

# CSAMT 法のすすめ

内田利弘<sup>1)</sup>・高倉伸一<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

○月○日晴れ, 午前9時10分頃;

“こちら測定班, 送信班応答願います。そろそろ測定準備が完了しますので, 送信の準備を始めて下さい。”

“こちら送信班, 了解しました。発電機のエンジンのアイドルリングを始めます。”

約10分後;

“こちら測定班, 送信班応答願います。準備ができましたので, まず周波数8キロヘルツの電流を流して下さい。”

“こちら送信班, 了解。”

“こちら送信班, 8キロヘルツ, 3アンペアで電流を流しています。”

“こちら測定班, 了解しました。それでは8キロヘルツの測定を始めます。”

“こちら送信班, 了解。”

数分後;

“こちら測定班, 送信班応答願います。次に4キロヘルツをお願いします。”

“こちら送信班, 了解。”

“こちら送信班, 4キロヘルツ, 7アンペアで電流を流しています。”

“こちら測定班, 了解しました。それでは4キロヘルツの測定を始めます。”

“こちら送信班, 了解。”

……

CSAMT法では測定クルーと送信クルーは5~10km程度離れて作業をするため, お互いに無線機で連絡を取りながら測定を進める。しかし, 山岳地域のように地形の険しいところでの調査では無線機の通信は困難になることが多く, 感度の悪い無線通信は作業能率を下げ, クルーを不機嫌にさせる。そういう場合, 上記の通信のかわりに, 測定開始および周波数変更のタイムテーブルを

あらかじめ作っておき, それに従って, 測定クルーおよび送信クルーが独立に作業を進めることが一般的になっている。1つの測点で10数通りの周波数の測定を行い, 1つの周波数の測定はふつう3分程度なので, 1測点に1時間弱を要する。その間, オペレータは少しのミスも許されず, 時間そして孤独との戦いはきびしい。ときには昼食の弁当を食べながら測定をすることもある。

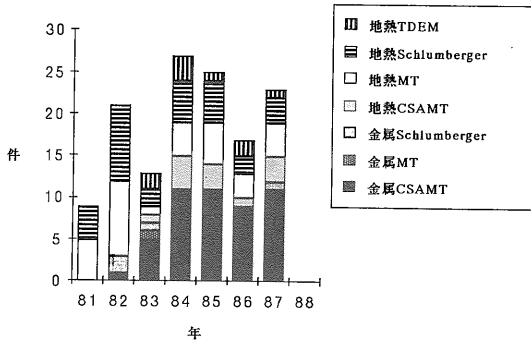
さて, 昨今, CSAMT法やMT法(マグネトテリク法)といった探査法が地熱貯留層や金属鉱床の探査に多く用いられるようになってきた。CSAMTはControlled Source Audiofrequency Magnetotelluricsの略である。すなわち, 人工的に制御された信号源を使ったMT法ということの意味する。MT法については小川(1990本特集号)が解説を行っているので参照されたい。ここではCSAMT法の簡単な理論, 測定方法, 測定装置などについて概説し, 適用例を紹介する。

## 2. CSAMT法の背景

CSAMT法はGoldstein and Strangway (1975)が初めて試験調査と理論的計算結果をもとに適用性の議論を行った。その後, 1980年代に入って, 半導体技術の進歩とともに, 商業ベースで探査が可能な測定装置が米国のZonge社やカナダのPhoenix社によって開発され, 金属鉱床や地熱資源の探査に用いられはじめた(Sandberg and Hohmann, 1982; 横川, 1984; Zonge et al., 1986)。

地下の比抵抗を測定し地下構造や状態を探るには, 人工的な電流や電磁波を地中に送り込み地下媒質からの応答を受信する方法と, 自然現象を信号源とする電磁波が地下に伝わる状態を測定する方法がある。金属鉱床や地熱貯留層などの比抵抗構造探査には, 前者として直流電流を使うシュランベルジャ法や電磁波を使うCSAMT法およびTDEM法が用いられ, 後者として磁気圏や電離層などで発生する電磁波を使うMT法が実用化されて

1) 地質調査所 地殻物理部



第1図 1981年～1987年における金属鉱床，地熱資源探査の調査件数の推移。第1表に基づいている。

いる。

1981年～1987年において金属，地熱，石油資源を対象にわが国の機関によって実施された，比抵抗構造探査のための電気・電磁法探査の件数の推移を第1表および第1図に示す。シュランベルジャ法，CSAMT法，TDEM法，MT法について，地質調査所発行の「物理探査・調査研究一覽」に記載されたものと，筆者が確認している国の調査を集録した。実験的な調査や企業調査などで記載もれの調査もいくつかある。

1980年代初めまではシュランベルジャ法が地熱や金属鉱床の比抵抗構造探査の主流を占め，金属鉱床ではIP法が硫化鉱物分布の探査のために用いられた。シュランベルジャ法は直流電流を用い，1km程度の探査深度を得るために数kmもの長さの電線を地表に展開して電流を流す必要があるため，作業効率がよくない。また，地下深部の情報を精度よく抽出するためには大きな電流を必要とする。1980年代に入って，MT法はこれらの短所を解消するものとしてわが国に導入され，地熱探査では盛んに用いられるようになった。周波数は0.001～10,000ヘルツが対象となる。100ヘルツあたりを境にし測定に要する機器の特性が異なるので，それより高い周波数を扱うときAMT法（オーディオ周波数帯のMT法）と呼び，それより低周波数を扱う通常のMT法とは区別される。MT法は人工の信号源を必要とせず，100m程度離れた2点間の電位差や磁場を計5成分を測定して，地下の比抵抗を求める。周波数の高低によって電磁波が透入できる深度が異なり，多くの周波数における見掛比抵抗を比較することによって比抵抗の深度変化がわかる。しかし，送電線や電車などの人工ノイズの大きいわが国では，ノイズに埋もれたMT信号を選択的に抽出するために長時間の測定や複雑な信号処理が必要であり，一般に，測定値の精度はシュランベルジャ法に劣る。ただし，シュランベルジャ法では電極間隔を大きくして深部探査をする

1990年4月号

ので，急峻な地形や人工的な障害物がある場合には測線測量の精度は悪くなり，結果として測定精度の低下につながることも多い。

CSAMT法は人工の信号源を用い，MT法と同じように電磁場を測定する方法である。周波数はAMT法と対比され，1～10,000ヘルツを扱う。探査深度はシュランベルジャ法と同じく，深さ1km程度までを対象にしている。人工的に制御された信号源を用いるのでMT法より高精度の測定値を得ることができる。また，電極間隔を広げる必要がないので，シュランベルジャ法より効率よく1つの測点についての垂直探査ができる。わが国でも1980年代半ばから金属鉱業事業団を中心に実用的に用いられるようになり，金属鉱床探査では中心的存在になっている。また，新エネルギー・産業技術総合開発機構や新エネルギー財団を中心として地熱資源探査にもさかんに用いられるようになった。

