injection tests of three different fractured reservoirs and a porous reservoir (Nakao and Ishido, 1992). High-temperature water is fed into the reservoir for one hour after the injection start, due to borehole capacity.

6. 断層系のレザバーシミュレーションの課題

本論では、断層系のモデルとしてMINC法を念頭において、ポラス・メディアとの差、断層のパラメータによる挙動の変化を考察してきた。MINC法は、シミュレーションの手法として確立し、多くのレザバー・シミュレーターでの実用的な扱いが既に可能となっている (Pruess, 1983; Pritchett, 1989; 真木ほか, 1988) ほとんど唯一の手法である。また、ネットワークとして断層が発達している地熱レザバーの生産・還元に関して、本手法はその圧力遷移をよく再現すると考えられる。したがって、MINC法あるいはその応用的手法を用いた断層系のレザバーシミュレーションによるモデル研究、あるいは実フィールドのモデリングは今後とも継続的に行われるものと考えられる。

一方、MINC法では扱えない問題、すなわち、単一スケールの断層の統計的な性質によって数値ブロックを均質化し、グローバルな流動は断層のみを通じて起きるとする仮定がその挙動に反映しないような問題が存在することも事実であろう。そのような問題のうちの一部は第2章の分類でも述べたように個々の断層を詳細にモデル化することによって解くことが可能である。

単一スケールの断層という仮定が適当でない場合が実際には多く存在すると考えられる。地熱レザバーは火山地帯の複雑な構造運動、火山活動を経て形成されており、種々のスケールの断層が複合して存在する。このスケールの複合性は階層的断層系 (Polek, 1990) と呼ばれることもある。さらに、断層系の水理構造がフラクタル性を有するという仮定 (例えばNeuman, 1990) を用いれば、坑井テストの圧力遷移に理論解が得られる (Barker, 1988; Chang and Yortsos, 1990)。孔隙率や浸透率がサンプリングサイズのべき乗で変化するフラクタル断層系について拡散方程式を解き、圧力遷移を両対数でプロットすると直線になる。フラクタル性を示す圧力遷移の実例は石戸・中尾(1992)に報告されている。

断層型レザバーに限らず、レザバーシミュレーション一般に残されている基本的課題は多く存在する。例えば2相流動における相対浸透率の問題がある。実際に個々のフィールドでどのような相対浸透率が適当かは難しい。断層型の場合についてなにが適当かもほとんど知られていない。唐崎(1993)ではコンピュータを用いて断層系を作成し、2相流動のシミュレーションを行って系全体の相対浸透率曲線を計算し、これと系のパラメータとの相関性について研究を行っている。このような方向で、実用化されているシミュレーション手法についても、用いられている仮定を一つ一つ吟味することによって、解決すべき基本的 (ベーシック) な問題が明らかになってくるであろう。

7. ま と め

断層系のシミュレーションにおけるMINC法の役割について説明し、具体的事例についてシミュレーション結果を示した。これによって以下のことを明らかにした。

- (1) 2相状態のレザバー挙動の分類は断層間隔と岩石マトリクス浸透率に基づくが、グローバルな流れがある場合には断層部と岩石マトリクス部間の蒸気飽和度の不均一性及びこれに関連する相対浸透率、あるいは熱伝導効果のグローバルな流動性への影響などを考慮する必要がある。
- (2) コールドスイープによる熱回収を行う場合、適切な生産レートは断層間隔に依存するので、断層間隔がわかれば数値シミュレーションを用いて最適な生産計画を立てることが可能である。
- (3) 断層型レザバーにおける坑井テストでは、断層パラメータによってポラス型レザバーと異なる圧力遷移が得られる。これは坑井テストによる断層型レザバーの特性把握の可能性を示している。

文 献

- Barker, J. A. (1988) A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Resour. Res.*, vol. 24, p. 1796-1804.
- Carslaw, H. S. and Jaeger, J. C. (1959) *Conduction of heat in solids*. Oxford Univ. Press, 510p.
- Chang, J. and Yortsos, Y. C. (1990) Pressure-transient analysis of fractal reservoirs. *SPE Formation Evaluation*, March, p. 31-38.
- 石戸経士(1989) 地熱レザバ評価とその歴史. *物理探査*, vol. 42, p. 397-410.
- (1991) 断裂型地熱レザバでのcold sweep過程. *日本地熱学会平成3年度学術講演会講演要旨集*, A44.
- ・中尾信典(1992) フラクタル断裂系での圧力遷移. *日本地熱学会平成4年度学術講演会講演要旨集*, p. B27.
- (1993) 貯留層評価技術の現状. *日本地熱学会誌*, vol. 15, p. 136-146.
- 唐崎建二(1993) フラクチャー型レザバのシミュレーションについて. *地熱エネルギー*, vol. 18, p. 36-45.
- 真木浩之・石戸経士・佐々木 茂・河野啓幸(1988) 地熱貯留層シミュレーターSING-の開発. *地熱*, vol. 25, p. 260-266.
- 宮崎芳徳・石戸経士(1990) 圧力干渉テストの解析について(その2). *日本地熱学会平成2年度学術講演会講演要旨集*, p. B11.
- 中尾信典・石戸経士(1992) 地熱レザバにおける冷水注入時の圧力遷移-圧力ビルドアップに対する坑井容量の影響-. *日本地熱学会誌*, vol. 14, p. 61-77.
- Neuman, S. P. (1990) Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geologic media. *Water Resour. Res.*, vol. 26, p. 1749-1758.
- Polek, J. M. (1990) *Studies of the hydraulic behavior of hierarchically fractured rock geometries*. M. S. Thesis, LBL-28612, Lawrence Berkeley Laboratory, University of California, Berkeley, Ca. February.
- Pritchett, J. W. (1989) *Star user's manual*. S-Cubed Report SSS-TR-89-10242.
- and Garg, S. K. (1990) On similitude, heat conduction, and two-phase flow in fractured porous media. *Preprints 15th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford Univ.
- Pruess, K. (1983) *GMINC - A mesh generator for flow simulations in fractured reservoirs*. LBL-15227, Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, Ca., March.
- Pruess, K. and Narasimhan, T. N. (1985) A practical method for modeling fluid and heat flow in fractured porous media. *SPE Journal*, Feb., p. 14-26.

地熱共用データ管理システムの開発

西 祐司*・矢野雄策*

Development of common use data management system for geothermal research

Yuji NISHI and Yusaku YANO

Abstract: New geophysical prospecting methods such as array magnetotelluric method, high-resolution seismic reflection method, VSP, seismic tomography or microearthquake survey have been studied recently to detect physical properties of fractured geothermal reservoirs. The common feature of these new exploration methods is to record electromagnetic or seismic wave data simultaneously at many points. Some new logging tools also produce a huge amount of data. To promote the availability of these large data for a wide variety of research applications, a new common use data management system was built. The old geothermal database system was also re-configured to utilize geothermal well data.

To manage huge data efficiently in the system, we use optical library devices for the storage of less frequently referred data. For stable and continuous operation of the system, we use two workstations with the same configuration. One of the workstations runs continuously as the data server for users. The other is used for data input/output from field tapes or software development and it works as a substitute machine if the data server machine has some trouble. For the flexibility, the data on the system is stored in simple structures or commonly used structures and have no restriction of special format. The tree structure of the file system provides a good accessibility for users.

要 旨

アレイ式CSMT法等の電磁探査法、高精度反射法・VSP等の弾性波探査法、微小地震法等の新しい地熱貯留層探査法の特徴は、電磁波・弾性波等の波形データを多数の観測点で取得し解析することである。また、新しい検層手法の中には大量のデータを生じる手法もある。これらの探査手法における共用的な大容量データを効率的に管理し、ネットワークを介してユーザに提供していくために、共用データ管理システムを構築した。また、スタンド・アロン・システムであった地熱情報データベース・システムSIGMAについても、その坑井データベース部を中心に新しいネットワーク対応型の地熱情報データベース・システムとして再構築を行った。

共用データ管理システムにおいては、大容量データを効率的に管理するために、利用頻度の低い大容量データに対する外部記憶装置として光磁気ディスク・ライブラリ装置を利用した。また、同一構成の

*地殻熱部

Keywords: database, data management, data server

2台のワークステーションを使用し、1台をネットワークを介して利用者にデータ提供するデータ・サーバとして、他方をデータの入出力、システム開発等に使用することにより、システムの安定した稼働を実現した。

データごとの、また探査技術の進歩に応じた柔軟性を持たせるために、共用データ管理システムではデータベース管理システム等による特別な書式への統一は行わなかった。共用データ管理システムのデータは、平易な構造、もしくは実質標準の構造を用い、その書式情報も合わせてデータ・ファイルとして管理することとした。データの外部構造の様式はシステムで共通的な表現とし、目的とするデータの容易な検索を可能とした。

1. はじめに

地熱地帯における断裂型貯留層を探査するために、従来から用いられてきた各種の探査法に加えて、アレイ式CSMT法、高精度反射法、VSP、弾性波トモグラフィ、微小地震法等々の新しい探査方法の研究開発が進められている。これらの新しい探査法の特徴は、電磁波、弾性波等の波動を多数の観測点で大量の波形データとして取得し解析することにより、地下の地熱貯留層に関してより高精度な情報を抽出しようとしていることである。また、地熱坑井に対する検層においても、多数の受信機を直線上に配列した音波検層ゾンデや多数の電極を持ったパッドで坑壁の画像化を行う機器などの新しい検層法が開発され、坑内のより正確なイメージを得られるようになってきた。これらの検層手法においても、大量のデータが取得、解析されることとなる。これらの新しい探査法とその他の探査から得られた各種の解析結果を総合することにより、今までより高精度に地下の地熱貯留層の全体像をつかむことができる。

このような新しい探査手法の地熱探査への適用研究を進めるのが、「地熱探査技術等検証調査」(以下、「本プロジェクト」と記述)の中の断裂型貯留層探査法開発の研究であり、この研究において扱われる大量の基盤的・共用的なデータを効率的に管理していくために、共用データ管理システムを開発した。本論文は、この共用データ管理システムについて、考え方と実現内容、問題点を整理して記述したものである。

2. データ管理システムSIGMAの問題点

共用データ管理システムの開発開始時には、地質調査所の地熱情報に関する総合的な管理システムとして、地熱情報データベース・システム(矢野・花岡, 1987)(以下、SIGMAと記述)が運用されていた。SIGMAは、地熱情報に関する総合的な管理システムとして最初の試みであり、主として1980年から1985年にかけて開発が行われた。しかし、電子計算機・ネットワーク技術の進歩とそれに伴うユーザ環境の急激な変化に伴い、またその実験的なシステムとしての性格ゆえに、SIGMAは利用しづらいシステムとなっていた。共用データ管理システムの構築にあたって、SIGMAの構築・運用から得た各種の知識・経験は有効に活用されている。また、共用データ管理システム構築の目的の一つとして、SIGMAの持つデータ・機能のうち今後も不可欠とされる部分を新しい計算機環境に適した形に移行することがあった。このため、以下にSIGMAの概要、問題点等について述べる。

SIGMAの目的

地質調査所の地熱情報データベース・システムSIGMAは、地熱資源に関する総合的な情報システムを実験的につくり、技術的な問題を検討することを目的とした研究により作成された実験的なデータベース・システムである。SIGMA開発の直接的な目標は、数値化した地熱情報をファイル化し、オンラインで検索するデータベースの構築、並びに検索した地熱情報を図形、画像、及び表として会話的に表示し解析するシステムの開発の2つであった。また、間接的な目標としては、データベース化した情報を使

