

活断層周辺地域の深部構造の解明

—反射法地震探査による構造調査—

山口 和雄¹⁾・加野 直巳¹⁾・横倉 隆伸¹⁾

1. はじめに

近年, 地質調査所を始めとする国の研究機関, 大学, 自治体等によって, 日本各地の活断層を対象とする各種の調査が多数実施されています(例えば, 地質調査所, 1999; 科学技術庁, 1998). そのメニューは空中写真判読, 表層地形・地質調査, 物理探査, ボーリング調査, トレンチ調査等からなります. この中で物理探査は人工地震波や重力等を利用して地下構造や地下の異常を検出する調査方法の総称であり, 活断層調査で広く用いられているのは反射法地震探査(以下では, 反射法)です.

地表や海上付近で人工震源によって発生された地震波の一部は地層境界で反射して戻ってきます(反射波). 反射法では, この反射波を地表や海上に設置された受振器で捉え, その走時や波形を解析します. その結果として, 普通は見ることの出来ない地下深部をあたかも露頭を見るかのように断面図(反射断面)として誰にも見易く表現することができます. これが反射法の最大の長所です.

筆者らは活断層周辺地域の深部構造の解明を目的として, 関東平野, 神戸・芦屋地域等において反射法を実施してきました(山口ほか, 1999; 横倉ほか, 1999等). 本報では, 活断層調査における反射法の役割, データ取得・処理の実態を述べ, 立川断層付近で実施した反射法の例(山口ほか, 1998)を紹介します.

2. 活断層調査で利用される反射法地震探査

活断層調査では, 一般に上記の各種調査がほぼこの順で実施されることが多く, 内容は概査から精査へと移って行きます. 断層によっては一部の調査手法が省略されることもあります.

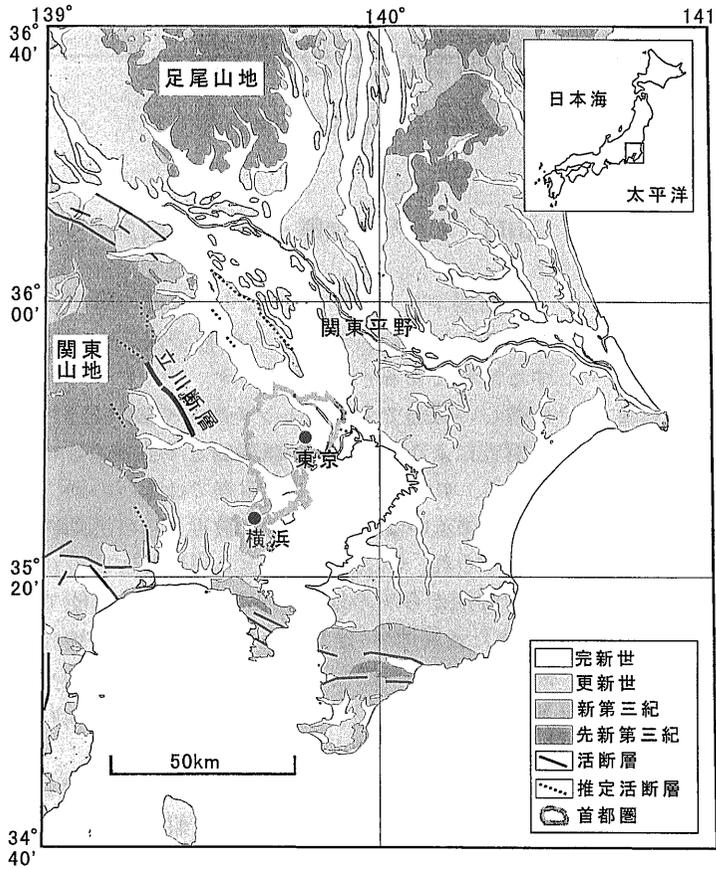
活断層から, 「いつ, どのような規模の地震が発生するか」は地震に関して一般社会が最も必要とする情報であると考えられます. その予測は非常に難しい課題ですが, トレンチ調査や表層地形・地質調査により長期的かつ概略的な予測がなされています. すなわち, トレンチ調査では断層の過去数万年前あるいは数千年前から最近までの活動履歴が調べられ, その活動の繰返し周期および最新の活動時期から次の地震発生時期が推定可能であり, また表層地形・地質調査等で決められた地表の断層の長さを経験則に当てはめて, その断層から発生する地震の規模を推定することが広く行われています.

