

第 2 章 物理探查

1. 活断層調査における物理探査の適用性について

A review on applicability of geophysical exploration methods for characterizing an active fault

高橋 亨

Toru Takahashi

Abstract

The author summarizes the present state of utilization of geophysical exploration methods for characterization of an active fault by reviewing the published papers. The engineering purpose of the investigation of the active fault is generally to estimate the location, length and activity of the fault for earthquake disaster prevention and earthquake-resistant design. In general investigation of the active fault, delineation of a large scale of subsurface structure around the fault as well as very detailed description of near surface sediments on the fault are required for the evaluation of the features of the fault mentioned above. In such investigation, geophysical methods have been so far used with three different target depths as follows:

- 1) Deep exploration to delineate geological features around the fault with the scale of a few hundreds of meters to several kilometers,
- 2) Shallow exploration to delineate geological features around the fault and to define its characteristics with the scale of a few tens of meters to a few hundreds of meters,
- 3) Very shallow exploration to define very detailed geological features around the fault with the scale of a few meters to a few tens of meters.

In this paper, the present state of utilization of geophysical methods in investigation of an active fault for each target depth mentioned above is described. Deep exploration has been used most frequently among them. Seismic reflection and sonic prospecting methods have been widely used for delineation of a large scale of subsurface structure around a fault and for locating a fault. For shallow exploration, shallow seismic reflection, electrical and electromagnetic methods have been frequently used for detecting a fault. Radioactivity survey has been also often employed for detection of a shallow subsurface fault because of its easy operation. However, this method has not always provided satisfactory results due to their low reliability. Recent development of high resolution geophysical methods has given their possible use for very shallow exploration. At this moment, these newly developed high resolution methods are, however, used only in experimental surveys. Data acquisition and processing techniques for detecting fine geological features due to faulting are under development. In the future, in addition to the high resolution methods, three dimensional exploration methods as well as effective ways of integration of various geophysical methods should be developed.

1 まえがき

阪神淡路大震災により、我々は都市直下に起こる地震の恐ろしさを思い知らされた。そのため、震災直後から阪神淡路地区では、震災の原因究明と今後の防災計画策定を目的に各種の調査が実施されてきた。その中でも、

反射法地震探査を中心とする物理探査は当地区の地質構造や地震断層の正体を明らかにする上で大きな貢献をした。その結果は、物理探査学会を始めとする多くの学会の学術講演会や会誌の中で既に報告されている（例えば、物理探査、第48巻、第6号¹⁾；物理探査、第49巻、第6号²⁾；応用地質、第37巻、第4号³⁾）。

阪神淡路地区での例に見るように、活断層の調査において、物理探査の果たすべき役割は大きい。そのため、これまでも活断層の探査手法に関する数多くの研究が各機関によって行われてきた（例えば、内田，1984⁴⁾；楠・本荘，1990⁵⁾；是石ほか，1996⁶⁾；高橋ほか，1997⁷⁾）。そこで、本稿では、活断層調査でこれまでに用いられてきた物理探査法についてレビューし、活断層調査における物理探査法の適用の現状と今後の可能性について述べる。

本稿をまとめるに当たっては、可能な限り広く各方面の文献を参考にするよう努めたが、既往の研究全体を網羅することは困難なため、結果として偏ったレビューになっている恐れもある。また、筆者の専門が物理探査で

あるため、活断層調査全般に関する記述や探査結果の地質学的解釈等においても不十分な記載となっている。その点をご了解いただいた上で、参考にしていただければ幸いである。

2 活断層の調査法

活断層の調査は、工学的には、主に地震被害想定や耐震設計に必要な入力地震動を正しく推定するために必要な断層の評価を目的に実施されることが多い。その内容は、1) 地震を発生する可能性のある断層の位置や規模を正確に把握すること、および2) 近い将来地震を発生する可能性があるかどうか、つまり断層の活動性について評価することの2点である。耐震設計のための断層評

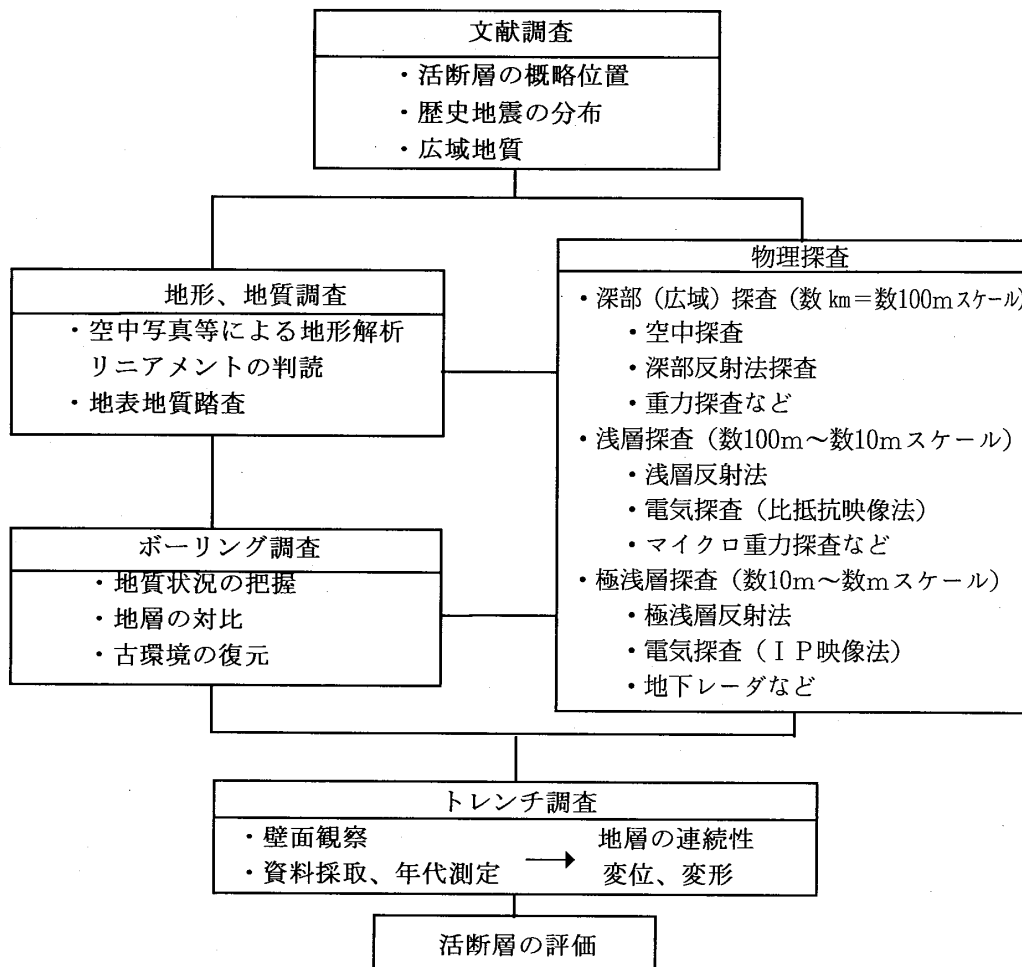


図-1 活断層の調査の流れ

Fig.1 General flow of investigation of an active fault.

価を目的とした断層調査法としては、電力施設に対するものがもっともよく知られている(緒方・本荘, 1981⁹⁾; 表, 1990⁹⁾)。図-1に、電力施設等の調査で一般的に用いられている活断層調査の流れの概要を示す。活断層調査では、既往文献による調査、空中写真判読等による地形解析、地質踏査といった概査とボーリング調査やトレンチ調査といった精査が図のような流れに従って実施され、活断層の位置や長さ等の形態学的特性が把握されるとともに、変位量と活動履歴から活動性が評価される。

これらの調査と併用される形で、物理探査法は、活断層周辺のいわゆる基盤におよぶ大局的な地質構造の把握から、活動性評価に必要な極浅層部の地質構造の詳細な探査に至るまで、以下に示すような色々な規模で利用されている。

- ・深部(広域)探査: 断層周辺の数100m~数kmオーダーの深部、あるいは広域の地質構造の把握を目的とした探査
- ・浅層探査: 断層周辺の数10m~数100mオーダーの地質構造や断層形状の把握を目的とした探査
- ・極浅層探査: 断層極近傍、数m~数10mの範囲の地層の堆積状況や変形の様子を把握を目的とした探査

3 活断層調査での物理探査法の適用の現状

これまでに、活断層調査に利用されている物理探査法をまとめると、表-1のようになる。物理探査では、各手法ともそれぞれが対象とする物性や特性が断層に起因して変化することをとらえ、断層の位置や性状を把握する。断層の存在によって期待される変化としては、

- 1) 断層の変位により断層を境に接する地層(物性)が変化する

- 2) 断層破碎帯が周辺と異なる物性を有する
 - 3) 断層形成後に風化、変質などを受けて断層周辺の地層や地形が変化する
- といったものが挙げられる(内田, 1984)⁴⁾。

一方、同じ手法でも、上述した活断層調査の中の深部(広域)探査、浅層探査、極浅層探査のどのレベルで利用されるかによって適用状況が異なる。例えば、反射法地震探査は、深部探査から極浅層探査まで利用されているが、深部探査では、断層周辺の大局的な地質構造を最も精度よく探査できる手法として広く利用されているのに対して、浅層探査では適用例は多いものの、断層周辺の複雑な地質構造を期待される精度でとらえることが難しいため、断層性状の解明に十分な成果を上げた例はあまり多くない。極浅層探査については、最近の高分解能探査技術の発展により可能になってきた技術であり、阪神大震災後の活断層調査で探査が試みられ始めたが、適用例は未だ多くなく、今後の発展が期待されている状況である。重力探査は、従来、深部(広域)探査でのみ利用されていたが、測定、解析技術の進歩により、最近では深度100m以浅の地層の断層変位によるわずかな密度の変化もとらえられるようになってきたため、浅層探査レベルの調査にも適用が可能となってきた。

このような現状の物理探査の適用状況を深部(広域)探査、浅層探査、極浅層探査という各探査レベル毎にまとめたものが、表-2~表-4である。次章では、各探査レベル毎に利用の頻度の多い手法を例にとって事例を紹介する。

表-1 活断層調査で利用されている主な物理探査法
Table 1 Major geophysical methods used for characterization of an active fault.

手法		対象とする物性または特性
地表	反射法地震探査	・音響インピーダンス (地震波速度×密度)
	音波探査	
	屈折法地震探査	・地震波速度
海上	微動(表面波)	・比抵抗
	電気探査	
	電磁探査	
空中	地下レーダ探査	・誘電率
	重力探査	・密度
	磁気探査	・磁化率
孔中	放射能探査	・放射性同位体(Rn)濃度
	ジオトモグラフィ (地震、電気、電磁、地下レーダ)	・各手法に対する物性

表-2 深部(広域)探査で利用されている主な物理探査法
Table 2 Major geophysical methods used for deep exploration.