用した地熱地域の構造の総合的な解析, 地熱情報の基本図の作成, 及び地熱資源の評価に必要な情報処理基盤の整備であった(花岡ほか, 1986)。

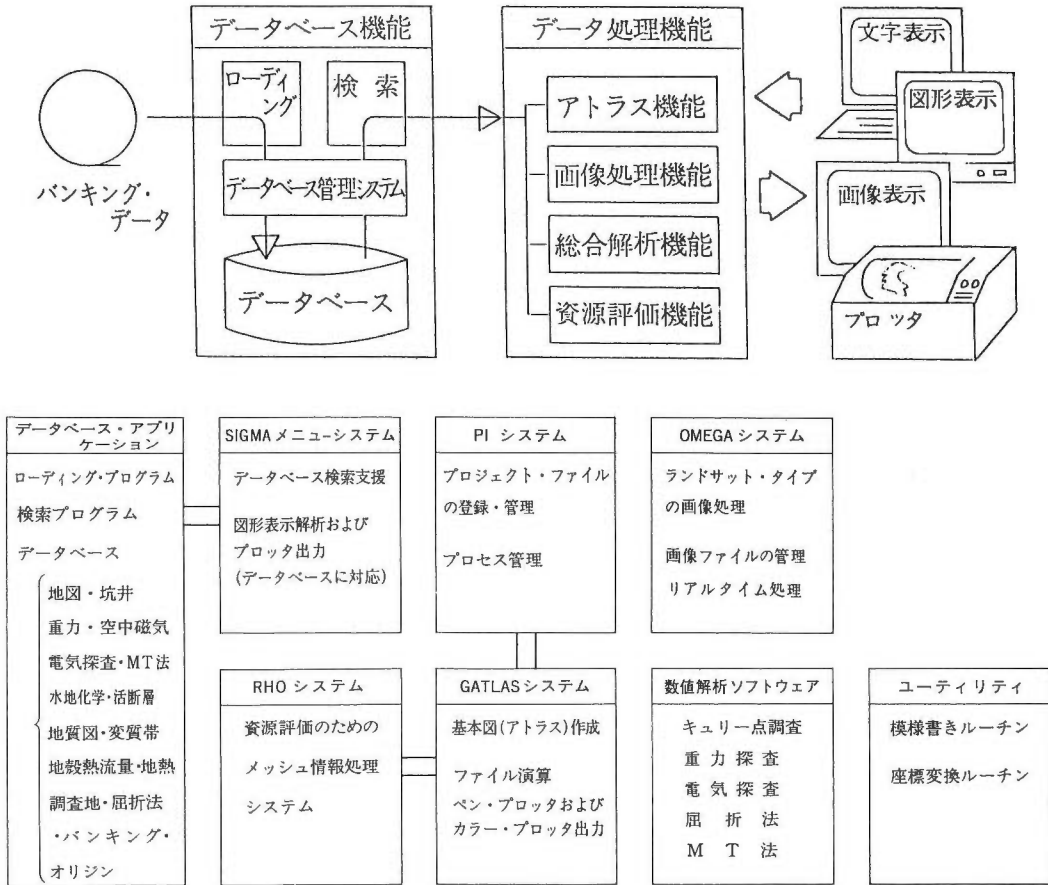
SIGMAの原型ともいえる大規模地熱資源情報システムの概念設計において想定していたユーザの要求には, 各種探査データの統合化, より広範なユーザの効率的な利用環境, 地熱構造の図表化, モデリング・シミュレーションの利用等々があった。これらのニーズを満たすために, この大規模システムでは, 大規模データベース, 対話式マン・マシン・コミュニケーション, 仮想計算機, エンド・ユーザ言語の使用, イメージ・グラフィックスの利用等々の機能の導入を検討している。さらにこのシステムでは, テレメータ, 人工衛星等も利用した環境監視システム, 遠隔地からの利用も考慮した各種支援機能までも想定していた(日本IBM, 1980)。この時点で想定されたシステムに対する要求, その実現に必要なとされる機能等の根本的なシステムに対する仕様等は, 今日の地熱情報を取り巻く環境にもほぼそのまま通用するものといえる。SIGMAは, 実験的な目的で作成された研究用データベース・システムであり, また, 実施段階でのソフトウェア技術・予算等々の種々の制限のため, このような大規模地熱資源情報システムの概念設計の一部のみを試験的に構築したものである。

このように, SIGMA及びその原型である大規模な地熱情報システムの目的は, 必ずしも計算機の使用に関して十分な知識を持たないユーザまでをも含んだ広範囲のユーザが簡単に使用できる, 各種表示・解析までをも含めた地熱情報に関する統合的な計算機環境の実現というものであった。このような統合システムの開発には多大な時間・コスト・要員等が必要である。次々と新しい測定法, 探査法等に適應しなければならず, 定型的なデータの入力・処理が大量かつ長期に期待できない研究的目的での利用のためには, このようなシステムの開発は効率的ではない。

DBMSと統合メニュー・システム

SIGMAにおいては, データ・ファイルとデータを処理するソフトウェアを分離し, データの管理と処理ソフトウェアの関係を合理化するために, ほとんどのデータベースについてデータベース管理システム(DBMS: Database Management System)を使用してデータベースを作成している。坑井, 重力, 空中磁気, 電気探査, MT法, 屈折法, 水地球化学, 変質帯, (小縮尺)地質図, 活断層, 地殻熱流量, 地熱調査地インデックス, バンキング・オリジン等の各データに対してSIGMAのデータベースが作成された(花岡ほか, 1986)。各データベース個別の検索・表示処理, 画像処理解析, アトラス作成, プロジェクト・インフォメーション等の各種の応用プログラムがSIGMAの一部として作成され, メニュー・システムの下にユーザに提供された。このため, ユーザがメニューに従った会話的な選択, パラメータ指定を行っていただくだけで, データベースの検索, 基本的なデータの重ね合わせ表示, 各種解析等を実行することが可能である(第1図)。このようなシステムを統合したメニュー・システムを介さずに, データベース定義を基にPL/I言語を用いたプログラムを作成してデータベースを直接検索することも可能ではあるが, システム設計上はユーザによるデータベースの直接アクセスは想定していない(花岡ほか, 1986)。

大規模なシステムを確実に構築するために, SIGMAにおける研究的要素は地熱情報のデジタル・データ化の実現に集中し, 当時はまだ研究的要素を持っていたリレーショナル型のDBMS等の新しい技術は選択されなかった。SIGMAにおいては, 十分に実績を積んだFORTRAN66, PL/I等の初期の手続き型言語と階層構造の本格的なDBMSであるIBMのIMSを利用して, 堅固かつ大規模なデータベースと, これに密に結合した各データ用のアプリケーション・プログラムが作成された。このため, データベース本体はもちろん, データベースへのデータ・ローディングを行ったり, データベース中のデータを利用する各応用プログラムも, 大部分が固定したデータ・フォーマットを基本としており, データ・ファイルとデータ処理プログラムの分離, というDBMSの利点が生かしきれていない。この結果, 新しい探査法・分析項目などに応じた新データに適應していくためには, データベース, 関連した各アプリケーション・プログラム等に対して大規模な追加・変更作業が必要となる。また, 入力するデータについて



第1図 地熱情報データベース・システム/SIGMAとそのアプリケーション・ソフトウェア (花岡ほか, 1986).
 Fig. 1 Function and application softwares of SIGMA (Hanaoka et al., 1986).

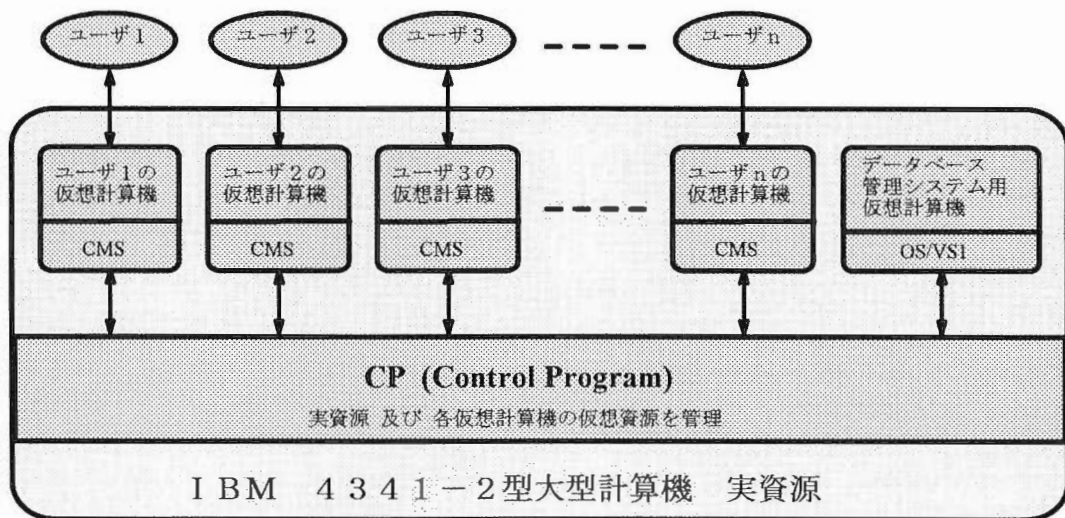
も高レベルの規格で準備しなければならず、これは継続的なデータ・ローディングを行っていく上での大きな負担となった。さらに、前述のように広範囲のユーザの多様な要求に応じられるように、各応用ソフトウェアは多機能・大規模かつ複雑なものとなっており、さらにこれがメニュー・システムによって統合されていたため、データやニーズの変化に応じてシステムを自由に拡張することは非常に難しいものとなっていた。

また、メニュー・システムの一環としてSIGMAで実現した各探査法に関するデータ処理・表示の多くは、その専門性の高さゆえに、そのデータに対する専門家以外の使用は困難であった。SIGMAの開発プロジェクトの後期に開発されたGATLAS (西ほか, 1986), PI (矢野ほか, 1986) 等のサブシステムは、入力データ・ファイル, 入出力ファイル割当, メニュー構築等をなるべく汎用性をもたせて標準化することを目指しており、このような問題点を意識したものとなっていた。しかし、逆に多くのユーザの要求を取り入れた結果、これらのサブシステムは非常に多機能化し、そのデバッグに長時間を要し、また多くのユーザにとって複雑すぎる操作を必要とするものとなった。

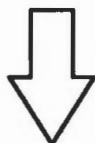
大型汎用計算機によるシステムの構築

多くのユーザが各々の目的に応じた環境で計算機を使用するために、SIGMAではIBMのVM/370と

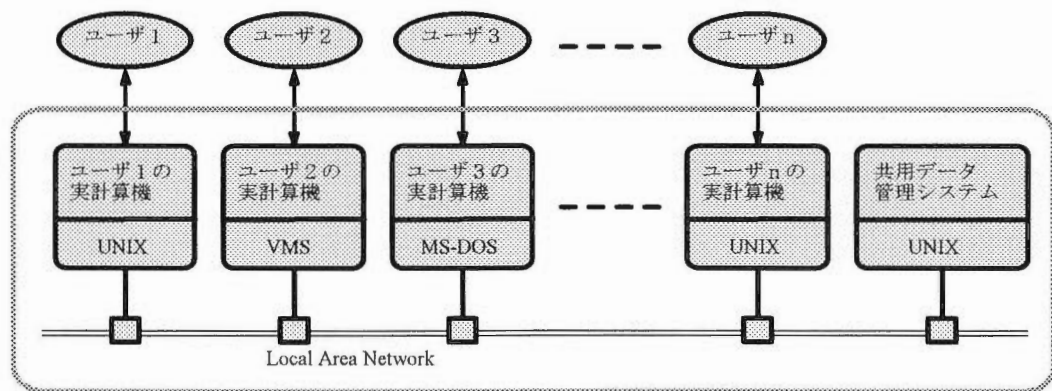
いうOSを使用し、その仮想計算機環境を利用している。これは、1台の計算機の中に複数の仮想的な計算機を構成し、各ユーザはこの仮想計算機を専有して自らの目的に適した構成で使用する、というアプローチである(第2図)。ユーザが直接使用する仮想計算機ではCMSという対話型のOSが使用され、またデータベースはDBMS稼働のためにOS/VS1というバッチ型の仮想計算機に置かれていた。ユーザの使用する仮想計算機とデータベースの存在する仮想計算機が独立であり、また相互のプロセス間の通信手段、最近のOSが備えているパイプ等の機能がサポートされていなかったため、データベースから検索



IBM 4341-2型大型計算機 + VM/370 オペレーティング・システム



- ★ 計算機ハードウェア/ソフトウェアの低価格化.
- ★ EWS, PCの発達
- ★ ネットワーク技術の進歩
(TCP/IP, NFS, X11, RPC, etc.)