### 3. 測定方法

MT法では測点における水平電場2成分と磁場3成分，計5成分の自然電磁場について周波数0.001～10,000ヘルツの信号を測定し，これらの信号間の関係，とくに互いに直交する水平電場・磁場間のインピーダンス（振幅比と位相差）から見掛比抵抗などを計算する。インピーダンスは電場・磁場の測定方位によって変化したテンソル量として扱われる。それに対し，CSAMT法ではふつう互いに直交する水平電場・磁場各1成分を測定し，それらの信号間のインピーダンスから見掛比抵抗と位相差を求める。これはスカラー量であり，MT法のインピーダンス・テンソルの1つの要素だけを見ることに相当する。

第2図にCSAMT法の典型的な測定配置を示す。送信には長さ1～4kmの電流ダイポール（両端を接地した電流電線，Grounded Wire）や大きなループに周波数1～10,000ヘルツの電流を流して信号を発生させる。わが国では設置が比較的容易であり，張るケーブルの長さや電流に対する信号モーメントが大きい電流ダイポールが一般的に使われている。信号源は調査地から十分離して設置する。通常，測定する最低周波数における表皮深度の4～6倍以上の距離だけ離す。受信測点では電流ダイポールに平行な方向の電場成分と直交する磁場成分から見掛比抵抗  $\rho_a$ ，

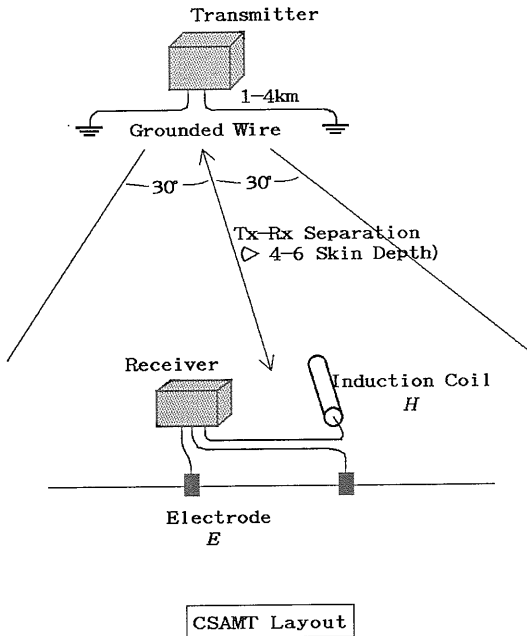
$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E}{H} \right|^2 \quad (1)$$

および電場・磁場間の位相差  $\phi$  を求める。ここで  $\omega$  は角周波数， $\mu$  は真空の透磁率， $E$  は電場， $H$  は磁場であ

第1表 1981年～1987年において金属鉱床、地熱、石油資源を対象に実施された比抵抗探査(CSAMT法、MT法、TDEM/TEM法、シュランベルジャ法)の一覧。記号は「物理探査・調査研究一覧」に記載されたもの。