手法	原理	活断層調査での適用性		
		利用頻度	適用の現状と問題点	事例文献
空中探査法 (電磁法 磁気探査 放射能探査等)	航空機、ヘリコプター等に各種センサーを搭載し、探査対象地域上空を飛行しながら測定を行うことにより、探査地下の各種物性の広範な分布図を得る。	△	数 10km の範囲内の断層の有無や位置を短時間に概略把握するには有効。電磁法であれば、使用する電磁波の周波数を変えることにより、探査対象深度を変えることができ、断層周辺の地質構造の変化も推定することができる。 空中探査法は、受信感度が地表での探査に比べ劣るので、大規模な破碎帯を有する断層であるとか地表または地表付近まで断層が現れている大きな断層が対象となる。	10) 11) 12)
反射法 地震探査	地表付近で人工的に地震波を発生させ、地下の地層境界等の反射面で反射して戻ってくる反射波を解析することにより反射波による地下断面図を得る。	◎	一般には、断層を横切る数 km~10 数 km 程度の測線下の地質構造を求めることにより、断層周辺の 10m~数 10m 規模以上の地質構造の変化をとらえる。特に堆積層の厚い伏在断層の場合、堆積層の変形をとらえることにより、断層の位置や地質との対比を経て断層の概略の活動性を推定することができる。 予め断層の位置が概略推定されていないと、測線の位置や長さを決めにくく、効率的な探査は難しくなる。	6) 7) 13) 14) 15) 16) 17)
屈折法 地震探査	反射法と同様、地表で発生させた人工振動を地表に並べた受振器で記録し、観測された屈折波を解析し、地下の速度構造を求める。	△	一般には、深度数 km 範囲での基盤のずれや破碎帯の検出を目的に、大規模な断層調査で利用されている。都市部では反射法地震探査の可探深度に限りがあるので、屈折法の利用も有効。 ただし、震源の問題や数限られた受振点のデータの解析による解析結果の信頼性の問題等のため、あまり多くは利用されていない。	18) 19)
音波探査	反射法と原理は同じ。水上で船舶で曳航する震源(エアガン等)と受振器(ハイドロフォン)で測定を行い、得られた反射記録から測線下の地下断面図を得る。	◎	海域では、堆積層が成層性がよいこと、表層付近の不均質性が小さいことから、反射記録上で断層の同定が比較的容易なので、原子力発電所立地調査等において広く利用されている。最近では、湖や河川を利用して陸域での探査にも利用されている。 極浅水深の河川での深部探査は困難。	20) 21) 22) 23) 24) 25)
電磁法探査 (MT法、 CSAMT 法)	電磁誘導現象を利用して、地下の比抵抗分布を求める。信号源として自然現象を利用するMT法、人工信号を利用するCSAMT法がある。	△	深度数 km 以浅を対象とした断層周辺の深部構造探査に利用される。大規模な断層破碎帯を伴う断層や基盤岩と堆積層との境界断層の調査には有効。 分解能があまり高くないので、小規模な断層の調査には不適。電磁ノイズの大きい都市部での探査は困難。	5) 11) 26)
重力探査	各観測点の重力値を測定することにより地下の密度異常をとらえ、その結果を基に地下構造を推定する。	○	平面的に配置した観測点での測定により面的な重力異常分布を求めることができるので、断層トレースの位置が不明な場合の概査に適している。測量を除けば探査は簡単で都市部での探査も問題ない。今後GPS等で測量を簡易にできれば更に有効な探査法となる。 厚い堆積層下の断層の検出や基盤のずれや深度の決定精度に問題がある。	7) 27) 28) 29) 30)

利用頻度 ◎: 非常によく利用される

○: よく利用される

△: 利用頻度はあまり多くない

表-3 浅層探査で利用されている主な物理探査法
Table 3 Major geophysical methods used for shallow exploration.

手法	原理	活断層調査での適用性		
		利用頻度	適用の現状と問題点	事例文献
浅層反射法地震探査	反射法地震探査と原理は同じ。探査対象深度が浅いので、起振点、受振点間隔が小さく、高分解能な探査システムが使用される。	○	広域探査で推定された断層トレースを横断する方向に数 100m 程度の測線を設定して実施する。探査深度も数 10m 程度の場合が多く、ボーリング位置の選定や派生断層の推定等を目的に実施される。断層周辺の表層地質が不均質な場合、断層特性の把握が難しい。	5) 6) 7) 31) 32)
屈折法地震探査	広域探査の屈折法と同じ。探査深度が浅いので、測線長が短く、受振点間隔も小さく設定される。	△	断層を境に明瞭な地質構造の変化が想定される場合には、断層両側の速度の変化から断層位置を推定出来る可能性があるため、利用される場合がある。深部の基盤のずれの推定などに利用されているが、浅部探査での事例は多くない。	5) 33)
微動・表面波を利用した地震探査	地表に直線状あるいはアレー状に地震計を配置し、常時微動を観測するか人工震源で発生させた表面波を観測し、地下の地質構造を推定する。	△	断層を境に表層の軟らかい堆積層の厚さが変化している場合、微動の周波数や振幅、表面波の速度や振幅が変化するので、概略の断層位置を推定することができる。概査法としても、分解能、検出精度の面で不十分であり、探査法としての適用は難しい。	33) 34) 35)
電気探査	地表に設置した電極を通して地盤に通電し、電位の変化を観測することにより、地下の比抵抗分布を求める。	○	断層を境に地質が急変するとか破碎帯が分布すると比抵抗に変化が現れるので、断層位置や断層面の傾斜等を推定できる。断層を横断する数 100m 程度の測線で実施される場合が多い。堆積層を切る断層など断層を境に層相の変化が無い場合には適用が難しい。	5) 6) 7) 36) 37)
電磁法探査 (VLF 法)	広域探査での電磁法と同じ。送受信器一体型の機械による能動的な手法と受信器だけの受動的な手法がある。	○	上記電気探査と同様な条件を前提として適用される。測定、解析が簡易なので、断層位置の推定などによく利用される。極表層付近の異常が対象となるので、被覆層が厚い場合は適用が難しい。受動的な手法では、送信源と断層の位置関係も結果を左右する。	4) 38) 39)
磁気探査	設定した測点で地磁気を観測し、地下の磁気異常分布を求める。	△	断層を境に玄武岩や安山岩と堆積層が接している場合や断層に沿って火成岩が貫入している場合などは、断層位置で磁気異常が期待されるので、断層検出が可能。しかしながら、被覆層が厚い場合や堆積層を切る断層では適用は困難。適用例は少ない。	40) 41)
マイクロ重力探査	重力探査と同じであるが、非常に細かな測点間隔で測定を実施、精密測量と合わせてマイクロガルダの重力異常を求める。	△	断層を横断するように密な観測点を配置し、精密な測定を行った結果に対してフィルター処理を行い浅部の異常だけを抽出することにより、断層を境にした地層の変化を検出する。現状適用例は少ないが、今後利用が進むと思われる。地形の変化の大きい場所や断層を境に層相が変化しない場合は適用が困難。	7)
放射能探査	Rn 等の放射性元素から発生するγ線を計測し、その異常から地下構造異常を推定する。	○	断層破碎帯では Rn 等の放射性元素が濃集し易いことからγ線の異常から断層位置を推定する。測定が簡易なので、非常によく利用されるが、γ線異常の原因は他にも様々あるので、探査結果の信頼性に欠ける。	42) 43) 44)

利用頻度 ○：非常によく利用される
○：よく利用される
△：利用頻度はあまり多くない

表-4 極浅層探査で利用されている主な物理探査法

Table 4 Major geophysical methods used for very shallow exploration.

手法	原理	活断層調査での適用性		
		利用頻度	適用の現状と問題点	事例文献
極浅層反射法地震探査	反射法と原理は同じ。浅層反射法よりもさらに短い起振点、受振点配置がとられ、バイブレータ等の高周波震源が使用される。	△	トレンチ掘削地点選定等を目的に、測線長数 10m 程度で実施される。50cm、1m といった極めて小さな起振点、受振点間隔が用いられる。極浅部の断層を境にしての反射面のわずかなずれや変形をとらえる必要があるため、高分解能が要求される。そのため、従来は板叩きによる S 波探査が利用されてきたが、最近では高周波の波を発生できる小型のバイブレータ震源が利用されるようになってきた。 崩積土などが断層を覆っている場合など、表層付近が不均質になっている場合には、結果の解釈が難しい。	5) 6) 7) 45)
電気探査	浅層探査の電気探査と同じ。最近では比抵抗に加え充電率も探査する IP 法（複素比抵抗法）も利用されている。	△	トレンチ掘削位置の選定やトレンチ結果の外挿を目的に、測線長数 10m 程度、電極間隔 50cm～1m で実施される場合が多い。断層を境に地層が変わる場合には有効で、崩積土などの分布もわかる。 断層周辺の地層が完全に地下水で飽和している場合や極浅部の人工的な改変の影響などを受けている場合には結果の解釈が難しい。	5) 6) 7) 46) 47)
地下レーダ探査	アンテナを通じ地下に電磁波を放射し、地下の地層境界等で反射して戻ってくる反射波を解析し、地下の断面図を得る。	△	トレンチ位置の選定などを目的に断層を横断する数 10m 程度の測線で実施される。断層付近極近傍の地層のずれや変形の検出を目的に実施される。 測定、解析が容易であるが、地盤の比抵抗が小さいと可探深度が 1～2m 程度に限られるので、適用も限られる。	4) 6) 7) 37)
ジオトモグラフィ (弾性波、比抵抗、レーダ)	2本のボーリング孔間で弾性波/電流/電磁波の密な送受信を行い、得られたデータのインバージョンにより孔間の各種物性分布を求める。	△	断層を挟んだ 2本のボーリング孔間に適用し、孔間の地層や物性の変化から、断層や派生断層の詳細なマッピングを行うことを目的に利用される。 孔間距離はせいぜい 20m から 30m 程度なので、それ以前の調査でその程度まで断層の位置が絞り込まれている必要がある。現状、実験的な適用にとどまっている。	48) 49)

利用頻度 ◎：非常によく利用される
○：よく利用される
△：利用頻度はあまり多くない

4 適用事例

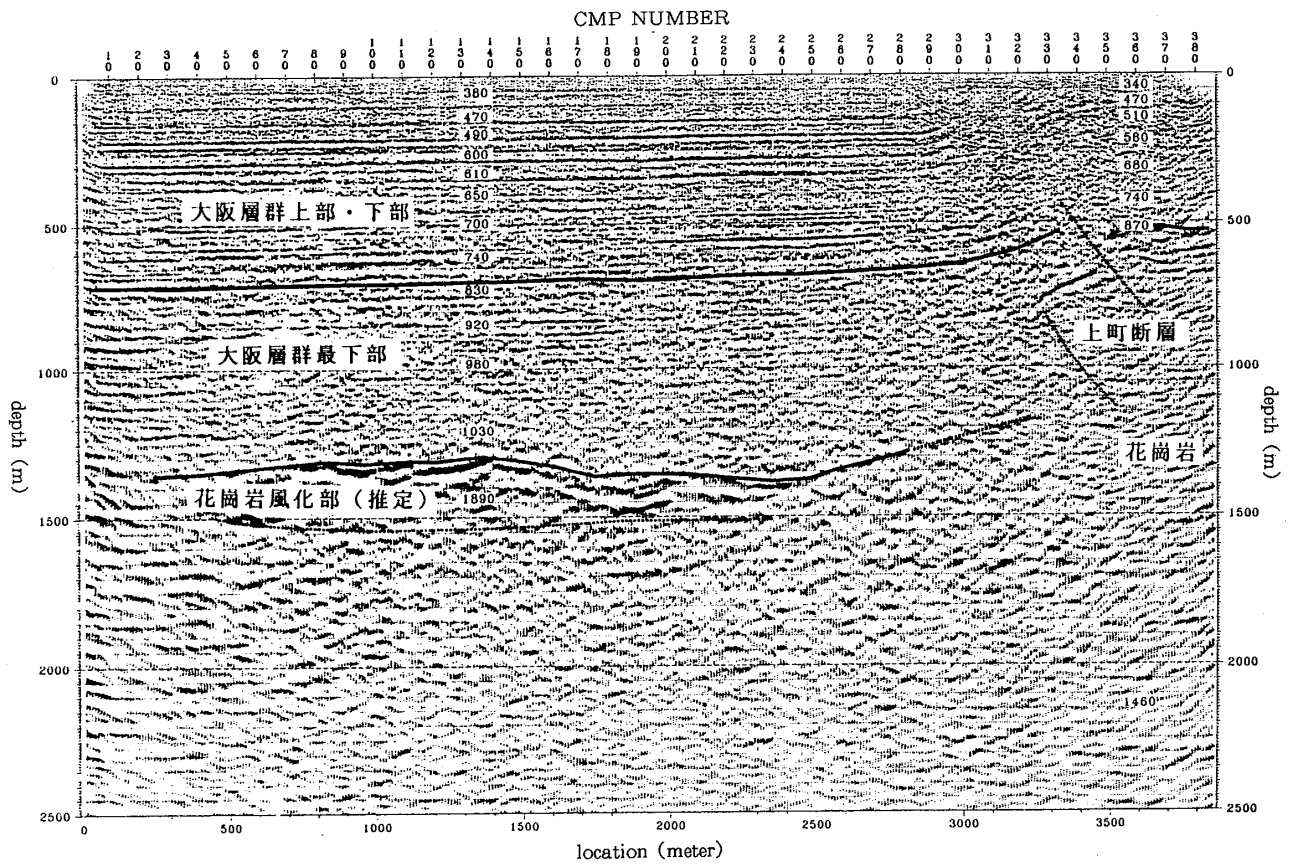
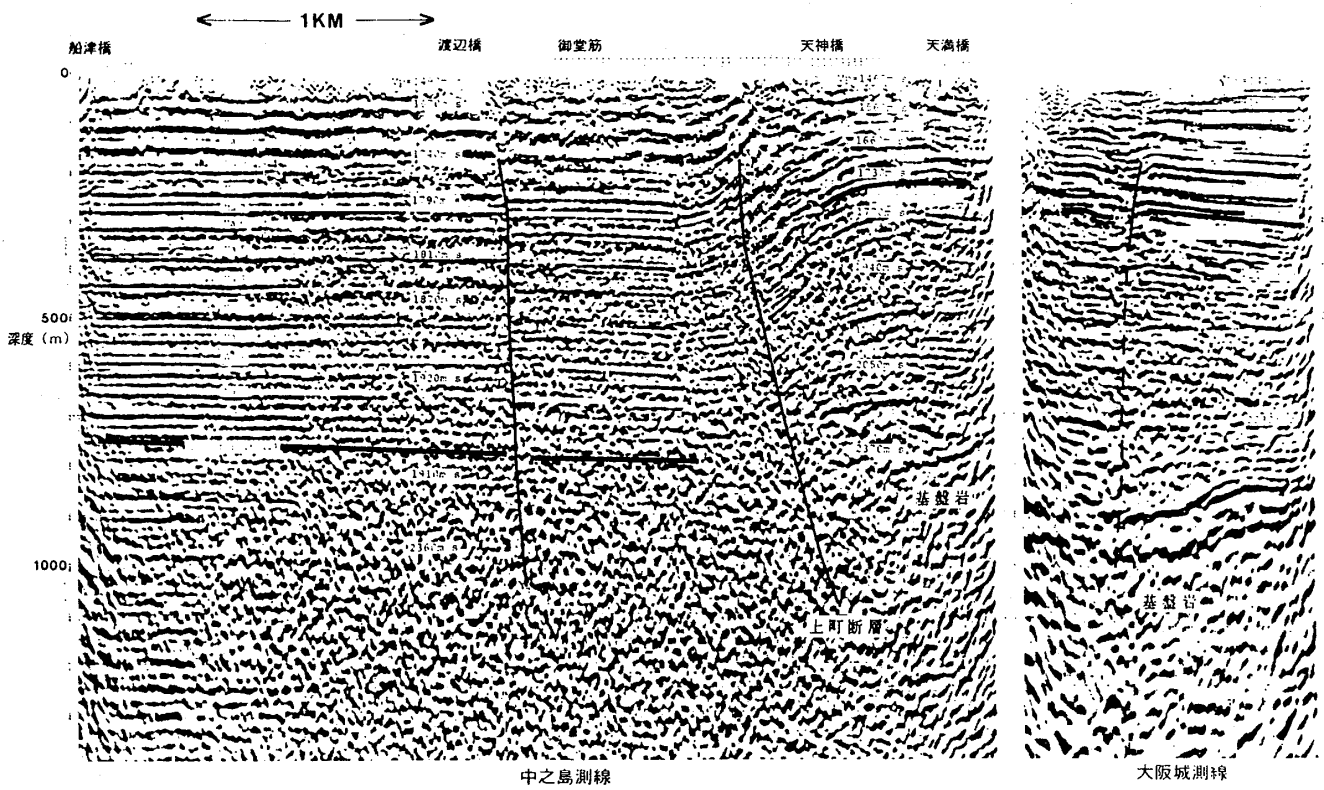
4・1 深部（広域）探査での適用事例