ネットワークで接続された複数の計算機によるコンピュータ・システム

第2図 SIGMAの仮想計算機環境と現在のネットワークを利用した計算機環境.

Fig. 2 Virtual machine environment of SIGMA and the present computer environment using network facility.

したデータは双方の仮想計算機からアクセス可能なディスク上に置かれた中間的なファイル経由で受け渡ししていた。このため、ユーザのプログラムから直接参照されるものはデータベースではなくこの中間ファイルとなり、DBMSの持つデータとソフトウェアの分離という利点を十分には生かせなかった。また、データの検索とその利用といったジョブ間の処理の不連続性が生じること、広範囲にわたるデータの利用または多くのユーザ（仮想計算機）の独立した検索処理等により中間ファイルが大容量となること等が問題として生じた(西, 1991)。これらの問題は、近年のUNIX等のOSを用いた分散処理環境においても共通して発生しうるものではあるが、パイプ・一時ファイル・ソケット等の機能の充実によりかなり問題が解決できるようになってきている。また、クライアント・サーバ式のアプローチを採用することにより、ネットワーク透過のデータベース検索が可能としたシステムも現れてきている（例えば、Menke *et. al.*, 1991）。

SIGMAのような大型汎用計算機を中心とした計算機環境を各ユーザの要求する計算能力を満たしつつ実現するためには、非常に高速かつ大型の汎用計算機を必要とする。中心となる計算機が大型化するため、その共用のための各種の管理業務、維持・開発コスト、設置面積、空調・電源等の各種設備等も大型化する。また、大型汎用計算機においては、各種のデータ入出力、各ユーザの仮想計算機の構成等はかなりの制約を受け、また市販アプリケーションの価格も高価格に設定される場合が多い。

応用ソフトウェアの移植性

現在の分散処理環境は、複数のメーカーの計算機・周辺機器を利用するマルチベンダの計算機環境が一般的になりつつあり、各メーカーの機器間のデータ・処理交換を実施する手順・方式は標準化しつつある。しかし、SIGMA開発時点ではまだこのような標準は未成熟であり、SIGMAの開発は、シングル・ベンダに近い状況で実施されている。このため、メニュー・システム、グラフィックス入出力等についても、今日の分散処理環境への移行に問題を生じる可能性の高い特殊な機器・ソフトウェアが使用されている。例えば、地図等のグラフィックス出力を行うには、出力機器はシステム専用のストレージ・ディスプレイに限定されるし、メニューの選択も限定された端末機種の特異なファンクション・キーにより行われる。このため、開発したソフトウェアについても、他機種への移植性が低いものが多かった。

データとしての日本語の使用

地名・温泉名などのデータとして、また、ユーザが使いやすいメニュー表示のために、日本語処理機能は日本における地熱情報のデータベース・システムとして重要な機能である。しかし、SIGMAにおいては開発開始当時の技術・予算の制約から、日本語のサポートは片仮名までであった。この片仮名も他のコード体系との明確な区別がなく、表示可能な端末もごく一部のものに限られていた。

データのアクセス管理

SIGMAでは、その実験的な目的故に、地熱情報のデジタル・データ化の実現とその利用という側面が重視された。また、研究用システムとして研究グループ内でのユーザの善意の使用を前提とした設計であったため、一般的なデータベース・システムにとっては重視されるデータ保護機能については、開発対象外となっている。

これらのSIGMAの経験から、共用データ管理システムは、統合システムとして各探査法用の処理・解析まで含めた多くの機能をサポートすることよりも、データの管理機能中心のシンプルなものに徹することを目指すこととした。また、SIGMAにおいて十分に活用されていなかったDBMSについては、各々のデータの管理にはその使用を基本としないこととした。データに関しては、日本語の使用を可とし、研究レベルで利用する上で最低限のアクセス制御が可能にようにした。また、作成したデータ及び応用ソフトウェアの移植性を考慮して、共用データ管理システムは可能な限り標準的なハードウェア/ソフト

トウェア環境の上に構築するものとした。

3. 共用データ管理システムのネットワーク環境

SIGMAが開発された1980年代前半には、1台の大型計算機を多くのユーザで共用することが一般的であったが、最近の計算機・ネットワークの低価格化とその技術の発達により、各々の目的に応じた独立な複数の計算機をネットワークにより接続し、これらのネットワークに接続された計算機全体を一つの計算機環境として統合して扱う分散处理的な計算機環境が一般化してきている。また、EWS (engineering workstation) 及びパーソナル・コンピュータ (以下、PCと略) の高機能化・低価格化により、従来は大型計算機で行っていた処理をEWSまたはPCに移行するいわゆるダウンサンジングも進行中である。共用データ管理システムが使用される地質調査所においても、1988年よりRIPS (工業技術院 情報計算センター) により敷設されたETHERNETによるLAN (Local Area Network) により、多くのユーザによるネットワークの利用が容易となり、EWS・PCをLANに接続して使用することが一般的となっている。このような分散处理的な方法によれば、前述の仮想計算機によるアプローチよりも柔軟な計算機環境が実現できる。このため、共用データ管理システムの計算機環境もこのようなネットワーク環境を基にしたアプローチとなっている。

共用データ管理システムが利用される地質調査所における解析・評価の計算機環境は次のようなものである。

断裂型貯留層探査法開発では、アレイ式CSMT法、VSP及び弾性波トモグラフィ、坑井内モデリング、坑井テスト等の各探査法ごとに専用のEWSを使用している。これらのEWSは、各々の探査手法における大量波形データ処理、シミュレーション計算等の目的に適したハードウェア/ソフトウェア構成を持ち、各々のソフトウェア開発・データ処理・解析のために専有される。これらのEWSの多くはUNIXをOSとして採用し、RIPSのネットワークの一部を構成するETHERNET規格の所内LANに接続されている。また、これらの専用EWSやRIPSの計算機と接続して使用するため、また地化学等の一部のデータ及び文書処理等のために、各種のPCもこのLANに接続されている。LAN上においてはTCP/IPプロトコルの利用が基本とされている。LANに接続された計算機からは、仮想端末機能 (telnet, rlogin)、遠隔実行 (rsh)、ファイル転送 (ftp, rcp)、電子メール・電子会話 (mail, talk)、ファイルの共有 (NFS)、管理情報の共有 (NIS) 及びルーティング (route) 等の使用が可能である。RIPSのスーパー・コンピュータや大型汎用計算機等には、各種の大規模な応用ソフトウェアが用意されており、LANを利用してこれらを利用することも可能である (松村・伊藤, 1989)。Xウィンドの利用によって、グラフィックスの表示、マルチウィンドの利用、マウスを利用した各種の操作等についてもユーザのEWS・PCからLANを介して可能となっている。

4. 共用データ管理システムの構成

4.1 共用データ管理システムの目的及び基本要件

共用データ管理システム (以下、「本システム」と記述) の主な目的は、本プロジェクト及び関連プロジェクト等において扱われるデータの中で、共同的に使用される可能性の高い地球科学関連データを格納、維持し、LANを通じて所内のユーザにこれらのデータを提供し、データの共用資源としての利用を積極的に支援することである。本システムは、前述のような計算機環境において、LANを経由して各探査手法解析用のEWS・PC等と接続し、解析・評価用の共用データを蓄積、管理するためのシステムとして位置づけられる。すなわち、各ユーザのEWS・PC等から共用データ、解析結果データ等を入力し、本システムのもつ大容量記憶装置に格納する。一部の共用データについては、本システムの入力機能を用いて入力する。また、必要に応じて、本システムに蓄積されたこれらのデータやプログラムを提供する。

本システムが稼働する地質調査所の環境では、計算機システムの開発・維持・運用に当たる専門のサポート要員や継続的な予算的措置はない。このため、研究目的に取得したデータの利用者である研究者自らの手で、また限られた開発・維持費用の範囲内でシステムの開発、データの蓄積、及びこれらの維持・管理を行っていく必要がある。このような環境下で上記のような目的を実現して行くために、本システムの基本的な方針を次のように設定した。

- (1) 本システムが対象とするデータは、本プロジェクト及び関連のデータとする。
- (2) 本システムはこれらのデータに対しデータ・サーバ(data server)としての役割を果たすものとする。
- (3) 本システムが格納するデータは、平易な構造、もしくは実質標準の構造を持つものとする。
- (4) データ格納にともなう外部構造の様式はシステムで共通的な表現を用いるものとする。
- (5) 本システムの構築・運営等については、参加主義を原則とする。

本システムの対象とするデータの範囲を示したのが方針1、基本機能を規定したのが方針2、データ構造の定義が方針3及び4、そして運用の原則が方針5である。これらの定義する本システムの概要は次のようになる。

本システムは、本プロジェクトにより必要とされる、または取得される地球科学データ及び関連データの蓄積・保管を行い、利用者にこれらのデータを提供していくことを基本機能とするシステムである。データの処理・解析機能、各種の入出力機能、高速演算機能等については、各解析手法用のEWS、PC及びRIPSのスーパー・コンピュータ等で実現するものとする。

本システムで管理されるデータについては、データ構造に応じた、また探査技術の進歩に応じた柔軟性を持たせて保管することを第一目的と考える。このため、システムとして統一の基準・書式を設けて、全てのデータをデータベース管理システム(DBMS)による管理下に置く、というSIGMAのようなアプローチは採用しない。各々のデータについて原データ・ファイルもしくは適当な書式変換を行ったファイルを平易な構造で、もしくは実質的な標準構造でそのまま保管することを可能とする。当然ながら、DBMSを利用することが適したデータについては、DBMSの利用を妨げない。

いくらデータ保管の柔軟性があっても、一般ユーザにとって検索・利用が不可能では本システムの目的は達成できない。このため、原データより上部までの構造、各データごとのディレクトリについての大構造等を共通にしたり、ディレクトリ構造、ファイル内容、ファイル書式等の内容についての説明ファイルを添付する等の手段により、利用者がデータの内容を理解可能とする。これが方針3でいうデータ格納に伴う外部構造の様式の共通的な表現である。

本システムは、前述のように専門の開発・運用要員がない環境下で利用者である研究者自らの研究業務の一環として開発・維持・運用が行われる。このため、全てのデータを網羅的に対象とし、考えられる機能を全て提供する、ということは実際上不可能である。現実的には、研究者自らが必要としているデータについて、その蓄積・維持を自ら行っていく必要がある。本システムがサポートするソフトウェア等についても、同様なことがいえる。システム構築のために必要な作業量がシステムによってもたらされるメリット以上となつては、本システムを構築する本来の目的に反する。このため、本システムでの保管・蓄積・利用の対象となるのは、そのデータの積極的な利用者が存在する本プロジェクト及び関連の地球科学データである。ここでいう積極的な利用者とは、そのデータを利用するために、その蓄積・管理等に対しても自ら参加していくようなユーザのことである。このようなユーザが存在しないデータについても網羅的に対象としていくことは、前述のような現在の環境下では不可能である。また、システムの改善・サービスのための専門要員がないため、それらの実現には他人ではない自らの参加を必要とするのも本システムの置かれた環境からすれば当然のこととなる。

本システムの開発に当たっては、このような方針を基に、システムを構成する要素及び機能はデータ・サーバとして必要なデータの維持・管理とその参照可能性のための基本的なものとした。付加的な機能については、システムやデータを維持、管理するための最小限度にとどめた。また、システムを具体化