記号	調査名	方法	場所	測線		測点数	測点密度	実施機関	依頼機関	年	目的	
				km	km2							
Te81.2	駒ヶ岳南部	Schlumberge	北海道	6.6		24		日鉄鉱コンサ	新日本製鉄	1981	地熱	
Te81.3	大山物理探査	Schlumberge	鹿児島県			69		住鉱コンサル	石油資源開発	1981	地熱	
Te81.7	八甲田山西部物理探査	MT	青森県			140		地熱技術開発	石油資源開発	1981	地熱	
Te81.10	梁山溪物理探査	MT	北海道			45			石油資源開発	1981	地熱	
Te81.11	薄部物理探査	MT	北海道			70		地熱技術開発	石油資源開発	1981	地熱	
Te81.13	56促進調査沖浦地域	Schlumberge	青森県		23	62		川崎地質	NEF	1981	地熱	
Te81.14	ルンポール地熱開発調査	Schlumberge	インドネシア		29	75		西日本技術開	JICA	1981	地熱	
Te81.18	56検証調査仙岩地域	MT	岩手県、秋田県			22		マークランド	NEDO	1981	地熱	
Te81.18	56検証調査栗駒地域	MT	宮城県			22		マークランド	NEDO	1981	地熱	
Me82.1	瀧原地域電気探査	CSAMT	新潟県	5.6		65		MMAJ	MMAJ	1982	金属鉱床	
Me82.5	57年度広域調査北陸甲木野(冠)	Schlumberge	鹿児島県			82		三井金属資源	MMAJ	1982	金属鉱床	
Me82.9	57年度広域調査北陸甲木野(赤)	Schlumberge	鹿児島県			30	135	住鉱コンサル	MMAJ	1982	金属鉱床	
Te82.1	リフト深谷地熱開発計画調査	Schlumberge	ケニア	10.7		29		三井金属	エンJICA	1982	地熱	
Te82.5	田野82物理探査	MT	大分県			40		CGG	石油資源開発	1982	地熱	
Te82.6	板谷鉱山付近電気探査	Schlumberge	山形県		10	38		住鉱コンサル	住鉱軽金属工	1982	地熱	
Te82.7	56検証調査栗駒地域	Schlumberge	宮城県	18		17		日鉄探開	NEDO	1982	地熱	
Te82.8	白別82物理探査	MT	北海道			75		CGG	石油資源開発	1982	地熱	
Te82.9	湯川地域電磁探査	MT	北海道		7.5	30	4.00	地熱技術開発	日本重化学工	1982	地熱	
Te82.10	八甲田地域電気探査	Schlumberge	青森県	7		52		日鉄鉱コンサ	新日本製鉄	1982	地熱	
Te82.11	葛根田地域電磁探査	MT	岩手県			11.5	49	4.26	地熱技術開発	日本重化学工	1982	地熱
Te82.13	56検証調査仙岩地域	Schlumberge	秋田県	18		17		住鉱コンサル	NEDO	1982	地熱	
Te82.15	弟子屈地域地熱調査	Schlumberge	北海道			16		道立地下資源		1982	地熱	
Te82.19	奥会津地域電磁探査	MT	福島県			65	50	0.77	日鉄鉱コンサ	NEF	1982	地熱
Te82.20	57検証調査仙岩地域	MT	秋田県 岩手県			8		マークランド	NEDO	1982	地熱	
Te82.21	湯布院地域電気探査	Schlumberge	大分県	19		68		新日鉄鉱コン	新日本製鉄	1982	地熱	
Te82.22	八幡平(乳頭)電気探査	Schlumberge	秋田県	19		62		大手開発	電源開発	1982	地熱	
Te82.25	支笏湖地域電磁探査	MT	北海道		40	24	0.60	三井金属資源	電源開発	1982	地熱	
Te82.27	粟駒地域(陣ヶ森)電気探査	Schlumberge	宮城県	23					電源開発	1982	地熱	
Te82.28	池田湖北方物理探査	MT	鹿児島県			77		CGG	石油資源開発	1982	地熱	
	57大規模深部量肥地域	MT	大分県、熊本県		45	58	1.24	マークランド	NEDO	1982	地熱	
Me83.3	麓刈鉱山地域電気探査	CSAMT	鹿児島県			18		住鉱コンサル	住友金属鉱山	1983	金属鉱床	
Me83.5	58広域調査北陸甲木野(甲田山)	Schlumberge	鹿児島県			12	135	11.25	住鉱コンサル	MMAJ	1983	金属鉱床
Me83.8	58広域調査八甲田(十和田湖東)	CSAMT	青森県			128	131	1.02	住鉱コンサル	MMAJ	1983	金属鉱床
Me83.9	58広域調査八甲田(花輪東部)	CSAMT	岩手県			156	161	1.03	同和工管	MMAJ	1983	金属鉱床
Me83.1	58広域調査南麓(飯山)地域	CSAMT	鹿児島県			32	64	2.00	住鉱コンサル	MMAJ	1983	金属鉱床
Me83.11	麓刈鉱山物理探査	MT	鹿児島県			30		住鉱コンサル	住友金属鉱山	1983	金属鉱床	
Me83.11	深沢地区CSAMT法試験調査	CSAMT	秋田県			87		MMAJ		1983	金属鉱床	
Te83.5	板谷鉱山付近電気探査	Schlumberge	山形県、福島県	19		82		住鉱コンサル	住友軽金属工	1983	地熱	
Te83.8	担根北(北湾)電気探査	Schlumberge	北海道	6		7		日鉄探開	芙蓉グループ	1983	地熱	
Te83.13	豊肥(小国)地域地熱調査	TDEM	熊本県		16	40	2.50	三井金属資源	電源開発	1983	地熱	
Te83.14	地熱発電技術調査研究(栗山村)	CSAMT	栃木県			100		大手開発	電電設計	1983	地熱	
Te83.16	56促進調査池田湖周辺地域	TDEM	鹿児島県		40	70	1.75	三井金属資源	NEF	1983	地熱	
	57大規模深部量肥地域	MT	大分県、熊本県		35	55	1.57	マークランド	NEDO	1983	地熱	
Me84.1	麓刈鉱山電気探査	CSAMT	鹿児島県			40		住鉱コンサル	住友金属鉱山	1984	金属鉱床	
Me84.5	59広域調査八甲田地域十和田湖	CSAMT	青森県			131		住鉱コンサル	MMAJ	1984	金属鉱床	
Me84.8	59広域調査八甲田地域花輪東部	CSAMT	岩手県			21		日鉄探開	MMAJ	1984	金属鉱床	
Me84.9	59広域調査南麓地域	CSAMT	鹿児島県		48	110	2.29	住鉱コンサル	MMAJ	1984	金属鉱床	
Me84.11	59基礎調査カレンダ地域	CSAMT	ザンビア		79	317	4.01	日鉄探開	MMAJ	1984	金属鉱床	
Me84.12	59基礎調査アルマゲール地域	CSAMT	コロンビア		21	105	5.00	三井金属資源	MMAJ	1984	金属鉱床	
Me84.13	59基礎調査ワヌコ地域	CSAMT	ペルー			151		三井金属資源	MMAJ	1984	金属鉱床	
Me84.14	59基礎調査シャムバ地域	CSAMT	ジンバブエ			306		同和工管	MMAJ	1984	金属鉱床	
Me84.15	59基礎調査アルマゲール地域	CSAMT	モロッコ		19.4	27	1.39	三井金属資源	MMAJ	1984	金属鉱床	
Me84.18	豊羽鉱山地区CSAMT法試験調査	CSAMT	北海道			13		MMAJ		1984	金属鉱床	
Me84.19	59広域調査錦川地域	CSAMT	山口県			93		MMAJ		1984	金属鉱床	
Me84.16	59全国地熱八甲田地域	CSAMT	青森県		352	266	0.76	同和工管	NEDO	1984	地熱	
Te84.1	豊肥地域小国町電気探査	Schlumberge	熊本県	30		102		住鉱コンサル	電源開発	1984	地熱	
Te84.2	ケウネン州北部地熱開発調査	Schlumberge	アルゼンチン	26.5		50		日鉄探開	JICA	1984	地熱	
Te84.5	滝上地区電気探査	Schlumberge	大分県		8			住鉱コンサル	出光地熱	1984	地熱	
Te84.8	56促進調査豊羽地域	TDEM	北海道		70	82	1.17	三井金属資源	NEF	1984	地熱	
Te84.9	弟子屈地域地熱調査	Schlumberge	北海道			5		道立地下資源		1984	地熱	
Te84.10	56促進調査豊山西部地域	CSAMT	長崎県			155		大手開発	NEF	1984	地熱	
Te84.11	鉛川B4電磁探査	TDEM	北海道		38	66	1.83	三井金属資源	石油資源開発	1984	地熱	
Te84.12	沼沢湖物理探査	MT	福島県			56		テクノコンサル	石油資源開発	1984	地熱	
Te84.14	上川B4電磁探査	TDEM	北海道		30	35	1.17	三井金属資源	石油資源開発	1984	地熱	
Te84.18	田野B4物理探査	Schlumberge	大分県			55		住鉱コンサル	石油資源開発	1984	地熱	
Te85.2	59全国地熱国分地域	CSAMT	鹿児島県		315	241	0.77	大手開発	NEDO	1984	地熱	
Te84.19	59全国地熱ニセコ地域	CSAMT	北海道		521	319	0.61	住鉱コンサル	NEDO	1984	地熱	
	59検証調査仙岩地域	MT	岩手県、秋田県			38		地熱技術開発	NEDO	1984	地熱	