(1) 反射法地震探査

大都市での活断層調査で反射法地震探査により断層が明瞭にとらえられた例としては、大阪平野で実施された大型の P 波バイブレータ反射法による上町断層の探査結果がある（吉川ほか，1987）¹⁷⁾。同じ場所では S 波バイブレータの探査も実施され、深度 1500m 付近に位置する基盤上面や断層付近での大阪層群の変形の様子がとらえられた（中川ほか，1993）¹⁶⁾（図-2）。兵庫県南部地震では、いわゆる震災の帯と呼ばれる被害集中域の発生原

因が問題となったが、遠藤ほか（1995）¹⁴⁾等が実施した反射法地震探査により（図-3），その原因が神戸市直下の特異な基盤構造にあることが明らかとなった（入倉，1995⁵⁰⁾；古村・額額，1996⁵¹⁾）。この例は、断層周辺の地質構造の把握が地震防災上いかに重要かを示したよい例である。

一方、首都圏でも、基盤構造や伏在断層の調査を目的に深部を対象とした反射法地震探査が実施されてきた（額額，1995）¹⁸⁾。図-4 は、埼玉県を東西に横断する方向に実施された大型バイブレータによる反射法地震探査の結果であるが（笠原ほか，1993）¹⁵⁾，この地域に推定されている荒川断層や綾瀬川断層といった伏在断層によ



図中の数字はS波速度推定値(m/s)

図-2 大阪市域での反射法地震探査結果 (吉川ほか, 1987 ; 中川ほか, 1993)

Fig.2 Seismic reflection profiles beneath Osaka city (Yoshikawa et al., 1987 ; Nakagawa et al., 1993).

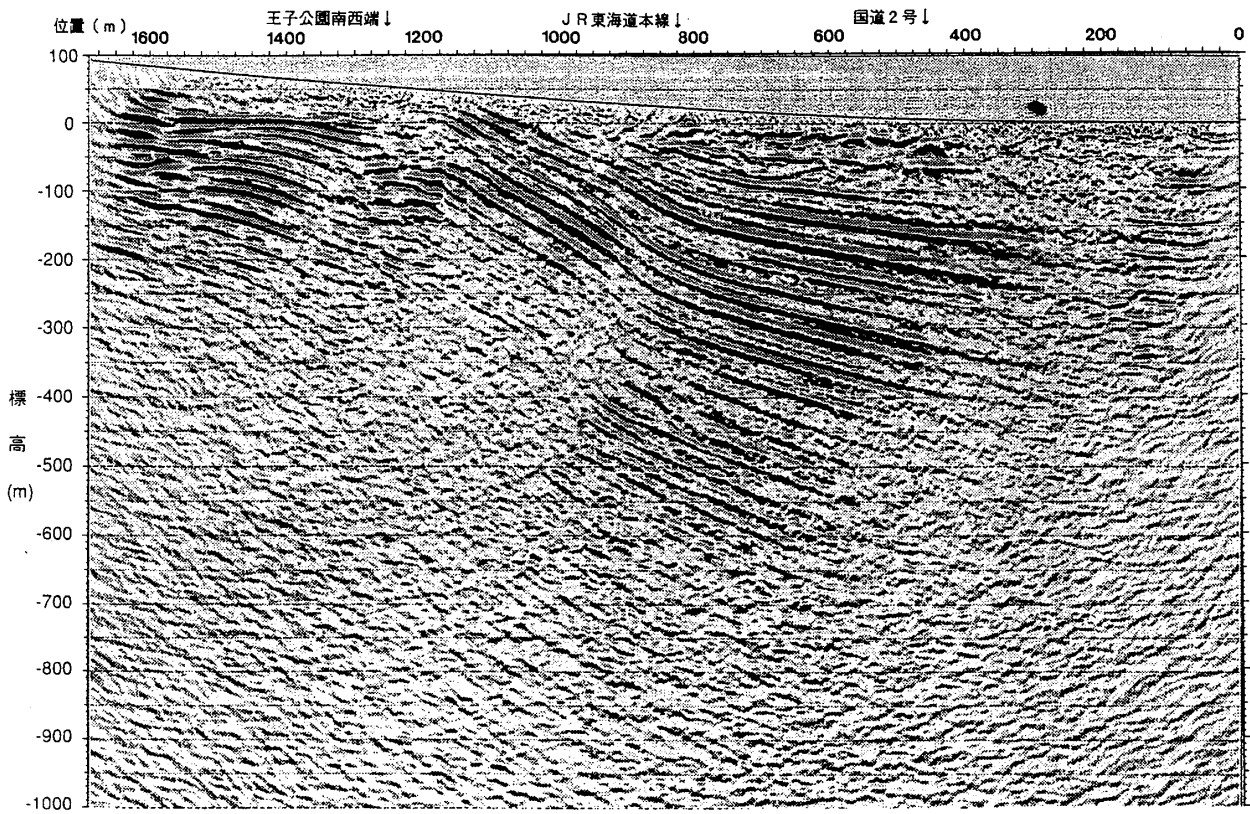
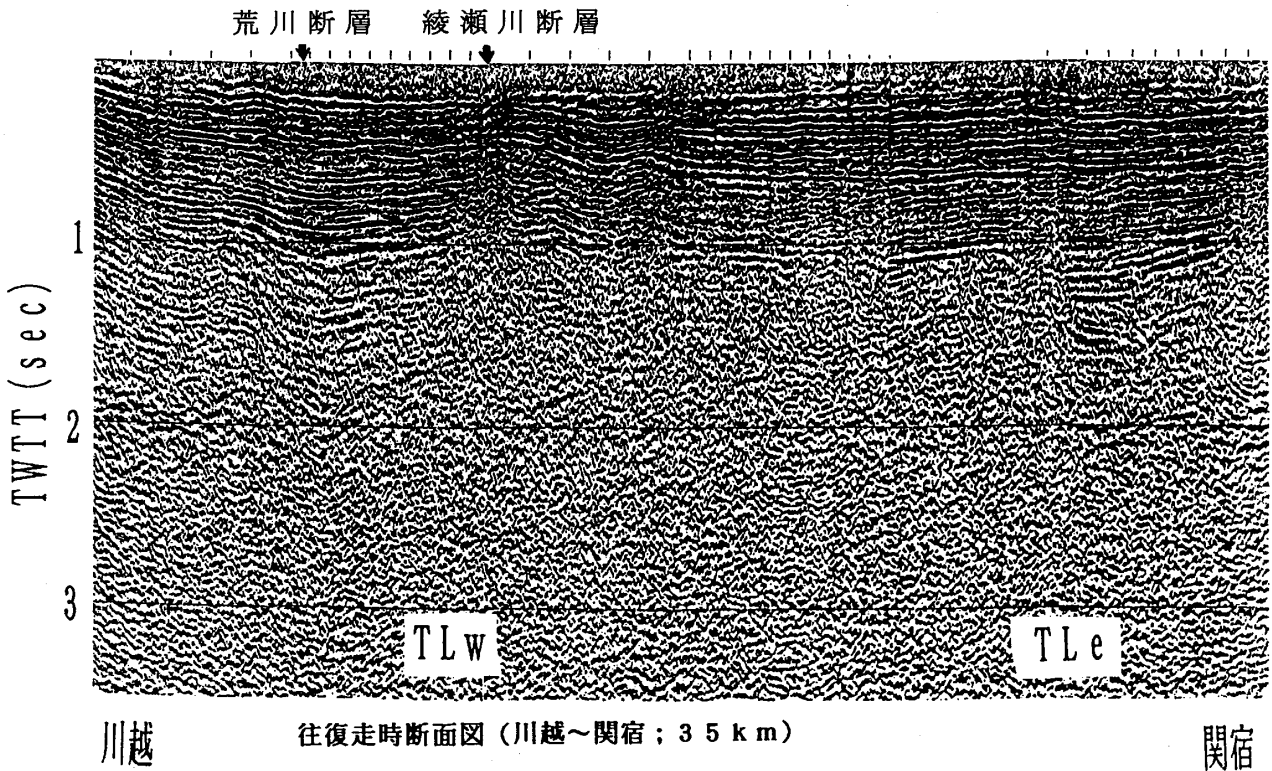


図-3 神戸市での反射法探査結果 (遠藤ほか, 1995)

Fig. 3 Seismic reflection profile beneath Kobe city (Endo et al., 1995).



往復走時断面図 (川越~関宿; 35 km)

図-4 埼玉県での反射法探査結果 (笠原ほか, 1993)

Fig. 4 Seismic reflection profile across Saitama Prefecture (Kasahara et al., 1993).