地表で見られる活断層は, 深さ20km程度より浅いところで起こる地震による岩盤のずれが地表に達したものと考えられます. 活断層の全体像を理解するためには, 地下深部の震源付近の構造と地表付近の構造に加えて, 地下深部と地表付近の間の部分の地下構造についても正しく把握することが必要です. 物理探査はそのような目的に適う有効な手段です.

活断層調査における物理探査(反射法)の探査対象深度は, トレンチ調査では届かない深度10数mの浅部から地下数kmの基盤岩上部までの範囲です. まれには, 地下数mという極浅部や地下10数kmの地震発生域までも対象とすることもあります. 断層の地下形態や断層面の走向・傾斜, 堆積層の累積変位, 基盤断層の変位と堆積層との関係, 近接する複数断層間との関係, 断層周辺の地層構造等を, 反射断面から読み取ることができます. このような情報は, 上述のトレンチ調査等による地震予測よりもさらに間接的・基礎的な活断層評価と言えますが, 反射断面と表層地質分布やボーリングデータとを組み合わせることにより, 断層活動

1) 地質調査所 地殻物理学部

キーワード: 反射法地震探査, 地下構造, 活断層, 立川断層



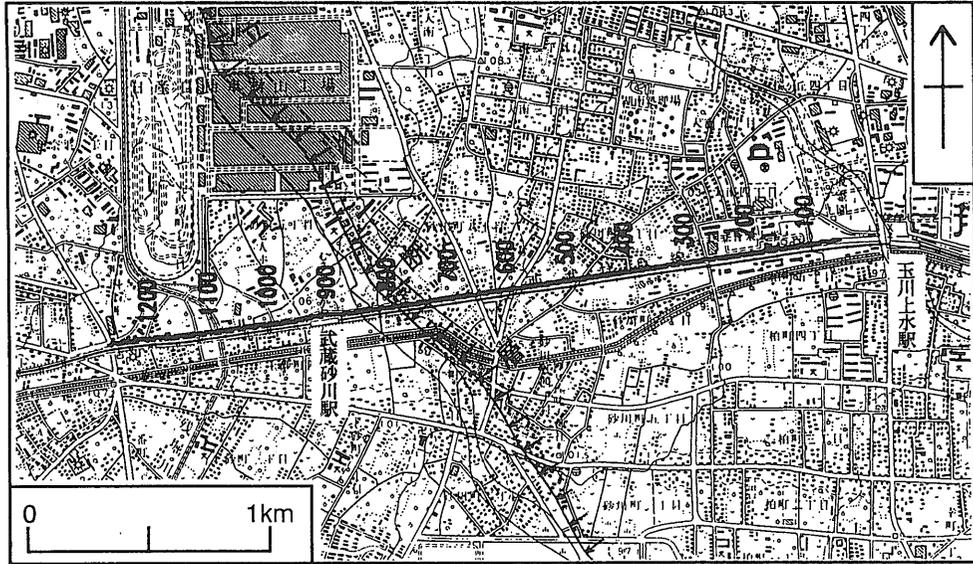
第1図
 関東地方の活断層分布と立川断層の位置。活断層分布は杉山ほか(1997)を簡略化し、地質分布は地質調査所(1995)を簡略化した。

やそれと関連する地層形成過程を定量的に明らかにすることができます。また、反射法は、地表付近で撓曲を形成しトレンチ調査等では活動履歴が調べられない断層や、浸食や堆積により地表地震断層が消されてしまった平野部等の伏在活断層の評価や検出に必要な調査項目となってきています。

以下は余談ですが、反射法は地下の露頭に相当する反射断面だけではなく、同時に地層・岩盤の地震波速度構造も提供します。反射法で得られる地震波速度構造は堆積層とその下の基盤岩上部付近までですが、この部分の地震S波速度構造と基盤形状は地震動予測にとって重要なデータとなります(座間, 1993)。筆者らは地震波がP波からS波へ変換する現象に着目し、これを利用して地震S波速度構造を推定する反射法の技術開発に取り組み始めました(加野ほか, 1999)。