	59検証調査栗駒地域	MT	宮城県		45			地熱技術開発NEDO		1984	地熱
	59深部地熱CA法	MT	東北地方北部		7			住鉱コンサルGSJ		1984	地熱
Me85.1	60基礎調査ハリスコ地域	CSAMT	メキシコ	122	377	3.09		同和工管 MMAJ		1985	金属鉱床
Me85.3	養刈鉱山地域物理探査	CSAMT	鹿児島県	15	38	2.53		住鉱コンサル住友金属鉱山		1985	金属鉱床
Me85.4	上津江鉱区物理探査	CSAMT	大分県	20	77	3.85		住鉱コンサル住友金属鉱山		1985	金属鉱床
Me85.5	中電鉱山地区CSAMT法試験調査	CSAMT	福井県		26			MMAJ		1985	金属鉱床
Me85.8	60広域調査千歳地域	CSAMT	北海道	10	64	6.40		大手開発 MMAJ		1985	金属鉱床
Me85.13	60広域調査錦川地域	CSAMT	山口県	20	103	5.15		日鉄鉱コンサルMMAJ		1985	金属鉱床
Me85.14	明延鉱山地区CSAMT法試験調査	CSAMT	兵庫県		32			MMAJ		1985	金属鉱床
Me85.18	60基礎調査サバ地域	CSAMT	マレーシア	200	407	2.04		大手開発 MMAJ		1985	金属鉱床
Mge85.1	80広域調査南薩地域	CSAMT	鹿児島県	65	154	2.37		住鉱コンサルMMAJ		1985	金属鉱床
Mge185.1	60広域調査北薩串木野地域	CSAMT	鹿児島県	60	96	1.60		三井金属資源MMAJ		1985	金属鉱床
Me185.1	60広域調査八甲田地域	CSAMT	青森県		145			同和工管 MMAJ		1985	金属鉱床
Pe85.1	片貝85M研究班物理探鉱調査	MT	新潟県		8			石油資源開発		1985	石油
Te85.5	60促進調査上川地域	TDEM	北海道	80	40	0.50		三井金属資源NEF		1985	地熱
Te85.6	60促進調査湯田地域	Schlumberger	岩手県	17	52			同和工管 NEF		1985	地熱
Te85.8	60促進調査雲仙西部地域	Schlumberger	長崎県	27	90			大手開発 NEF		1985	地熱
Te85.9	60全国地熱八甲田地域	MT	青森県		50			同和工管 NEDO		1985	地熱
Te85.10	60促進調査豊羽地域	Schlumberger	北海道	22	69			日鉄探開 NEF		1985	地熱
Te85.11	60促進調査九住地域	CSAMT	大分県	70	145	2.07		住鉱コンサルNEF		1985	地熱
Te85.13	60全国地熱ニセコ地域	MT	北海道	521	50	0.10		住鉱コンサルNEDO		1985	地熱
Te85.15	60促進調査南茅部地域	Schlumberger	北海道	24	72			日鉄鉱コンサルNEF		1985	地熱
Te85.17	60検証調査仙岩地域	Schlumberger	秋田県	25	23			大手開発 NEDO		1985	地熱
Te85.18	采馬岳地域電気探査	MT	北海道		151			フェニックス出光地熱		1985	地熱
Te85.19	60促進調査王滝地域	CSAMT	長野県	70	152	2.17		日鉄探開 NEF		1985	地熱
	60検証調査仙岩地域	MT	岩手県、秋田県		45			地熱技術開発NEDO		1985	地熱
Le85.7	60深部地熱TDCSMT法八幡平地域	CSAMT	岩手県		21			同和工管 GSJ		1985	地熱
	60深部地熱CA法	MT	東北地方北部		30			住鉱コンサルGSJ		1985	地熱
Me86.8	61広域調査佐渡地域	CSAMT	新潟県	80	145	1.81		大手開発 MMAJ		1986	金属鉱床
Me86.9	61基礎調査バルメイロボリス地域	CSAMT	ブラジル	100	200	2.00		大手開発 MMAJ		1986	金属鉱床
Me86.10	61レアメタル調査笠間地域	CSAMT	茨城県	50	123	2.46		MMAJ		1986	金属鉱床
Me86.11	61広域調査錦川地域	CSAMT	山口県	20	107	5.35		同和工管 MMAJ		1986	金属鉱床
Me86.12	61基礎調査アルトゥレブレング	CSAMT	アルゼンチン	80	163	2.04		三井金属資源MMAJ		1986	金属鉱床
Mge86.1	61広域調査北薩串木野地域	CSAMT	鹿児島県	55	103	1.87		住鉱コンサルMMAJ		1986	金属鉱床
Me186.1	61広域調査南薩地域	CSAMT	鹿児島県	50	104	2.08		三井金属資源MMAJ		1986	金属鉱床
Me186.2	61精密調査北鹿地域	CSAMT	秋田県	100	126	1.26		同和工管 MMAJ		1986	金属鉱床
Meo86.1	61広域調査錦川地域	CSAMT	山口県	20	107	5.35		同和工管 MMAJ		1986	金属鉱床
Te88.4	奥会津地熱調査電磁探査	TDEM	福島県		118			三井金属資源奥会津地熱		1986	地熱
Te86.10	61促進調査八雲地域	TDEM	北海道		69			三井金属資源NEF		1986	地熱
Te86.12	61促進調査九住地域	Schlumberger	大分県	23.5	64			住鉱コンサルNEF		1986	地熱
Te86.14	61促進調査王滝地域	Schlumberger	長野県	22.5	76			川崎地質 NEF		1986	地熱
Te86.15	61促進調査猪苗代地域	MT	福島県	65	40	0.62		住鉱コンサルNEF		1986	地熱
Te86.16	61全国地熱国分地域	MT	鹿児島県	330	52	0.16		大手開発 NEDO		1986	地熱
	61深部地熱TDCSMT法八幡平地域	CSAMT	秋田県		21			同和工管 GSJ		1986	地熱
	61高精度MT管原地区	MT	大分県、熊本県		30			地熱技術開発NEDO		1986	地熱
Me87.1	養刈鉱山電気探査	Schlumberger	鹿児島県	18	42			住鉱コンサル住友金属鉱山		1986	金属鉱床
Me87.8	荒谷鉱山SIP/CSAMT法調査	CSAMT	福井県	2.7				日鉄鉱コンサル日鉄鉱業		1987	金属鉱床
Me87.11	62北薩串木野地域	CSAMT	鹿児島県	15	95	6.33		住鉱コンサルMMAJ		1987	金属鉱床
Me87.13	62広域調査八甲田地域	CSAMT	青森県	30	93	3.10		同和工管 MMAJ		1987	金属鉱床
Me87.14	62広域調査錦川地域	CSAMT	山口県	3	76	25.33		日鉄探開 MMAJ		1987	金属鉱床
Me87.15	62精密調査北鹿地域	CSAMT	秋田県	10	140	14.00		日鉄鉱コンサルMMAJ		1987	金属鉱床
Me87.17	62八谷地区	CSAMT	山形県	1.5	112	74.67		住鉱コンサルMMAJ		1987	金属鉱床
Me87.19	62年基礎調査ハウズ平原地域	CSAMT	モロッコ	150	302	2.01		三井金属資源MMAJ		1987	金属鉱床
Me87.21	62年基礎調査アルセリア地域	TEM	メキシコ		202			同和工管 MMAJ		1987	金属鉱床
Me87.22	62広域調査佐渡地域	CSAMT	新潟県	1.2	42	35.00		大手開発 MMAJ		1987	金属鉱床
Mge87.2	62広域調査伊豆地域	CSAMT	静岡県	20	105	5.25		三井金属資源MMAJ		1987	金属鉱床
Mge87.3	62レアメタル調査阿武隈地域	CSAMT	福島県		73			大手開発 MMAJ		1987	金属鉱床
Me187.1	62広域調査南薩地域	CSAMT	鹿児島県	20	120	6.00		日鉄探開 MMAJ		1987	金属鉱床
Te87.7	62促進調査猪苗代地域	Schlumberger	福島県	20	68			住鉱コンサルNEF		1987	地熱
Te87.8	62促進調査養刈地域	TDEM	鹿児島県		60	1.37		三井金属資源NEF		1987	地熱
Te87.9	62全国地熱鶴見岳地域	MT	大分県	420	40	0.10		住鉱コンサルNEDO		1987	地熱
Te87.10	62促進調査八雲地域	Schlumberger	北海道	24	67			大手開発 NEF		1987	地熱
Te87.11	62促進調査巖上赤倉地域	CSAMT	山形県	9.6	98			日鉄探開 NEF		1987	地熱
Te87.12	62促進調査菅沼地域	Schlumberger	秋田県	28	78			同和工管 NEF		1987	地熱
Te87.13	62促進調査福江島西部地域	CSAMT	長崎県	75	151	2.01		日鉄鉱コンサルNEF		1987	地熱
	62高精度MT管原地区	MT	大分県、熊本県		59			地熱技術開発NEDO		1987	地熱
	62全国地熱那須地域	MT	栃木県	530	40	0.08		マークランドNEDO		1987	地熱
	62全国地熱十勝地域	MT	北海道	580	41	0.07		地熱技術開発NEDO		1987	地熱
	62熱水利用発電管原地区	CSAMT	大分県					西日本技術開発NEDO		1987	地熱