するシステム・ソフト等は、導入時点において最も多くのEWSに用いられているUNIXをOSとし、実際上の標準と思われるソフトウェアを組み合わせた。データはUNIXのファイル／ディレクトリ構造とファイル・アクセス権に基づいて管理・参照され、システムへのアクセスは主にネットワーク経由によるものと想定した。本システムの備える共用性の高いイメージ・データ等の入出力機能等については、上記目的に支障のない範囲でユーザに提供することとした。また、SIGMA機能の移行に当たっては、システムの重要部分のスムーズな移行を最重点とし、データ・サーバとして機能するEWSとは独立に考えることとした。

4.2 共用データ管理システムの対象とするユーザ及びデータ

本システムの対象とするユーザは、デジタル・データを処理する必要性を持ち、本プロジェクトに関連した地質調査所内のユーザを基本とした。これらのユーザの多くは、本システムの使用に際しては、各々の探査法用のEWS、Xターミナル、PC等からETHERNETネットワーク経由で本システムにアクセスし、各自の計算機を使ってデータ処理を実施することが可能である。また、本システムのデータ及びソフトウェアに対して強い要求を持つユーザについては、自らシステムの開発に参加してその要求を実現することを原則とした。

本システムでオンライン化の対象とする主なデータは、本プロジェクトにおいて共用的に使用される可能性の高いデータとした。しかし、本プロジェクトに関連してNEDO・地質調査所等が取得した全ての生データ及び全ての解析データを本システムのオンライン化の対象とはしない。

本プロジェクトが対象としている新しい探査法の特徴は、電磁波、弾性波等の波動を多数の観測点における大量の波形データとして取得して解析することにより、地下の地熱貯留層に関してより高精度な情報を抽出しようとしていることである。このため、原データは膨大な容量の波形データであることが多く、その全てをオンラインで管理することは現時点でもまだ実際的とはいえない。資源情報には階層的な性格があり、階層の上部には情報についての情報（インデックス、ディレクトリ等）があり、階層の底辺には専門性の高い精査レベルの原データ等の情報がある。利用頻度の点では、上位の要約した情報ほど頻繁に利用され、データ量では要約されていない原データになるほど大量となる（花岡ほか、1986）。本システムでも、多種類の解析・評価で使用される共用性の高いデータほど利用頻度も高くオンライン化のメリットも大きい。原データ・レベルの情報については、実際にデータを利用する各探査法解析用EWSにデータを転送してしまえば、そのEWSが処理を終えて他のデータを必要とするまではオンラインである必要はない。また、オンライン化したデータについても、このような階層構造に応じた特性を持つ記憶装置を組み合わせ使用していけばよい。

4.3 共用データ管理システムにおけるデータのセキュリティ

本システムが取り扱うデータは共用のデータではあるが、本システムにアクセスを許可された全てのユーザが本システム上の全てのデータを自由に扱えるわけではない。データによっては、そのデータの提供機関から提供時に各種の条件が付され、使用者、使用範囲等が限定される場合も多い。場合によっては、そのようなデータの存在自身をそのデータの関係者以外には公開できない場合もある。UNIX系OSの各種コマンドは英文字2文字程度の短いものが多く、システムの使用に不慣れなユーザは、誤操作によりデータを破壊する可能性もある。また、各ユーザが勝手にエラー・データを訂正したり削除しては、データの一貫性の保証は難しくなる。このため、システム中のデータに対しての保護と、各ユーザに対するアクセス権限の制御が必要となる。

データの保護を実施するためには、誰がどのような目的ならばそのデータを使用する権利があり、どのような手続きによりその権利を確保するか、ということが重要である。また、特にデジタルの形でデータを使用する際のデータ参照、コピーした後のデータ管理、システムやデータの使用（出典）の明記の義務化等も明確にする必要がある。実際上は、これらについては、必ずしも関係機関、地質調査所

内部等で完全に統一見解ができていない。このため、データのセキュリティやアクセス権限等を完全な形で自動的に設定することは事実上不可能である。

このような状況下、現段階で最低限実施できることは、UNIXの持つファイル・アクセス制御(ファイル所有者、グループ、一般ユーザのファイル・アクセス権設定及びアクセス制御リストによるファイル・アクセスの制御)を利用することである。また、ハッカーやウォームの侵入、誤操作等によるデータの改変・削除を防止するためには、媒体の誤消去防止スイッチ等によるハードウェア的な書き込みの防止が最も効果があるが、データの入ったファイル・システムを読み出し専用のモードでマウントしておくことやファイル・システムの定期的なバックアップを実施することなども有効である。UNIX自体は、セキュリティに関してやや弱点のあるオペレーティング・システムであるが、現在進められている各種の標準化においてこの弱点の改良が計画されている。

ユーザについては、システム、データの使用に対する制限・記述等を十分に遵守することをユーザ登録の条件として、これらについて記述したファイルをデータと共に参照可能とする。使用のための前提条件を遵守しないユーザに対してはアクセス禁止等のペナルティを設定することもありうるが、実際の運用では、データ管理者の努力とユーザの善意に頼るしか他に方法がないのが本システムにおける実状である。

4.4 共用データ管理システムにおけるエラー・データ管理等

大量の共用データの中には、エラー・データも存在しうる。また、応用プログラムの利用におけるエラーの発生、各種の改良希望なども起こりうる。このようなエラーの発見と修正は、このようなデータ管理システムにとって非常に重要である。このため、エラーの発見、改良希望点の通知などはネットワークを経由した電子メールを利用してデータ管理者に通知することにより、他ユーザへの通知、エラー訂正のための情報提供の効率化を図る。各種のエラーに関するメールは、ユーザの検索が可能なファイルとして保存し、全ユーザに対してエラーの存在をオープンにする。参加主義が原則であり、エラー訂正・改善等のためのサポート人員がない地質調査所の現状を考えると、これらのエラー訂正・改善は、データ管理者・システムの処理能力、予算等の余裕に応じて実施される。

大量のデータの中には、その調査目的、調査方法などにより、同種のデータでも精度の異なるデータや計算方法の異なるデータが並存している可能性がある。例えば、同じ重力データでも、概査用、精査用、時間変化検知用等の目的が異なれば、必要とされる重力値、測量等の精度もかなり異なる。さらに、通常使用されるブーゲー異常値は、地形補正法や補正密度によっても異なる値が求まりうる。同様に、検層についても使用する検層器、検層器の較正法、データの処理方法等によってデータの精度、処理データの値などが異なる。これらのデータを補足する情報については、データにより必要な補足情報の種類が異なるし、同じデータでも調査によってその充実度は異なり、一律に取り扱うことが難しい。なるべくその調査の性格、データの精度、データ処理・解析方法等についての補足情報をデータとともに参照可能として、ユーザが必要な補足情報の参照を容易とする事が望ましい。このためには、オンライン化の検討を含めて調査報告書を参照しやすくすることが必要である。また、これらの情報をデータとともにユーザに分かりやすい状態で管理するための全体的なデータ・ファイル管理構造、簡単な索引情報の提供等も重要となってくる。

4.5 共用データ管理システムのシステム構成

以上に述べたような計算機環境・方針の下で本システムの機能を実現するため、本システムの中心となる部分は、データ・サーバEWS、サーバ・バックアップEWS、図形データ入出力用EWS及び坑井データベース・システム用EWSの4台のEWSにより構成した。データ・サーバEWSは、共用データを集中的に蓄積、管理する本システムの心臓部であり、大容量の光磁気ディスク・ライブラリ装置を有する。サーバ・バックアップEWSは、データ・サーバEWSとほぼ同じ構成のEWSであり、データの入力及び

システム開発に使用される他、データ・サーバEWSの予備機となる。図形データ入出力用EWSは、カラー図形データの入出力を担当する。坑井データベース・システム用EWSには、SIGMAの機能の一部、主として坑井データベース・システムの機能を移行した。

このように、全機能を1台の計算機で実現せず各部分に分けたのは、機能分散により各部分の機能をより単純にし、運用時の保守を効率的かつ柔軟に行えるようにするためである。本システム全体の構成概念を第3図に、各EWSの構成の詳細を第4図に示す。

これら4台のEWSに加えて、CD-ROM作成サブシステムと共用データ管理用端末を本システムの一部として加えた。

CD-ROM作成サブシステムは、大容量のオリジナル・データ、解析結果データ、図形/イメージ等の様々なデータをCD-ROMに書き込むサブシステムである（野呂ほか、1992）。このサブシステムは、EWS・PC・Macintosh等のコンピュータの機種を問わず、またUNIX、MS-DOS、OS/2、MacOS等のOSを問わずに使用することが可能なISO9660の書式に従って最大約600MBのデータを1枚のCD-ROMディスク上に記録できる。作成されたCD-ROMは、長期間のデータ保存媒体として、またデータ配布媒体として、そしてCD-ROMによる電子出版を行う場合のマスター・ディスクとして使用できる（例えば、村田ほか、1994）。

共用データ集中管理装置にあるデータの管理及び基本ソフトウェア開発等を実行していくために、必要に応じてデータ管理者用の共用データ管理用端末（小型EWS、PC等）を整備した。データ管理者が既に使用していた端末機（EWS、PCまたはXステーション）が利用可能な場合については、それらの機器を共用データ管理用の端末として利用した。これらの端末機器は、LANを通じて本システムのEWSに接続したが、画像データ管理用のイメージ・ディスプレイ装置は、その本体サイズ、対象データ容量等の関係で、例外として、図形データ入出力用EWSに直接接続した。

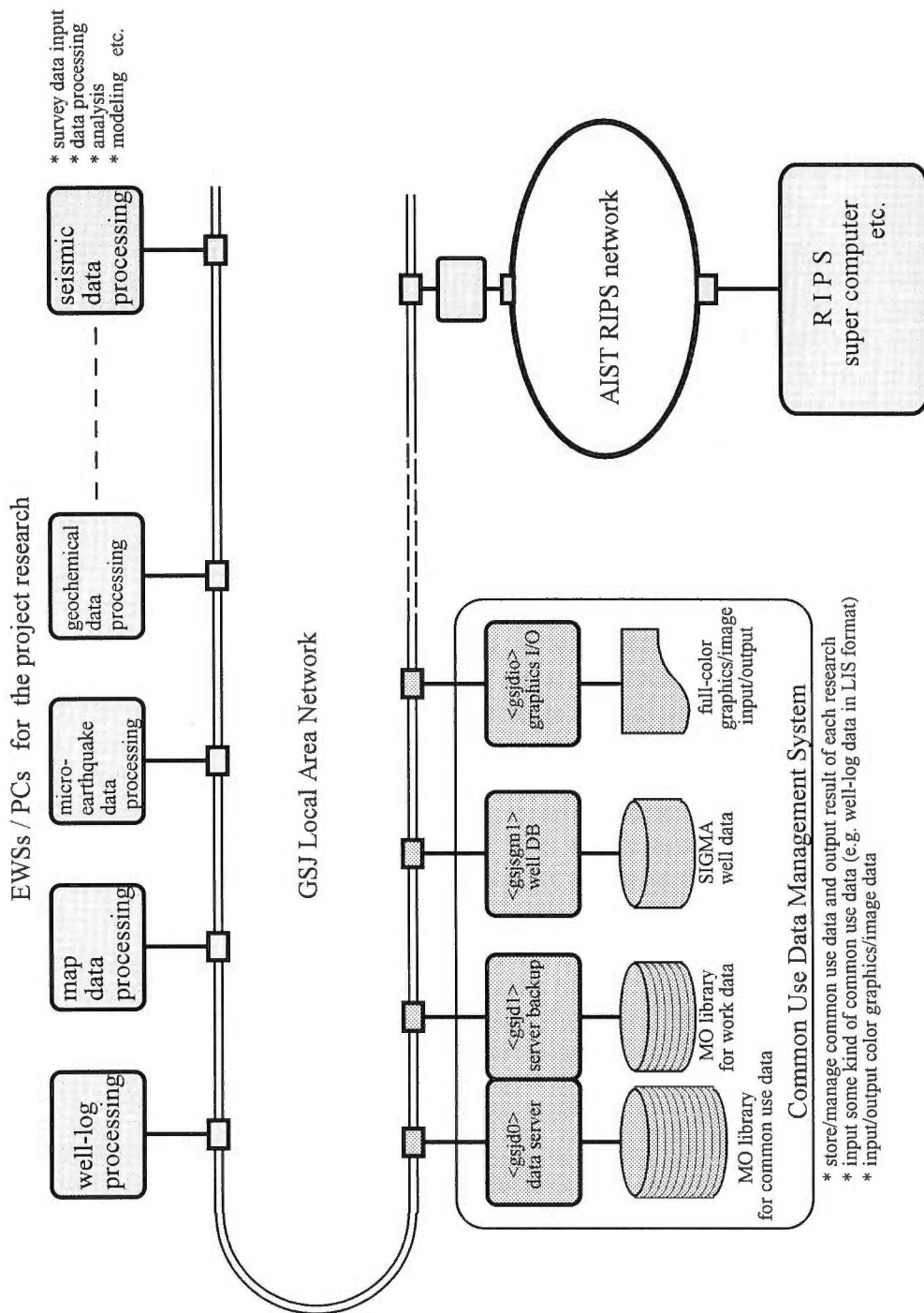
本プロジェクトにおける各探査法解析用EWSのほとんどはUNIXをオペレーティング・システムとして使用し、また、RIPSのスーパー・コンピュータ及び大型汎用計算機もUNIXを使用している。これらが接続されているのはTCP/IPを用いたLANであり、本システムもこのLANに接続している。このような環境下で最も本システムに適したシステム・ソフトウェアは、オペレーティング・システムとしてUNIX、ネットワーク・プロトコルとしてはTCP/IPとなる。