3. 立川断層

立川断層は首都圏西方の台地上を北西-南東方向に横切る断層で(第1図, 松田ほか, 1975; 山崎, 1978), 活断層研究会(1991)は本断層を確実度I(確実に活断層である)と認定しました。表層地形・地質調査や浅部ボーリング調査から見て地表付近では東隆起の縦ずれ断層であることは確実ですが、地下深部の基盤付近には重力調査で500m(多田, 1983), 屈折法地震探査で1.5km(山中ほか, 1997)の東落ちの断層構造が推定されます。変位の向きが反対であることの説明として、断層活動が反転したという見解(多田, 1983; 高橋ほか, 1992)と、横ずれ変位が卓越するという見解(萩原, 1989)がありますが、最終的な決着をみていません。本断層は首都圏に近接する確実度Iの活断層であり、地震防災の観点から重要な断層であると考えられます。立川断層とその周辺ではこれまで



第2図 反射法測線の詳細位置図。図中の数字はCMP番号を示す。CMP間隔は2.5m, CMP重合測線の長さは3,065m。立川断層はCMP700~800付近で測線と交差する。山口ほか(1998)より引用した。

に何回かの反射法が実施されています(笠原, 1995; 山水ほか, 1995; 科学技術庁, 1998)が, 地下における断層変位を明瞭に捉えた例はありませんでした。

4. 反射法の調査現場

陸上で一般に実施されている反射法は二次元反射法であり, そのデータ取得作業は以下のように行います。受振点と発震点を直線的な調査測線に沿って設定します。その間隔は探査対象深度に応じて5m, 10m, 50m等と変えます。数100mから数kmの範囲の受振点に受振器を並べ, それらをケーブルでつなぎ記録装置(多くは車載)へ接続します。1つの発震点で震源装置(同)により人工地震波を発生し, 同時に多数の受振点で振動を測定(ショット記録)します。受振器と震源装置の両方あるいはどちらか一方を一定間隔だけ移動します。以上の一連の作業を測線全体に渡って繰り返します。

立川断層の調査では, 対象深度を50mから1km程度とし, 受振点, 発震点の間隔をそれぞれ10m, 5mと決定しました。測線長は約3.3km, 総受振点数は332点, 総発震点数は469点でした。使用した

調査機器は, こぶし程度の大きさの受振器2,400個, 長さ100m直径1cmないし6mmのケーブル60本であり, この数量は受振点200点, 距離で2km分に相当し, 不足する分は自転車操業的に移動させました。

このように, 反射法の現場作業は重力調査(牧野ほか, 1997)等と比べると大掛かりです。測線は公道沿いに設定することが多く, 受振器とケーブルは道路脇の路肩部分に置き, 震源装置は車線上で動作させます。ノイズレベルが高い都市部では, 反射波をより良く検出するために震源エネルギーを増大出来れば良いのですが, 一方で, 家屋や人口が密集し震源の震動・騒音等を出来るだけ小さくする必要があります。従って, 家屋の近くでは発震しないとか震源出力を下げるといった措置を取らざるを得ません。このような対策を講じたとしても, 測線は数kmという広範囲に渡り, 震源装置周りの交通整理, 受振器やケーブルの設置で少なからず市民生活へ影響しますので, 調査を円滑に進めるためには地域住民の理解と協力が必要です。そのための事前準備として, 警察署への道路使用許可申請, 自治体への事前説明, 地域住民への調査実施の周知を行います(黒田ほか, 1998)。