第2図 CSAMT法の典型的な測定配置。測点は送信ダイポールの垂直二等分線を中心におよそ30°以内の範囲で、表皮深度の4-6倍以上の距離に設ける。

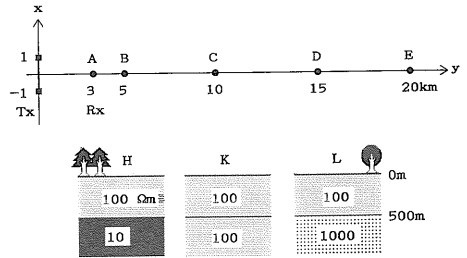
る。電流ダイポールがつくる電磁場は、直流電界、誘導電磁場および放射電磁場の合わさったものである。信号源から表皮深度  $\delta$ ,

$$\delta = \left( \frac{2\rho}{\omega\mu} \right)^{1/2} \quad (2)$$

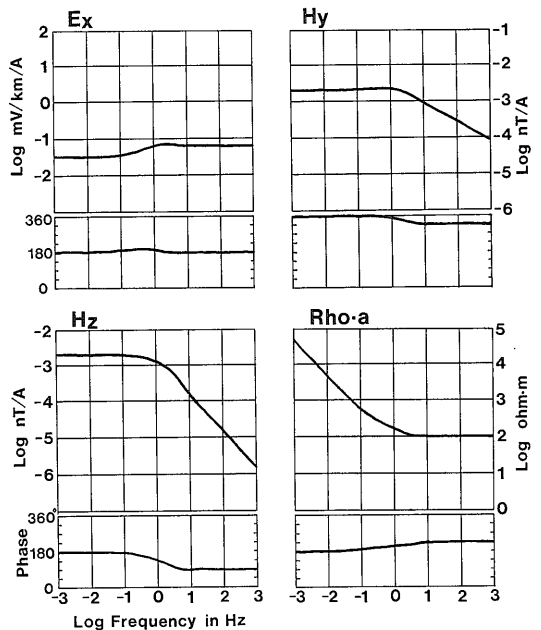
に比べて十分遠い距離に位置する測点では放射電磁場が卓越し、電磁場は平面波として扱うことができる。すなわち、MT法の前提条件である Wave Zone の電磁場挙動としての解析が適用でき、信号源の存在を無視して、電場と磁場の測定から測点直下の地下媒質の比抵抗を知ることができる。しかし、測点が信号源に近いところにある場合には、測点で測定される電磁場は直流電界に支配される割合が大きく、信号源と測点の位置関係やその間の地下比抵抗構造に依存するので、測点直下の比抵抗は単純には得られない。これはニアフィールド効果と呼ばれる。

#### 4. 電磁場の理論計算

水平成層構造大地上に電流ダイポールが存在するとき、それによって地表の測点に形成される電磁場は理論的に計算できる。2次元、3次元の任意構造については有限要素法などの数値計算が必要であり、完成された計算プログラムはまだ発表されていない。



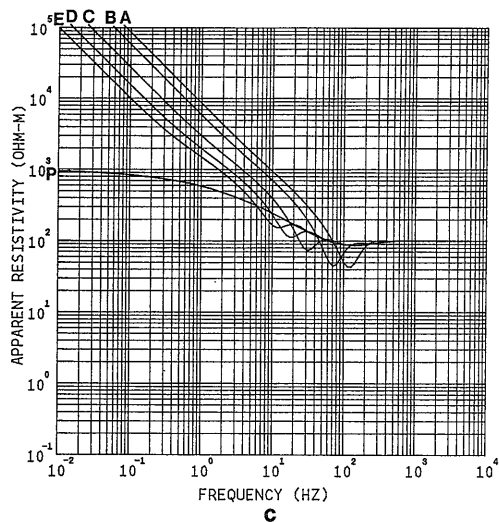
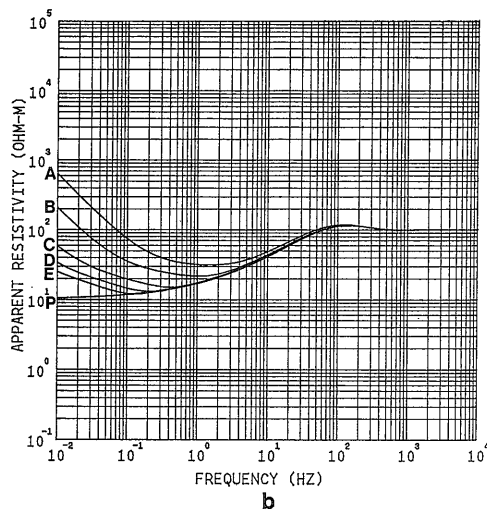
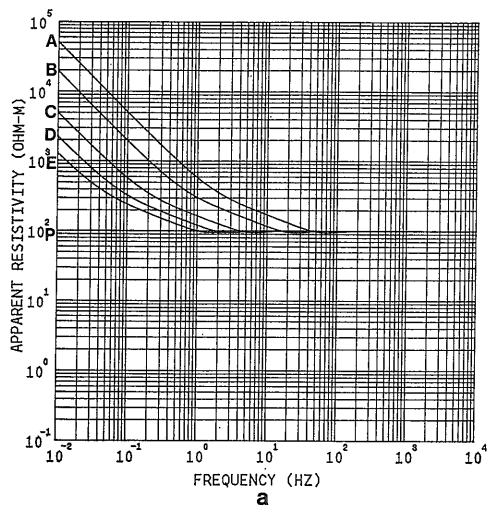
第3図 理論計算を行った2層構造モデル(下)と、測点の平面図(上)。送信ダイポールの長さは2km、A~Eは測点を表す。



第4図 均質大地(モデルK)における測点Cの(a)電場 Ex, (b)磁場 Hy, (c)磁場 Hz および(d)見掛比抵抗。

第3図に示すような3通りの2層構造大地(モデルH, K, L)を考える。モデルKは比抵抗100Ωmの均質大地である。原点を中心にx軸方向に長さを2kmの電流ダイポールを置き、その垂直二等分線(y上)に5つの測点(A~E)を3~20kmの距離に置く。

モデルKにおける測点Cの電場・磁場の強度を第4図に示す。電場強度は10ヘルツより高周波数では約0.06 mV/km/A、0.1ヘルツ以下では約0.03mV/km/Aで、各々はほぼ一定の値をとる。つまり、直流電界の卓越するニアフィールド領域(0.1ヘルツ以下)の電場は10ヘルツ以上のWave Zone(ファーフIELD領域)の電場の1/2の強度になる。その間に約2 decadesの遷移領域(トラ