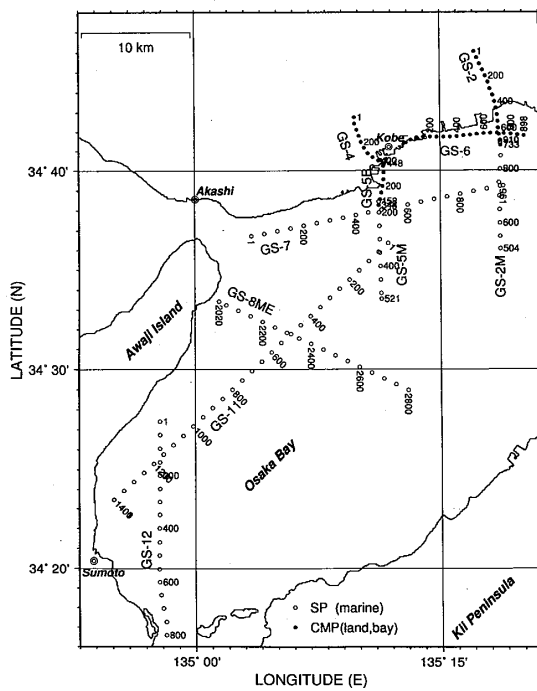
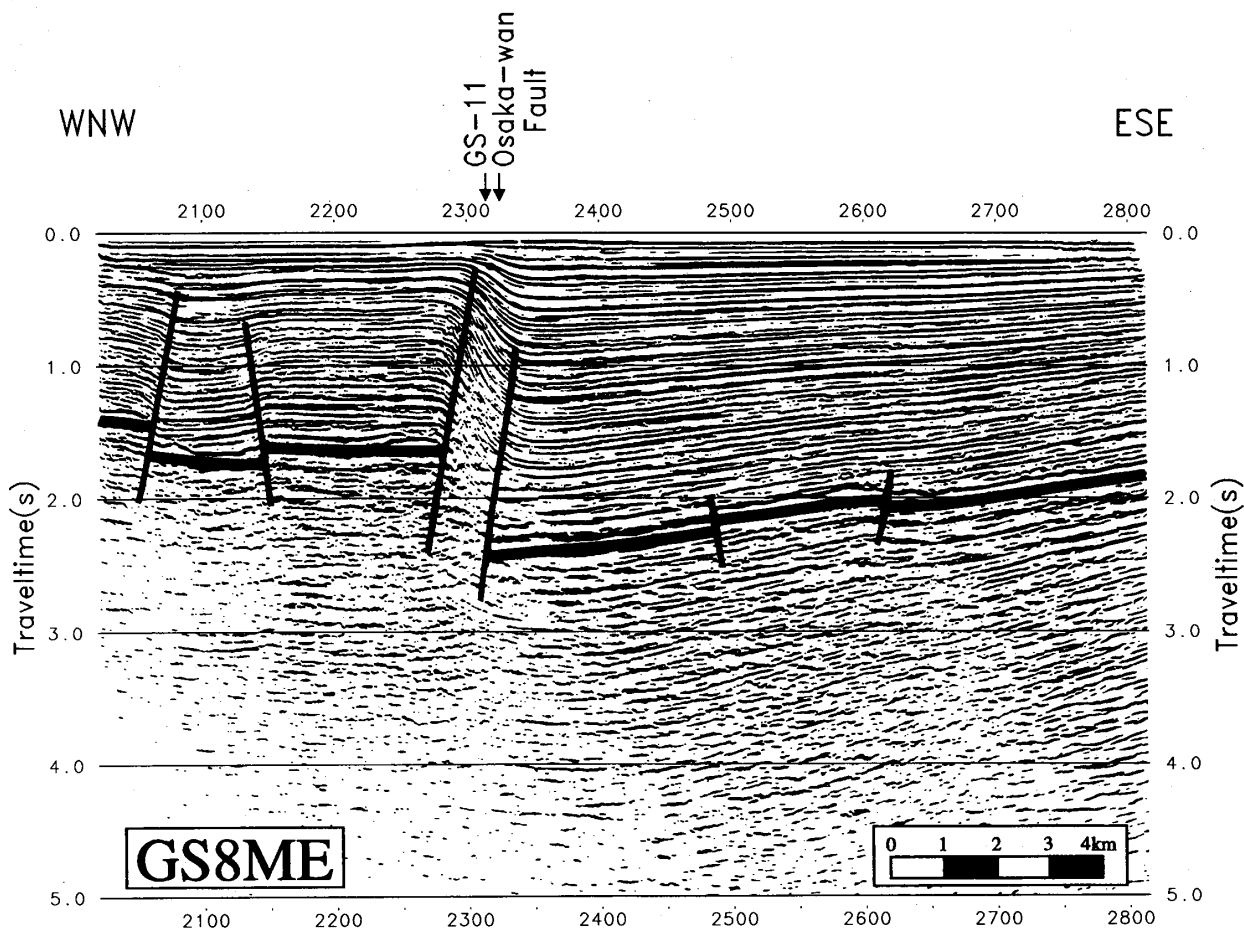
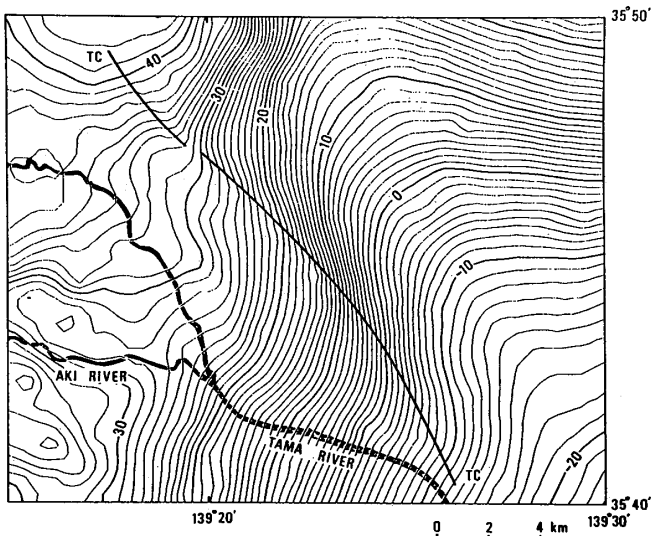
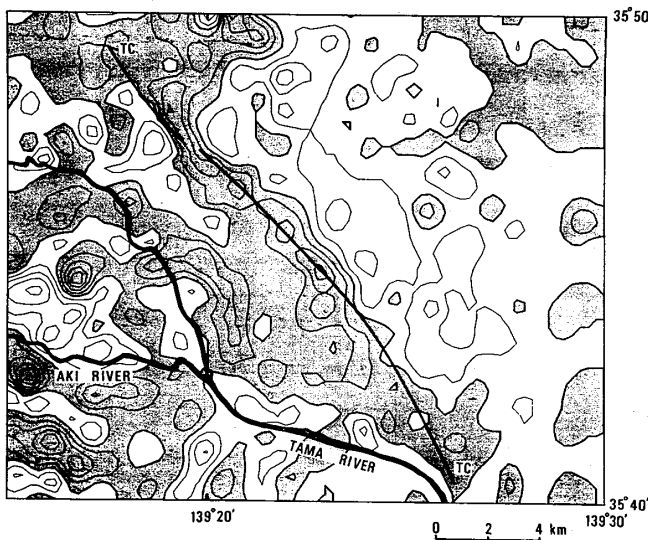


図-5 大阪湾での音波探査結果 (横倉ほか, 1996)

Fig. 5 Seismic reflection profile at Osaka bay (Yokokura et al., 1996).



ブーゲー異常図



ブーゲー異常のハイパスフィルター成分

図-6 立川断層での重力探査結果 (萩原ほか, 1988)

Fig.6 Bouguer anomaly maps obtained in the gravity survey around the Tachikawa fault (Hagiwara et al., 1988).

ると推定される基盤や基盤上位の地層の乱れが見られる。しかしながら、これら首都圏の活断層は一般に活動性が小さいと推定されているため (杉山ほか, 1996)²²⁾、この規模の探査では、上町断層や神戸の例と比べて断層の正確な位置や活動性を推定することは難しいことがわかる。

(2) 音波探査

一般に、海域では堆積層が成層性よく分布していること、陸上と違い表層付近の不均質性が小さいために、得られた反射記録から断層の位置やずれを比較的容易に同

定しやすいことから、これまでの広域活断層調査においては音波探査が最も広く利用されている (中条, 1982²³⁾; 酒井ほか, 1990²⁴⁾)。音波探査において、基盤にまで達する探査により大規模な断層が発見された例としては、大阪湾での大阪湾断層の例がある (岩崎ほか, 1994²⁰⁾; 横倉ほか, 1996²¹⁾)。図-5は大阪湾断層をとらえた反射法断面である。淡路島東部にある大阪湾断層による1000m以上の基盤のずれ、それにとまなう堆積層の変形の様子が明瞭にとらえられている。この他、別府湾 (由佐ほか, 1992)²³⁾、三河湾 (小川ほか, 1991)²⁴⁾等で断層の検出や性状把握のために音波探査が利用されている。

音波探査は、湖や河川を利用して陸域での断層調査にも用いられている。特に、一般に陸上では様々な制約から探査が困難な都市部での探査に、河川を利用した音波探査が利用され成果を上げている (杉山ほか, 1995)²²⁾。河川を利用する場合、どうしても測線位置が限られること、水深が浅いと大容量のエアガンが使用できないこと等により探査の範囲が限られるものの、都市部の伏在断層の調査法としては有効な手法の1つである。

(3) 重力探査

活断層の重力探査例としては、関東平野で実施された一連の探査がある (萩原ほか, 1986²⁷⁾; 萩原ほか, 1987²⁸⁾; 萩原ほか, 1988²⁹⁾、萩原ほか, 1988³⁰⁾)。図-6は、立川断層周辺で実施された重力探査で得られたブーゲー異常図とそのハイパスフィルター成分である。この結果から、萩原らは立川断層が北東側隆起で左ずれの断層であることを指摘した。一般に、物理探査では断層の縦ずれ成分は把握できても、横ずれ成分の把握は難しいだけに、この例は物理探査の適用上貴重な例と言える。

本誌別稿で述べた野島断層を対象とした小倉地区での重力探査も広域探査の例である (高橋ほか, 1997)⁷⁾。ここでは、花崗岩と大阪層群の境界断層である野島断層のトレースが明瞭にとらえられ、基盤である花崗岩までの深度についても概略を推定することができた。

4・2 浅層探査での適用事例

(1) 浅層反射法探査

上述のように深部 (広域) 探査での適用例の多い反射法地震探査も、深度100m程度以浅を対象とした浅層反射法では、良好な適用結果が得られた例はあまり多くない。断層運動やその後の崩壊などの影響で一般に断層付近の表層地質は非常に不均質なため、浅層部で地層のずれや変形の様子を明瞭にとらえることが一般に難しいからである。本誌別稿に示した野島平林での探査例を見れば推察できる (高橋ほか, 1997)⁷⁾。この例では、同時

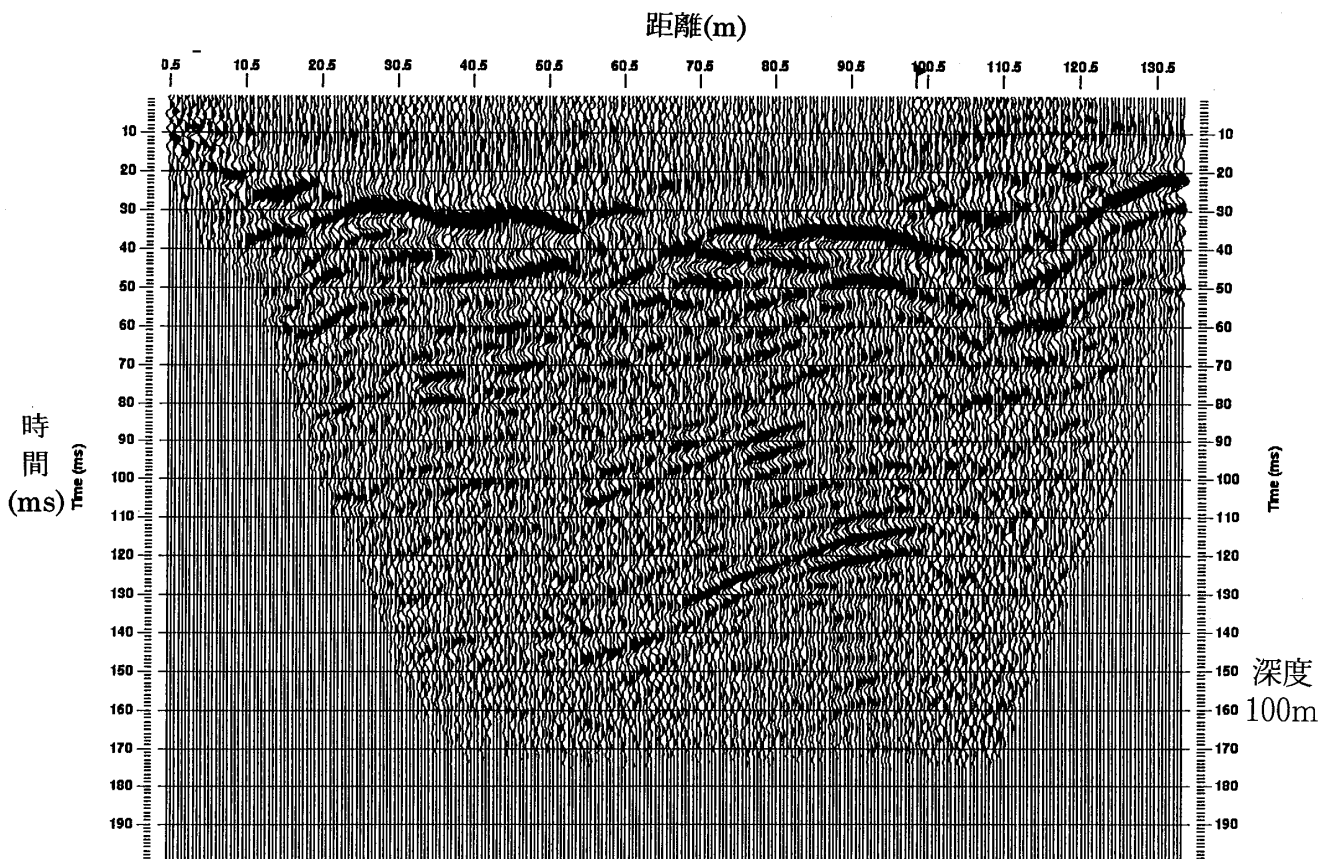


図-7 大高-高浜断層での浅層反射法地震探査結果 (愛知県, 1997)

Fig.7 Shallow seismic reflection profile on the Ohtaka-Takahama fault (Aichi prefecture, 1997).