このため、本システムは、UNIXの統一的な標準となっているPOSIXやX/Openの規格に準拠している標準的なUNIXと標準的なシステム・ソフトウェアを搭載するワークステーションを基に構築した。1989年度に概念設計を開始し（西、1990）、この設計に基づき1990年度に本システムの基本部分であるデータ・サーバEWS及びサーバ・バックアップEWSを導入した。1991年度には図形データ入出力用EWSを整備するとともにSIGMA機能の移行について検討を実施し（西・矢野、1992）、1992年度に坑井データベース・システム用EWSを導入し、SIGMAの坑井データベース・システムを再構築した。本システム構築・開発の最終年度である1993年度には、それまでの運用実績を基にシステムを拡充するとともに本格運用時の保守性を高めるための設定変更等を実施した。

4.6 データ・サーバEWS及びサーバ・バックアップEWS

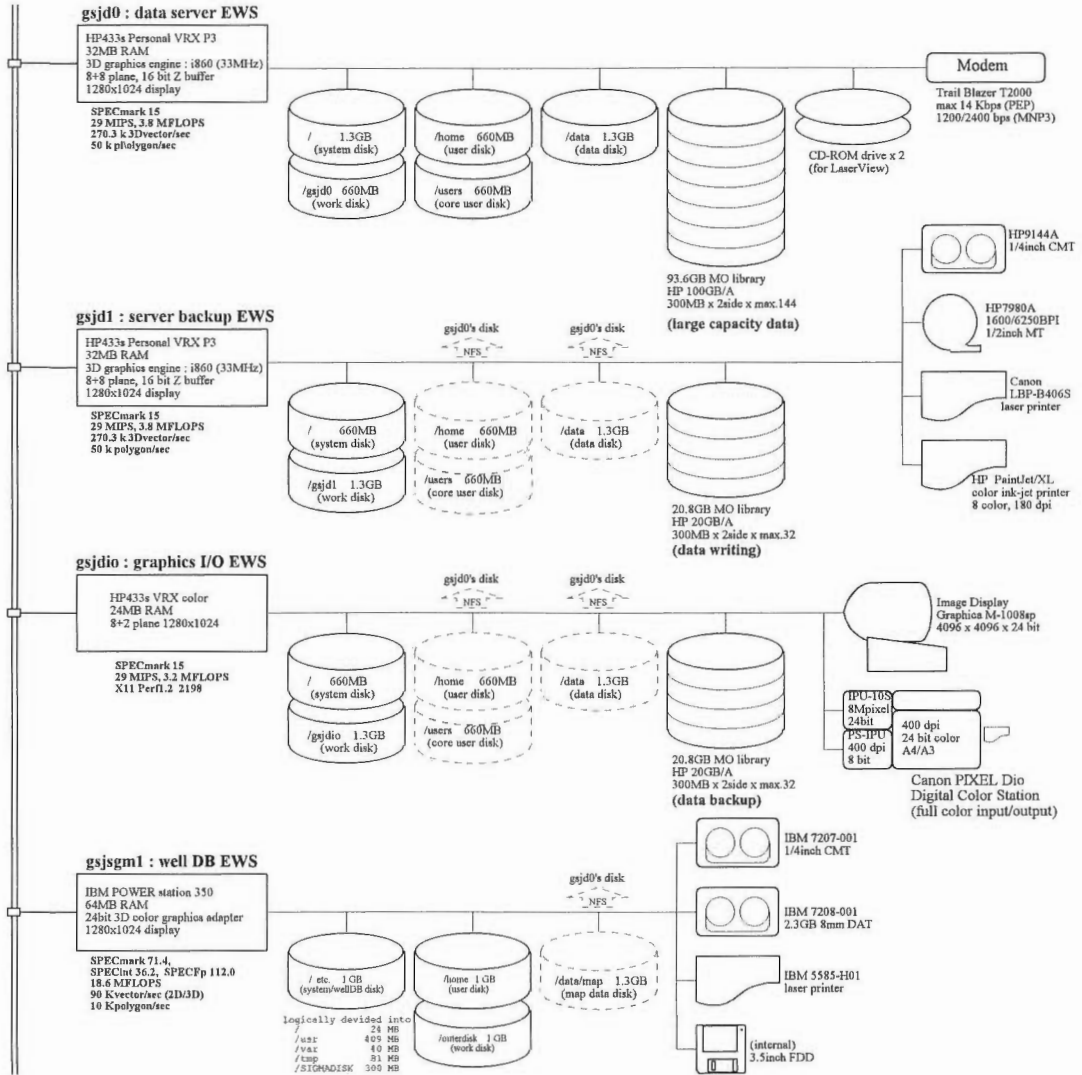
本プロジェクトの最初の本格的な野外実験である丹那地域におけるNEDOの弾性波利用探査基礎実験の場合を例にすると、現場収録データが1600BPの磁気テープで119本（反射法70本、VSP49本）、処理済みデータが6250BPIの磁気テープで23本であった。このような新しい探査手法のデータを管理していくとき、この大量の探査データ、解析データを記憶するためには数十GBのデータ記憶容量は不可欠である。

本システムの外部記憶装置が記憶すべきもののうち、OS等のシステム・ソフトウェア、応用ソフトウェア、インデックス等の管理情報や地図データのようにアクセス頻度の高いデータ、各種の作業用スペース等は高速アクセスが可能なハード・ディスクの上にあることが不可欠である。しかし、大容量デー



第3図 共用データベース管理システムの概念。
Fig. 3 Outline of the common use data management system.

地熱共用データ管理システムの開発 (西・矢野)



第4図 共用データ管理システムの構成。
Fig. 4 Configuration of the common use data management system.

タの多くを占める1次データについてはこのようなデータに比べて容量は飛躍的に大きいアクセス頻度が少ない。このため、このようなデータの階層性等と計算機価格・予算的制約等を考慮すると、これらの大容量データの多くは常にアクセス可能である必要は少ない。このため、光ディスクや光磁気ディスクのような中速の記憶媒体に保管し、アクセスされた時に自動的にシステムにマウントされるオート・チェンジャー式でオンラインとなっても十分実用になりうる。低速の磁気メディアを使ったMSS等でもある程度は実用にはなりうるが、大量データの入出力を考慮すると、転送速度の速い光ディスク、光磁気ディスクの方がより適切な大容量・低頻度アクセス・データの記憶媒体である。このため、本システムでは両面で650MBの容量を持つリムーバブル媒体である光磁気ディスクを記憶媒体として使用し、オート・チェンジャー機構を持った光磁気ディスク・ライブラリ装置を使用してこれらの大容量

量データを保存することとした。

データ・サーバEWSは、解析・評価に使用する共用データを集中的に蓄積、管理する本システムの心臓部であり、最大144枚の光磁気ディスク(93.6GB)を収容可能な光磁気ディスク・ライブラリ装置を有し、データ・サーバとしてユーザにデータを提供しているいわば読み取り専用のEWSである。UNIX OS自体の持つファイル・アクセス権制御機能の利用に加えて、その媒体である光磁気ディスクのハードウェア的な誤消去防止機能も利用して、データの保護を行う。データの検索・管理・処理等に用いるソフトウェアについても、可能な限りサーバ・バックアップEWS上でテストされたものを使用する。データ・サーバEWSでは、動作確認済みのソフトウェアを使用することにより、可能な限り安定した連続運転を行いユーザにデータを提供することを目標として運用する。また、本EWSは、他の3台のEWSに対してNIS(Network Information System)のマスター・サーバ及びNFS(Network File System)によるファイル・サーバとして動作する。

サーバ・バックアップEWSは、データ・サーバEWSとほぼ同じハードウェア/ソフトウェア構成であり、通常は新規登録データの準備とその光磁気ディスクへの書き込み、新規ソフトウェアの開発・テスト等に使用する。このため、ソフトウェアの設定・動作確認等のために、必要に応じて何度もシステムを停止・リセットさせたりすることとなり、その使用方法、運用方針は、サーバEWSとはかなり異なるものとなる。また、本EWSには、坑井データ等の入力用に磁気テープ装置やプリンタ等が接続されている。データ・サーバEWSにトラブルがあり復旧に長時間を要する場合には、このサーバ・バックアップEWSを代替機として使用することにより、システム・ダウンの時間を最小限にとどめる。

共用データを長期にわたり安定してユーザに提供していくため、この2台のEWSについては各々独立した無停電電源を使用しており、電源異常に対応するようにしてある。

これらのEWSのシステム・ソフトウェアについては、現時点でネットワークを介した利用、科学技術用途へのEWSへの利用といった面で最も一般に普及しているマルチ・ユーザ用オペレーティング・システムであるUNIXと、導入時点において実際上の標準と判断される次のようなソフトウェアを基本とした。この上に蓄積されるデータについては、UNIXのファイル/ディレクトリ構造とファイル・アクセス権に基づいて管理・参照され、本システムへのアクセスは主にネットワーク経由によることとした。

- *OSおよびウインド・システム： UNIX, X11, Motif
- *ネットワーク： TCP/IP, telnet, ftp,
NIS, NFS, mail
- *言語： C, FORTRAN77
- *グラフィックス： GKS(2-dim.), PHIGS(3-dim.)