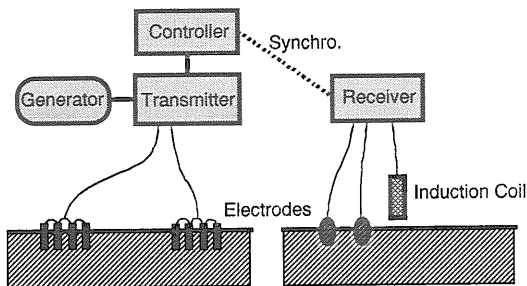


ンジション領域)がある。信号源に対する位相はファーフィールドおよびニアフィールド領域で $0^\circ$  ( $180^\circ$ )であり、トランジション領域で少し大きくなる。図では計算時の信号の正負の取り方が逆のため $180^\circ$ 加えた位相になっている。磁場強度はファーフィールド領域では周波数に対し一定の傾き(均質大地の場合およそ $-0.5$ )で変化し、ニアフィールド領域では一定の値をとる。ニアフィールド領域での強度は大地の比抵抗に依存せず、信号源と測点の位置関係によって決まる。ファーフィールド領域の磁場強度曲線の傾きの絶対値はモデルKの場合 $0.5$ であるが、モデルHでは、表皮深度が低比抵抗基盤に入る周波数では $0.5$ より小さく、モデルLでは、表皮深度が高比抵抗基盤に入る周波数では $0.5$ より大きくなる。どちらのモデルも表皮深度が第1層に相当するとき傾きは $0.5$ である。位相はファーフィールドで $45^\circ$  ( $315^\circ$ )、ニアフィールドで $0^\circ$ になる。前者は放射電磁場、後者は直流磁場に相当する。これらの信号を用い式(1)によって見掛比抵抗を計算すると、ファーフィールド領域では $100\Omega\text{m}$ の一定値、ニアフィールド領域では周波数に対し傾き $-1$ の直線になる。これは式(1)に上述の電場・磁場の変化を当てはめれば容易に理解できる。電場と磁場の位相差はファーフィールド領域では $45^\circ$ 、ニアフィールド領域では $0^\circ$ になる。

第3図のモデルに対する各測点の見掛比抵抗曲線を第5図に示す(村上・高倉, 1988)。均質大地のモデルKでは、見掛比抵抗曲線の形状は測点によって変化せず、ただ、それに応じて周波数軸方向にシフトするだけである。測点Bの曲線を見ると、ファーフィールド領域はおよそ $40$ ヘルツ以上である。送信-受信間距離は $5\text{ km}$ であり、これは $100\Omega\text{m}$ 、 $40$ ヘルツの表皮深度約 $0.8\text{ km}$ の6倍にあたる。周波数 $20$ ヘルツまではほぼ $100\Omega\text{m}$ に近いとみなすと表皮深度は約 $1.1\text{ km}$ であり、実用的にWave Zone とみなしうるデータを得るためには、信号源は表皮深度の $4-6$ 倍以上離す必要がある。

低比抵抗基盤のモデルHでは、測点が遠くなるにつれて下部の低比抵抗層の影響を受けて、ファーフィールドからトランジション領域に移る周波数はモデルKに比べ低周波側に移動する。逆に、高比抵抗基盤のモデルLでは信号源から離れるにつれてトランジション領域に移る周波数はモデルKに比べ高周波側に移動する。その結果、見掛比抵抗曲線はトランジション領域で大きなアンダーシューティング(低比抵抗部)と低周波側に向かう急

第5図 第3図のモデルにおける測点A～Eの見掛比抵抗。(a)モデルK, (b)モデルH, および(c)モデルL。Pは平面波による見掛比抵抗を表す。



第6図 CSAMT法の測定装置の構成。点線はクロックによる同期を表す。

激な立ち上がりを示す。

測定データにおけるニアフィールドおよびトランジション領域の見掛け抵抗を平面波 (Wave Zone) の値に補正する試みがなされている (鈴木, 1985; Yamashita and Hallof, 1985). 補正すべき量 (図5における記号Pの曲線との差) は, モデルKおよびHでは曲線がなめらかではほぼ同じ程度であり, これらを基準に補正量を決めれば比較的正しく補正ができる. しかし, 高比抵抗基盤 (モデルL) の場合, 曲線の変化は複雑であり補正はむずかしい. 佐々木 (1988) は1次元多層解析を行なうとき信号源の位置を解析に取り込み, ニアフィールドの問題を解消する方法を提案している.

### 5. 測定装置

測定装置の構成を第6図に示す. 送信側は発電機, 送信器 (トランスミッタ), トランスミッタ・コントローラ (制御部), 電流電極 およびケーブルで構成される. 受信側は受信装置, インダクション磁力計, 電位電極などで構成される (写真1~5). トランスミッタ・コントローラと送信装置には高精度のクォーツクロック (精度  $10^{-10}$  程度) が内蔵され, 測定に先だって発振周波数をその精度で同一にする (同調) 必要がある. また, 信号源と測点の電磁場の位相差をみるためにはクロックの同期をとる必要がある. クロックの同調・同期は毎朝行うのが一般的である.

トランスミッタ・コントローラから設定された周波数に応じたスイッチング信号が送信器に送られ, 送信器はそれに応じて電流の極性を切り替える. ふつう, 送信器は矩形波状の交替直流を地下に流す. 受信装置では, その周波数に応じて内部クロックが発生するトリガー信号に従って時系列信号をスタッキングする. 市販されているCSAMT法の測定装置はデータ取得ソフトウェアを内蔵しており, そのソフトウェアに従って信号の増幅,

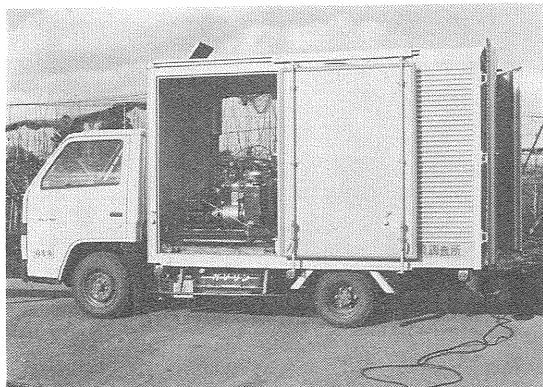


写真1 発電機 (荷台に積まれている装置). 荷台の後部にトランスミッタが積まれている。

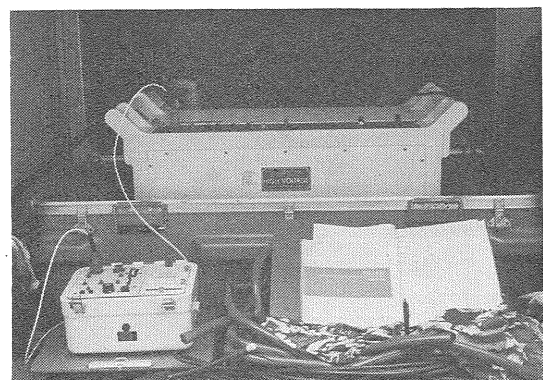


写真2 25kW出力のトランスミッタ (奥) とトランスミッタ・コントローラ (手前の小さい箱)