に電気探査も実施しており、地層の変形の様子がある程度推定できたので、断面の解釈が可能であったが、浅層反射法探査結果単独では解釈は困難であったと思われる。

図-7は、浅層反射法地震探査により断層による地下浅部の地層の変形の様子が明瞭にとらえられた例である。この例は、愛知県の大高-高浜断層での探査結果であるが、深度100m程度以浅の堆積層が断層運動により変形したり断ち切られたりしている様子が明瞭にとらえられていることがわかる (愛知県, 1997)³²⁾。

(2) 電気探査

比較的広い範囲の断層性状をとらえるために比抵抗法電気探査を適用した例としては、清水ほか (1996)³⁶⁾がある。この例では、野島断層沿いに100m間隔で断層を横断する測線が17本設定され、2次元比抵抗映像法が実施されて、断層沿いの地質、物性の変化が調べられた。図-8は鳥瞰図的に表示した探査結果である。断層に沿って花崗岩と堆積層の分布が変化していく様子がよくわかる。

本誌別稿で示した野島平林での比抵抗映像法では (高橋ほか, 1997)⁷⁾、花崗岩と堆積層との境界断層である

野島断層の傾斜角が推定されるとともに、その近傍での堆積層 (大阪層群) の変形の様子がとらえられた。

(3) 電磁法 (VLF法) 探査

次項で述べる放射能探査とともに、測定、解析が簡易であることから、VLF法電磁探査は断層調査に多く利用されている。VLF-EM法は断層、あるいは断層破砕帯に起因した磁場の異常をとらえ、その位置を推定する簡便な手法として、VLF-MT法は断層周辺の見かけ比抵抗の変化から断層位置を探る手法として利用されている。内田 (1984)⁴¹⁾は、平井断層と阿寺断層での適用例を示し、この手法の有効性を示した。図-9は阿寺断層での実施例であるが、VLF-MT法で得られたみかけ比抵抗値が急減する点と断層破砕帯の位置がよく対応することがわかる。

(4) 放射能探査

上記電磁法同様、測定、解析が容易なことから放射能探査も多く実施されている。通常は、断層を横断する測線上でシンチレーションカウンター等によりガンマ線の強度を測定し、その異常から断層位置を推定する。図-10は深溝断層での探査例である (坂部ほか, 1993)⁴³⁾。

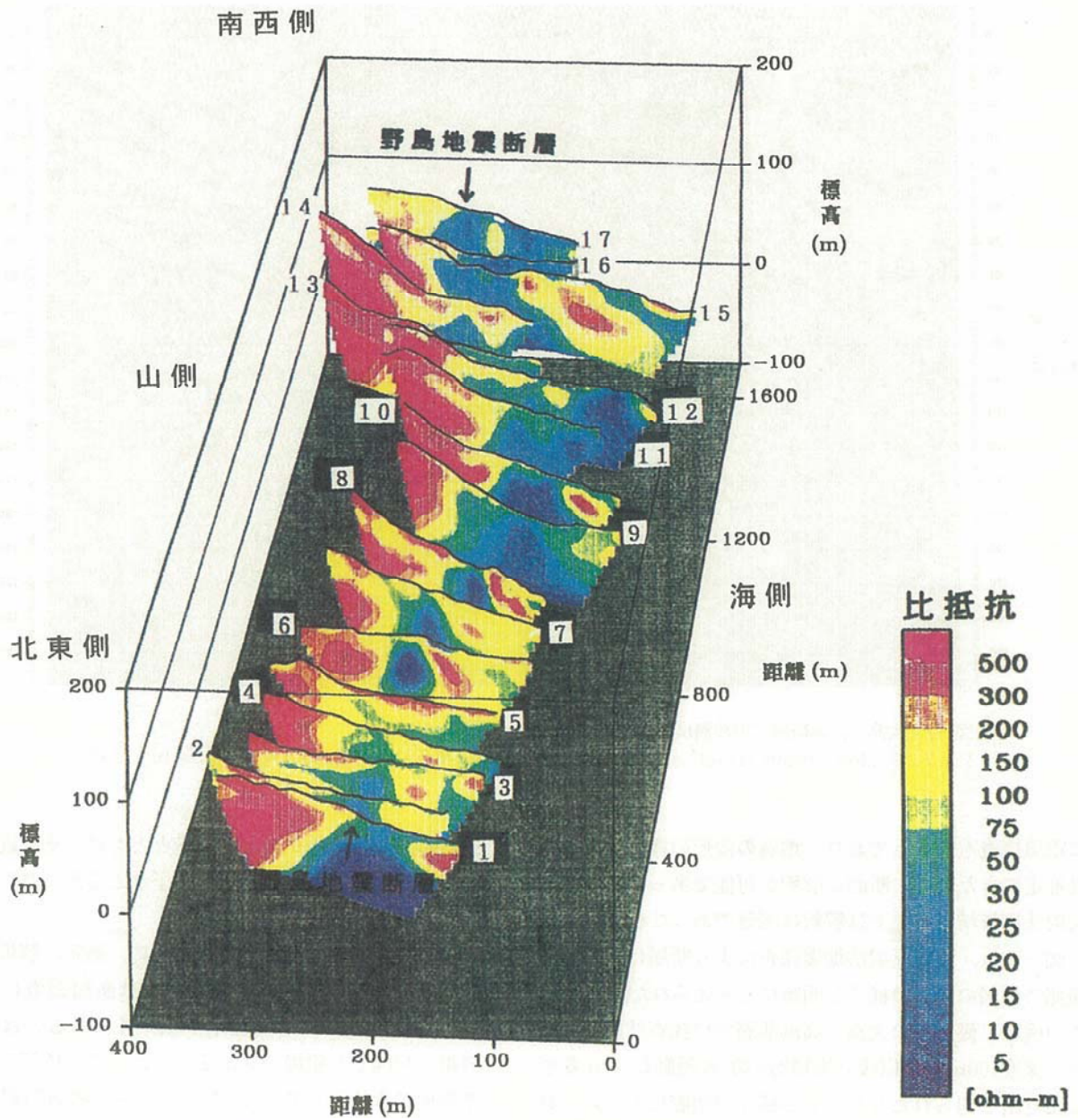


図-8 野島断層での比抵抗映像法電気探査結果 (清水ほか, 1996)

Fig.8 Resistivity image profiles along the Nojima fault (Shimizuet et al., 1996).

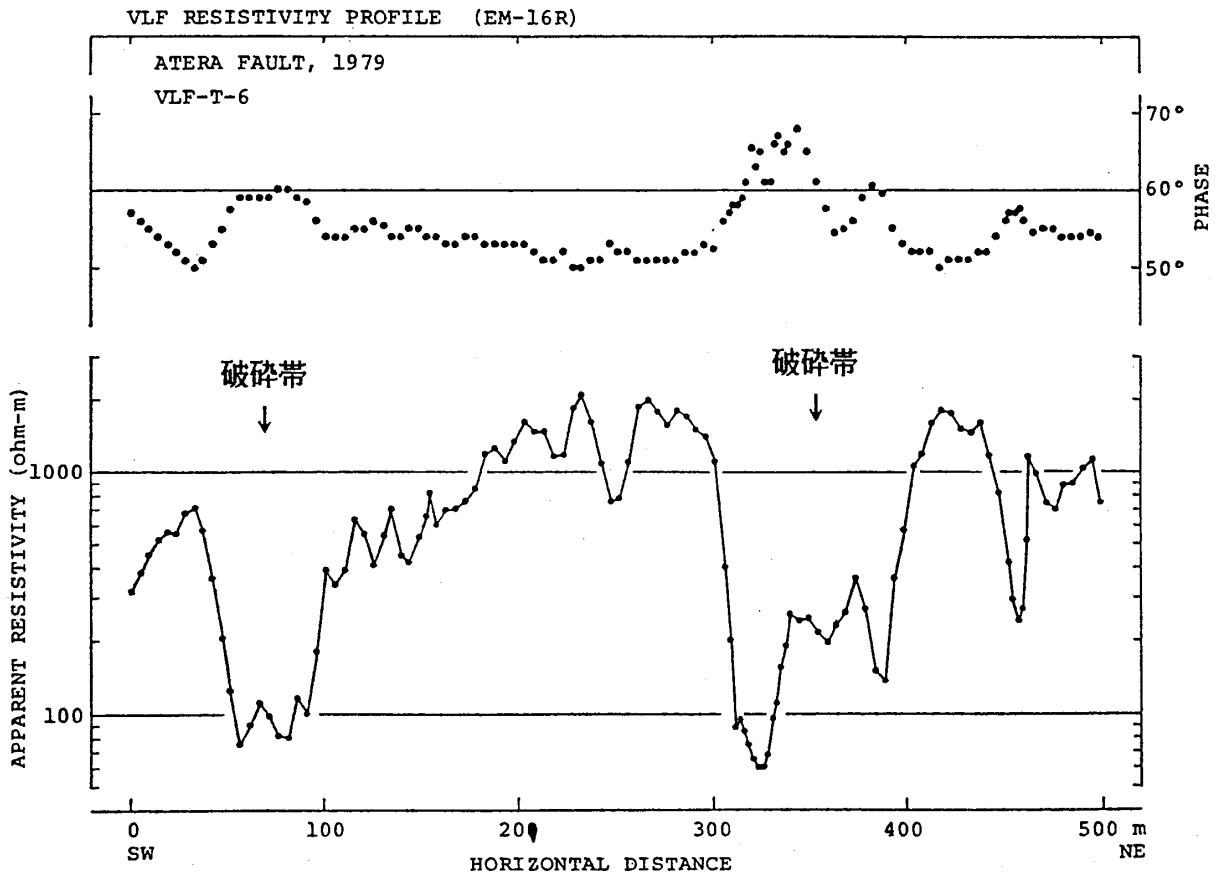


図-9 阿寺断層でのVLF電磁法探査結果 (内田, 1984)
 Fig. 9 VLF resistivity profile across the Atera fault (Uchida, 1984).

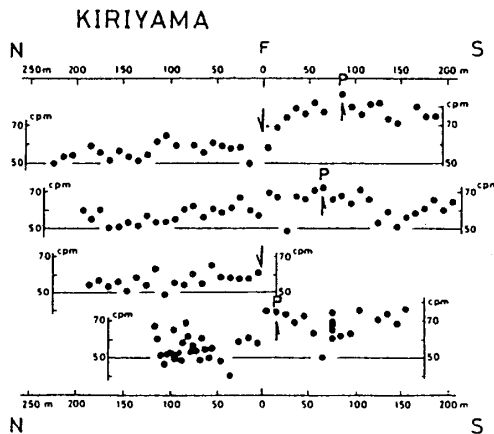


図-10 深溝断層での放射能探査結果 (坂部ほか, 1993)
 Fig. 10 Gamma ray count profiles across the Fukouzu fault (Sakabe et al., 1993).