筆者らは, 調査現場では一般の方々に「地面の

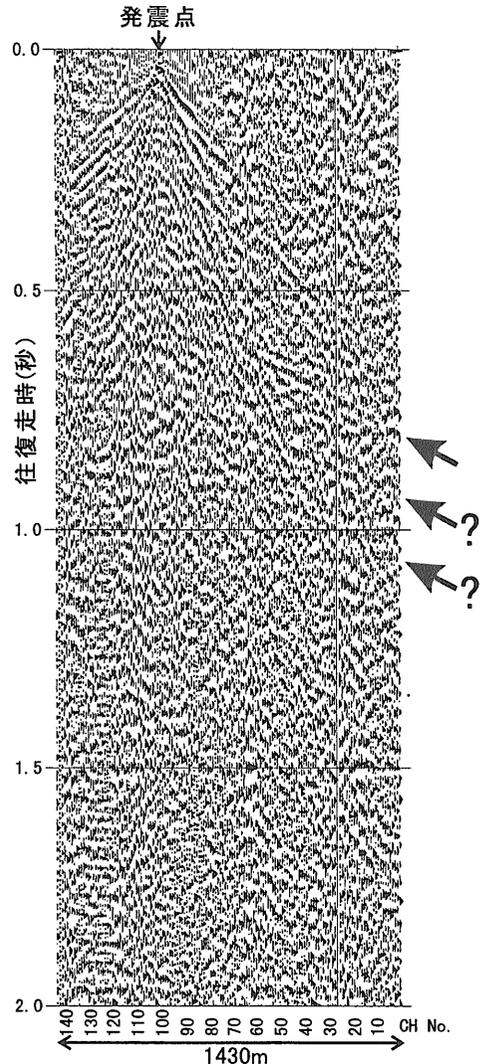
振動を測定し地下の断面図を作成します]などと説明します。大抵の人は調査に理解を示してくれます。しかし住民から自宅周辺に無断で機器設置するのはけしからんと抗議を受けたことが何度かあります。いずれも事前に調査を周知していましたが、問題がこじれて調査が全く出来なくなってしまったのは元も子もないですから、こうした場合には測線の位置を少し変更するなどして臨機応変に対応しました。また、恐らく子供のいたずらと思えますが公道脇の地面に刺した多数の受振器を抜かれたり倒されたりしているのにも拘わらず、それに気付くのが遅れてそのまま測定していたということもありました。

立川の反射法測線は東京都立川市砂川地区の西武鉄道拝島線と並走する2車線道路です(第2図)。調査時の1997年6月には、都市化が進み道路北側は家屋がぎっしりと立ち並んでいました。測定は昼間実施しましたが、調査の効率を高めるために受振器とケーブルは夜間もそのままにしておきました。これらの機器は交通や歩行の邪魔にならないように十分注意して設置します。土・日曜日の午前中に(震源の震動・騒音を気にされてと思えます)調査を見に来る人がいましたが、調査の主旨を説明すると納得して下さいました。

5. 反射法のデータ

反射法では、震源から出て測線直下の反射面で1回だけ反射して戻ってくる1次反射波のみがシグナル(真の反射波)であり、表面波や多重反射波、その他の波群はノイズです。第3図に立川のショット記録の代表例を示します。反射波らしき波群がごく一部で認められますが、全体的にノイズが卓越しています。都市部の反射法データはこのように高ノイズレベルという問題があります。

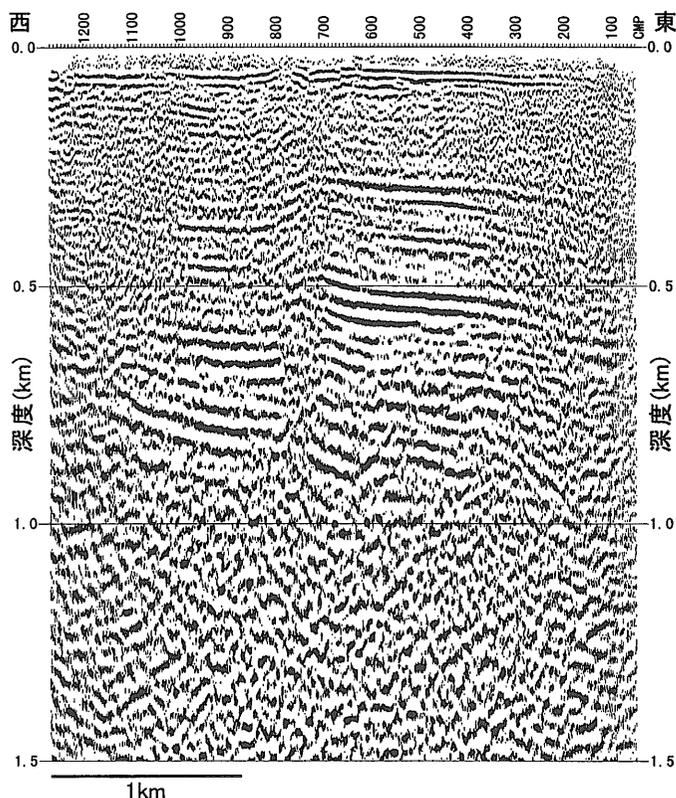
ショット記録を見るだけで地下構造をイメージすることは容易ではありません。ショット記録から反射断面を作成する作業がデータ処理であり、これは前処理、振幅補正、周波数・位相補正、走時補正、CMP重合、マイグレーションという6項目に大別され(水越ほか, 1998)、普通はこの順序で適用されます。それぞれの項目毎に多種多様な手法が考案されています。データ処理プログラム一式の