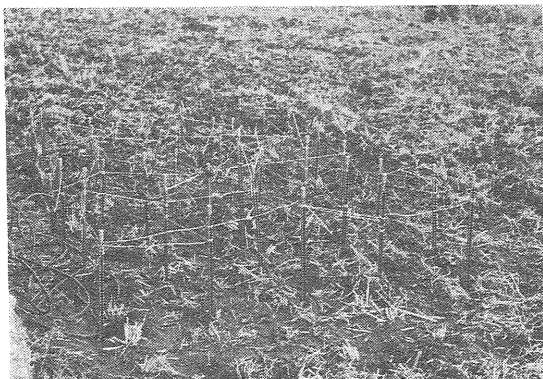


写真3 電流電極. この電極の接地抵抗は約30Ωであった。

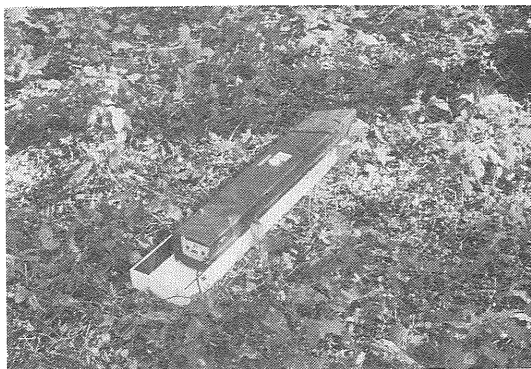


写真4 インダクション磁力計。

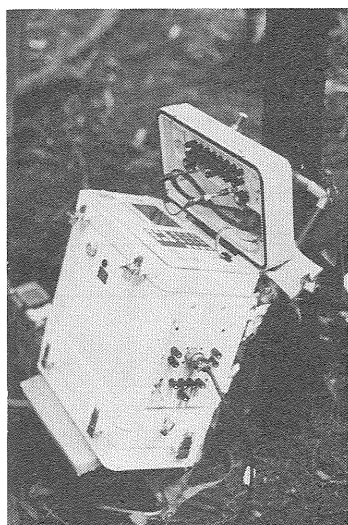


写真5 受信装置。背負って運ぶにはやや重い。

フィルタリング、A/D変換、スタッキング、周波数解析、アナログ回路およびインダクション磁力計の周波数特性の補正、インピーダンス（見掛比抵抗など）の計算、および、データの記憶などが行われる。測定データはパソコンに転送された後、処理される。わが国における調査に多く用いられている代表的な探査装置は Zonge 社の GDP-12/16、Phoenix社の V-4/5 システムである。その他に仏地質調査所 (BRGM) や電力中央研究所の研究グループ（茂木ほか、1989）も機器を製作している。

送信器に要求される出力は調査の規模、すなわち目的とする探査深度と送受信間の距離に応じて異なるが、小規模の調査では3-6キロワット程度の出力、大きな調査では20-30キロワットもの出力の送信器および発電機が用いられる。できるだけ大きな電流（ときには数10アンペア）を流すため、抵抗が小さく耐圧の大きいケーブル

を用い、電流電極は接地抵抗を小さくする努力を払う必要がある。

測定に要する人員は、基本的に、送信器と受信装置のオペレータが各1人、電極やケーブルの設置のための作業員が数名であり、同程度の探査深度を対象とするシュランベルジャ法に比べ労力はかなり少ない。

## 6. 現地調査

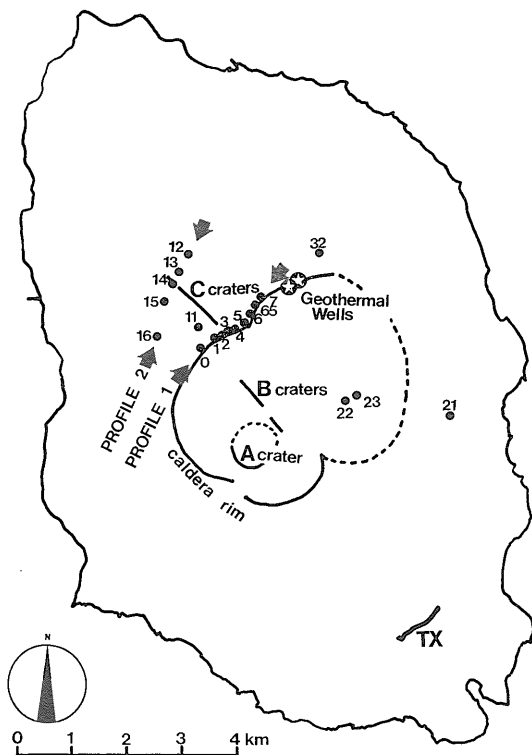
CSAMT 法を実施するとき調査の目的が概査的なものであるか精査的なものであるかによって2つの測点設計が考えられる。概査的な場合、測点を調査区域の中に離散的にばらまいてマッピングを行い、目的とする異常域を抽出する。精査的な場合、既存の調査データによって得られた異常域の構造を詳細に把握するため異常域を横切る測線を複数設定したり高密度に測点を配置したりして断面解析を行う。概査段階においては、調査地の比抵抗構造の特徴は未知であることが多く、電流ダイポールの位置と方向は比較的自由に選択される。前に述べたように、CSAMT 法はスカラー見掛比抵抗を与える手法であり、テンソル量である大地のインピーダンスのどの成分を測定するかによって、得られる見掛比抵抗値が異なってしまう。従って、精査段階では、比抵抗分布はある程度わかっているの、その構造に対して最もよく異常を抽出できる見掛比抵抗分布が得られるように電流ダイポールの方向を設定する必要がある。

第1表に示した CSAMT 法の調査のほとんどは概査的マッピングを目的に行われており、概して、金属鉱床の探査では探査対象面積が小さいため測点密度が高く、地熱地域では低密度の測点配置になっている。これは表に示した調査の多くが国の広域調査（概査的）によるものであるためと考えられる。測点密度は理想的には対象とする探査対象物の深さや実際の比抵抗異常の変化を十分捕捉できるように細かく設定すべきであるが、現実には経済的制約により必ずしも満足な調査設計がなされているとは言えない。

## 7. 調査例

表1に示したようにこれまで多くの CSAMT 法調査が実施されているが、一般の読者が目にする学会誌などに論文として調査結果が紹介されているものは少ない。金属鉱業事業団が金鉱床探査のために実施した調査の結果は辻本 (1989) に紹介されている。本章では、Ogawa and Takakura (1990) が伊豆大島で行った調査について紹介する。

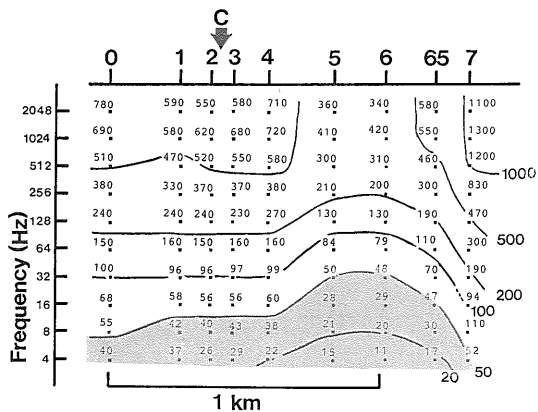




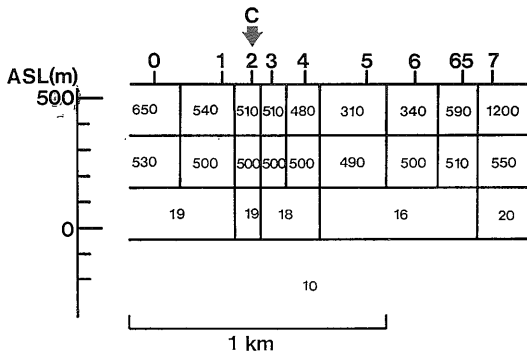
第7図 伊豆大島におけるCSAMT法調査の測点配置(Ogawa and Takakura, 1990による). 黒丸は測点, TXは電流ダイポールを表す.