断層位置を境に線量の絶対値が変化していることがわかる。しかしながら、この図からも推定されるように、ガンマ線の強度は断層以外の要因の影響も受けやすいので、探査を実施する場合には測線を密に配置し、強度分布の平面的な分布図が得られるようにすると有効である。遠山ほか (1984)⁴⁴⁾ は活断層調査への放射能探査の適用性

を検討する中でそのような面的な結果を示した (図-11)。

4・3 極浅層探査での適用事例

最近、各種測定器や解析法の進歩により、従来考えられなかったような高分解能な探査が可能となってきた。そのため、通常深度10m以浅を対象とするトレンチの掘削位置選定のための手法として、あるいはトレンチ調査を補う探査法として、このような高分解能探査法を適用できる可能性が出てきた。未だ開発途上の技術であるので、このような極浅層探査でのこれまでの適用例は少ないが、以下にいくつかの例を示す。

(1) 極浅層反射法探査

従来、極浅部を対象とした浅層反射法探査では、板叩き法によるS波探査が多く利用されてきた (例えば、楠・本荘, 1990⁵⁾; 是石ほか, 1996⁶⁾)。しかしながら、板叩き法では高周波の波を発生することは困難なため、いくら土質地盤でS波速度が遅いといってもそう高い分解能は期待できなかった。そこで、最近筆者の所属するグループでは小型のP波バイブレータを震源とした浅層反射法探査システムを開発し、深度10m程度を対象とした

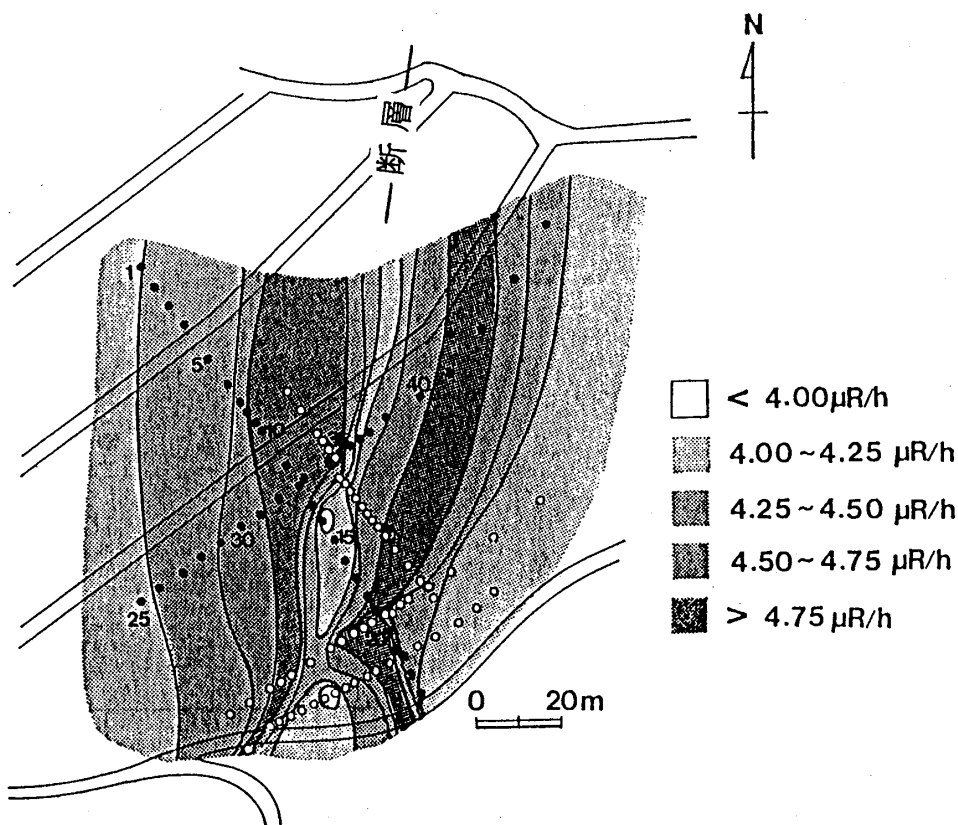


図-11 面的に実施した放射能探査結果例 (遠山ほか, 1984)

Fig.11 Gamma ray intensity map around the fault (Toyama et al., 1984).

極浅層探査に適用を試みている (松原ほか, 1994)⁵⁵⁾。この手法を適用した結果が、本誌別稿に示した野島断層の梨本のトレンチ地点での極浅層反射法結果である。この探査では、深度10m以浅の堆積層の乱れや変位の様子をとらえることができた。富士川断層系の大宮断層においても、トレンチ調査地点でパイプレータ震源を利用した極浅層反射法探査が実施された (下川ほか, 1996)⁴⁵⁾。その結果、トレンチ、ボーリングで確認された断層による堆積層の不連続が確認された。

(2) 電気探査

比抵抗法電気探査の極浅層探査レベルでの活断層調査への適用性を検討した研究としては、鈴木・佐々木 (1992)⁴⁶⁾がある。この研究では、様々な電極配置、間隔について数値実験により比抵抗法電気探査の探査能が検討されるとともに、深溝断層と川舟断層に適用した実例が示された。その検討結果によると、電極配置はダイポール・ダイポール配置が最も分解能が高く、電極間隔の2倍程度以上あれば断層による地層のずれが検出できることが示された。図-12は、深溝断層の探査例である。この例では深度10m以浅の比抵抗の変化を探査し、2m程度の断層による地層のずれをとらえている。伊関・坂下

(1994)⁴⁷⁾はIP映像法というIP法電気探査により、比抵抗に加え、充電率もとらえることによって、断層をより確実にとらえられることを示した。図-13は、その結果である。この例でも深度10m以浅の断層破碎帯をとらえている。本誌別稿に示した野島断層の梨本のトレンチ地点でのIP映像法の結果もこの規模の探査の一例である (高橋ほか, 1997)⁷⁾。

(3) 地下レーダ探査

地下レーダ法は従来より極浅層部の地下構造や空洞などのアノマリーを探査する技術として広く用いられているが、断層調査への適用も試みられている。内田 (1984)⁴¹⁾は姫之湯断層で適用し、トレンチ調査と比較した結果、深度2m前後の火山灰層に対応する反射波を確認した。野島断層においても、本誌別稿に示した梨本での探査例 (高橋ほか, 1997)⁷⁾以外にも、是石ほか (1996)⁶⁾や鈴木ほか (1996)³⁷⁾が適用を試みたが、どの結果も断層による極浅部の地層の変形やずれを明瞭にとらえるまでには至らなかった。

(4) ジオトモグラフィ

ジオトモグラフィを断層調査に適用した例は、藤光ほか (1993)⁴⁸⁾による長尾断層での例と鈴木ほか (1994)⁴⁹⁾

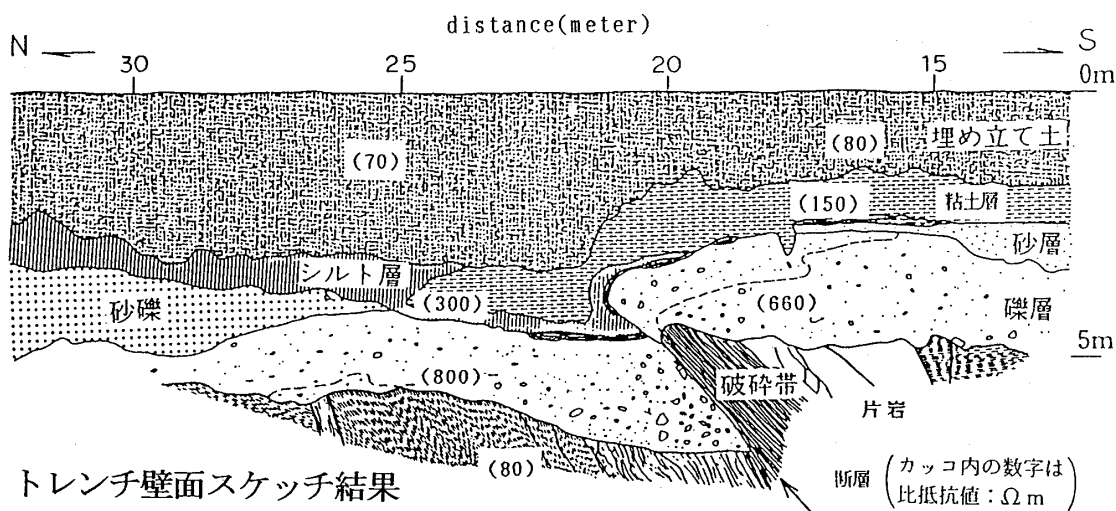
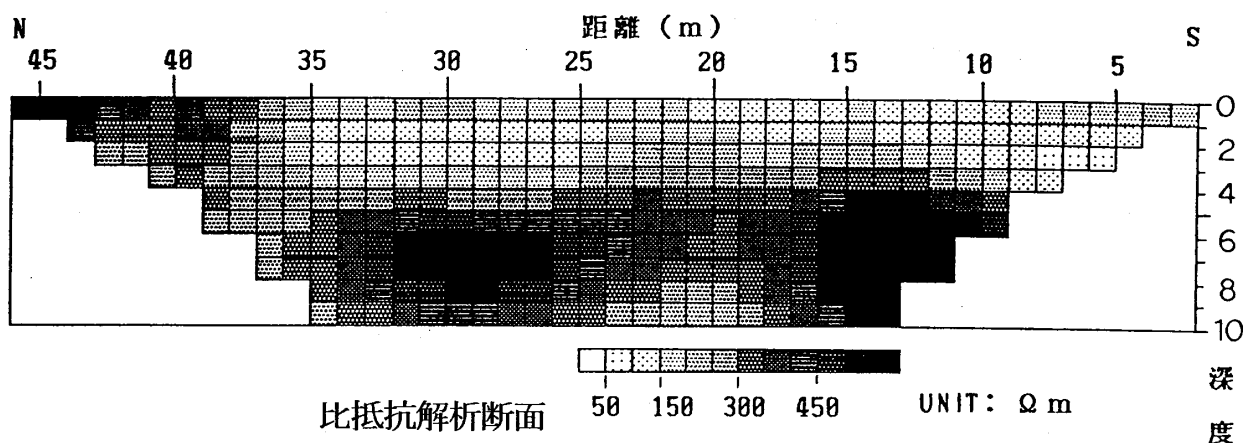


図-12 深溝断層で実施した高分解能電気探査結果 (鈴木・佐々木, 1992)
 Fig.12 High resolution resistivity image across the Fukouz fault (Suzuki and Sasaki, 1992).