第3図 ショット記録例。発震点はCMP738、受振点はCMP340から4CMP毎(10m間隔)にCMP912までの144点。微弱な波群まで見えるようにするために振幅を調整して表示した。矢印で示す斜めの波群が反射波。山口ほか(1998)に一部加筆した。

自作は大変な作業ですが、不可能というわけではありません(例えば、加野ほか, 1983)。通常は、反射法データ処理に特化した市販ソフトウェアを主体とし、必要に応じて部分的に自作プログラムを追加したものを使用することが多いようです。最近ではフリー・ソフトウェアも公開され、データ処理の門戸は広がっています(渡辺, 1999)。

反射法のデータは調査地域、データ取得仕様等



第4図

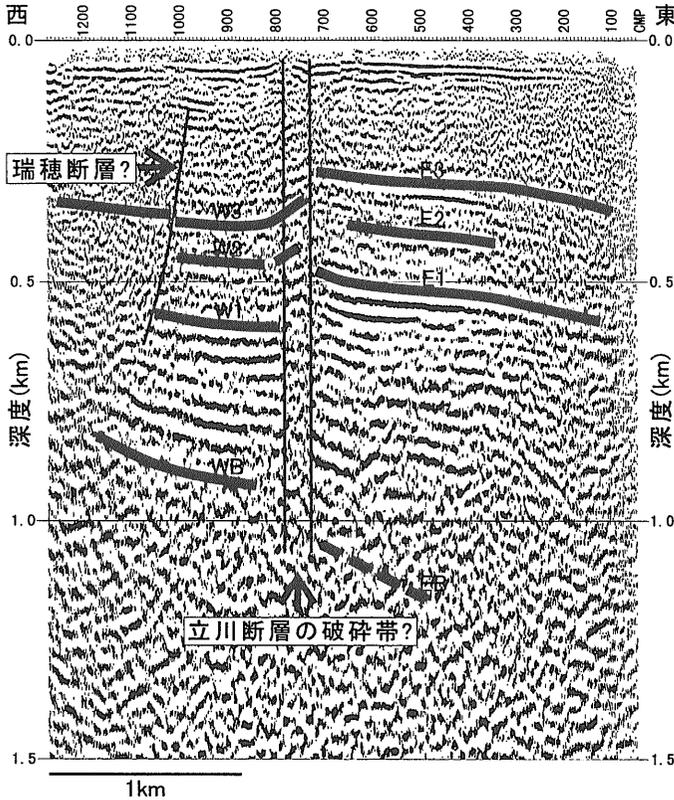
反射断面。縦軸は標高105mからの深度、横軸はCMP番号で2.5m間隔。鉛直方向を2.5倍に誇張してある。山口ほか(1998)を一部修正した。

により特性が様々に変化します。このようなデータの多様性に対応するために、一般にデータ処理プログラムでは、多数の処理手法の中から適切な手法を選択し、各手法で必要とされるパラメータを入力するようになっていきます。これらの選択の幅は広く、また入力すべきパラメータ数も少なくありません。問題なのは、処理手法の選択や入力パラメータの値が不適切であったとしても、それに応じた(真の反射面ではない)反射面がイメージングされてしまうことや、新たなノイズを生じてしまうことです。地下構造は基本的に未知ですから、作成された反射断面はボーリングでも掘削しない限り検証できません。従ってデータ処理に際しては、データの特性をよく調べて、それに合った処理手法を選択し、パラメータのテストを頻繁に行いつつ、試行錯誤的に進めることが重要です。