伊豆大島は比抵抗の高い火山噴出物で覆われているので、電極を打ち込んだときの接地抵抗が高く、電流を地下に流す必要のある直流比抵抗法には不向きである。そういう場合、電磁波を用いるCSAMT法が有利になる。第7図に測点および電流ダイポールの位置を示す。電流ダイポールは三原山南東の波浮地区に北東-南西方向に設置した。ダイポール長は約1kmである。両端の電極に各々約150本のステンレス棒を打ち込んで接地抵抗を下げ、7~11アンペアの送信電流を流した。一般に、1キロヘルツ以上の周波数ではケーブルの自己誘導による抵抗が大きくなり、出力は一定でも流せる電流は小さくなる。受信測線は1986年のC噴火口を横切るように設定されている。電場を測る電位電極の間隔は50mであり、電極には非分極性のものを用いた。また、磁場の測定にはインダクション磁力計を用いた。

Profile 1の見掛比抵抗断面を第8図に示す。測点の位置を横軸に、周波数を縦軸にとってある。高周波数の電磁波は地下浅部までしか透入しないので、高周波数における見掛比抵抗値は浅部の情報だけを反映している。それに対し、低周波数の信号は深部の比抵抗情報も含ん



第8図 測線 Profile 1の見掛比抵抗断面(Ogawa and Takakura, 1990による).



第9図 2次元解析による測線 Profile 1の比抵抗断面(Ogawa and Takakura, 1990による).

でいる。図では高周波数の見掛比抵抗は500Ωm前後であり、深部(低周波数)に向かって低比抵抗になることがわかる。測点5, 6における浅部の見掛比抵抗は両側の測点より少し低い。これらの測点は送信源からほとんど同じ距離にあり、磁場強度は測点間ではほぼ一定になる。見掛比抵抗の差は電場強度の差に起因しており、さらに電場強度は浅部の比抵抗に比例する。

第9図に Profile 1の2次元解析による比抵抗構造モデルを示す。2次元解析では第8図の見掛比抵抗および位相の測定値をうまく説明する比抵抗モデルを有限要素法によって求める。第9図は、地下構造を数10の比抵抗ブロックに分割し、個々のブロックの比抵抗を未知数にして自動イメージングによって最適比抵抗を求めたものである。標高約100mより上の部分は数100Ωmの高比抵抗であり、大島を形成する火山岩が高比抵抗を示すものと思われる。また、それより深部では10-20Ωmの低比抵抗であり、導電性の地下水に富む地層が深部に存在することが推測される。第8図に見られた測点5, 6

付近のコンターのゆがみは、浅部の比抵抗の変化だけで説明でき、深部の構造は水平方向にほとんど変化しないことがわかる。このような浅部の比抵抗変化に起因する見掛け比抵抗分布の擾乱をスタティック効果と呼ぶ。第8図を一見しただけでは深部まで続く大きな比抵抗異常が存在すると解釈してしまう危険性があるが、注意深い2次元解析などによって正しい構造を求めることができる。

## 8. おわりに

CSAMT法は、垂直探査の手法の中では、シュランベルジャ法に比べると現場測定の作業が容易で、周波数サウンディングが可能であるため水平方向の分解能にすぐれているという利点があり、また、信号源を制御でき時系列スタッキングが可能であるため、MT法よりS/N比の高いデータを得ることができる。比抵抗探査の手法の中ですぐれた能力を有するホープ的存在であることは確かであろう。ただ、基本的にスカラー測定であること、ニアフィールド領域があるため実質的に探査深度が小さくなることなどの問題点をかかえ、今後研究開発の余地を残していることも事実である。表1に示したようにわが国では金属鉱床・地熱資源の探査に広く用いられているものの、その他の分野への適用はまだ進んでいない。探査装置に高度の技術が要求され、市販のものは外国製に限られ高価であることが1つの要因である。

CSAMT法の今後の展開として次の3つの課題があると考えられる。(1)測定時のノイズ除去処理方法の改良(内田ほか, 1989)や迅速な測定ができる簡便な測定装置の開発による測定精度と探査深度の向上,(2)高密度比抵抗マッピングやベクトル/テンソル測定(Uchida et al., 1989)などによる比抵抗構造解釈の精緻化,(3)信号源を考慮した3次元解析プログラムの開発と解析精度の向上。

以上、CSAMT法とその周辺について概説した。今後、CSAMT法がホープから中堅に成長することを期待してやまない。

## 参考文献

- Goldstein, M. A., and Strangway, D. W. (1975) Audio-frequency magnetotellurics with a grounded electric dipole source, *Geophysics*, 40, 669-683.
- 茂木 透・楠 健一郎・鈴木浩一・東 義則・城森 明 (1989) CSAMT 法探査装置の開発, 物理探査学会第81回学術講演会講演論文集 259-262.
- 村上 裕・高倉伸一 (1988) CSAMT 法における標準曲線集と信号源の位置. 地質調査所研究資料集, no. 52.
- Ogawa, Y., and Takakura, S. (1990) CSAMT measurements across the 1986 C craters of Izu-Oshima Island, Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, in press.
- 小川康雄 (1990) MT法による地下構造探査. 地質ニュース, no. 427.
- Sandberg, S. K., and Hohmann, G. W. (1982) Controlled source audio-magnetotellurics in geothermal exploration. *Geophysics*, 47, 100-116.
- 佐々木 裕 (1988) 信号源を考慮した CSAMT 法データの解析. 物理探査, 41, 27-34.
- 鈴木 徹 (1985) CSAMT 法における Near Field 補正の試み. 物理探査学会昭和60年度秋季講演会予稿集.
- 辻本崇史 (1989) 浅熱水性鉱脈型金鉱床の鉱化作用による比抵抗異常について. 地質ニュース, no. 413, 7-15.
- 内田利弘・高倉伸一・村上 裕・小川康雄 (1989) 時間領域 CSMT 法の探査実験. 物理探査学会第81回学術講演会講演論文集, 263-267.
- Uchida, T., Yokokawa, K., Nishikawa, N., Hanaoka, N. (1989) Attempt of tensor controlled source audiofrequency magnetotellurics. *Butsuri Tansa (Geophys. Explor.)*, 42, 27-39.
- Yamashita, M., and Hallof, P. G. (1985) CSAMT case histories with a multichannel CSAMT system and discussion of near-field data correction. *55th, Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 276-278.
- 横川勝美 (1984) CSAMT 探査法の概要. 物理探査, 37, 279-286.
- Zonge, K. L., Ostrander, A. G., and Emer, D. F. (1986) Controlled-source audio-frequency magnetotelluric measurements. in Vozoff, K. ed., *Magnetotelluric method, Geophysics Reprint Series no. 5*, Soc. Expl. Geophys., Tulsa, 749-763.

UCHIDA Toshihiro and TAKAKURA Shinichi: Guide to CSAMT.

<受付: 1990年1月16日>