データ・サーバEWS及びサーバ・バックアップEWSのOSは、HP(Hewlett-Packard)社製のUNIXであるHP-UX9.0のマルチ・ユーザ版(16ユーザ)である。このOSは、システムVリリース3を基本としてBSD4.3の機能を付加したものであり、標準規格としてはPOSIX及びX/Open XPG3に準拠している。マルチウインド・システムとしては、MITのX11を利用しており、ウインド・マネージャとしてMotifもしくはHP社のVUE(Visual User Environment)が使用できる。このOSは、母国語対応機能(NLS)により日本語もサポートしており、シェル環境変数LANGにより、パソコン等で使用されるシフトJIS(LANG=japanese)とUNIXワークステーションで一般的に使用されているEUC(LANG=japanese.euc)を切り替えることが可能である。各種の理由からネットワーク・コミュニケーションにおいて最も推奨されるのはJIS7ビット漢字であるとの報告もある(野呂ほか, 1989)が、シフトJIS、7ビットJIS及びEUCの3種類の漢字コード間の変換を行うフィルタ・プログラムを持っている。また、本システムでは、ETHERNETを利用したTCP/IPによる接続をネットワーク環境の基本としている。この上で、telnet, ftp, NFS, NIS, mail等の機能が利用可能である。また、データ・サーバEWSには、UUCPを利用してシステム保守のサポートを行うHP社製のRemote Watchもインストールした。

本システム上でのプログラム開発のために、言語としてはC言語及びFORTRAN77の使用が可能であ

る。さらに、データ・サーバEWSにおいては、C++の使用も可能である。また、グラフィックスとしては、2次元の場合の標準としてGKS、3次元・2次元の場合の標準としてPHIGSをサポートしているほか、HP社のstarbaseも使用できる。これらによるソフトウェアの開発を支援するために、プログラムの編集・コンパイル・リンク・デバック・管理等を容易にするSoftbenchというCASEソフトウェアも使用可能とした。

4.7 図形データ入出力用EWS

図形データ入出力用EWSは、報告書等の一部のイメージデータの入力及び蓄積されたデータについての基礎的な図面出力を担当する。本EWSは、キャノンのPIXEL Dioデジタル・カラー・ステーションをフルカラーのイメージ入出力装置及びカラーPostScript プリンタとして使用することができる。また、本EWSには、衛星画像の表示等のための端末装置として、イメージ・ディスプレイ装置 (Graphica M-1008SP) も接続した。

PIXEL Dioデジタル・カラー・ステーションにより、A3までの図面、フィルム、ビデオ等からフルカラー図形データの入力が可能であり、また、PostScript, TIFF, Xウィンド等の様々な標準フォーマットのファイルのフルカラー図形データを出力することができる。この装置のスキヤナー部からは、A3までの図面を、分解能20~400dpi, RGB各8ビット (16,777,216色) のデータとして入力することができる (8Mピクセルを超える画像の場合には、複数回に分けてスキヤンする必要がある)。また、スキヤナーへの投影機能を利用することにより、35mmフィルム (ネガ/ポジ), OHPフィルム等の入力も可能である。また、ビデオ入出力部のコンポジット, S, RGBの各端子から、NTSCのビデオ入力信号を600×480の画像として入出力可能である。この装置のプリンタ部は、最大8Mピクセル, RGB各8ビット (16,777,216色) のイメージ・データのフルカラー・プリンタ、または、分解能は400 dpi, 最大256色のPostScript level 2カラー・プリンタとして動作する。使用できる用紙サイズはA3までの各種用紙であるが、運用上A4及びA3の2種類の用紙のみをサポートする。手差し機構を使用すれば、OHP用紙にも出力することが可能である。

イメージ・ディスプレイ装置は、4096 x 4096 x 24 bit という巨大なフレーム・メモリを持つ衛星画像等のリモート・センシング・データ管理用の端末装置であり、イメージ処理用の専用ソフトウェアを用いて制御される。このイメージ・ディスプレイ装置用にGLSP, GDSP-1, GDSP-2, CORE, MOVIE BYU, 2Dpaint, IMAGER-H, GeoGraph等のソフトウェア・パッケージを準備した。

本システムの持つ図形入出力ハードウェアとしては、他にはサーバ・バックアップEWSに接続されたレーザ・プリンタ (Canon LBP-B406S) 及びカラー・インクジェット・プリンタ (HP PaintJet XL) がある。これらのプリンタは、標準テキスト・ファイルの出力の他に、その元来の機能とフィルタ・ソフトウェアにより、PostScript, PCL, LIPS II/LIPS III等の標準的なページ記述言語とプロッタに対する標準的なコマンドであるHP-GLまたはHP-GL/2を使用することも可能である。

これらの出力機器を使用することによって、一般的には標準として扱われる画像/図形データ・フォーマットのほとんどの出力が可能となっている。各々のフォーマットに応じたプリンタ・スプーラ、フィルタ・ソフトウェア及びハードウェアを第5図に示す。

5. 共用データ管理システムにおけるデータ管理

5.1 データ・アクセス権の管理

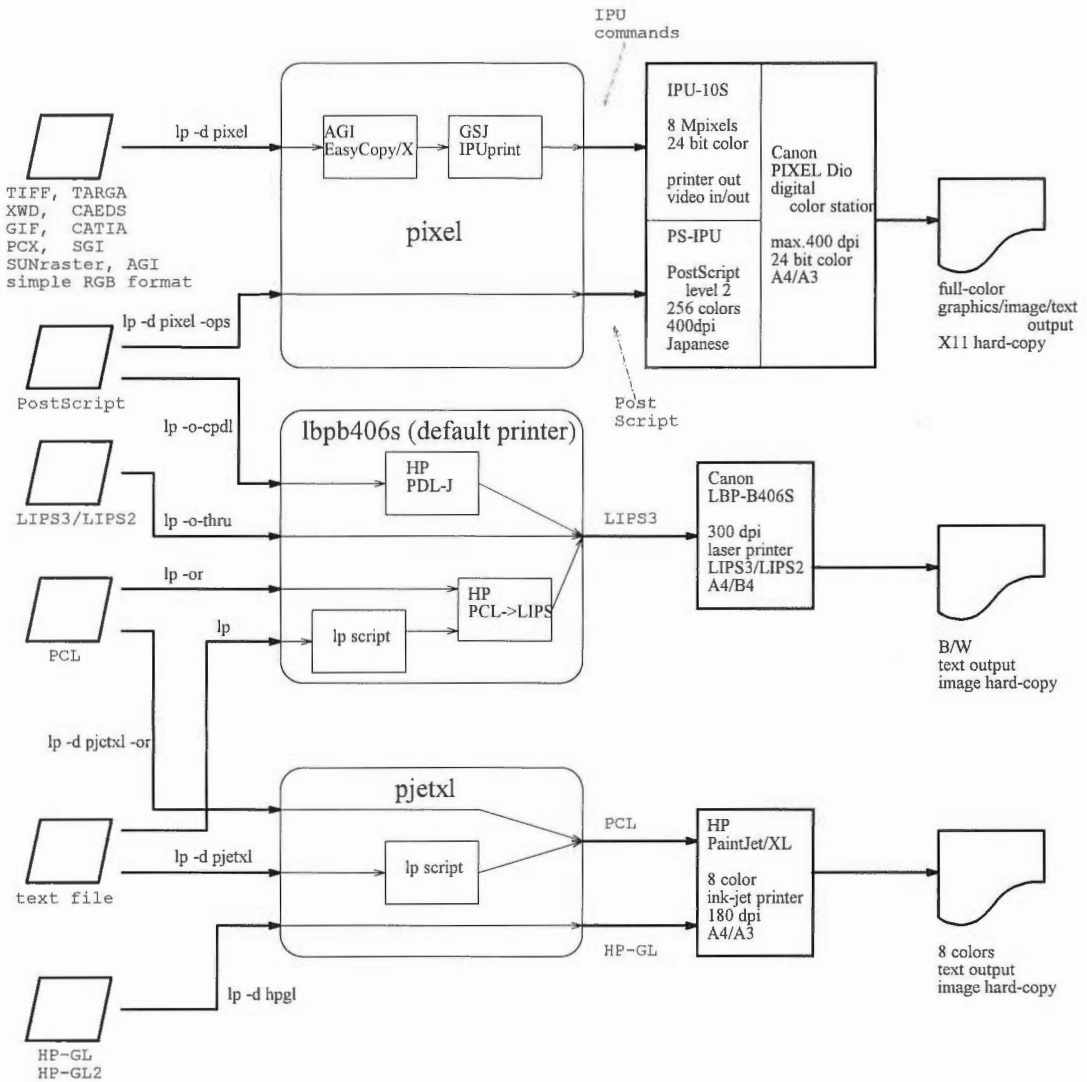
本システムではユーザを、システム全体の管理を行うシステム管理者、各データについての管理を行うデータ管理者 (本システム上では、「コア・ユーザ」と称する)、及びデータの利用者である一般ユーザの3種類のランクに区分して運用している。全てのユーザは一般ユーザとしてのユーザIDを持ち、本システムの通常の利用は一般ユーザとして行う。システム資源、データなどの管理を行う場合に、その

File Format

LP spooler

printer

output



第5図 共用データ管理システムを持つ図形/画像出力機能。
 Fig. 5 Graphics/image data output facilities of the common use data management system.

権限を持つユーザのみがシステム管理者、コア・ユーザ等としてのユーザIDを用いてその作業を行う。

システム管理者は、システム・ハードウェア/ソフトウェアの管理、計算機資源（ディスク・スペース等）の割り当て等のいわゆるスーパー・ユーザとしての計算機ハードウェア/ソフトウェアの管理を行う。また、これに加えて、本システムの管理するデータの索引情報の管理、ユーザの管理、データの外部構造の決定などのシステム全体にわたるデータの参照・検索の根幹の部分管理する。ただし、システム管理者が担当するデータは、蓄積されたデータに対する索引データまでとし、コア・ユーザが管理する個別のデータにまでは及ばない。

コア・ユーザは、本システムにおいて、各データの蓄積・管理、関連ソフトウェアの開発などを行う

中心的なユーザである。コア・ユーザには、システム管理上許される範囲内で、データ書き込みを含めた本システムのデータに対するあらゆるアクセスが許されている。各コア・ユーザは、各探査法用EWSもしくはサーバ・バックアップEWSからデータを入力し、設定されたデータ構造の基準に従って共用データを登録する。各コア・ユーザの書き込み可能な領域は、自らの管理するデータ項目のディレクトリとする。コア・ユーザは、自らの管理すべきデータに対してアクセス権を持つユーザが参照可能なようにデータに対して善良な管理を行う義務を負うが、一般ユーザに対してサービスを提供する義務は持たない。データに対して複数のコア・ユーザがいる場合もある。「参加主義」という方針により、コア・ユーザのいないデータについては、本システムでは扱わない。現時点でコア・ユーザが存在するデータは、システム管理情報(索引情報等)、坑井検層データ、坑井テスト・データ、電磁法データ、反射法データ、VSPデータ、微小地震データ、衛星画像データ、地化学データ、地図データ(国土数値情報)等である。

一般ユーザは、本システムのデータ及び関連ソフトウェアの単なる使用者であり、共用データについては、コア・ユーザの承認を得たデータについての読み取り権限のみを持つ。一般ユーザは、本システムに対する様々な希望・提案(データの入力、エラー・データ/バグ等の修正、ソフトウェア整備etc.)をコア・ユーザに示すことはできる。しかし、参加主義を原則とする本システムにおいては、システムの維持・構築に携わるシステム管理者及びコア・ユーザは、システム構築に参加していない「単なるユーザ」に対して義務を負っていないため、これらの希望・提案が実現される保証はない。一般ユーザは、原則的には一時ファイル領域とユーザのホーム・ディレクトリ以外には書き込みを禁止している。一時ファイル領域(/tmp)は、一時的なデータの編集等のための書き込み可能領域ではあるが、作成後数日以内にこの領域内のファイルは消去され、継続的な使用は認めていない。

これらのユーザ区分に加えて、各データに対してアクセス権を持つユーザのグループを設定し、グループ・レベル、一般レベルの2レベルに分けてデータの読み取り権限を制御している。各々のレベルに対応して、ユーザはデータを参照・利用することができる。グループ・レベルは、公開が限定されたデータに対して、各データに対応してコア・ユーザが指定したグループ内のユーザのみが参照可能なデータのレベルであり、UNIXのグループ及びACL(Access Control List)によるファイル・アクセス・コントロールにより実現される。一般レベルは、公開データについて適用され、ファイルの読みとり許可を全ユーザに対して与えることにより実現される。