による山崎断層における例がある。どちらの地点でも断層を挟む2本のボーリング孔を利用して弾性波と比抵抗のトモグラフィが実施され、ボーリング結果、トレンチ結果、他の物理探査結果と対比された。図-14は、長尾断層での結果であるが、比抵抗トモグラフィによる比抵抗分布から、断層の位置や断層運動による地層の撓曲を推定している。

5 今後の展望

以上、活断層調査における物理探査法の適用の現状を見てきたが、楠・本荘 (1990)⁵⁾ も述べているように、これまでは音波探査を除き活断層調査全体の中で物理探査法の位置づけは必ずしも高いとは言えなかった。しかしながら、阪神淡路大震災後の活断層の緊急調査においての神戸での探査例に見るように、広域規模の反射法地震探査や重力探査は活断層の性状把握において重要な貢献を果たした。さらには、こういった調査の中で各探査

法とも新しい技術の適用が試みられ、今後の適用拡大の可能性も見えてきている。ここでは、そのような新しい展開について述べる。

(1) 極浅層探査技術

極浅層反射法地震探査では、高橋ほか (1997)⁷⁾ がP波バイブレータ震源を利用した極浅層反射法探査をトレンチ地点で適用した。バイブレータ震源は地盤条件に応じて発振波形を制御でき、高分解能探査が可能であるため、極浅層部の探査への期待は大きい。高橋らが使用した震源はP波バイブレータであるが、トレンチ掘削地点のような土質地盤ではやはりS波の利用が分解能の点で有利である。そこで、さらに高分解能な探査を可能にするS波バイブレータの開発が望まれるが、甲斐田ほか (1996)⁸⁾ はS波バイブレータの試作も試みており、今後の適用に期待ができる。一方、高分解能な探査データを用いて極浅層部の反射法データを解析する場合、従来のCDP重合法に基づいたデータ解析法では、一般に断層

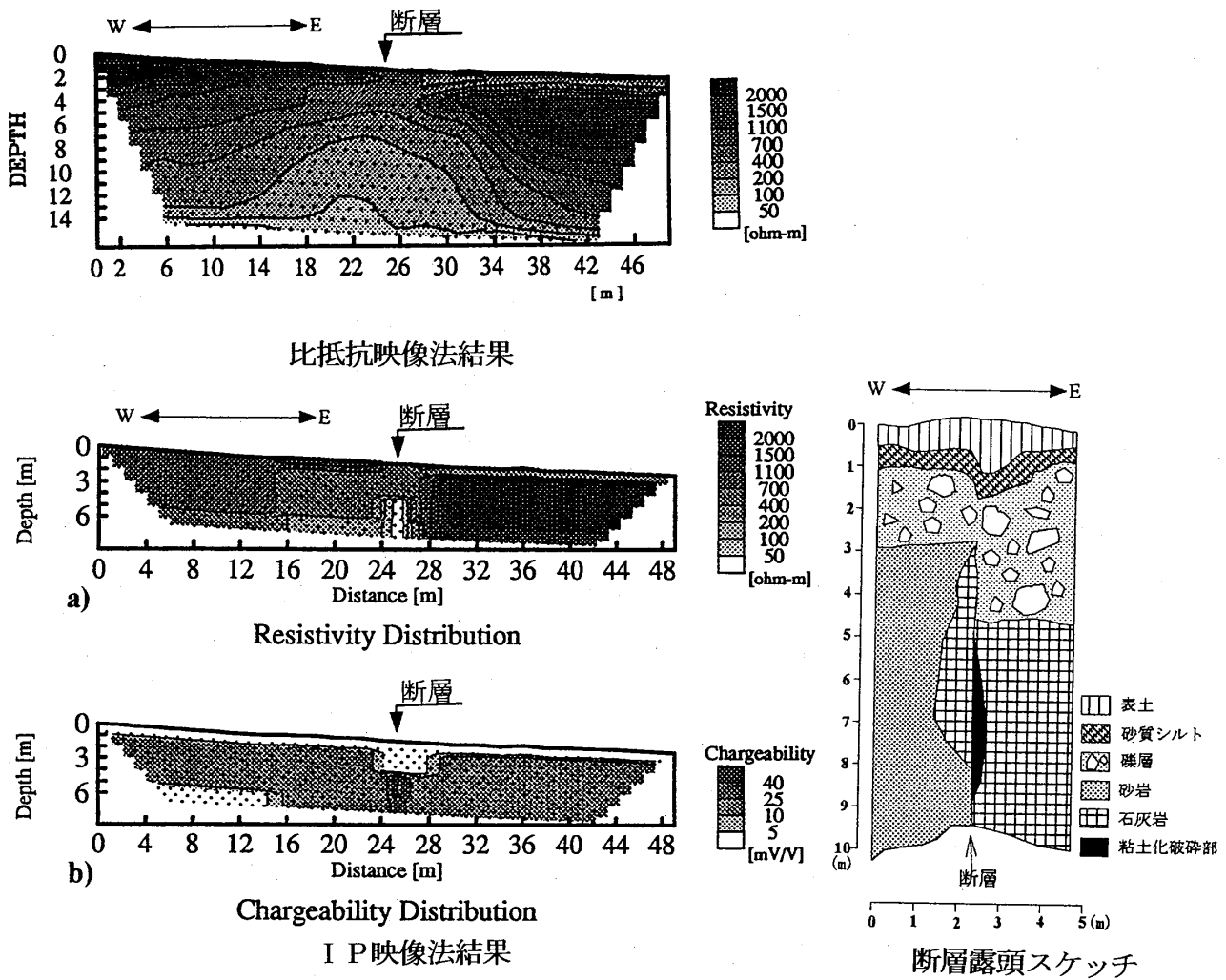


図-13 I P映像法電気探査結果例 (伊関・坂下, 1994)
 Fig.13 IP image profile across a fault (Iseki and Sakashita, 1994).

による地層の変形や不連続をとらえることが難しいため、断層構造を対象とするデータ解析法についても研究が進められている (南雲ほか, 1996)⁸⁷⁾。

地下レーダ法は測定が手軽で容易に面的な探査もできることから、精査レベルの探査法としてやはり期待は大きい。地下レーダ法の問題は可探深度である。特に、トレンチ掘削地点などでは、一般に地盤の比抵抗が低いことから、深度2mの探査も難しいのが現状である。しかしながら、この可探深度の問題も、反射法地震探査で使用されているCDP重合法の適用や新しいタイプの発信法を用いた地下レーダシステムの開発 (古家ほか, 1996)⁸⁸⁾により解決できる可能性があり、今後の開発が待たれるところである。

(2) 3次元探査 (面的探査)

活断層の性状を正しく把握するためには、断層周辺の面的、あるいは3次元的な地下構造の把握が不可欠であ

る。特に、横ずれ成分の大きい断層では、その正確な把握なしには活動性や危険度の正しい評価が難しいからである。そこで、物理探査にも3次元探査が期待されている。

阪神淡路大震災後の野島断層の調査において、3次元的な探査がいくつか試みられた。清水ほか (1996)⁸⁹⁾は断層を横断する測線での2次元比抵抗映像法探査を断層に沿って狭い間隔で実施することにより、断層周辺の3次元な地質構造をとらえようとした。鈴木ほか (1996)⁹⁰⁾は3次元比抵抗法電気探査を実施し、断層周辺の長さ70m×幅50m×深さ15m程度の範囲の3次元比抵抗分布を求めた (図-15)。また、伊藤ほか (1996)⁹¹⁾は、断層を含む210m×190mという極めて狭い範囲内で3次元反射法地震探査を実施した。これらの探査は未だ実験段階ではあるが、断層周辺の3次元構造解析に可能性を示している。

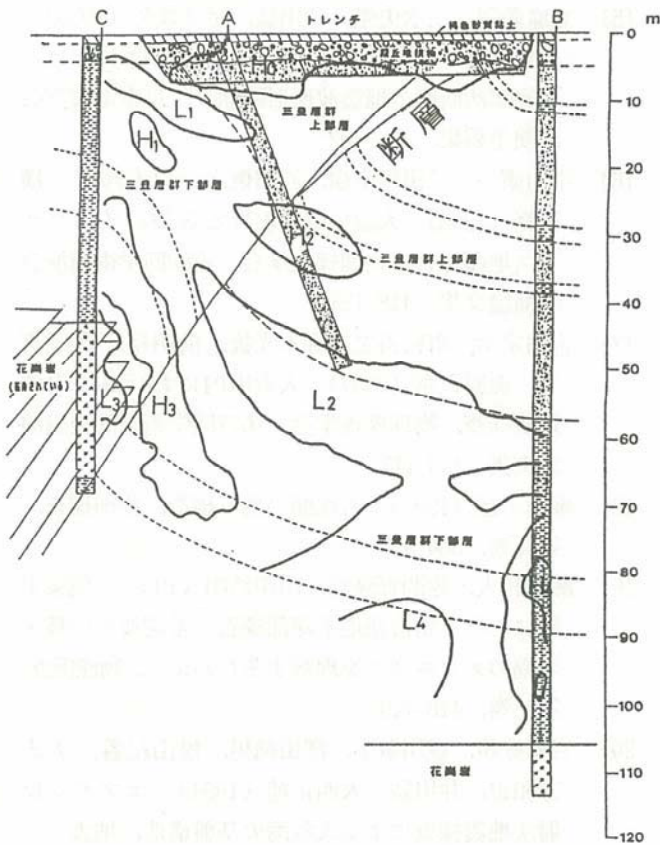


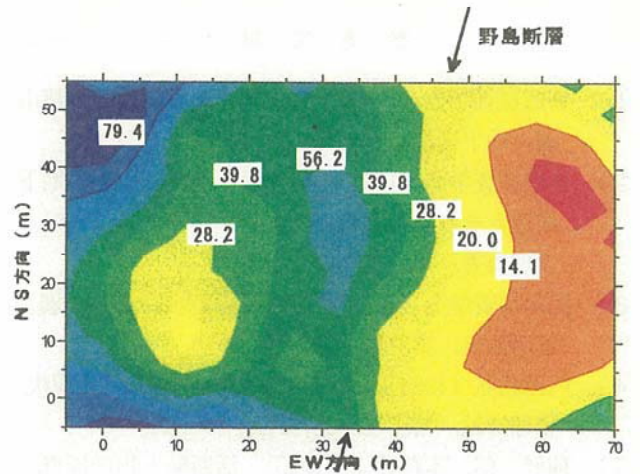
図-14 長尾断層での比抵抗トモグラフィ結果 (藤光ほか, 1993)
 Fig.14 Interpreted resistivity tomogram across a fault zone (Fujimitsui et al., 1993).

(3) 各種探査の複合利用

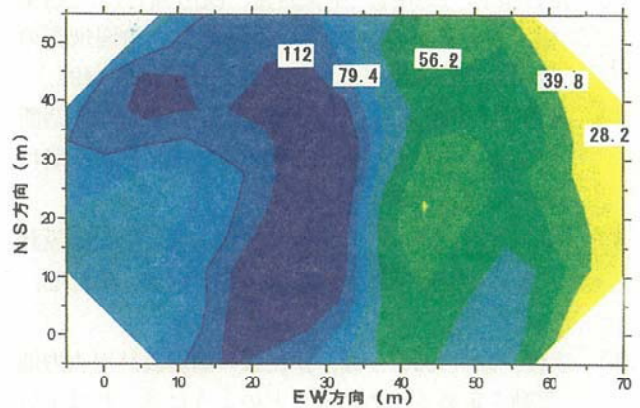
活断層周辺の地下構造は断層運動により一般にはかなり複雑な様相を呈している。断層が堆積層を切る場合には特に著しいと思われる。そのような複雑な地下構造を解明するには、当然複数の手法を用いた探査を実施し、それらの結果を合わせて解釈する必要がある。活断層調査で何を明らかにする必要があるかを明確にした上で、最適な手法を最適な配置で実施する必要がある。そのような探査法の併用の仕方についても今後検討していく必要がある。本誌別稿の高橋ほか (1997)⁷⁾の野島断層での適用実験例は、この点について検討する場合の参考になるとと思われる。

6 あとがき

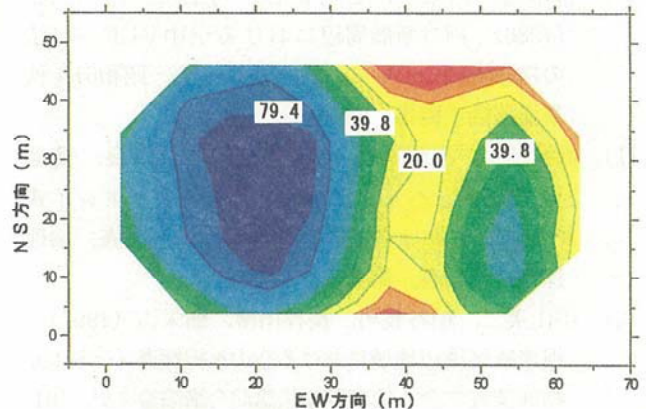
阪神大震災後、都市直下型地震に対する防災を考える上で堆積層下に伏在する断層の正確な把握がこれまで以上に強く求められるようになってきている。このような伏在断層の検出、性状の把握には物理探査法は欠かせない手法である。それだけに、本稿で紹介した新しい手法も含め、物理探査法全般にわたって、この機会に、活断層調



(a) 比抵抗平面図 (深度:0~5m)



(b) 比抵抗平面図 (深度:5~10m)



(c) 比抵抗平面図 (深度:10~15m)

図-15 野島断層での3次元電気探査結果 (鈴木ほか, 1996)
 Fig.15 Three dimensional resistivity image around the Nojima fault (Suzuki et al., 1996).