第4図はこのようにして作成した立川断層の反射断面です。反射波は、第3図に示すようにショット記録では不明瞭でしたが、データ処理によって強調され反射断面では連続の良い複数の反射面として捉えることができました。

反射断面は露頭を見るかのように表示され、一般に、「反射断面＝地下断面」と捉えられがちですが、これは必ずしも正しくありません。「反射断面≠地下断面」、もっと言えば、「反射断面≠地下断面」という認識が必要です。現実の反射断面には、真の反射面に加えて、データ処理では消しきれなかった表面波等のコヒーレントノイズや車両等のランダムノイズ、データ処理で強調されてしまった多重反射波や新たに生じたマイグレーションスマイル等のノイズが、多かれ少なかれ含まれています。データ処理で得られる地震波速度の推定に誤差があると真の反射面であっても実際とは違う深度や傾斜で表示されます。可探上限深度より浅い部分では良好な反射波を得ることは困難です(稲崎, 1999)。地層の走向・傾斜の変化が頻繁な場合に、測線下の垂直断面以外の様々な方向から来た反射波が反射断面に混入する可能性があります(これは「2次元」ではなく「3次元」反射法を用いて解決します)。

このように、反射断面は少なからずノイズを含みます。真の反射面とノイズとの識別は、最終的な反射断面(深度断面)を見ているだけでは容易であり



第5図

解釈断面。第4図の特徴的な反射面を太線で強調し、E1、W1等の記号を加えた。主断層の両縁と副次的な断層を細線で示した。山口ほか(1998)を一部修正した。

ません。しかしながら、反射断面とともに、反射法
の原データであるショット記録、データ処理の中間
結果として得られる地震波速度データやマイグレ
ーション前後の時間断面等を参照することにより、真
の反射面の識別は十分に可能となります。また、反
射断面の分解能は、受振点・発震点間隔、調査機
器や地震波の周波数帯域等に応じて変わりますか
ら、断面を見る時はデータ取得仕様にも配慮すべ
きです。

さて、以上の注意点を念頭に置き、地表地質デ
ータ等と反射断面とを照合して、第5図のように断
層解釈と地層解釈を書き入れました。本調査測線
は地層の一般走向とほぼ直交するので、上記の3
次元性は考慮する必要はないと考えます。立川断
層の地下の断層形態と断層運動について以下の結
論を得ました(山口ほか, 1998)。

- ・立川断層の撓曲崖の下に幅約150mの破碎帯が
存在し、これは深度1,000m付近まで垂直に続く。
- ・深度300mから600m付近での断層変位は約
100mの東側隆起であり、基盤深度での断層変位は
約100mの東側落ちである。

・断層運動は東側落ち-活動休止-東側隆起へ
転という経過をたどり現在に至った。

・深度300m付近の堆積層の形成後、この地域で
地層の東側への傾動が始まった。

6. おわりに

活断層調査における反射法地震探査の役割を述
べ、調査現場での経験やデータ処理・解釈の実態
に触れ、立川断層付近で実施した反射法の例を紹
介しました。

反射法は石油資源探査の手段として発展し、従
来の2次元反射法はもとより、現在では地表等に面
的に発震点・受振点を展開し地下を立体的に見る
3次元反射法も多く試みられるようになってきまし
た(峯岸, 1998)。活断層調査に利用されている反
射法は主として2次元反射法ですが、今後は3次元
反射法も導入されて行くと思われます。そうなる
と、2次元反射法では検出が難しいとされていた、
走向・傾斜が激しく変化する地質構造や活断層の
横ずれ変位成分等も把握されるようになるでしょ

う。一方、トレンチ掘削深度に匹敵する深度数mという極浅部を対象とする反射法技術が、地震S波や電磁波の利用、周波数帯域の高い震源・受振器の開発等により現実化してきました。