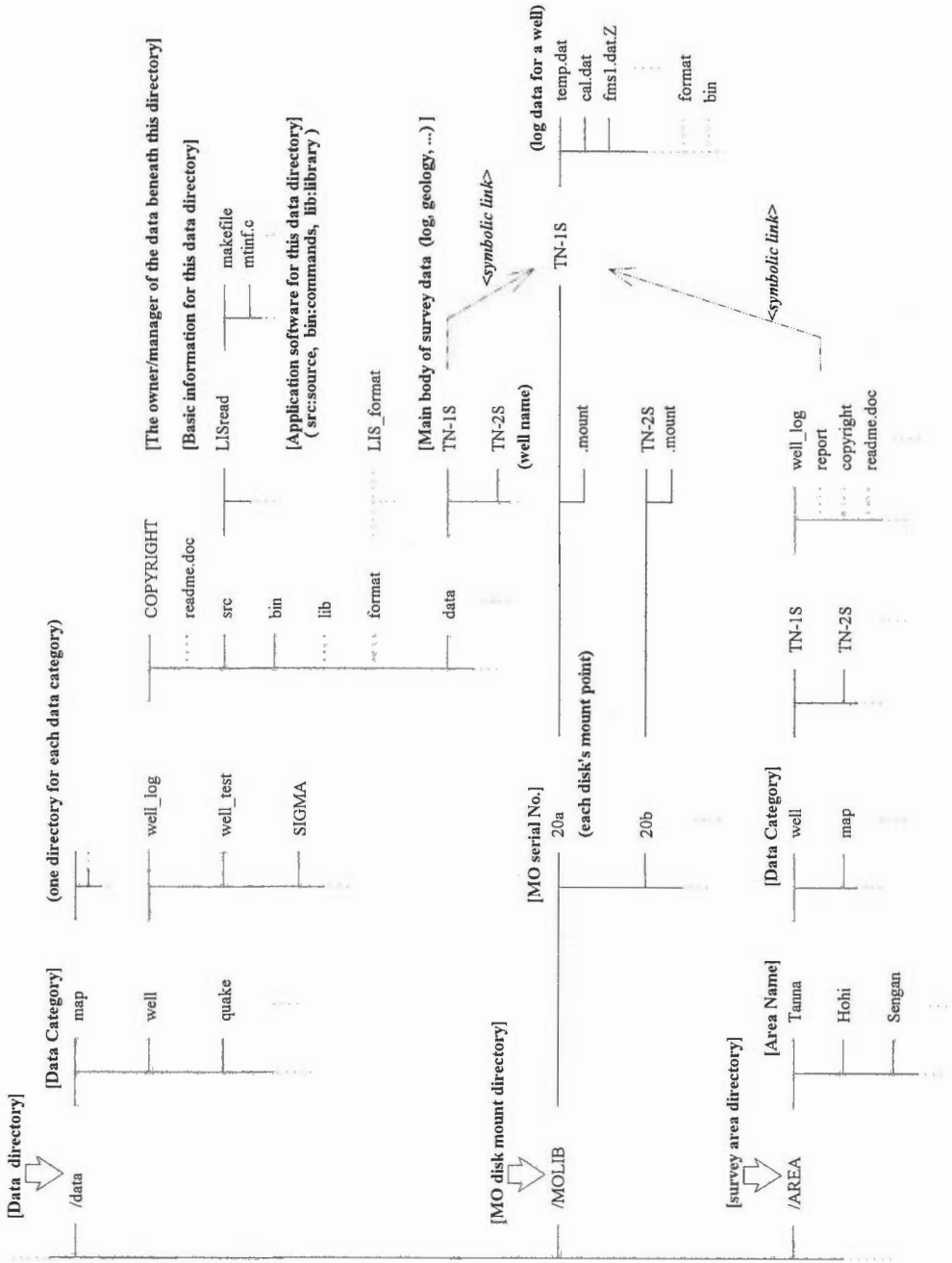
5.2 共用データ管理システムのデータの外部構造

これまで示したように、本システムが管理すべき対象のデータは、本プロジェクトにより必要とされる、または取得される様々な地球科学データ及び関連データである。また、可能な限り、データの精度、取得方法等を記録するために必要な各種の補助情報や、一部データについては入力・処理ソフトウェア等も本システムに入力していくことになる。これらの関連した情報は秩序だつてまとめられ共通の外部構造の様式を持つ。

個々のデータに対するフォーマットやデータ構造は、平易な構造、もしくは実質標準の構造を持つものとするを方針として定めた。一般的な重力調査、通常の反射法データ等はGSJフォーマット(広島・中井, 1981)、SEGフォーマット(Society of Exploration Geophysicists, 1980)等のかなり一般化した標準フォーマットを持つ場合が多い。しかし、新しい探査法のデータも含めた全てのデータに対してあらかじめ統一的なフォーマットを規定して本システムを構築することは非常に困難であり、また本システムの柔軟性を欠くことにもなりかねない。

このような様々なデータに柔軟な対応するために、本システムではUNIXのディレクトリ構造を生かしたデータの外部構造を用いることとした(第6図)。

本システムにおいては、データの入力・管理を行うコア・ユーザは、担当するデータに関する分野を専門とする研究者である。このため、各探査データの外部構造の最も根幹となる部分は、まず探査手法



第6図 共用データ管理システムのデータ構造。
Fig. 6 Data structure of the common use data management system.

により関連づけられていることとなる。データの外部構造の最下層には、1回の探査により取得されたデータに関するディレクトリである。このディレクトリの下には、調査データ、データの書式、報告書等の調査に関する補助情報、データ所有権・公開許可情報、そのデータを使用するための応用プログラム等の関連したファイル等々をまとめる。また、このディレクトリについての概要、ファイルの構成等を記述したファイルもここにおかれる。これらのディレクトリやキーとなるファイルの命名規則等についてはUNIX・PDS等に準じた統一的な基準を適用し、ユーザがデータを参照する場合の混乱を防ぐ。データ、応用プログラム等は必要に応じてさらにサブディレクトリを作成するが、ここから下は各データの内部構造となるので、システム全体として特に基準を設けない。各データ単位の内部構造の部分も、基本的には検索を考慮した平易な構造または実質標準の構造を採用するが、標準構造の有無・適否、データの性質等を考慮して各コア・ユーザが決定・管理する。このような最小の単位を、調査実施時期、探査・解析手法、調査地域等を階層として積み上げていき、データ全体に関するディレクトリ構造を作り上げる。標準的なフォーマット、応用プログラム等が多くのデータに適用可能な場合は、上位のディレクトリにそのような標準的なフォーマット、応用プログラム等を置く。場合によっては、各データの最小単位のディレクトリからこのファイルにシンボリック・リンクすることにより、その関係が明確にできる。また、探査手法別ではなく、調査地域ごとに各データに関連づけて検索できることが望ましい場合にも、同様な手法が使用できる。すなわち、UNIXのディレクトリ構造とファイルのリンク機能を活用して、探査手法を基に階層化されたディレクトリ構造に対して、調査地域別に構築したディレクトリ構造からシンボリック・リンクをかけて、調査地域から検索していくデータ構造の構築が可能となる。

光磁気ディスクのように、ディスクの両面にデータが記録され、データの読み出しが片面ずつとなる媒体を使用したオート・チェンジャー式の大容量外部記憶装置を利用する場合、データのアクセスによるディスクの交換を多発しないためには、このようなデータ構造において各データ単位ごとのディレクトリ以下、もしくは各データ項目単位のディレクトリ以下をディスクの片面に収めるような注意が必要である。また、光磁気ディスク上にその媒体がマウントされるべきパスを内容とするマウント・ポイント識別用ファイルを作成することにより、オート・チェンジャー内の媒体の位置に左右されずにデータ構造を維持することが容易である。

データの外部構造をこのように実現することにより、ユーザはディレクトリ・ツリーをたどることにより目的とするデータを検索できる。しかし、本システム中のデータ数が膨大となった時には、大量のデータに対して複雑なディレクトリ・ツリーをたどるのはかなり大変な作業となる。現在本システムが使用されているプロジェクトでは、調査地域・データ共に限定されており、このような問題は顕在化していない。しかし、より多くの地域・種類のデータを蓄積する必要が生じた時点で、ユーザのデータ検索の支援及び効率的なデータの管理のために索引検索機能を設けることを計画している。これは、SIGMAのバンキング・オリジン・インデックス・データベース (矢野, 1986) のような内容、つまり、データの対象とする調査域、調査の行われた時期、調査実施主体、公開の程度、書式、データ量、各データ単位のディレクトリ名等の索引情報を表形式のデータとして作成し、このデータを検索することにより、必要なデータに関する索引情報が得られるようにするものである。

6. SIGMA機能の移植

1980年代における地質調査所の地熱情報に関する総合的な管理システムSIGMAは、会話形式処理を念頭に開発されたため、ユーザが直接対話するオペレーティング・システム (CMS) もMS-DOSと同様な利便性を持つものであり、バッチ処理がまだ主流であった時代にあつては、ユーザにとって比較的良好な計算機環境であった。ただし、データベースそのものは利用者側と分離されたバッチ環境下のデータベース管理システム (IMS) で管理するものであり、データベース・システムの開発・使用上では、バッチ処理系と会話形式処理系のやや複雑な接続が必要であった。

1990年代に入って地質調査所の計算機環境は、UNIXを利用するワークステーションを所内LANで接続して相互利用する形態が一般化した。SIGMA上のデータベース・システム（以下、旧システム）はこのようなネットワーク接続への適合性が悪く、新しい環境の中では共用化が困難であった。また、SIGMAは維持管理上では大きな存在であったにもかかわらず、処理機能は90年代のワークステーションに比較して全く劣るものとなってしまった。このため、本システム開発の一環として、SIGMA機能の移植について検討が行われた。

SIGMAで開発されたデータベース、ソフトウェア資産は、SIGMA以外のシステムに移植して継続的に利用できるものと、移植困難なものがあった。データベースのデータそのものは一般的なものであるが、SIGMA上では階層構造のデータベース管理システムでファイル化されているため、ファイル構造の見直しが必要であった。また、処理ソフトウェアの多くは、SIGMAのファイル構造や図化プログラムに強く依存していたため、部分的な演算プログラムを除けばその移植性は非常に小さいものであった。ただし、プログラムのソース・コード自体には移植性がなくとも、その機能仕様や構成において旧システムで構築されたものは十分に価値のあるものであり、移行作業にとってよい出発点となった。

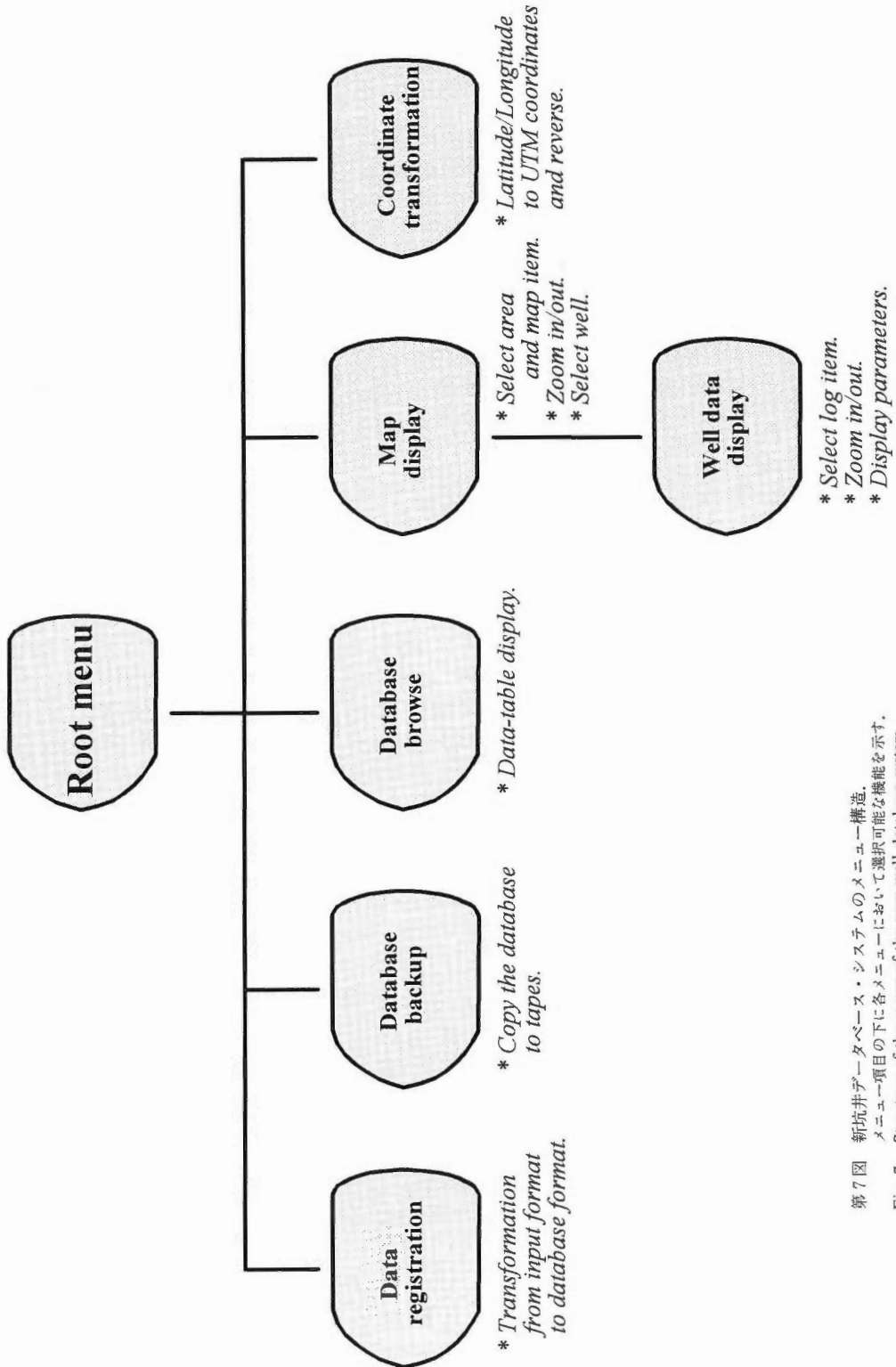
このような状況の中で、SIGMAで作成されたシステムの中から、坑井データベースとその処理ソフトウェアについてUNIXワークステーション上で新しく再構築を試みた。これは、坑井データについては今後の利用可能性やデータの集約度が高いと判断したためである。また、データの汎用性が高い地図データベースについては、SIGMAのデータベースを検索して得られる中間ファイルの形で、データ・サーバEWS上に移された。以下、新しいシステム上での坑井データベース・システムについて記述する。