査への適用性について、改めて見直してみる必要があるのではないかと考える。本資料がそのための一助となれば幸いである。

参 考 文 献

- 1) 物理探査学会 (1995) : 特集号「地震防災と大都市圏の地下構造」, 物理探査, 第48巻, 第6号.
- 2) 物理探査学会 (1996) : 特集号「活断層周辺の地下構造とそれを用いた地震動シミュレーション」, 物理探査, 第49巻, 第6号.
- 3) 応用地質学会 (1996) : 特集「地殻変動と地震断層」, 応用地質, 第37巻, 第4号.
- 4) 内田利弘 (1984) : 断層調査のための電磁法の現状, 物理探査, 第37巻, 287-301.
- 5) 楠健一郎, 本荘静光 (1990) : 活断層と物理探査, 物理探査, 第43巻, 386-401.
- 6) 是石康則, 藤田淳, 中東秀樹, 浅川真也, 先名重樹, 石垣孝一 (1996) : 活断層調査へ物理探査の適用性, 物理探査, 第49巻, 第6号, 487-497.
- 7) 高橋亨, 野崎京三, 島裕雅, 山根誠 (1997) : 活断層調査への物理探査法の適用性研究—野島断層における現場実験結果—, 本誌.
- 8) 緒方正虔, 本荘静光 (1981) : 電力施設の耐震設計における断層活動性の評価, 応用地質, 第22巻, 67-87.
- 9) 表俊一郎 (1990) : 原子炉施設の耐震設計用入力地震動を定めるためには, どのように考えればよいであろうか, 物理探査, 第43巻, 330-345.
- 10) 古市眞, 宮坂聡, 都竹正志, 村上裕, 内田利弘 (1986) : 阿寺断層周辺における空中VLF-EM法の探査実験について, 物理探査学会, 昭和61年秋季講演会予稿集, 88-89.
- 11) 高倉伸一, 小西尚俊, 中村直文, 高橋直良, 菊池晃 (1996) : ヘリコプター空中電磁法とアレイ式CSAMT法による淡路島北部の活断層調査, 物理探査, 第49巻, 第6号, 474-486.
- 12) 中山英二, 粕谷義男, 長谷川博, 佃栄吉 (1997) : 根来断層周辺地域における空中 γ 線探査(その1), 物理探査学会, 第96回学術講演会講演論文集, 401-405.
- 13) 井川猛, 川中卓, 清水信之, 阿部進, 横倉隆伸, 加野直己, 山口和雄, 宮崎光旗 (1996) : 1995年兵庫県南部地震震源域周辺の深部反射法調査について, 物理探査, 第49巻, 第6号, 420-434.
- 14) 遠藤秀典, 渡辺史郎, 牧野雅彦, 村田泰章, 渡部和明, 卜部厚志 (1995) : 兵庫県神戸市及び芦屋市における伏在断層と基盤構造, 物理探査, 第48巻, 435-450.
- 15) 笠原敬司, 山水史生, 井川猛, 足立幾久 (1993) : 関東平野トランセクト—川越—関宿測線における平野部活断層の地震波反射断面—, 日本地震学会講演予稿集, 2, 262.
- 16) 中川康一, 三田村宗樹, 原田俊之, 白方邦博, 横田裕 (1993) : 大阪平野におけるS波バイプロサイス地震探査, 物理探査学会, 第88回学術講演会講演論文集, 418-423.
- 17) 吉川宗治, 町田善之, 寺本光雄, 横田裕, 長尾英孝, 梶原正章 (1987) : 大阪市内における反射法地震探査, 物理探査学会, 第77回学術講演会講演論文集, 114-117.
- 18) 額瀨一起 (1995) : 首都圏の地下構造, 物理探査, 第48巻, 504-518.
- 19) 瀬尾和大, 佐間野隆憲, 山中浩明 (1990) : 関東平野における屈折法地下深部探査—地震波の伝播・増幅のメカニズムを理解するために—, 物理探査, 第43巻, 418-429.
- 20) 岩崎好規, 香川敬生, 澤田純男, 松山紀香, 大志方和也, 井川猛, 大西正純 (1994) : エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造, 地震2, 第46巻, 395-403.
- 21) 横倉隆伸, 加野直己, 山口和雄, 宮崎光旗, 井川猛, 太田陽一, 川中卓 (1996) : 1995年兵庫県南部地震震源域周辺の断層・基盤構造について(概報), 物理探査, 第49巻, 第6号, 435-451.
- 22) 杉山雄一, 遠藤秀典, 廉澤宏, 下泰彦 (1995) : 音波探査による首都圏の伏在活断層調査, 物理探査, 第48巻, 490-503.
- 23) 由佐悠紀, 竹村恵二, 北岡豪一, 神山孝吉, 堀江正治, 中川一郎, 小林芳正, 久保寺章, 須藤靖明, 井川猛, 浅田正陽 (1992) : 反射法地震探査と重力探査による別府湾の地下構造, 地震2, 第45巻, 199-212.
- 24) 小川光明, 岡村眞, 坂口有人, 堤浩之, 中田高, 岡田篤正, 千田昇 (1991) : 三河湾における深溝断層延長部と中央構造線の音波探査, 活断層研究, 9, 41-52.
- 25) 岡村眞, 佐藤比呂志, 隈元崇, 堤昭人, 嶋本利彦, 東郷正美, 植村善博, 松田時彦, 露口耕治 (1992) : 琵琶湖湖底活断層の音波探査(予報), 活断層研究, 10, 53-64.
- 26) 伊関伸一, 島裕雅, 今村杉夫 (1991) : 各種電気探査を利用した比較的大規模な構造探査—和歌山県粉河町付近の中央構造線探査例—, 物理探査学会,

- 第85回学術講演会講演論文集, 318-321.
- 27) 萩原幸男, 村田一郎, 田島広一, 長沢工, 井筒屋貞勝, 大久保修平 (1986): 活断層の重力探査(1) - 1931年西埼玉地震の震源断層の検出 -, 地震研究所彙報, 第61巻, 563-586.
- 28) 萩原幸男, 長沢工, 井筒屋貞勝, 小竹美子, 大久保修平 (1987): 活断層の重力探査(2) - 関東山地北東縁における断層群の検出 -, 地震研究所彙報, 第62巻, 311-327.
- 29) 萩原幸男, 長沢工, 井筒屋貞勝, 小竹美子, 大久保修平 (1988): 活断層の重力探査(3) - 越生 - 高麗本郷断層と立川断層北部 -, 地震研究所彙報, 第63巻, 33-50.
- 30) 萩原幸男, 村田一郎, 長沢工, 井筒屋貞勝, 小竹美子, 大久保修平 (1988): 活断層の重力探査(4) - 立川断層の検出 -, 地震研究所彙報, 第63巻, 115-129.
- 31) 加野直己 (1985): 浅層反射法による地質構造調査, 物理探査, 第38巻, 69-79.
- 32) 愛知県活断層調査委員会 (1997): 1996年愛知県知多北部・衣浦東部地域の活断層調査結果, 地球惑星科学関連学会, 1997年合同大会予稿集, 62.
- 33) 毎熊輝記, 松岡達郎, 高屋正, 今里武彦 (1993): 推定綾瀬川断層の大宮膝子地区における物理探査, 物理探査学会, 第88回学術講演会講演論文集, 533-537.
- 34) 古川信雄, 春日茂, 竹内文郎, 平野憲雄 (1983): 福井地震断層周辺でのやや長周期微動観測, 物理探査学会, 第68回学術講演会講演論文集, 61-62.
- 35) 天池文男 (1986): 福井地震断層の浅層構造探査, 物理探査学会, 第74回学術講演会講演論文集, 59-60.
- 36) 清水公二, 一柳知之, 辻雅規 (1996): 物理探査による「野島地震断層」周辺の地盤物性に関する一評価, 物理探査学会, 第94回学術講演会論文集, 53-57.
- 37) 鈴木浩一, 小田義也, 谷和夫, 茂木透, 林泰幸, 城森明 (1996): 野島断層における3次元比抵抗法とステップ式連続波地下レーダ法探査, 物理探査, 第49巻, 第6号, 511-521.
- 38) 酒井英男, 小田博之, 山田剛士, 城地琴博, 田中保士 (1994): 活断層トレンチ調査地点近傍の電磁気探査 - 柳ヶ瀬断層および阿寺断層系萩原断層の事例 -, 活断層研究, 12, 65-71.
- 39) 西谷忠師, 小沢教良, 乗富一雄 (1981): 千屋断層に伴うVLF比抵抗異常, 物理探査学会, 昭和56年度春季講演会講演予稿集, 122-123.
- 40) 多田堯, 梅津優, 津沢正晴, 宮崎大和, 佐藤昇, 青木和男, 広石一男 (1983): 中央構造線と地磁気異常 (予報) - 四国における全磁力測定 -, 地震2, 第26巻, 423-429.
- 41) 村上英記, 山田功夫, 小林潮 (1984): 活断層に伴う全磁力異常 - 跡津川断層・阿寺断層における全磁力調査 -, 地震2, 第37巻, 397-405.
- 42) 茂木透, 神宮司元治 (1993): γ 線スペクトルメータによる活断層調査, 地震2, 第46巻, 1-8.
- 43) 坂部和夫, 山内常生, 宮島力雄, 奥田隆 (1993): 深溝断層におけるガンマ線の強度, 地震2, 第46巻, 269-273.
- 44) 遠山忠昭, 壇原毅, 里村幹夫 (1984): 活断層調査のための γ 線測定方法の再検討, 地震2, 第37巻, 539-547.
- 45) 下川浩一, 水野清秀, 山崎雄雄, 高橋亨, 安藤伸, 吉田堯史 (1996): 富士川断層系における断層活動履歴調査, 日本地質学会第103年学術大会講演要旨, 118.
- 46) 鈴木浩一, 佐々木裕 (1992): 比抵抗法2次元インバージョン解析法の沖積地域断層調査への適用, 物理探査, 第45巻, 81-95.
- 47) 伊関伸一, 坂下晋 (1994): I P映像法の開発と適用例, 日本応用地質学会, 平成6年度研究発表会講演論文集, 167-170.
- 48) 藤光康宏, 楠健一郎, 鈴木浩一, 東貞成, 遠田晋次, 宮腰勝義 (1993): 長尾断層地点におけるジオトモグラフィ調査 - トレンチ調査結果との対比 -, 物理探査学会, 第88回学術講演会論文集, 541-544.
- 49) 鈴木浩一, 藤光康宏, 楠健一郎, 本島陸, 阿部信太郎, 遠田晋次, 宮腰勝義, 井上大榮 (1994): 山崎断層地点における物理探査 - トレンチ調査結果との対比 -, 物理探査学会, 第90回学術講演会論文集, 350-354.
- 50) 入倉孝次郎 (1995): 兵庫県南部地震の震源断層, 強震動と被害の特徴, 物理探査, 第48巻, 463-489.
- 51) 古村孝志, 額額一起 (1997): 数値シミュレーションで見る兵庫県南部地震の強震動, 物理探査学会, 第95回学術講演会論文集, 90-94.
- 52) 杉山雄一, 遠藤秀典, 廉澤宏, 横田裕, 吉澤正夫 (1996): 首都圏・大阪圏の伏在活断層調査, 第6

回環境地質学シンポジウム論文集, 19-24.

- 53) 中条純輔 (1982) : 活構造の音波探査, 地質調査所月報, 第33巻, 第9号, 443-467.
- 54) 酒井俊郎, 澤田臣啓, 坂井真一 (1990) : 海域地質構造の評価手法の標準化について, 電力土木, No.227, 47-57.
- 55) 松原由和, 甲斐田康宏, ラナジット・ゴーシュ, 高橋亨 (1994) : ポータブルバイブレータの極浅層反射法探査への適用, 物理探査学会, 第91回学術講演会論文集, 62-66.
- 56) 甲斐田康宏, 松原由和, ビンセント・ニーホフ, ヤン・ブラウアー (1996) : S波ポータブルバイブレータ震源の開発, 物理探査学会, 第94回学術講演会論文集, 74-78.
- 57) 南雲昭三郎, 村岡直, 高橋亨 (1997) : 極浅層反射法における断層解析 (その2), 物理探査学会, 第96回学術講演会論文集, 121-125.
- 58) 古家和英, 原晴彦, 笠井弘幸, 伊藤牧人, 榊原信夫, 吉岡敏和 (1996) : ステップ式連続波地中レーダ探査法による活断層のイメージング-淡路島先山断層の例-, 物理探査学会, 第90回学術講演会論文集, 64-68.
- 59) 伊藤谷生, 中田友之, 河村知特, 津村紀子, 石丸恒存, 井川猛, 太田陽一 (1996) : 3次元反射法地震探査による淡路島北淡町小倉地域の野島断層の地下構造調査, 地球惑星科学関連学会, 1996年合同大会予稿集, 39.