反射法から得られる地下情報は豊富であり、今後、活断層調査のみならず広い分野に適用されて行くと思われます。反射法の技術体系はデータ取得、データ処理、データ解釈の各分野に専門化され分業化されていますが、重合前深度マイグレーションの発展に伴い、データ処理とデータ解釈は融合・一体化すると予想されます(多田, 1998)。反射断面は地質解釈や断層解釈が行われて初めて有効な情報を提供します。真の反射面とノイズとの識別が正しい地質解釈の基礎となります。そのために、反射断面を作成するまでの各段階、すなわちデータ取得とデータ処理の実態を把握し、反射法を一連の技術体系として見渡す視野を持つことが重要と考えます。

文 献

- 地質調査所(1995): 100万分の1日本地質図 第3版CD-ROM版。
 地質調査所(1999): 平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書, 地質調査所速報, EQ/99/3, pp.309.
 萩原幸男(1989): 立川断層は左横ずれか, 活断層研究, 6, p.37-41.
 稲崎富士(1999): 浅層反射法の探査パラメータについての検討と一提案, 物理探査学会第100回学術講演会論文集, p.79-81.
 科学技術庁(1998): 第2回活断層調査成果報告会予稿集, pp.344.
 加野直己・横倉隆伸・渡辺史郎(1983): 地質調査所の反射法処理システム—会話型高速処理システム—, 地質調査所月報, 34, p.311-327.
 加野直己・横倉隆伸・山口和雄・木口 努(1999): P-S変換波を利用した反射法の基礎実験, 物理探査学会第101回学術講演会論文集, p.1-5.
 笠原敬司(1995): 首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究(第1期;平成3~5年度)成果報告書, 科学技術庁研究開発局, p.60-71.
 活断層研究会(1991): 新編日本の活断層, 437p.
 国土地理院(1996): 1:25,000都市圏活断層図Ⅳ首都圏中部地区1青梅。
 黒田 徹・阿部 進(1998): データ取得技術, 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, p.26-48.
 牧野雅彦・村田泰章(1997): 生活環境と重力調査, 地質ニュース, 515, p.31-34.
 松田時彦・山崎晴雄・金子史郎(1975): 東京直下型地震に関する調査(その2), 東京都防災会議, p.75-108.
 峯岸政人(1998): 石油・天然ガス探査, 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 947-958.
 水越育郎・田村八洲夫(1998): データ処理技術, 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, p.49-76.
 杉山雄一・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄(1997): 活構造図(本図), 50万分の1活構造図「東京」(第2版), 地質調査所。
 多田良平(1998): データ解釈技術, 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, p.76-85.
 多田 堯(1983): 関東平野の基盤構造と重力異常(2)—活断層の地球物理学的研究—, 地震2, 36, p.359-372.
 高橋博昭・高橋 修・石井 醇(1992): 東京都西部立川断層沿いの基盤岩の断層変位センス, 地質学雑誌, 98, p.661-664.
 渡辺俊樹(1999): Seismic Un*x(SU)入門(1)—概要・入手から導入まで—, 物理探査, 52, 3, p.274-286.
 山口和雄・加野直己・横倉隆伸・木口 努・田中明子・佐藤比呂志(1998): 反射法による立川断層の地下構造, 活断層研究, 17, p.54-64.
 山口和雄・加野直己・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・田中明子・中島善人・大滝壽樹(1999): 反射断面で見た深谷断層周辺の地下構造, 地質調査所速報, EQ/99/3(平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書), p.29-36.
 山水史生・笠原敬司・井川 猛・足立幾久(1995): 府中深層観測井付近における反射法地震探査, 地球惑星科学関連学会1995年合同大会, J42-10.
 山中浩明・栗田勝実・山田伸之・瀬尾大和・及川誠士(1997): 基盤の段差構造が地震動特性の空間変動に及ぼす影響—立川断層の地下構造と地震動特性—, 第2回都市直下地震災害総合シンポジウム。
 山崎晴雄(1978): 立川断層とその第四紀後期の運動, 第四紀研究, 16, p.231-246.
 横倉隆伸・山口和雄・加野直己・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 進(1999): 神戸・芦屋周辺地域における反射法深部構造探査, 地質調査所月報, 50, 4, p.245-267.
 座間信作(1993): やや長周期の地震動, 地震2, 46, 3, p.329-342。
 YAMAGUCHI Kazuo, KANO Naomi and YOKOKURA Takanobu(1999): Revealing deep structure in and around active fault by seismic reflection method.

< 受付: 1999年11月15日 >