新しいシステムのハードウェアとしてはIBMのRS6000/350というワークステーションをイーサネットLANに接続する形態を採用した。筐体は旧システムに比べてはるかに小さいが、演算速度はSIGMAの数十倍相当、磁気ディスク容量は旧システム相当の3ギガバイトである。表示部は19インチで1,280×1,024ドットのカラー・ディスプレイである。オペレーティング・システム（AIX）はUNIXに相当する機能を持っている。

旧システムの坑井データベースは、データベース管理システムを用いて、坑井名や坑井位置をデータとして含む「坑井ヘッダー」というファイル（旧システムではこのデータの集合をセグメントと呼称した）を階層構造の親にし、その下に検層データや地質データ等のセグメントを接続して検索していた。UNIXでは元々ファイル・システムは階層構造として扱われているので、特別なデータベース管理システムを用いることなくデータベースの再構築を行うことにした。

新しいシステムでは/SIGMADB/WELLDDBディレクトリの中に、坑井ヘッダーも他のデータも並列的にディレクトリを作成して、その中に各坑井のデータの一つずつファイルにした。例えば「ケーシング(casing)」というディレクトリの中にはDW-1.HOHL、H-1.SENGAN等のファイルがある。ファイル名の始めは坑井名、ピリオドの後は地域名である。坑井識別には旧システムで作成した文字数字の記号である坑井IDよりも坑井名のほうが利用者にとって便利である。ただし、異なる地域に同じ名称の坑井が複数存在する。そこで多少長くなるがこのようなファイル名称で各坑井を識別することにした。このようにすれば、坑井による検索も可能であるし、また、同じ種類のデータで異なる坑井のデータを集合させているので多くの利用形態にとって便利である。各ファイルの内容はSIGMAの坑井データベース（矢野・村岡、1986）と同等である。

UNIX坑井データベースの管理・利用の支援のために、新しいメニュー・システムを作成した。新メニュー・システムはXウィンド上で動作し、ユーザ・インターフェースとして Motif を用いることとした。第7図に新メニュー・システムの構造と機能を示す。これらの機能のうち、データ管理とデータ・バックアップは坑井データベースの管理者のみが利用できる。他の機能は一般利用者が利用可能である。新メニュー・システムの典型的な利用法として、まず地図表示機能を用いて画面上に地図を描画し、地域を選択して坑井位置を表示した後、地図上で坑井を選択してデータを検索する手順があげられる。坑井を選択すれば、検層図や地質柱状図を表示し、一部拡大等の機能を用いてデータの細部を検討するこ



第7図 新坑井データベース・システムのメニュー構造。
メニュー項目の下に各メニューにおいて選択可能な機能を示す。
Fig. 7 Structure of the menu of the new well database system.
Functions are shown under menu items.

とが可能である。なお、新メニュー・システムの地図表示のために、LANで接続されたデータ・サーバEWS上の地図データベースのデータを利用している。

SIGMAの坑井データベースのデータのうち多くは、NEDOのデータを、地質調査所とNEDOの協約に基づいてデジタル化作成したものが占めている。したがって、本データベースの利用はその協約に基づき、公表時にも一定の手続きを必要とする。このため、本データベースはLAN上から自由にアクセスできるようにしてはいるが、そのデータの主要部分はハードコピーとして編集・公表している(矢野ほか、1989、須田・矢野、1991)。

ここに記述した新メニュー・システムはデータを除いては、移植というよりもむしろ再作成したものである。もちろん旧システムの機能や構成(矢野・村岡、1986)を参考にしているがこの部分に関しての開発は旧システムを作成した際よりもはるかに容易であった。しかし、旧システム全体は各種のデータを種々の形態で処理する大きいシステムであったのでその全部を再構築することはできなかった。坑井データの処理機能についても旧システムの一部しか再作成できなかった。しかし、新しいシステムはUNIXという研究所内では一般的になった環境下にあるので、今後の改良等において有利になったと言えるであろう。

7. おわりに

解析・評価における共用データを効率的に管理していくために、解析・評価用共用データ管理システムを構築した。また、これと併せて地熱情報データベース・システムSIGMAの坑井データベース・システムのネットワーク対応型システムへの移行を行った。

本システムの開発にあたっては、大容量のデータを効率的に管理するために、地球科学データの持つ階層性を考慮した外部記憶装置の組み合わせを行い、システムの安定した稼働のために同一構成の2台のワークステーションを使用した。データ構造に柔軟性を持たせるために、外部構造の統一と平易な構造を基準としたデータ管理手法を採用し、データ利用者自らによる共用的なデータの管理のための基盤を構築した。これらの実現には、特定の応用ソフトウェアを利用せず、階層構造を持ち、シンボリック・リンク可能なUNIXの持つファイル・システムとファイル・アクセス制御機能を利用している。

計算機技術の急速な発達により、SIGMAと同様に本システムのハードウェア/ソフトウェアが旧式化していくことは避けられないであろう。本システムの最大の使命は、実際には2度と入手することが不可能な貴重な調査データを有効に蓄積、管理、利用していくことであろう。本システムの運用方針である自主的な参加主義原則の有効性、データが増加してきた時のデータ/システム管理方法の適正化、そして我々自らの共用的なデータに対する姿勢が、本システムの今後の課題であろう。

今後、本システムは、「深部地熱資源調査」等において取得される新たな調査にも対応しつつ、データの蓄積を進めていく予定である。

謝辞 共用データ管理システムの開発に際し、当所の宮崎光旗氏には、様々な御指導をいただいた。また、本システムの導入に当たっては、当所の村田泰章、高橋 誠の両氏に御助力いただいた。記して謝意を表す。

本システムの内部構造の構築には、各データに対するコア・ユーザとして菊地恒夫、中尾信典、小川康雄、高倉伸一、山口和雄、大湊隆雄、木口 努、高橋正明、野田徹郎、宮崎芳徳の各氏も参加している。

文 献

花岡尚之・矢野雄策・津 宏治・西 祐司・浦井 稔・村田泰章・小川克郎 (1986) 地熱情報データ

- ベース・システムSIGMA '83 について. 地調報告, no. 265, p. 1-18.
- 広島俊男・中井順二 (1981) 重力データのバンキング. 昭和55年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 国土地熱資源基本図作成に関する研究, p. 5-12.
- 松村明光・伊藤建彦 (1989) ネットワークによる第III期RIPS利用の手引, 217p.
- Menke, W., Friberg, P., Lerner-Lam, A., Simpson, D., Bookbinder, R. and Karner, G. (1991) Sharing Data Over Internet with the Lamont View-Server System. *EOS, Trans. Amer Geophys. Un.*, vol. 72, no. 38, p. 409-414.
- 村田泰章・駒澤正夫・野呂春文・志知龍一・山本明彦 (編集) (1994) 西南日本における重力データ解析および画像化表現法の研究. 地調報告, no. 280, p. 91.
- 日本アイ・ピー・エム株式会社 (1980) 昭和54年度全国地熱資源総合調査 (データ・ベース・システム概念設計) 報告書. 85p. 日本アイ・ピー・エム株式会社.
- 西 祐司 (1990) 共用データ管理システムのデザイン. サンシャイン計画研究開発成果 (昭和63年度一平成元年度) 中間報告書, 地熱探査技術等検証調査に伴うデータの解析・評価 断裂型貯留層探査法解析・評価, p. 301-320.
- (1991) 直接アクセス・ファイルによる標高データベース・システムの作成. 地調報告, no. 275, p. 267-310.
- ・矢野雄策 (1992) 共用データ管理システムの開発. 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に伴うデータの解析・評価 断裂型貯留層探査法解析・評価 (平成2-3年度), p. 427-468.
- ・————・仲澤 敏・村田泰章・浦井 稔・花岡尚之・小川克郎 (1986) アトラス作成システムGATLAS. 地調報告, no. 265, p. 505-538.
- 野呂春文・川勝 均・宮崎光旗 (1989) 地質調査所ネットワークで推奨する情報交換用漢字コードとコード変換プログラムについて. 地質ニュース, no. 413, p. 37-45.
- ・村田泰章・西 祐司 (1992) ラスター形式地質図イメージデータのCD-ROM作成. 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に伴うデータの解析・評価 断裂型貯留層探査法解析・評価 (平成2-3年度), p. 471-487.
- Society of Exploration Geophysicists (1980) Digital Tape Standards. 65p.
- 須田芳朗・矢野雄策 (1991) 日本の地熱調査における坑井データ その2 検層データおよび地質柱状図データ. 地調報告, no. 273, 842p.
- 矢野雄策 (1986) バンキング・オリジン・インデックス・データベース. 地調報告, no. 265, p. 457-469.
- ・花岡尚之 (1987) 地熱情報データベース・システムSIGMAの研究開発とその成果. 物理探査, vol. 40, p. 129-144.
- ・村岡洋文 (1986) 坑井データベース・システム. 地調報告, no. 265, p. 69-189.
- ・西 祐司・花岡尚之・小川克郎 (1986) PI (プロジェクト・インフォメーション) システム. 地調報告, no. 265, p. 487-504.
- ・須田芳朗・玉生志郎 (1989) 日本の地熱調査における坑井データ その1 コア測定データ一物性, 地質層序, 年代, 化学組成一. 地調報告, no. 271, 832p.

平成 7 年 3 月 22 日 印 刷
平成 7 年 3 月 27 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 亀 田 修 平
印 刷 所 ニ ッ セ イ エ プ ロ (株)
東京都港区西新橋 2-5-10

©1995 Geological Survey of Japan

ISSN 0366-5542

CODEN : CCHHAQ

REPORT No. 282

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Takeo SATO, Director General

Research on Exploration Methods for Fractured-type
Geothermal Reservoirs

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Higashi 1-chōme, Tsukuba-shi, Ibaraki-ken, 305 Japan

1995

地 調 報 告

Rept. Geol. Surv. Japan

No. 282, 1995